

ОПРЕ-
ДЕЛИТЕЛЬ
ГОРНЫХ
ПОРОД

Р. ЮБЕЛЬТ
П. ШРАЙТЕР

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИР

**GESTEINS-
BESTIMMUNGSBUCH**

**VON DOZ. DR. RER. NAT. HABIL. RUDOLF JUBELT
UND DOZ. DR. RER. NAT. PETER SCHREITER**

3., DURCHGESEHENE AUFLAGE

**VEB DEUTSCHER VERLAG FÜR GRUNDSTOFFINDUSTRIE
LEIPZIG**

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ
ГОРНЫХ
ПОРОД

Р. ЮБЭЛЬТ
П. ШРОЙТЕР

ПЕРЕВОД С НЕМЕЦКОГО

Л. Г. ФЕЛЬДМАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

МОСКВА, 1977

В книге приводится описание горных пород всех главных типов — изверженных, осадочных и метаморфических, — основанное прежде всего на данных об их минеральном составе и макроскопических особенностях (текстура, цвет и т. п.). Словарь «Горные породы от А до Я» и обширный материал, представленный в виде таблиц, позволяют рассматривать книгу как краткий справочник, особенно полезный при полевых определениях пород. В удачном построении книги и доступном для понимания изложении воплотился основной замысел авторов — стремление облегчить изучение пород широкому кругу исследователей, в том числе не имеющим специальной геологической подготовки.

Книга представляет интерес для геологов различных специальностей, студентов, школьников старших классов, всех любителей камня.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

1975. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
Deutsche Demokratische Republik.

Предлагаемая вниманию советского читателя книга Р. Юбельта и П. Шрайтера за короткий срок выдержала у себя на родине, в ГДР, три издания (1972, 1974 и 1975 гг.). Уже одно это говорит о популярности книги, а следовательно — и о ее достоинствах. Действительно, несмотря на свой малый объем, книга отличается большой полнотой и информативностью. Такой эффект достигается благодаря весьма рациональному и компактному расположению материала, умелому использованию табличной формы подачи справочных данных и удачному подбору многочисленных иллюстраций. В отличие от подавляющего большинства петрографических справочников, книга содержит описание не только горных пород, но и важнейших искусственных продуктов — керамических и строительных материалов и шлаков, составляющих предмет изучения так называемой технической петрографии. Всего в словарной части книги с разной детальностью описано 130 объектов, в их числе и лунные породы.

Ознакомление массового читателя даже с элементарными основами учения о горных породах на современном уровне его развития — дело далеко не простое и требующее от авторов, помимо специальных знаний, также определенных педагогических навыков. Именно сочетание этих двух качеств — высокой профессиональной квалификации и значительного опыта преподавательской деятельности и позволило авторам справиться с поставленной задачей и явилось залогом большого читательского успеха их книги.

Своим успехом книга в немалой степени обязана и той теме, которой она посвящена. На протяжении по-

следних лет во всех промышленно развитых странах, среди самых широких слоев населения наблюдается оживление интереса к природному камню и изделиям из него. Это явление отражает одну из сторон той общей тяги к природе и к натуральным продуктам, которая присуща людям эпохи научно-технической революции как закономерная обратная реакция на повсеместное проникновение в человеческий быт вездесущих заменителей естественных материалов.

Увлечение природным камнем, сопровождающееся быстрым ростом числа его любителей и коллекционеров в нашей стране, способствует резкому усилению спроса на соответствующую справочную и популярную литературу, однако на русском языке краткого руководства по определению горных пород, подобного настоящей книге, не имеется.

Представляется необходимым предупредить читателя о некоторых особенностях данной книги. Несмотря на, казалось бы, элементарный характер сообщаемых в ней сведений и ряд стилистических особенностей изложения и подачи материала, которые создают впечатление, что вы имеете дело с популярным изданием, рассчитанным на неподготовленных людей, все же едва ли можно с полным основанием рекомендовать эту книгу как общедоступное произведение. Вероятно, человеком, не имеющим никакой специальной подготовки, в отдельных местах она будет восприниматься с известным трудом. Дело в том, что в тексте книги довольно много современной научной (геологической, тектонической, петрологической, литологической и т. д.) терминологии и часто авторы обсуждают весьма сложные вопросы происхождения горных пород. При этом используемая в книге терминология, а также некоторые петрогенетические и классификационные представления авторов не всегда совпадают с принятыми в отечественной литературе, поэтому в отдельных случаях приходилось сопровождать текст соответствующими примечаниями, по возможности ограничив их число и объем. Тем не менее следует полагать, что читателю, владеющему предметом, будет небезынтересно познакомиться, хотя бы и в краткой форме, со взглядами немецких ученых, а для читателя-неспециалиста более подробное обсуждение всякого рода дискуссионных моментов или терминологических разночтений было бы лишним.

Необходимо отметить и тот факт, что книга адресована, в первую очередь, немецкому читателю. Это отразилось на ее содержании, прежде всего в тех разделах описания горных пород, где речь идет об их географическом распространении. Последнее охарактеризовано, как правило, в самых общих чертах, со ссылкой на весьма крупные территориальные единицы (страна в целом, штаты или провинции, горные хребты и т. д.); лишь для обоих германских государств (ГДР и ФРГ) и отчасти для их непосредственных соседей (ЧССР, Франции, Италии, Швейцарии, Австрии и др.) сделано исключение, т. е. указаны конкретные локальные районы развития тех или иных типов пород.

В целом по своему содержанию книга является не только определителем, но и кратким петрографическим справочником и в ее настоящем виде может оказать существенную практическую помощь в изучении и диагностике горных пород.

К ЧИТАТЕЛЯМ

Сообщения о природе горных пород Луны, различные домыслы и фактические данные о вероятном составе горных пород соседних с нами планет Марса и Венеры впервые привлекли внимание немалого числа людей к этим строительным материалам планет. Живи мы не на Земле — с каким бы напряжением, вероятно, ожидались и воспринимались нами первые сообщения о земных горных породах как образцах вещества еще неизвестной планеты!

С ранней юности и в течение всей жизни мы, люди, ступаем своими ногами по всевозможным горным породам, в общем не вдаваясь в дальнейшие размышления об этом сложном фундаменте нашей космической родины. Так возникло парадоксальное положение, при котором Земля ныне является для многих людей в ряде отношений менее знакомой планетой, чем, скажем, Венера или Марс, а тем более — Луна. При этом, однако, мы имеем веское основание считать, что строительные материалы Земли, анатомия и физиология ее коры гораздо сложнее, многообразней и интересней, чем это имеет место на Марсе и на Луне.

Земля и ближайшие к ней планеты образовались совместно с Солнцем несколько менее 5 миллиардов лет назад в ходе нормального процесса развития Вселенной. С вероятностью, граничащей с уверенностью, можно утверждать, что все планеты возникли из почти холодной пыле- и газообразной солнечной материи, которую Солнце на заре своего существования выталкивало в окружающее пространство по каналам, созданным магнитными полями. В ходе длительного развития, оставившего на горных породах свои многообразные следы, вследст-

вие радиоактивного разогрева земной материи произошел процесс разделения, обособления, расслоения, повторного взаимодействия компонентов между собой и, наконец, окончательного формирования земной коры, которая, однако, под воздействием атмосферы и водной оболочки постоянно меняется и вновь создается.

Познание горных пород принадлежит к величайшим достижениям человечества. Благодаря применению самых современных методов исследования и использованию научных достижений физики, атомной физики, астрофизики, химии, биологии и космических исследований удалось в значительной мере прояснить историю Земли, длящуюся почти 5 миллиардов лет, постичь горные породы в историческом развитии как составные части единого комплекса земной коры и извлечь из этого важные практические следствия.

Горные породы не только слагают прочный фундамент нашего жизненного пространства. Они представляют строительный материал для жилых и общественных сооружений, они содержат сырье, без которого наша жизнь невозможна, — топливо, основные материалы для химической и тяжелой индустрии, машиностроения, техники связи, керамической и стекольной промышленности и др. Горные породы вмещают запасы воды, представляющие собой нашу жизненную основу. Породы, однако, заключают в себе также свидетельства о следах прежней жизни на Земле, развившейся на протяжении более 3 миллиардов лет.

Горные породы способны плавиться, их расплав может в виде лавы изливаться из вулканов, все затопляя, выжигая, уничтожая и вместе с тем демонстрируя могучее природное зрелище.

Горные породы — это живые, постоянно преобразующиеся важные и интересные объекты. Камни в земной коре вовлечены в постоянное изменение. Их личная жизнь, если можно употребить такое выражение, имеет аспекты, необычайно важные для человечества и его культурного развития.

За каменным веком наступили бронзовый и, наконец, железный века. Уже из этой последовательности становится очевидным, как люди постоянно раскрывали ценность горных пород, со все большим искусством улучшали их использование и целенаправленно изменяли и

увеличивали их ценность с помощью промышленных процессов.

Породы через растения и животных доставляют человеку с пищей химические вещества, требующиеся для поддержания его жизненных функций, начиная с железа как носителя кислорода в крови, кальция как строительного материала, служащего человеку опорой скелета, и кончая необходимыми для жизни микроэлементами.

Эта книга преследует цель пробудить в читателях понимание того основополагающего естественнонаучного и народнохозяйственного значения, которое имеют горные породы. Она будет способствовать познанию мира горных пород, поможет сдружиться с ним и в нем ориентироваться. Читатель приобретет знания о горных породах на новейшем научном уровне, что будет в равной мере содействовать дружбе с ними и ориентировке в них. Сверх того книга поможет читателю открыть для себя красоту горных пород, их эстетические достоинства и увлечься ими.

За все эти сведения и знакомство с новым предметом, за солидную сводку фактического материала, относящегося к происхождению горных пород и их описанию, а также за хороший словарь горных пород все, кто станет пользоваться настоящим определителем, будут, я уверен, признательны авторам и издательству в той мере, в какой смогут успешно применить полученные знания в своей профессиональной деятельности, при обучении и дальнейшем повышении образования в часы досуга.

*Проф. д-р наук Роберт Лаутербах,
Лауреат Национальной премии,
действительный член Немецкой
Академии наук в Берлине*

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

В настоящей книге в сжатом виде рассматриваются мир горных пород, их происхождение и формы нахождения. Она написана для друзей геологии, минералогии, географии и для всех тех, кто проявляет интерес к этим разделам знания. Одновременно она служит источником информации для научных работников, специализирующихся в области наук о Земле, для учителей, студентов, учащихся, инженеров-геологов и геофизиков, инженеров-строителей, горняков и работников промышленных предприятий, добывающих и перерабатывающих минеральное сырье. Вместе с тем книга должна и возбуждать интерес к миру горных пород.

Твердые и рыхлые породы слагают поверхность Земли. Мир горных пород встречает нас в горах, на рудниках и в каменоломнях в виде скальных пород, в реках, долинах и на морском побережье — в форме валунов, гальки, песков и ила. Мы каждый день ступаем по горным породам. Наши города, деревни и поселки построены из естественно возникающих или технически изготовленных пород. Благодаря своим физическим и химическим свойствам породы представляют собой важное минеральное сырье, богатство недр, отсутствие которого нельзя себе представить. Естественные и технические породы образуют материальную основу всего строительного дела. Это в равной мере относится к жилому, промышленному или транспортному строительству. Красиво окрашенные облицовочные породы являются существенным фактором архитектурных решений, используются для памятников. Породы с давних пор влияют на архитектурный стиль, его целесообразность и представительность. Некоторые породы служат источником цементного

сырья, играющего основную роль при изготовлении бетона — важнейшего в настоящее время строительного материала.

Наряду с этим горные породы являются месторождением полезных руд и минералов, большое хозяйственное значение которых не вызывает сомнения.

Книга подразделяется на две главные части. В первой части приводится обзор вопросов происхождения и методов классификации горных пород с геологических, химических, минералогических позиций. Здесь изложены структурно-текстурные признаки пород и рассмотрены их химические и физические свойства. Вторая часть («Горные породы от А до Я») в словарной форме дает информацию о породах и группах пород, включая лунные, и важнейшие технические породы. Химический и минеральный составы пород представлены в виде многочисленных таблиц, включенных в текст, с тем чтобы и при карманном формате книги дать в ней максимально возможную информацию.

Добавленные к книге четыре приложения содержат общий обзор важнейших магматических, осадочных, метаморфических и технических пород.

Первое издание книги, вышедшее в 1972 г., спустя короткое время полностью разошлось. Авторы рады тому, что определитель горных пород встретил в широких заинтересованных кругах весьма положительный отклик, и надеются вторым, переработанным изданием также удовлетворить пожелания читателей.

Авторы

ПРЕДИСЛОВИЕ К ТРЕТЬЕМУ ИЗДАНИЮ

Поскольку второе издание данного определителя горных пород, появившееся в 1974 г., было вскоре распродано, издательство и авторы спустя короткий срок решились предпринять следующее, третье издание.

Рукопись была внимательно просмотрена, но существенных изменений не вносилось. Мы желаем выходящему в свет настоящему изданию столь же благосклонного приема у читателей и надеемся на то, что круг людей, интересующихся многообразным миром горных пород, будет по возможности расти.

Авторы

ВВЕДЕНИЕ

С древнейших времен человек делит окружающий его мир на две большие сферы — живой и неживой природы, причем уже в ранние времена он осознал, что взаимодействие обеих сфер имеет решающее значение для развития природы и общества. Корнями и основой всякой жизни служит неживая природа, которая в своем твердом состоянии представлена в самой общей формулировке «камнем», а точнее — многообразием горных пород. Первой задачей этой книги является стимулирование внимательного наблюдения горных пород, с тем чтобы направить глаз и ум читателя на понимание их разнообразия, их становления и разрушения, их значения для нашей культуры и техники.

Если мы несколько пристальнее взглянем на «камни», которым в большинстве случаев уделяется мало внимания, то выясним, что среди них едва ли найдутся два совершенно одинаковых. Чтобы привести это многообразие в порядок и систему, мы должны сначала уточнить некоторые основополагающие понятия. «Камни» при ближайшем рассмотрении оказываются не однородными, т. е. имеющими неоднородное строение. Мы можем установить, что они состоят из более или менее крупных зерен, которые при применении увеличительных приборов, подобных лупе или даже микроскопу, уже не поддаются дальнейшему расчленению. Эти мельчайшие однородные компоненты называются минералами. Если исследовать их подробнее, то выясняется, что в большинстве минералов элементарные химические частицы, атомы, расположены в форме правильной решетки. Такое упорядоченное в атомной области состояние твердой материи называют кристаллическим, а зерна подобного строе-

ния — кристаллами. При особых обстоятельствах возникают обусловленные структурой атомной решетки геометрически правильные формы с плоскими поверхностями, благодаря чему кристаллическое строение опознается при макроскопическом наблюдении. Каждому кристаллическому минералу в общем присущи определенное строение атомной решетки и вполне определенная форма кристаллов, которые в сочетании с химическим составом привлекаются для определения минерала. Минералы объединяются в минеральные виды, из которых несколько сот в достойном упоминания количестве участвуют в строении земной коры. Минералы присутствуют в природе не в одиночку, но собраны в более крупные комплексы, состоящие из многих, нескольких или реже одного минерального вида. Из мыслимых бесчисленных комбинаций минеральных видов мы встречаем в природе лишь ограниченное их количество, но часто они слагают обширные участки земной коры, появляются в разных местах и образовались в различное время. Подобные комбинации минералов (минеральные агрегаты) называются горными породами, из которых и построена вся твердая земная кора. Человек использует породы непосредственно как прочное основание своих строительных сооружений, изготавливаемых также из природных или искусственных пород, он мостит ими свои улицы. Породы служат сырьевыми материалами для всей техники и промышленности, но прежде всего породы, после того как выветривание превратит их в почвенный слой, образуют основу растительной жизни на нашей Земле.

Мы уже многократно упоминали выражение «земная кора» как определение места нахождения горных пород, и теперь нам следует установить его связь со всей нашей планетой. Поскольку мы занимаемся строением Земли, нас интересует в первую очередь ее геометрическая форма, валовой химический состав и распределение химических элементов внутри этого тела. Земля может быть приближенно изображена в виде шара радиусом 6370 км. Прямому наблюдению доступна лишь совсем тонкая верхняя часть коры мощностью примерно 20—30 км, принимая во внимание, что высочайшие вершины Гималаев достигают высоты почти 9 км над уровнем моря (принятым за нулевой уровень), глубочайшие участки морского дна — около 11 км ниже уровня моря,

а самые глубокие скважины в настоящее время имеют глубину порядка 12 км. Вулканические извержения выводят на поверхность материал с глубин более 100 км.

О строении глубоких областей нашей Земли, непосредственно для нас недоступных, информацию нам дают геофизические исследования. Ныне достоверно известно, что упругие свойства материи Земли меняются с глубиной прерывисто и плотность в направлении к ядру возрастает. Путем сопоставления результатов геофизических измерений с исследованиями метеоритов («с неба упавших камней» — обломков одного или нескольких сходных небесных тел, состоящих частью из никелистого железа, частью из сульфидов тяжелых металлов и частью из пород, подобных нашим земным) и лунной породы, а также на основе моделирующих экспериментов учеными был выдвинут ряд теорий внутреннего строения нашей Земли. В настоящее время исследователи стремятся разработать с применением современной вычислительной техники такую модель Земли, которая позволила бы по возможности непротиворечиво интерпретировать всю ныне известную разнохарактерную информацию.

В противоположность господствовавшему примерно 10 лет назад представлению о раскаленном огненно-жидком первоначальном состоянии нашей Земли, сейчас стало ясно, с вероятностью близкой к уверенности, что наша планета образовалась холодным путем, посредством сгущения космической пыли, и близка по возрасту с Солнцем. Разделение вещества, первоначально имевшего однородный состав, произошло под влиянием разогрева, обусловленного физическим уплотнением материи и экзотермическим распадом радиоактивных элементов, медленно продвигавшегося от ядра к периферии.

Мы знаем теперь, что под верхней корой находится обладающая высокой удельной плотностью мантия Земли, которая, по крайней мере в своей верхней части, отличается относительным обогащением элементами магний и железом наряду с кислородом и кремнием. О составе более глубоких областей Земли (нижней мантии и ядра Земли) существует несколько гипотез, которые в основном группируются вокруг двух концепций: со-

ТАБЛИЦА 1

 ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТВЕРДОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ
 (по Кларку и Вашингтону)

Элемент	Символ	Содержание, %	Элемент	Символ	Содержание, %
Кислород	O	46,60	Калий	K	2,59
Кремний	Si	27,72	Магний	Mg	2,09
Алюминий	Al	8,13	Титан	Ti	0,44
Железо	Fe	5,00	Водород	H	0,14
Кальций	Ca	3,63	Фосфор	P	0,12
Натрий	Na	2,83	Марганец	Mn	0,10

гласно одной из них должно было произойти разделение вещества на сульфидную мантию и железо-никелевое ядро, тогда как другое представление исходит из недифференцированной на значительном протяжении солнечной материи.

Для рассматриваемых в этой книге горных пород земная кора, как место их образования и залегания, имеет решающее значение. О земной коре благодаря ее доступности для непосредственного наблюдения мы информированы достаточно хорошо.

Валовой химический состав земной коры вычислен Кларком и Вашингтоном на основе более 5000 химических анализов горных пород. Оказалось, что всего 12 химических элементов слагают 99,39% (по массе) твердой земной коры, на все прочие 80 элементов приходится только 0,61% (табл. 1).

Если рассмотреть этот основной химический состав совместно с данными кристаллохимии и физической химии об устойчивости кристаллических решеток при давлениях и температурах, господствующих в земной коре и на ее поверхности, то выясняется, что из примерно 2000 существующих различных минеральных видов лишь незначительное число присутствует ныне в земной коре в большом количестве, т. е. в качестве породообразующих минералов. Как показывает табл. 2, более 90% из них представляют собой кремнекислородные соединения Al, Fe, Ca, Na, K и Mg, т. е. силикаты, откуда следует, что самыми часто встречающимися породами являются силикатные породы.

ТАБЛИЦА 2

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ
(по Рамдору — Клокманну — Штунцу)

Минералы	Химический состав	Содержание, %
Полевые шпаты	$\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8], \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8], \text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	58
Пироксены	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	} 16,5
Амфиболы	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{OH}/\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$	
Оливины	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$	
Кварц	SiO_2	12,5
Слюды	напр. $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_3[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	3,5
Глинистые минералы	напр. $\text{Al}_4[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	1
Магнетит	Fe_3O_4	} 3,5
Гематит	Fe_2O_3	
Кальцит	CaCO_3	1,5

В предыдущем абзаце было отмечено, что кристаллические решетки стабильны лишь в определенных условиях давления и температуры. По данным физико-химических исследований, минерал или порода переходит в другую форму, если они попадают под воздействие давлений и температуры, которые более не соответствуют условиям их устойчивости. От условий давления и температуры зависит, какие минеральные виды и комбинации минералов, т. е. следовательно, какие породы, будут устойчивы при определенном химическом составе. По указанной причине мы должны рассмотреть эти условия на поверхности и в пределах земной коры. На земной поверхности господствуют, как известно, «нормальные» условия, что означает температуры приблизительно между -50 и $+60$ °C при атмосферном давлении.

Как из опыта горняков, так и по данным глубокого бурения мы знаем, что температура в земной коре повышается с глубиной. Расстояние, на котором с углублением температура повышается на один градус, мы называем геотермической ступенью. Для области Европы она составляет около 33 м, т. е. на 100 м глубины температура поднимается на 3 °C. На глубине 30 км господ-

ствует, следовательно, температура порядка 900 °С. Тяжесть масс горных пород обуславливает также и повышение давления с глубиной. Поскольку оно, подобно давлению воды, имеет постоянную величину во всех направлениях, его называют гидростатическим давлением¹. Оно составляет на глубине 30 км примерно 8 кбар. Землетрясения, оползни и вулканические извержения, снова и снова повторяющиеся к ужасу человечества, свидетельствуют, что земная кора не представляет собой застывшего сооружения и что, наоборот, в ней происходят движения, вызывающие напряжения, т. е. дополнительное ориентированное давление. Это направленное давление называется стрессом.

В самых крупных чертах условия состояния земной коры в отношении давления и температуры подразделяются на две большие области:

— *эндогенную* (т. е. внутреннюю) область, характеризующуюся высокими давлениями и температурами и

— *экзогенную* (т. е. внешнюю) область, характеризующуюся нормальными давлением и температурой и соприкасающуюся с атмосферой, гидросферой (водой) и живой материей (биосферой).

Поскольку эти условия состояния при определенном химическом составе вещества являются решающими для возникновения минералов и пород, среди последних выделяют эндогенные и экзогенные образования.

Если порода вследствие процессов перемещения внутри земной коры попадает в область температур и давлений, более не отвечающих условиям ее устойчивости, то она преобразуется. При определенных условиях твердое состояние становится вообще неустойчивым и тогда существует расплав, расплав-раствор или раствор. Присущий глубоким зонам Земли огненно-жидкий расплав, или расплав-раствор, называется магмой. В результате ее охлаждения возникают изверженные, или магматические, породы. Преобразования пород, протекающие в основном в твердом состоянии, подразделяются на две группы: при изменении, направленном в сторону эндогенных условий, т. е. при повышении температуры и (или) давления, мы говорим о *метаморфизме*. Изменения, про-

¹ В отечественной литературе чаще применяется более точный термин — литостатическое давление. — *Прим. перев.*

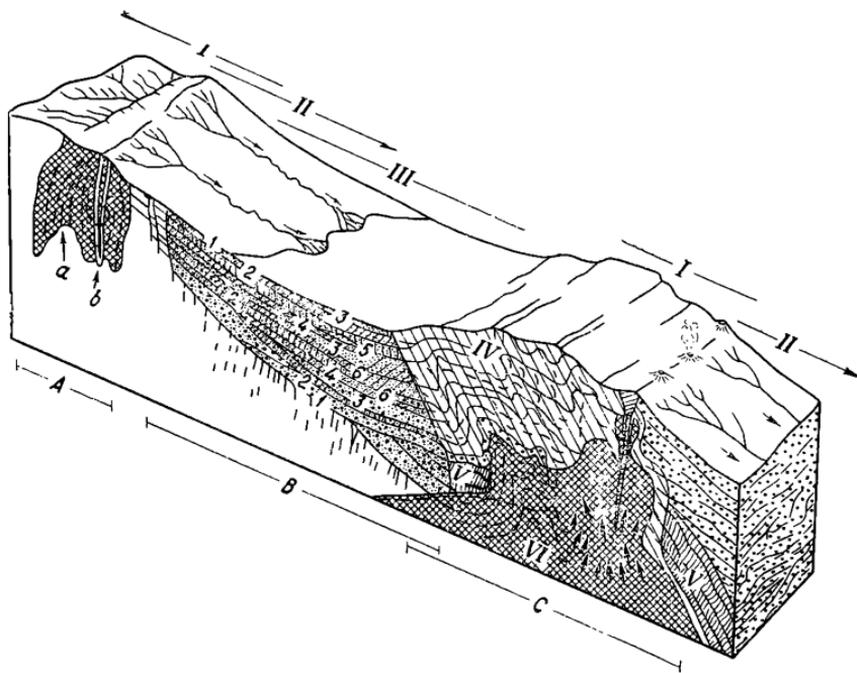


Рис. 1. Блок-диаграмма, иллюстрирующая круговорот веществ в земной коре (непрерывно и бесконечно протекающий в направлении слева направо); по Г. Клоосу.

Процессы и области их развития:

- I. Выветривание и денудация
 - II. Перенос (транспортировка) реками
 - III. Отложение и упрочнение обломочных продуктов выветривания (осадочные породы)
 - IV. Преобразование под воздействием горообразовательных процессов, складчатости и воздымания масс горных пород (динамометаморфизм или дислокационный метаморфизм)
 - V. Более интенсивное преобразование под влиянием повышенного давления и повышенной температуры (региональный метаморфизм)
 - VI. Повторное плавление горных пород (гранулитизация)
- A. Магматические породы
- a. Плутониты (глубинные породы)
 - b. Вулканыты (излившиеся породы)
- B. Осадки и осадочные породы (седиментационные породы)
1. Гравий и галька, конгломерат, щебень, брекчия
 2. Песок, песчаник
 3. Глина, сланцеватая глина, механические (или обломочные) отложения, обычно морского происхождения
 4. Мергель (смесь известняка и глинистого сланца), смешанные хомогенные и механические осадки
 5. Известняк и доломит
 6. Соли, хомогенные (морские) отложения
- C. Метаморфические породы (метаморфиты), образовавшиеся за счет осадочных пород

текающие в экзогенных условиях, т. е. под воздействием нормального давления и нормальной температуры, воздуха, воды и организмов, мы называем *выветриванием* и *седиментацией* (рис. 1).

Условия образования горных пород непосредственно связаны не только со слагающими их минеральными видами, но и с размерами, формами и взаимным расположением минеральных зерен. Эти существенные признаки, характеризующие породу, охватываются понятиями *структура* (строение) и *текстура* (сложение). Структура и текстура пород особенно влияют на такие их свойства, как прочность, твердость, стойкость против выветривания и др., имеющие решающее значение для практического использования.

О разнообразном применении пород в технике уже упоминалось. При этом оказывается, что, например, весьма желательная высокая прочность и твердость многих пород затрудняет их использование вследствие трудностей обработки. Поэтому уже в древности пытались изготавливать породы искусственным способом. Классический пример — кирпич из обожженного суглинка, который в сыром виде, изготовленный из пластичного суглинка, обеспечивает легкую формовку, а после обжига в печи — высокую прочность. Изготавливаемый теперь в больших количествах бетон также есть не что иное, как искусственная порода. Выяснение условий образования пород, равно как и взаимосвязей между их структурно-текстурными признаками и свойствами, приобрело ныне вряд ли обозримое техническое значение. Так, современная петрография перебрасывает широкий мост между исчезающим во тьме геологической истории происхождением Земли, каменным каркасом ее гор и нашей современной техникой с автоматическими металлургическими заводами, опоясывающими весь мир путями сообщения и высотными зданиями из стекла и бетона. Читатель найдет в этой книге общедоступное введение в многоликий мир горных пород, как естественных, так и искусственных, включая описание форм их проявления, изложение законов становления и разрушения пород и характеристику их практического значения; такое введение должно послужить пробуждению у читателей понимания всей многогранности и динамики этой так называемой мертвой материи.

ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

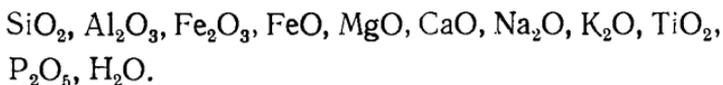
Как и в любой науке, имеющей своим предметом изучение некоторого заданного объекта, проявляющегося в многообразных формах, первая задача петрографии состоит в точном и по возможности всестороннем описании горных пород с тем, чтобы систематизировать их и в дальнейшем суметь разгадать законы их происхождения. Подобно любым материальным образованиям, породы построены из основных химических структурных единиц—атомов. Поэтому химический анализ породы входит в ее характеристику. Химический состав породы, однако, не является однородным по всему ее объему и зависит от распределения различных слагающих ее минералов.

Следующий шаг в описании породы заключается в определении ее минерального состава. При этом представляет интерес не только то, какие минеральные виды присутствуют в породе (качественный минеральный состав), но и их количественные соотношения (количественный минеральный состав).

Наконец, особую важность представляет описание структурно-текстурных особенностей взаимного расположения минералов ввиду большого их влияния на свойства пород, о чем упоминалось во введении. Только из большого числа точных описаний горных пород можно вывести заключение об условиях возникновения последних. Современный уровень знаний о процессах породообразования базируется на тщательной работе нескольких поколений петрографов всего мира по описанию и систематизации горных пород.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД

Почти все химические элементы в горных породах связаны с кислородом, поэтому химический состав пород приводится в форме окислов. Важнейшими окислами, всегда определяемыми в силикатных породах, являются



К этому перечню добавляются еще, особенно в экзогенных породах, двуокись углерода (CO_2) и трехокись серы (SO_3), в рудах и оруденелых породах — прежде всего сера, связанная с сульфидами. При определении содержания воды проводится различие между влагой, находящейся на поверхности породы в слабо связанном состоянии и улетучивающейся при 105°C , и водой, прочно связанной в кристаллических структурах минералов, которая может быть выделена лишь при более высоких температурах. В особых случаях определяются также окислы, присутствующие в малых количествах (менее 0,5%).

Химический состав определяется в первую очередь для того, чтобы иметь возможность сравнивать между собой различные породы и отводить им соответствующее место в химической систематике горных пород. Однако для выполнения этой задачи анализ пород, представленных в обычной форме (перечисление всех определенных анализом окислов), является слишком ненаглядным. Поэтому аналитические данные по отдельным окислам объединяются в групповые компоненты, которые допускают наглядное изображение и в таком виде легко сопоставляются с другими анализами горных пород. Из различных предложенных методов пересчета особенно хорошо зарекомендовал себя среди петрографов один, в котором групповые компоненты называются числами Ниггли. Понимание этого метода, кратко очерченного ниже, требует знания некоторых основных положений химии; будучи ограничены объемом этой карманной книжки, мы вынуждены предполагать наличие таких знаний у читателя. Ввиду того, что весовые проценты окислов непосредственно несопоставимы между собой из-за их различных молекулярных весов, определяются так называемые

мые эквивалентные величины всех элементов, образующих основания (катионов), которые объединяются путем сложения в 4 группы, и полученные значения приводятся к сумме, равной 100. Эти групповые числа, приведенные к 100, называются числами Ниггли:

$$\left. \begin{aligned} al &= Al_2O_3 \\ fm &= FeO + MgO + MnO \\ c &= CaO \\ alk &= Na_2O + K_2O \end{aligned} \right\} \text{Сумма } (al + fm + c + alk) = 100.$$

Поскольку горные породы, помимо окислов, содержат прежде всего силикаты (в подчиненном количестве — фосфаты, карбонаты, сульфаты, фториды, сульфиды), эквивалентные величины кислотообразователей SiO_2 (P_2O_5 , CO_2 , SO_3 , F_2 , S) пересчитываются на условный базис $al + fm + c + alk = 100$ и в качестве числа Ниггли si (p , co_2 , so_3 , f_2 , s) сопоставляются с числами al , fm , c , alk . Этим способом химический анализ породы, ранее состоящий из многочисленных частных значений, сокращается до пяти чисел, из которых четыре составляют в сумме 100. Четыре числа, сумма которых равна 100, можно наглядно изобразить в виде точки в тетраэдре (теле, органиченном 4 равносторонними треугольниками). Если около точки в тетраэдре надписать число si , то весь анализ породы оказывается приведенным к одной точке. Таким образом можно собрать много анализов в пределах одного изображения и сравнить их между собой (рис. 2). Важную роль, особенно для магматических пород, играет степень кислотности. По соотношению кислотных (особенно SiO_2) и основных окислов породы подразделяются на кислые, основные и средние. В кислых породах содержание SiO_2 превышает максимальное количество кремнезема, которое может быть связано с основными окислами, и, следовательно, кислые породы (например, граниты) содержат свободную SiO_2 в виде минерала кварца. Это немедленно находит отражение в величине числа si . При $si > 100$ имеет место избыток SiO_2 , при $si < 100$ — недостаток SiO_2 (пример — габбро). Приведенных кратких пояснений достаточно, чтобы дать представление о химической характеристике

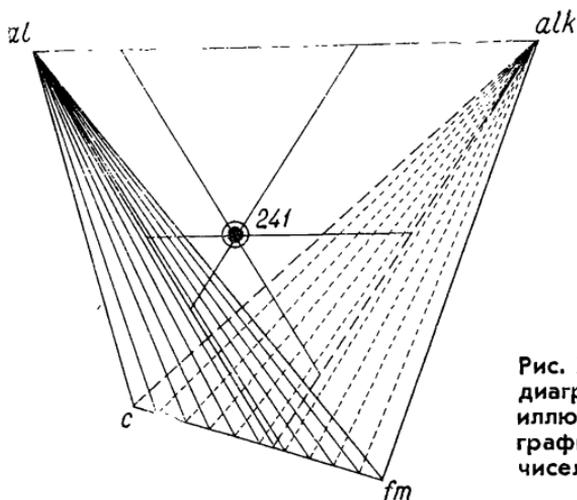


Рис. 2. Тетраэдрическая диаграмма, иллюстрирующая принцип графического изображения чисел Ниггли.

горных пород. По вопросу о дальнейших возможностях использования химических анализов следует обращаться к специальным учебникам петрографии.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД

КАЧЕСТВЕННЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Определение минеральных видов, участвующих в строении породы, т. е. качественного минерального состава, является одной из важнейших задач петрографа. Поэтому вначале следует дать краткий обзор методов *определения минералов* в породах. Если отдельные слагающие породу минералы достаточно велики (обычно > 1 мм), то мы можем уже без помощи вспомогательных средств или с применением лупы использовать методы определения по внешним признакам, подробно изложенные в определителях минералов. Здесь поэтому достаточно упомянуть, что в таких случаях мы можем предпринять первоначальное определение минералов по окраске, цвету черты, блеску, твердости, спайности и форме кристаллов. Однако, с одной стороны, возможности этих диагностических методов недостаточны для вполне надежной идентификации минерала, с другой стороны, в большинстве пород минеральные зерна столь малы, что по внешним признакам они неопределимы. По указанной причине главным орудием исследования пе-

трографа является микроскоп. Почти все породы, включая самые темные, в достаточно тонких пластинках прозрачны. Поэтому из обломка породы специальной пилой вырезаются тонкие пластинки, которые наклеиваются на предметные стекла и отшлифовываются наждаком или даже алмазным порошком до толщины 0,02—0,03 мм. После наклейки еще и тонкого покровного стекла изготовленный таким образом прозрачный шлиф готов для изучения под микроскопом. Имеются, однако, минералы, остающиеся непрозрачными даже в самых тонких шлифах. Эти минералы подвергаются лишь с одной стороны особо тщательной шлифовке и полируются до блеска; затем их изучают под микроскопом в отраженном свете, подобно зеркалу.

Под микроскопом благодаря увеличению удастся увидеть формы кристаллов, остающиеся невидимыми при обычном наблюдении вследствие своих малых размеров (табл. XVIII.1). Кроме того, погружая отдельные зернышки минералов в определенные жидкости и наблюдая контуры этих зернышек под микроскопом, мы можем измерять величину светопреломления минералов. Но особенно важным является свойство большинства кристаллических минералов дважды преломлять свет и изменять направление его колебаний, т. е. переводить свет в поляризованное состояние. Поэтому микроскоп для петрографических исследований—это не обычный увеличительный инструмент, но измерительный прибор, снабженный поляризационным устройством и вращающимся предметным столиком (табл. I.1). В поляризованном свете такого микроскопа обычно бесцветные в шлифе кристаллы приобретают различные окраски, по которым можно определить так называемое двупреломление минералов. Эта величина характерна для каждого минерала и потому используется наряду с другими признаками для диагностических целей. Существуют еще некоторые другие микроскопические измерительные методы, которые привлекаются к определению минералов. Мы не имеем возможности в рамках данной книги входить в более детальное рассмотрение этого вопроса и также вынуждены отослать заинтересованного читателя к специальной литературе.

Наряду с микроскопическим в определении минералов играет важную роль и рентгеноструктурное исследо-

вание. О нем мы можем здесь также лишь упомянуть. Порошок минерала просвечивается рентгеновскими лучами и на фотопленке фиксируется так называемая дифракционная картина. По этому снимку можно рассчитать расстояния между атомами в кристаллической решетке минерала. Поскольку эти расстояния являются характеристическими для каждого вида кристаллов, минерал также поддается определению.

Определив все виды минералов, слагающих породы, следует внести порядок в это многообразие. Минералы подразделяются петрографом иначе, чем это привыкли делать минералоги. Для петрографа минерал важен в первую очередь как составная часть породы, связанная в единый комплекс с другими минералами. Интерес представляет влияние данного минерального вида на свойства породы. Наиболее бросающийся в глаза отличительный признак пород — это их окраска. Поэтому петрограф делит минералы на светлые (лейкократовые) и темные (меланократовые). К лейкократовым минералам относятся кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, нефелин, лейцит и другие фельдшпатыды, а также мусковит. Важнейшими меланократовыми компонентами пород являются оливин, авгит, роговая обманка, гранат и биотит. Если мы рассмотрим химический состав этих минералов, то лейкократовые богаты кремнием (Si) и алюминием (Al), меланократовые богаты железом (Fe) и магнием (Mg). Легко понять, что светлые минералы встречаются преимущественно в кислых, темные — преимущественно в основных породах. Это подразделение относится прежде всего к породам *эндогенного* происхождения и является особенно важным, поскольку эти породы играют главную роль в строении земной коры.

В *экзогенной* области образуются преимущественно водосодержащие минералы, характеризующиеся столь малой величиной кристаллов, что часто не поддаются определению даже при самых сильных увеличениях микроскопа. Здесь играют особенно существенную роль глинистые и слюдяные минералы, хлориты, а также карбонаты и сульфаты. Ввиду малых размеров их кристаллов при изучении таких пород становится необходимым применение электронного микроскопа. Кроме того, для диагностики минералов привлекаются определение содержания воды и характеристика ее связи с помощью

методов нагревания (термические методы, как, например, дифференциальный термический анализ, термогравиметрия и др.). С течением времени эта особая ветвь петрографии — петрография осадочных пород — развилась в почти самостоятельную науку.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Характерные признаки горной породы определяются не только видовым составом участвующих в ее строении минералов. Решающим для ее внешнего облика является количественное соотношение минеральных видов, которое мы будем называть количественным минеральным составом. Вследствие статистического распределения минералов в породе следует использовать для изучения не слишком маленький ее обломок. Минимальный размер образца горной породы для количественных исследований задается так называемым элементарным кубом, т. е. кубом породы, длина ребра которого определяется таким образом, чтобы на нем было 10 зерен минерального вида, присутствующего в породе в наименьшем количестве. Посредством измерения площадей, занимаемых отдельными минеральными видами на грани элементарного куба, мы получаем их количественное соотношение в породе, выраженное в объемных процентах. Известен ряд методов такого измерения, из которых важнейшим является так называемый точечный метод. На подлежащую измерению площадь накладывается правильная сеть точек и подсчитывается количество точек, приходящихся на каждый минеральный вид. Отношение чисел точек, принадлежащих разным минеральным видам, соответствует их содержаниям в породе, выраженным в объемных процентах. Современные приборы, представляющие собой комбинацию микроскопа с телевизионной техникой и электронно-вычислительным устройством для обработки данных, дают возможность быстрого автоматического определения количественного минерального состава и структурно-текстурных признаков горных пород. Если же имеют дело не с твердым, а с рыхлым породным комплексом (например, песком или гравием), то минеральные виды разделяют с помощью различных физических методов (в простейшем случае — путем отбора) и определяют их содержание в породе (в весовых

процентах) взвешиванием. После определения количественного минерального состава большого числа образцов горных пород производится систематизация полученных данных. Сначала рассматривается процентное содержание каждого минерального вида в отдельных образцах. Эта величина носит название интенсивности. Соответственно, минеральный вид, часто встречающийся в данном образце породы, обладает большой, а присутствующий в незначительных количествах — малой интенсивностью. При сравнении частоты встречаемости минеральных видов во всех образцах получаем характер распространенности, или экстенсивность. Минеральный вид, встречающийся во всех пробах, имеет соответственно большую экстенсивность, а вид, появляющийся лишь в немногих или только в одном образце, — малую. По интенсивности и экстенсивности породообразующие минералы подразделяются на три группы:

1. *Главные компоненты* — минералы с большой экстенсивностью и интенсивностью, т. е. встречающиеся во многих образцах при высоком процентном содержании в породе. Эти минералы являются типичными для группы пород, и их комбинация предопределяется названием последней. Так, например, мы знаем, что во всех породах группы гранита кварц, калиевый полевой шпат и (или) богатый натрием плагиоклаз присутствуют в качестве главных компонентов.

2. *Второстепенные компоненты* имеют малую интенсивность, но большую экстенсивность. Они встречаются в незначительных количествах почти во всех породах. Их называют также аксессуарными. К этим минералам относятся апатит, циркон, магнетит, пирит и др.

3. *Избыточные компоненты* характеризуются большой интенсивностью, но малой экстенсивностью. Они появляются, следовательно, в больших количествах, но в каждом отдельном случае связаны с определенными участками горных пород, т. е. эти минералы типичны для отдельных месторождений. Поэтому они предпосылаются названию группы пород, с тем чтобы обозначить определенный ее вид. Например, турмалиновый гранит содержит в больших количествах как избыточную составную часть минерал турмалин.

Из описания породы мы узнаем, таким образом, видовой состав и количественные соотношения содержа-

щихся в ней минералов. Так, например, роговообманково-биотитовый гранит состоит из большого количества кварца и полевого шпата (поскольку эти минералы являются главными компонентами гранитов), из роговой обманки и биотита также в значительных количествах (поскольку название породы свидетельствует о том, что роговая обманка и биотит являются избыточными компонентами) и из малых количеств апатита, циркона, магнетита, пирита и др., встречающихся во всех изверженных породах в качестве второстепенных компонентов.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ГОРНЫХ ПОРОД¹

СТРУКТУРА

Если мы сравним образцы гранодиорита, письменного гранита и кварцевого порфира (табл. X), то убедимся, что, несмотря на одинаковый или очень близкий минеральный состав, все же имеют место существенные различия во внешнем облике и свойствах этих пород. Мы заметим, что различия коренятся в размерах и формах зерен и в расположении минералов, т. е. в структурно-текстурных особенностях пород. Рассмотрим эти структурно-текстурные признаки несколько подробнее. Вначале обратим внимание на то, что минеральные зерна в разных породах имеют различную величину. Измерим поперечники зерен и назовем среднее значение абсолютной *величиной зерна*. Если средний диаметр превышает 3 см, то порода называется гигантозернистой (например, пегматиты); крупно- и среднезернистыми являются породы с диаметром зерен от 1 до 10 мм (граниты), мелко- и тонкозернистыми — от 0,1 до 1 мм (песчаники). Породы, у которых величина зерна не может быть установлена невооруженным глазом (<0,1 мм), называются плотными (например, базальты).

Поскольку в строении горных пород могут участвовать не только кристаллические минералы, но и аморфные вещества (например, стекла), приобретает значение также указание так называемой *степени кристалличес-*

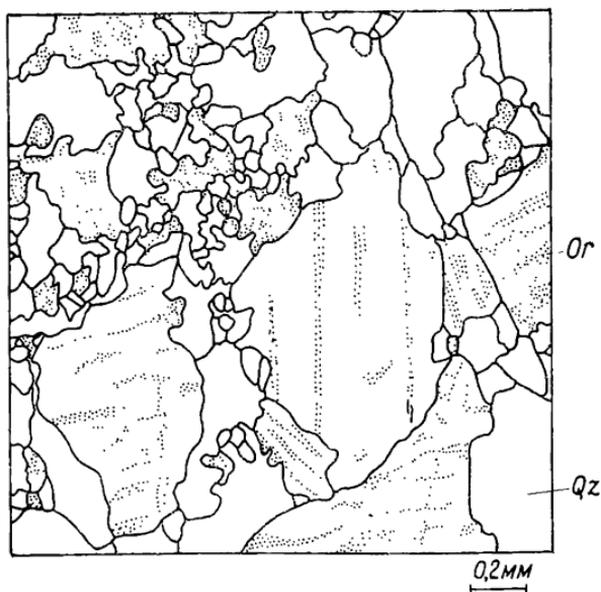
¹ В оригинале — термин Gefüge, переведенный здесь как «структура и текстура». — *Прим. перев.*

сти. Если порода сложена только кристаллическими минералами, то ее структура называется голокристаллической. Когда наряду с ними присутствуют также аморфные компоненты, мы говорим о гемикристаллическом строении. Стекла (природные, как обсидиан, и искусственные) являются голоаморфными. Если мы способны различать кристаллическое строение невооруженным глазом (например, по формам кристаллов или плоскостям спайности), то называем структуру макрокристаллической (макрозернистой). Для изучения микрокристаллических (микрозернистых) пород (подобных базальтам) мы нуждаемся в микроскопе. Кристаллы, размеры которых составляют менее одной тысячной доли миллиметра, неразличимы и под микроскопом. В этих случаях помогает лишь исследование с помощью дифракции рентгеновских лучей. Такие вещества называются криптокристаллическими (скрытокристаллическими).

Если мы применим вышеупомянутые методы к кварцевому порфиру (табл. X), то выяснится, что указанным

Рис. 3. Неравномернозернистая структура.

Зернировка шлифа аплита с перевала Сен-Готтард.
Условные обозначения см. на рис. 4.



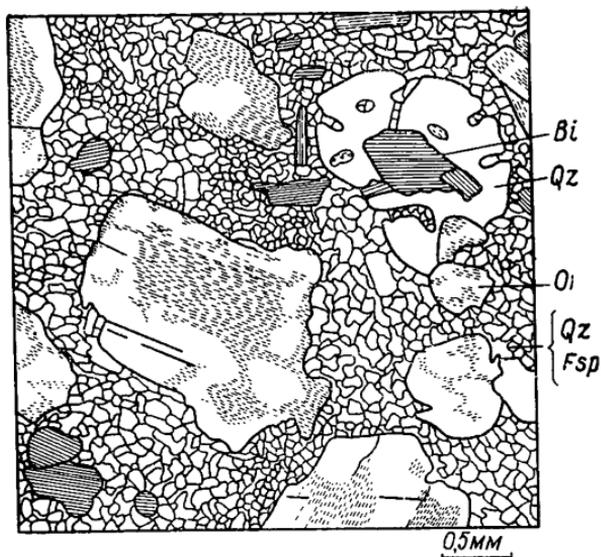


Рис. 4. Порфириовидная структура.

Зарисовка шлифа гранит-порфира из Оденвальде,
 Bi — биотит; Qz — кварц; Or — ортоклаз;
 Fsp — полевой шпат.

среднего значения величина его зерен однозначно не характеризуется, поскольку явно более крупные, видимые простым глазом кристаллы располагаются в микро- или криптозернистой, либо даже стекловатой основной массе. Мы должны, следовательно, учитывать также соотношения размеров зерен различных минералов, так называемую относительную величину зерна, или распределение зерен по размеру (спектр величин зерен). Например, в граните все минералы имеют приблизительно одинаковые размеры (табл. X.1), вследствие чего гранитовая структура называется равномернoзернистой (гранит от лат. гранум — зерно).

Если размер зерен в образце породы относительно сильно варьирует, но отчетливое различие между крупными зернами и мелкозернистой основной массой провести нельзя, то говорят о неравномернoзернистой структуре (рис. 3). В кварцевом порфире крупные кристаллы заключены в заметно отличимой от них, значительно более мелкозернистой основной массе. Перед нами — тип порфириовидной структуры, давшей название породе (рис. 4).

Вышеприведенные названия относятся главным образом к плотным породам, для которых указание размеров зерен представляет собой одну из многих характеристик. Для рыхлых пород, т. е. неотвердевших осадков, таких, как песок, суглинок, гравий и т. д., распределение зерен по величине в большинстве случаев представляет собой единственную характеристику породы. Рыхлые породы посредством отбора и просеивания разделяются на классы по крупности зерен и распределение зерен по размеру изображается в графической форме. Мы используем для изображения столбчатые диаграммы (гистограммы) или так называемые кумулятивные кривые гранулометрического состава (рис. 5).

Из последних очевидно, сколько процентов от всей массы породы крупнее или мельче любой данной величины зерна. Изображения распределения зерен по крупности имеют чрезвычайно большое значение не только для характеристики природных рыхлых отложений, но прежде всего для зернистых смесей, применяемых в технике (формовочный песок, заполнители бетона, дорожно-строительный материал, керамические массы).

Рассмотрим теперь несколько ближе отдельные зерна, составляющие структуру. Мы констатируем, что они имеют различные формы, которые в большинстве случаев могут быть отнесены к одной из трех основных конфигураций. *Формы кристаллов* или *зерен*, имеющие примерно равную протяженность по всем трем пространственным направлениям, т. е. приближающиеся к форме куба или шара, мы называем изометрически-зернистыми. Изометрические формы преобладают прежде всего у пороодообразующих минералов, относящихся к кубической (например, гранат, лейцит) или ромбической (оливины) кристаллографической системе, или же чьи кристаллические структуры носят характер пространственных каркасов (кварц, полевые шпаты). Минералы со слоистыми структурами образуют преимущественно листоватые до таблитчатых формы кристаллов (мусковит, биотит, хлорит, глинистые минералы). Минералы третьей группы, решетка которых характеризуется предпочтительным расположением элементарных частиц (ионов, атомов) в каком-либо одном направлении (пироксены, амфиболы, андалузит, силлиманит, турмалин, апатит), имеют столбчатый, шестоватый или игольчатый облик

кристаллов. Мы обозначаем форму выделений минералов как их габитус (изометрически-зернистый, листоватый, столбчатый). В осадочных породах, которые часто возникают после транспортировки структурообразующих зерен, сопровождающейся их перекатыванием, важнейшим признаком структуры является степень окатанности, или, в более общей формулировке, степень округления зерен. Контуры структурообразующих зерен подразделяются на ровные (планарные), изогнутые наружу (выпуклые) и изогнутые внутрь (вогнутые) отрезки, процентное соотношение которых представляется в равностороннем треугольнике и называется степенью округления (рис. 6).

Выше мы установили чисто описательные признаки минералов, из которых построена порода. Однако условия возникновения и существования породы отражаются на форме выделений участвующих в ее составе минералов, придавая им определенные отличительные черты, по которым мы можем судить об этих условиях. Если минерал образовался путем выделения в свободной среде, то он мог беспрепятственно приобрести присущую ему форму кристаллов, т. е. минерал является идиоморфным — имеет собственные кристаллографические ограничения. Если в процессе роста минерала ему препятствовали с одной стороны или нескольких сторон уже имеющиеся в наличии твердые тела (стенки кристаллизационной камеры либо соседние, ранее или одновременно возникшие кристаллы), то он мог приобрести типичную для него форму лишь отчасти (гипидиоморфные выделения). Ксеноморфные зерна, очертания которых подчинены формам выделений других минералов, полностью лишены ровных кристалло-

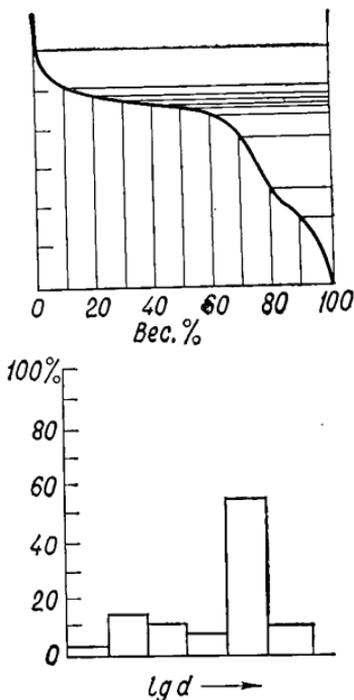


Рис. 5. Гистограмма и кумулятивная кривая гранулометрического состава смеси зерен.

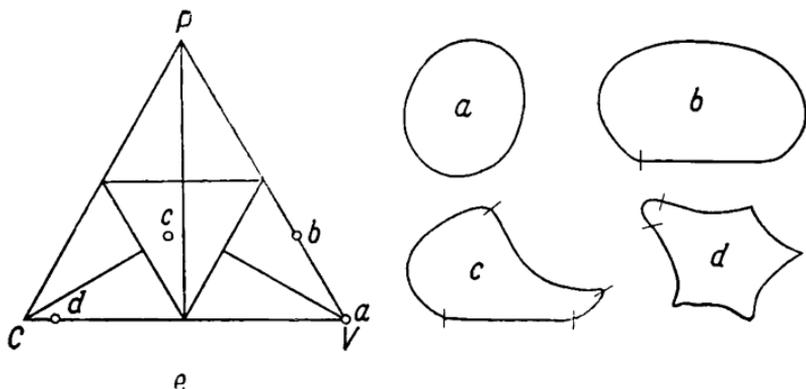


Рис. 6. Определение формы зерен путем измерения их контуров (значения CPV) на четырех примерах.

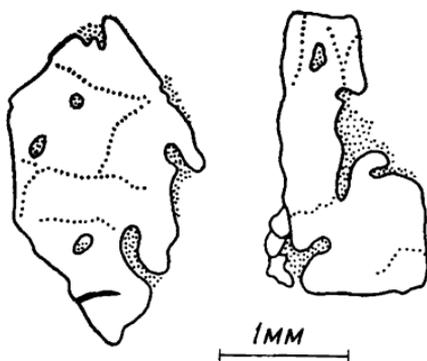
- а) полностью выпуклый контур $C_{0P_0V_{100}}$
- б) плоско-выпуклый контур $C_{0P_{30}V_{70}}$
- в) вогнуто-плоско-выпуклый контур $C_{10P_{30}V_{30}}$
- г) почти полностью вогнутый контур $C_{90P_0V_{10}}$
- е) изображение формы зерен в треугольнике CPV

графических ограничений. Если порода подпадает под влияние других физико-химических условий состояния, то отдельные минералы могут становиться неустойчивыми. Мы наблюдаем характерные «разъеденные» формы растворения и резорбции (рис. 7). Пластическая деформация кристаллов и (или) обломков кристаллов указывает на последующие воздействия давления (катаклаза).

Порода состоит не из изолированных монокристаллов, но представляет собой совместное проявление (парагенезис) многих минералов, которые могут сростаться между собой разнообразными способами. Можно различать три основных типа взаимоотношений минералов в сростаниях, связанные между собой многочисленными переходами:

1. Если друг с другом граничат минералы со сравнительно простыми формами зерен, то по аналогии с художественной мозаикой мы говорим о мозаичных структурах (рис. 8). Если между собой соприкасаются кристаллы, то налицо непосредственное сцепление зерен, при котором целостность породы обеспечивается поверхностными силами кристаллов. В других случаях прочное соединение зерен обуславливает связующая масса (так называемый базальный цемент), — сцепление

Рис. 7. Формы резорбции (растворения) кварцевых зерен из кварцевого порфира (по Ганссеру).



зерен является косвенным. В переходных типах между прямым и непрямым сцеплением зерен мерой последнего служит степень прочности межзерновой связи непосредственно граничащих между собой поверхностей кристаллов (рис. 9).

У пород с непрямым сцеплением зерен вид базального цемента входит в определение породы. Так, например, «глинисто-известковый песчаник» — это порода, состоящая из кальцитовых песчинок, сцементированных глинистым веществом. Кварцитовый песчаник образуется из песчинок с двуокисью кремния (опалом, халцедоном, кварцем) в качестве связующего материала.

2. Если основная масса породы состоит из шестоватых или листоватых кристаллов со спутанно-волокну-

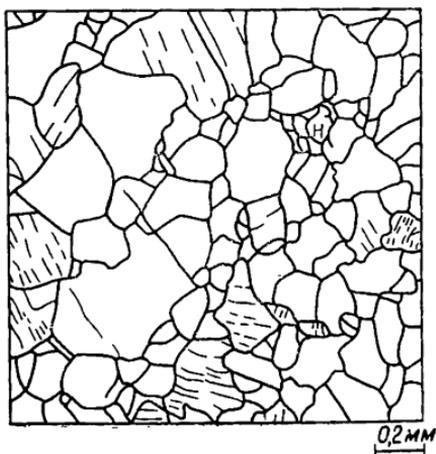


Рис. 8. Мозаичная структура. Зернистая шлифа перидотита, почти полностью состоящего из оливина.

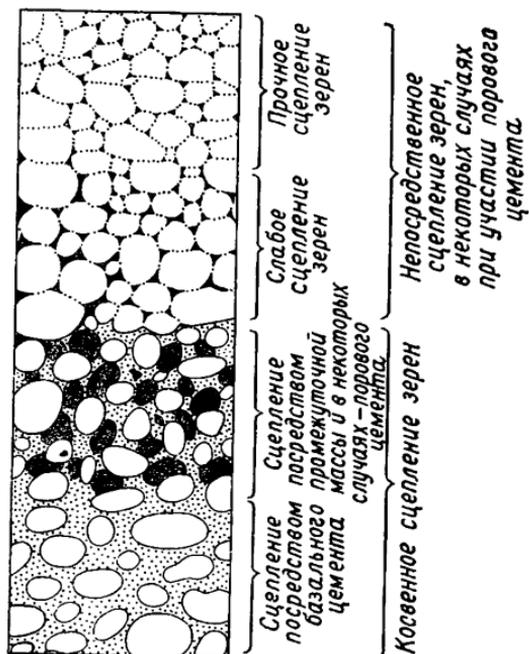


Рис. 9. Способы сцепления зерен.

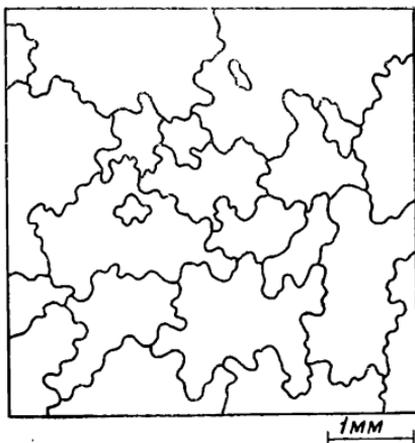
Белое — зерна, черное — поры, частично заполненные цементом; крал — тонкозернистая цементирующая масса.

стым расположением, то структура называется интерсер- тальной, или офитовой (табл. IV.1). При этом безраз- лично, заполнены промежутки между кристаллами ми- неральным веществом или нет.

3. Если большинство единичных кристаллов приоб- ретают зазубренные очертания, то мозаичная структура переходит в так называемую структуру проникновения (импликационную структуру, рис. 10¹). При этом взаи- мное проникновение может быть выражено настолько сильно, что отдельные зерна разделяются крайне трудно. Наиболее распространенные типы импликаций — это эв- тектические структуры, возникшие путем одновременной кристаллизации двух или нескольких минералов (табл. I.2).

¹ Структура, схематически изображенная на рис. 10, носит в оте- чественной петрографической литературе название зубчатой, или суртурной, тогда как термин «импликационная структура» считается синонимом понятия «симплектитовые прорастания», т. е. относится к структурам, характеризующимся наличием закономерных взаимопр- растаний двух минералов. — Прим. перев.

Рис. 10. Импликационная структура (тесное зубчатое срастание извилистых зерен кварца).



ТЕКСТУРА

Все вышеизложенные соображения распространяются на структурные признаки, независимые от расположения минеральных зерен по отношению к тем или иным направлениям в пространстве. Рассмотренные признаки касаются, например, в равной мере гранита и гнейса, хотя между обеими породами имеются существенные различия. Не имеет значения, с какой стороны мы смотрим на куб, вырезанный из гранита: каждый раз мы констатируем при этом одинаковое распределение минералов. Напротив, гнейс представляет другую картину. На одной грани куба мы видим преимущественно листочки слюды, расположенные приблизительно параллельно, тогда как на поперечной грани фиксируем чередование слюдяных и кварц-полевошпатовых прослоев. Минералы расположены в пространстве ориентированно, т. е. строение пород является анизотропным. Можно, следовательно, проводить различие между ориентированными и неориентированными структурами, и эта особенность строения пород называется текстурой. Текстуры, распознаваемые невооруженным глазом (особенно из-за их влияния на свойства пород), уже в давние времена обратили на себя внимание и повлияли на создание старейших названий пород. Текстуры гранитов вследствие преимущественно изометрического облика главных компонентов являются беспорядочно-зернистыми и не обнаруживают никаких предпочтительных направлений. На-

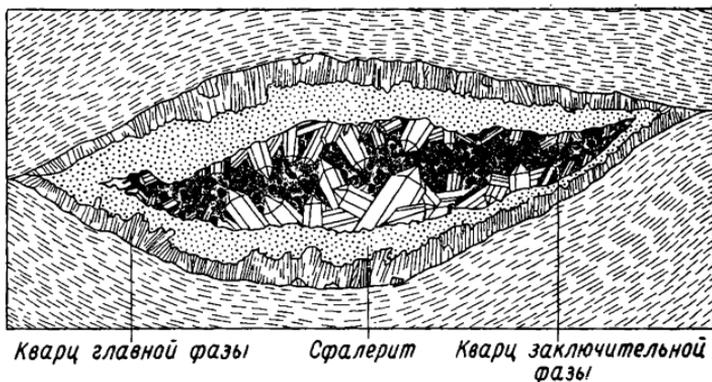
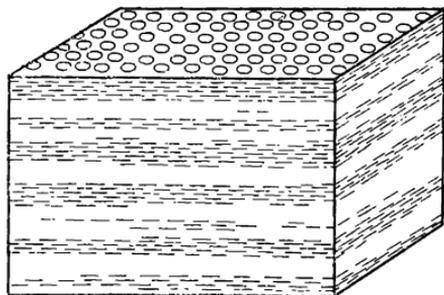


Рис. 11. Жеода с друзой последовательно выделившихся кристаллов кварца и сфалерита, залегающая в серицитизированном гнейсе.

против, сланцы состоят из параллельно расположенных листоватых минералов, вследствие чего возникает одна выделяющаяся среди других поверхность, по которой порода раскалывается на тончайшие плитки. Слоистые породы (старое название осадочных отложений) отличаются тем, что они построены из слоев, имеющих различный состав, окраску и структуру.

Причины возникновения ориентированных текстур разнообразны. На стенках пустот перпендикулярно к ним нарастают красиво огранные кристаллы, которые имеют параллельную ориентировку и образуют кристаллические щетки и друзы минералов, служащие пред-

Рис. 12. Сланцеватая текстура.



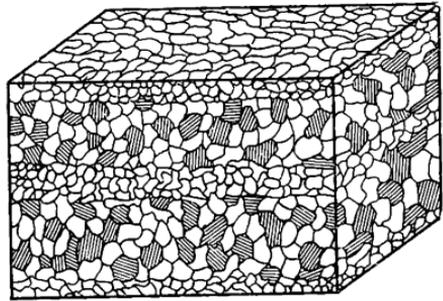


Рис. 13. Слоистая текстура.

метом вожделения для коллекционеров (рис. 11). В текущих расплавах (лавах) уже образовавшиеся шестоватые или листоватые кристаллы и включения ориентируются в направлении течения — возникает текстура течения (флюидальная). Если при метаморфизме горных пород действует ориентированное давление, то листоватые минеральные виды (слюды, хлориты) ориентируются перпендикулярно направлению давления — возникает гнейсовидная или сланцеватая текстура (рис. 12). При образовании осадочных пород путем оседания минеральных зерен в воде сила тяготения Земли обуславливает возникновение слоистой текстуры, ориентированной параллельно основанию (рис. 13).

Точное определение структурно-текстурной ориентировки производится под микроскопом, причем с помощью объектного столика, вращающегося около трех, четырех или пяти осей (универсальный столик), измеряется положение в пространстве многих единичных зерен в прозрачном шлифе породы. Если большинство измеренных кристаллов обнаруживает параллельное или близкое к нему расположение, то налицо ориентированная текстура. Ориентированные текстуры горных пород проявляются, однако, не только в области микроскопических размеров, но подчас и в огромной протяженности целых массивов пород, где такие текстуры подчеркнуты наличием разрывов (трещин), часто видимых макроскопически. Трещиноватость горных пород имеет решающее значение для их технического использования и характеризует определенные условия образования. В изверженных породах трещиноватость часто возникает вследствие сокра-

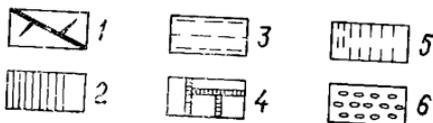
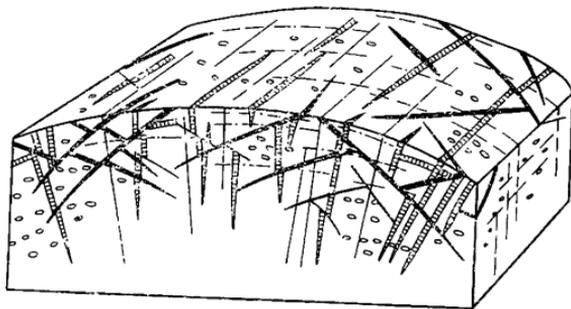


Рис. 14. Блок-диаграмма гранитного плутона со следами подвижек в виде закрытых и зияющих трещин (по Г. Клоосу).

- 1 — диагональные трещины растяжения;
- 2 — крутые поперечные трещины;
- 3 — пологие пластовые трещины;
- 4 — аплитовые жилы;
- 5 — крутые продольные трещины;
- 6 — концентрическая параллельная текстура.

щения объема, связанного с охлаждением. В глубинных магматических породах охлаждение протекает медленно и со всех сторон. Вследствие этого возникает система трех почти взаимно перпендикулярных трещинных поверхностей, по которым порода поддается раскалыванию (рис. 14). На основе такой макротекстуры становится возможным без чрезмерной затраты сил вырубать, например, из гранитных пород прямоугольные параллелепипеды или кубы (строительные или мостовые камни). Когда магматические породы изливаются на поверхность (лавы), они охлаждаются прежде всего со стороны холодных пород основания. Усадочные трещины всегда располагаются перпендикулярно поверхности охлаждения, так что у пологих покровных излияний встречается столбчатое трещинообразование. Это явление часто обнаруживается у относительно жидких базальтовых лав (рис. 15). Такие столбы горных пород представляют собой превосходный строительный материал, например для портовых сооружений и набережных, а также для фун-

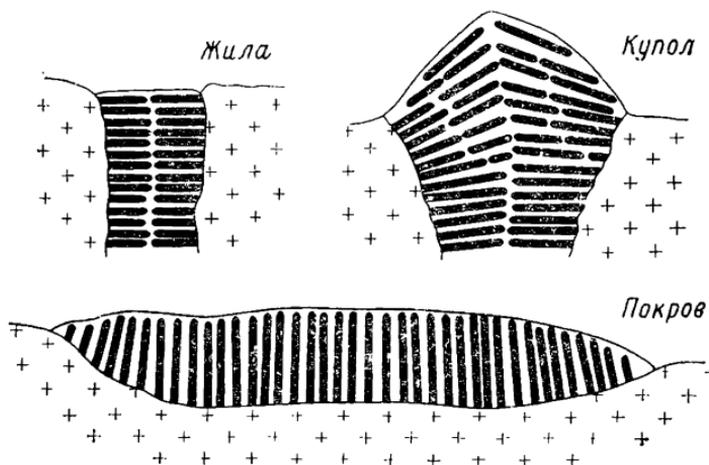


Рис. 15. Базальтовые столбы (по Г. Мебусу).

Столбы всегда расположены перпендикулярно поверхности охлаждения: в жиле — горизонтально, в куполе — горизонтально, веерообразно, в покрове — вертикально.

даментов крупных зданий. Тот, кто путешествует по областям развития базальтов, обратит внимание на куски базальтовых столбов, обычно шестиугольной формы, повсюду встречающиеся в кладке стен.

Пористость

В качестве последнего признака, определяющего строение (сложение) породы, мы рассмотрим заполнение объема, отражающееся в пористости горных пород. Пористостью называется совокупность всех пустот в породе, заполненных газами или жидкостями, а отчасти и последующими минеральными образованиями.

Пористость оказывает существенное влияние на свойства пород и имеет большое значение во многих отношениях. Начнем с того, что наличие внутренних пустот в породе во многих случаях значительно понижает ее объемный вес. Прочность пород также находится в непосредственной связи с их пористостью. Это особенно касается рыхлых пород (песков, гравия и др.). Для определения несущей способности рыхлого слоистого строительного грунта точные измерения плотности упаковки имеют решающее значение. Если порода исполь-

зуется в качестве строительного материала, то заполненные воздухом поры определяют тепло- и звукоизолирующую способность изготовленных из нее стен. Наши современные жилые постройки состоят из высокопористого легкого бетона и других легких стройматериалов, и большинство из нас уже заметили, что этот материал является, с одной стороны, прекрасным теплоизолятором, но с другой — весьма звукопроницаем. Соответствующим подбором пористости техник по стройматериалам должен найти возможно более благоприятный компромисс.

Следует обязательно упомянуть, что пористость комплексов горных пород в земной коре создает для них возможность как вмещать (накапливать) жидкости и газы, так и пропускать их через себя. Вблизи поверхности пустоты заполнены водой (грунтовыми водами), представляющей собой одно из важнейших для развития народного хозяйства сокровищ земных недр. Аналогичным образом большое значение имеют более глубоко залегающие осадочные породы как носители нефти и природного газа. Далее, некоторые промышленные сточные воды, как, например, отработанный щелок калийного производства, могут быть захоронены путем погружения в глубокозалегающие слои пористых пород.

Величина пустот в породе варьирует от крошечных пор, едва различимых даже под микроскопом (микропористость), до крупных пор, видимых невооруженным глазом, и друзовых полостей метровой длины и ширины (макропористость). Решающим является то обстоятельство, связаны ли поры между собой, т. е. образуют ли они систему пустот в породе (так называемая открытая пористость), либо же каждая пора представляет собой замкнутый объем и, следовательно, не имеет связи с другими порами (так называемая замкнутая пористость)¹. В первом случае возможна циркуляция газов и жидкостей, порода является в большей или меньшей мере проницаемой. Поскольку газы и жидкости в пустотах способны реагировать с породой, сопротивляемость последней против внешних сред (например, выветривания) в

¹ В отечественной литературе принято различать эффективную (открытую) пористость и общую (суммарную) пористость пород, включающую как открытые, так и закрытые поры. — *Прим. перев.*

значительной степени зависит от открытой пористости. Чтобы воспрепятствовать проникновению жидкостей в породу, следует покрыть ее поверхность непроницаемым защитным слоем. Поэтому, например, керамические изделия (глиняная посуда, фарфор, фаянс) покрываются глазуриями. Многие процессы изменения пород как вблизи земной поверхности (упрочнение рыхлых отложений, изготовление цементного камня и бетона, морозное растрескивание), так и в условиях повышенных давлений и температур (возникновение метаморфических пород, разрушение жаропрочных футеровок печей) резко ускоряются, а часто только и делаются возможными вследствие циркуляции растворов или расплавов в поровых пространствах соответствующих пород.

Определение пористости производится довольно простым способом. Макропористость можно определить на ровных поверхностях породы путем измерения площадей пор. Обычно величину пористости получают как разность между объемным весом образца породы и точно измеренной плотностью размолотой породы. При этом способе открытая и закрытая пористости не могут быть различены между собой. Открытую пористость можно определить, установив, сколько жидкости (например, воды) способна впитать до того совершенно сухая порода. При характеристике свойств искусственных пород, применяемых в технике (например, огнеупоров, легкого бетона), производится также измерение их водо- и газопроницаемости и скорости фильтрации.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Химический и минеральный состав и структурно-текстурные особенности пород обуславливают их физические свойства, которые в свою очередь являются основанием для практического использования пород. Под названием «физико-технические» свойства¹ понимается прежде всего прочность пород, величина которой в зависимости от вида напряжения может существенно меняться. В основном различают статическую прочность

¹ В отечественной литературе обычно используется выражение «физико-механические» или просто «механические» свойства пород. — *Прим. перев.*

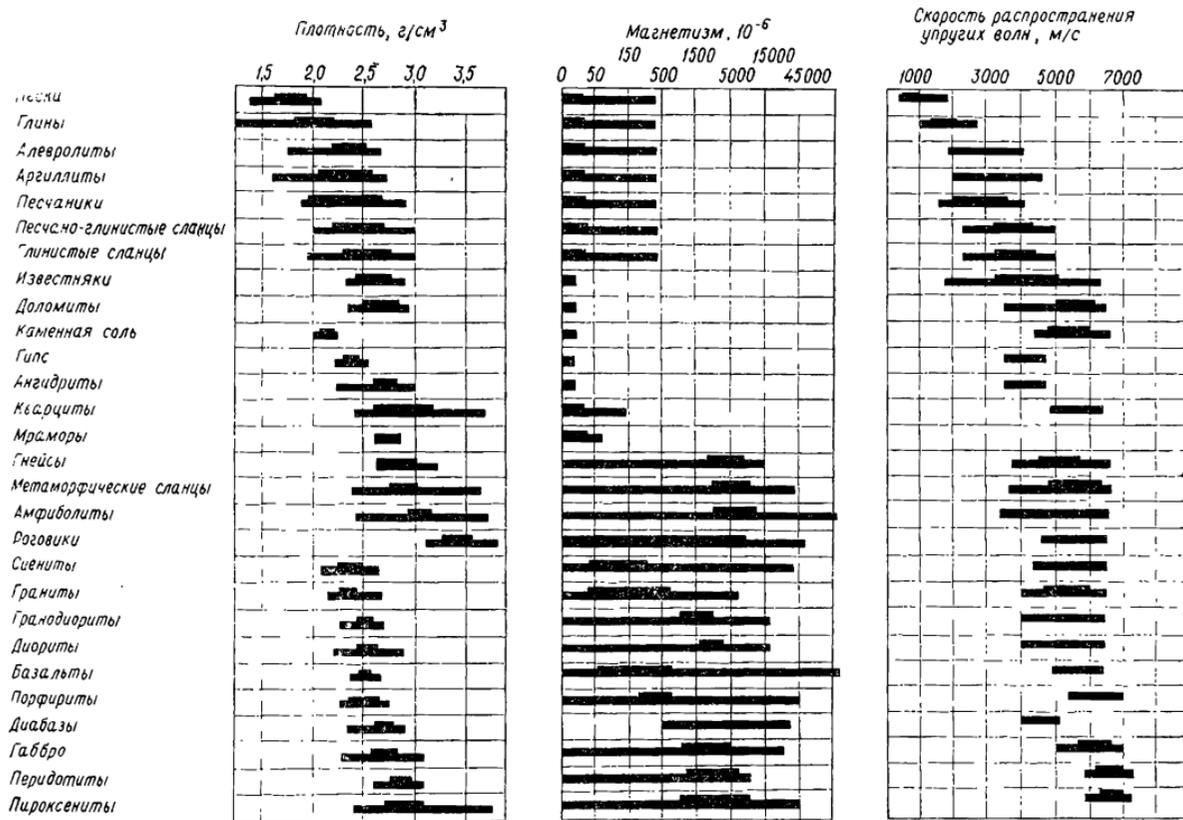


Рис. 16. Интерпретация результатов геофизических измерений.

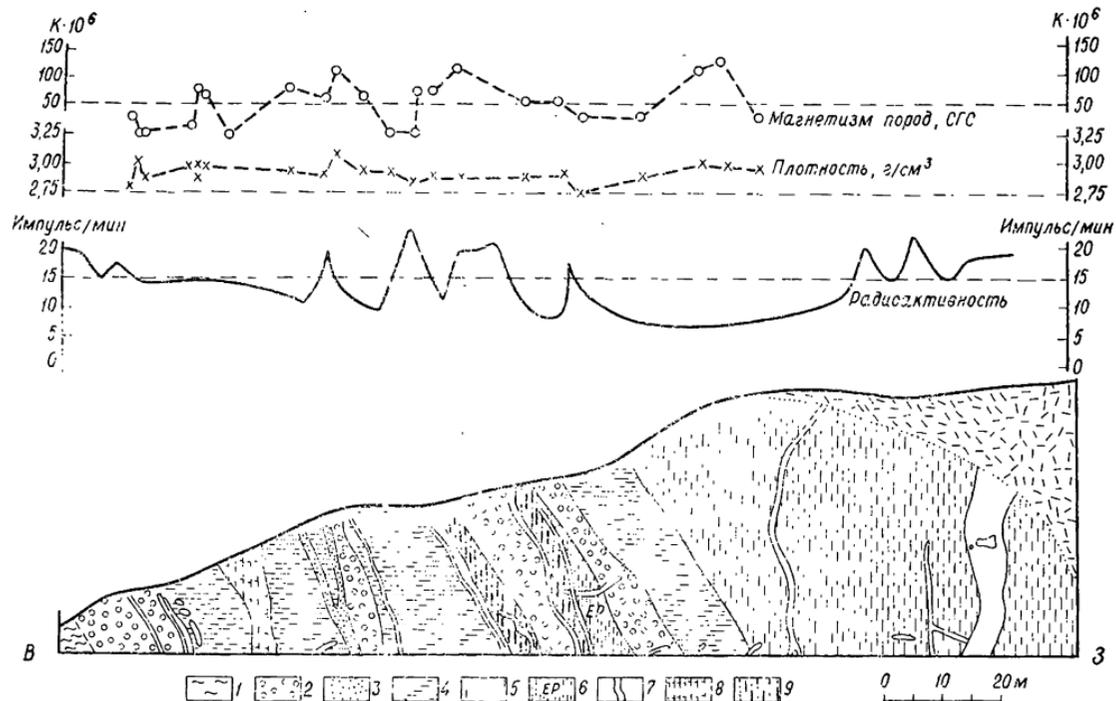


Рис. 17. Петрографический и петротектонический профили вдоль правого склона р. Штригис по дороге Бёринген-Бёрберсдорф (по А. В. Р. Састри).

- 1 — гранит; 2 крупно- и среднезернистое уралитовое габбро; 3 — плагиоклазовый амфиболит;
- 4 — среднезернистое рассланцованное уралитовое габбро; 5 — мелко- и среднезернистое сланцеватое уралитовое габбро; 6 — сланцеватое элидотсодержащее уралитовое габбро;
- 7 — дайки гранита; 8 — скаполитсодержащее уралитовое габбро; 9 — амфиболовый сланец.

(на сжатие, растяжение, изгиб или сдвиг), выражаемую обычно в числовых величинах (кГ/см^2), и динамическую прочность (сопротивление удару и истиранию, твердость, обрабатываемость и буримость), которая в большинстве случаев не допускает точного численного выражения. Изучением взаимосвязей между физико-техническими свойствами, минеральным составом и структурно-текстурными особенностями пород применительно к их использованию в хозяйственной практике занимается область науки, относящаяся к технической петрографии.

Физические свойства горных пород имеют большое значение для исследования земной коры и глубоких слоев Земли. Знание таких петрографических характеристик пород, как плотность, упругость, тепло- и электропроводность, магнитная восприимчивость, а также радиоактивность в сочетании с данными о вещественном составе пород, является основой истолкования (интерпретации) результатов геофизических измерений (рис. 16). Вся информация о вещественном составе Земли на глубинах более 100 км, которой мы сегодня располагаем, базируется исключительно на сравнении физических свойств горных пород (определяемых в лабораторных условиях) и геофизических данных. Время пробега волн землетрясений сквозь глубокие слои Земли, измеренное сейсмическими методами, зависит от упругости пород, слагающих эти слои. Различия в силе земного притяжения, определяемые гравиметрическими измерениями, обусловлены разной плотностью масс пород в глубинах Земли. Минеральный состав пород, в частности содержание минералов железа, обладающих магнитными свойствами, находит отражение при измерениях магнетизма горных пород.

Большое значение этих свойств заключается в том, что посредством их определения с помощью геофизических методов можно обнаруживать породы, а с ними и месторождения, скрытно залегающие на глубине, под земной поверхностью (рис. 17). Ветвь науки, занимающаяся этой проблемой, носит название прикладной геофизики. В рамках настоящей книги мы не имеем возможности входить в более детальное рассмотрение этой интересной области и вынуждены отослать заинтересовавшегося ею читателя к специальной литературе.

ОБРАЗОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Минералы и горные породы — это не какие-то застывшие, неизменяемые образования, напротив, они подвержены постоянной смене процессов возникновения и исчезновения. Описав породу в соответствии с изложенными в предыдущей главе признаками, мы как бы делаем моментальный снимок, действительный лишь на ограниченном отрезке времени. Разумеется, в противоположность биологическим событиям мы должны считаться с совершенно иными временными промежутками. Развитие, старение и распад горных пород разворачиваются на протяжении геологических эпох, измеряемых миллионами лет. Этим объясняется, что наш «моментальный снимок» по человеческим меркам времени все же остается действительным для многих поколений. Это можно пояснить на примере длительности формирования некоторых отложений. В глубоководной области моря на протяжении тысячи лет отлагаются слои известкового (глобигеринового) ила толщиной лишь 1—2 см и глинистые слои мощностью всего несколько миллиметров. Разрушение пород также длится очень долго, и даже в горных местностях, где снос протекает особенно быстро, в течение многих сотен лет происходит едва заметное изменение форм поверхности. Поскольку возникновение и разрушение или преобразование пород находятся в постоянной смене, переходят одно в другое, мы будем в данной главе разделять упомянутые процессы лишь постольку, поскольку этого требует ясность изложения.

Образование горных пород с физико-химической и геологической точек зрения происходит тремя основными путями. Вследствие остывания и затвердевания силикатного расплава (магмы) возникают магматические поро-

ды. Под воздействием условий, господствующих на поверхности Земли, протекают процессы выветривания, дающие начало образованию осадочных пород.

Посредством преобразования при повышенных давлении и температуре формируются метаморфические породы. Это разделение, строго говоря, представляет собой лишь вспомогательное средство для лучшего понимания протекающих в природе сложных явлений. Магматические, осадочные и метаморфические процессы связаны между собой многочисленными переходами, происходят параллельно во времени и пространстве и оказывают взаимное влияние друг на друга.

ОБРАЗОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Исходным пунктом процессов образования горных пород является магма — согласно П. Ниггли, «огненно-жидкий расплав, происходящий из недр Земли и занимающий в остывшем состоянии более или менее обширные самостоятельные участки земной коры». Этот расплав состоит из двух групп химических элементов, которые при высоких температуре и давлении (условия состояния в глубоких частях земной коры) образуют однородную (однородную) смесь. Главными составными частями магмы являются так называемые труднолетучие компоненты, которые вследствие преобладающего содержания кислорода указывают обычно в форме окислов. К ним принадлежат в основном окислы кремния, далее, в порядке убывающего значения, — алюминий, железо, кальций, магний, натрий и калий. Диапазон количественных соотношений этих компонентов в магмах довольно мал. В противоположность осадочным отложениям с их широко варьирующими химическими составами, магмы, и тем самым главнейшие магматические породы, образуют группы с относительно узколимитированным вещественным составом.

Кроме перечисленных компонентов, магма содержит группу легколетучих составных частей, которые сохраняются в расплаве лишь при повышенном всестороннем давлении, а при снижении давления тут же удаляются (отгоняются). К ним принадлежат, кроме присутствующей в избытке воды (H_2O), еще двуокись углерода (CO_2), соляная кислота (HCl), плавиковая кислота

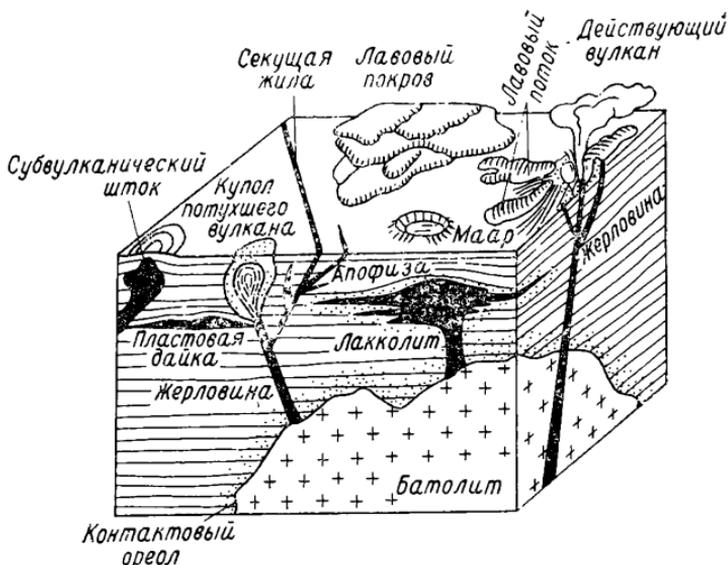


Рис. 18. Блок-схема форм залегания магматических пород (по Кетнеру).

(HF), сероводород (H_2S), борная кислота (B_2O_3) и несколько других веществ, встречающихся в малых количествах. Если магма попадает на земную поверхность, то вследствие падения давления летучие компоненты выделяются в атмосферу (табл. XIII.1). Из наблюдений над вулканическими извержениями мы знаем, какие количества газов могут быть растворены в магматическом расплаве. В 1943 г. в Мексике началось формирование вулкана Парикутин, окончившееся в 1952 г. За этот период из кратера вулкана улетучилось около 40 млн. тонн водяного пара, что составляло 1,1% исходного расплава (по массе). В вулканической области «Долина 10 000 дымов» на Аляске на земную поверхность ежегодно выдается 1,25 млн. тонн соляной кислоты и 0,2 млн. тонн плавиковой кислоты. При извержении Везувия в 1906 г. в течение 24 часов происходило улетучивание газов в атмосферу, что привело к образованию сплошного дымового столба высотой в 13 км.

Эти летучие составные части магмы играют чрезвычайно существенную роль в образовании горных пород. В то время как смесь труднолетучих компонентов плавится лишь при очень высоких температурах (более

1000 °С), растворенные газы (до 8%) способствуют тому, что магма остается жидкой вплоть до температур 550—600 °С. Этим объясняется трудность экспериментального воспроизведения процессов образования магматических пород, поскольку магматическая порода уже не содержит летучих компонентов и путем ее плавления никогда не удастся получить магму.

При рассмотрении породообразующих магматических серий следует различать две принципиальные возможности (рис. 18):

1. Магма остывает в толще земной коры, будучи со всех сторон окружена боковой породой (серия глубинных пород, или плутоническая).

2. Магма проникает на земную поверхность и там затвердевает (серия излившихся пород, или вулканическая).

ПЛУТОНИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

Если мы рассматриваем магму в глубоких частях земной коры, то на глубине около 20 км она имеет температуру 1200—1300 °С и находится под давлением около 600 атм. При этих условиях она образует однородный расплав. Вследствие остывания и уменьшения давления (например, в результате подъема на более высокие уровни земной коры, вызванного движениями последней) вначале происходит расслоение в жидком состоянии. Подобно тому как жировые капельки в молоке при долгом стоянии обособляются и образуют сметану, так и сульфиды (соединения металлов с серой) в виде капель расплава обособляются от жидкого силикатного расплава. Различный удельный вес обуславливает пространственное разобщение сульфидного и силикатного расплавов, которые соответственно затвердевают как обособленные породы. Этот первый процесс расщепления магмы называется расслоением в жидком состоянии (*жидкостной сегрегацией*) и дает нам ряд важных медно-никелевых месторождений¹.

При дальнейшем остывании начинают кристаллизоваться минералы, плавящиеся при самых высоких тем-

¹ В отечественной литературе этот процесс чаще называется ликвацией, ликвационной дифференциацией магмы. — *Прим. перев.*

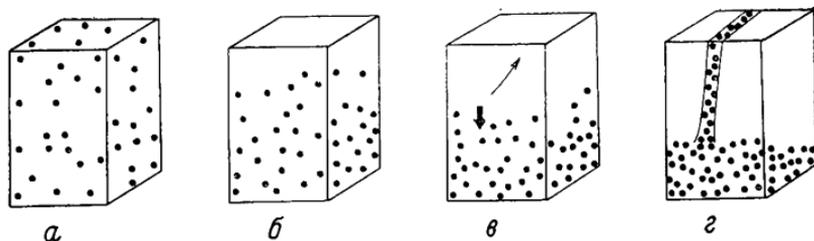
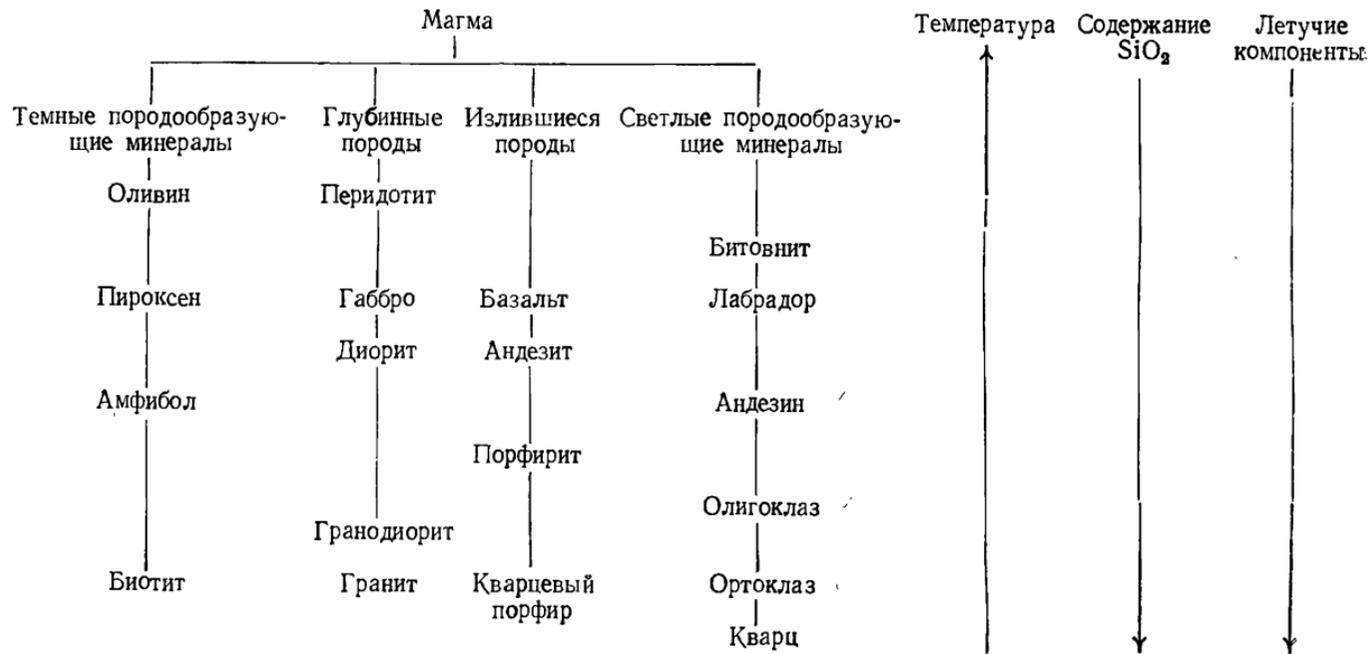


Рис. 19. Схематическое изображение магматической дифференциации гранитного расплава (гранодиоритовый лампрофир).

а) однородный расплав; б) оседание тяжелых минералов; в, г) разделение тяжелой и легкой минеральной фракций, образование кислой гранитной и основной (габброидной) частных магм (по Г. Мёбусу).

пературах. Такими минералами являются в первую очередь хромит (окисел хрома и железа) и оливин (ортосиликат магния). Они могут оседать в расплаве и концентрироваться в более глубоких зонах. Поскольку это расщепление (дифференциация) ранее однородной магмы происходит путем кристаллизации, оно называется *кристаллизационной дифференциацией* (рис. 19). Последняя имеет фундаментальное значение, поскольку она устанавливает родственные связи между породами, так как и кислые, и основные породы различного химического и минерального состава могли произойти из одной и той же магмы (рис. 20). С понижением температуры из расплава выделяются силикатные минералы в последовательности, задаваемой их составом (в частности, содержанием кремнекислоты) и температурой кристаллизации. Охлаждаясь, расплав, и тем самым также выделяющиеся из него минералы, становится все богаче кремнекислотой и, поскольку кристаллизуются почти исключительно труднолетучие компоненты, обогащается летучими составными частями.

Среди пороодообразующих минералов мы можем различать два ряда, параллельно кристаллизующихся из магмы. Их связь с изменением температуры и химическим составом расплава (содержанием кремнекислоты и летучих компонентов), а также с важнейшими магматическими породами представлена в следующей схеме:



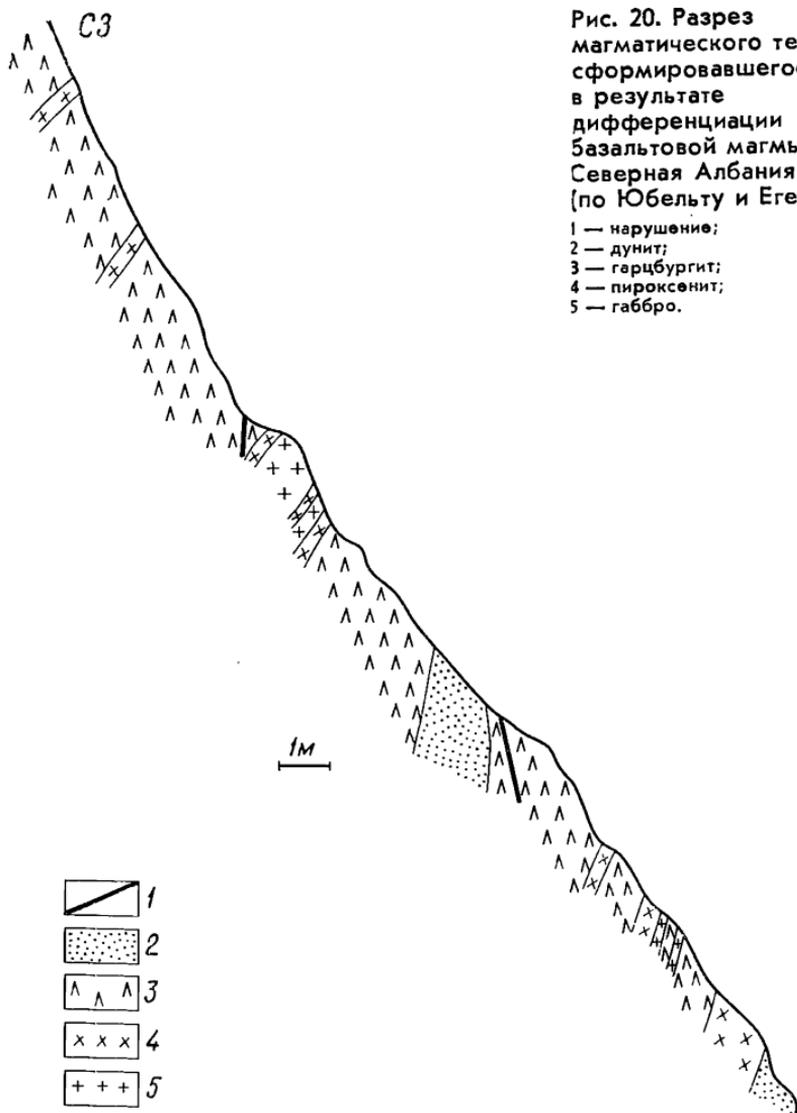
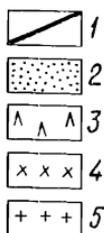


Рис. 20. Разрез магматического тела, сформировавшегося в результате дифференциации базальтовой магмы. Северная Албания (по Юбельту и Егеру).

- 1 — нарушение;
- 2 — дунит;
- 3 — гарцбургит;
- 4 — пироксенит;
- 5 — габбро.



Ряд выделений темных порообразующих минералов носит название прерывистого реакционного ряда, поскольку каждый раз ранее образованные минералы при остывании снова растворяются и кристаллизуется следующий минеральный вид. Ряд светлых порообразующих минералов представлен известково-натровыми полевыми шпатами (плаггиоклазами), которые не раст-

воряются, а путем присоединения кремнекислоты из расплава постепенно переходят один в другой (непрерывный реакционный ряд). Накопление летучих компонентов по мере кристаллизации способствует тому, что газовое давление остывающей магмы становится все более высоким. Благодаря этому летучие элементы и соединения также получают возможность участвовать в минералообразовании. Оливины и пироксены содержат не много фтора и гидроксиль (ОН), а слюды (биотит) уже не могут образоваться без участия воды в их кристаллической решетке. Поскольку труднолетучие окислы составляют основную часть магматического расплава, мы называем вышеописанные явления *главной кристаллизацией*. Массивные магматические породы, часто слагающие опромные участки земной коры, образовались в результате этой главной кристаллизации. Конечно, ход событий описан выше весьма схематично. В природе процессы образования пород дополнительно осложняются усвоением (ассимиляцией, см. рис. 21) боковой породы путем ее растворения или расплавления, движениями земной коры, смешением разных магм и др. В этом кратком описании процесса главной кристаллизации могли быть представлены только важнейшие факторы, имеющие общее значение. Детальные примеры содержатся в словарной части, например примеры ассимиляции в группе сиенита (стр. 189) и дифференциации — в группе габбро (стр. 94).

Процесс главной кристаллизации заканчивается, когда в *остаточном расплаве* летучие компоненты накапливаются в такой мере, что их давление превышает внешнее давление, обусловленное окружающими породами. В этот момент остаток расплава покидает прежнюю кристаллизационную камеру и часто выжимается по трещинам и порам на километровые расстояния во вмещающую породу. Следует сказать несколько пояснительных слов относительно агрегатного состояния среды на этой стадии. Главными компонентами остаточного расплава являются вода как преобладающая часть летучих компонентов и наряду с ней — остатки труднолетучих составных частей (прежде всего кремнекислота, глинозем и калий), а также плавиковая и соляная кислоты, сероводород и др. Нам известно, что температура кипения, т. е. переход из жидкого в газообразное агрегатное со-

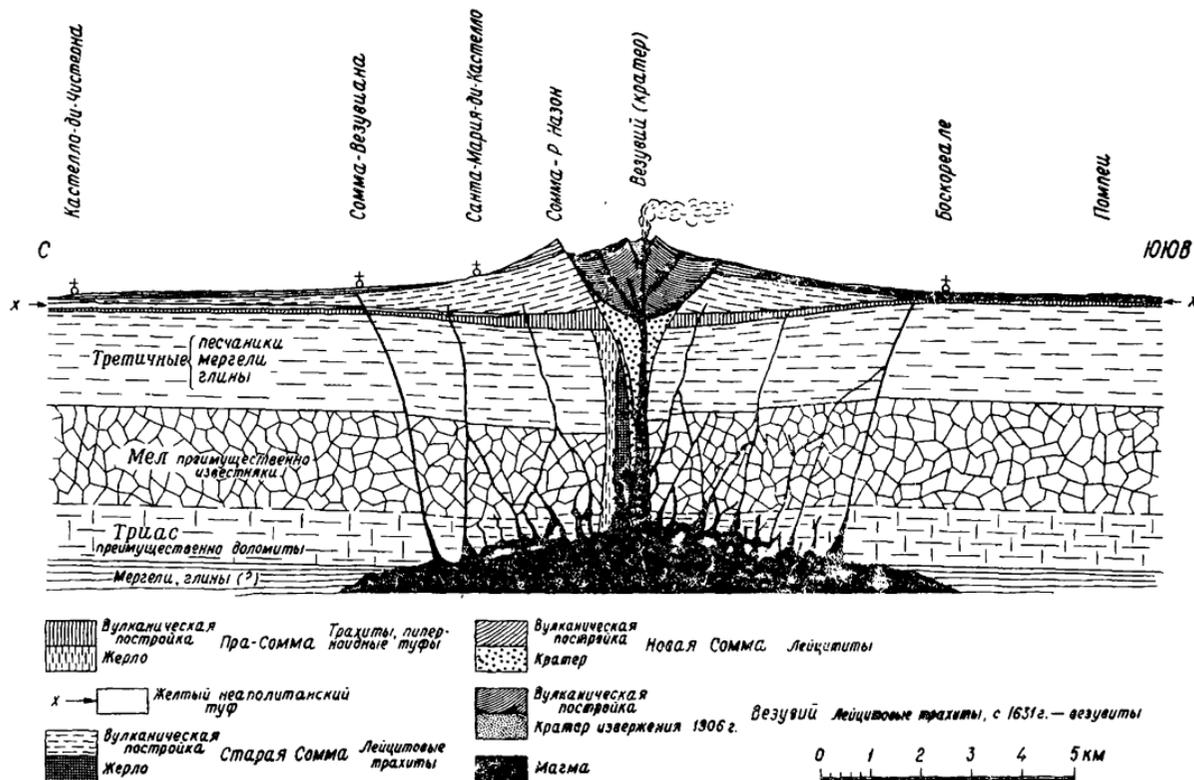


Рис. 21. Геологическое развитие вулкана Сомма—Везувий и слагающие его породы, образовавшиеся путем ассимиляции и дифференциации (по Ритману).

стояние, зависит от давления (в высокогорье с низким давлением воздуха вода закипает при температуре ниже 100 °С). При повышении давления температура кипения также повышается. При высоких давлениях можно, следовательно, перевести водяной пар в горячую жидкую воду, например, при 200 °С. Выше некоторой определенной температуры (для чистой воды — при 374 °С) вещество не поддается сжижению даже с применением самых высоких давлений. Этот предел называется критической температурой. Для магматических остаточных расплавов после окончания главной кристаллизации она находится в интервале 400—450 °С. Следовательно, мы должны рассматривать агрегатное состояние остаточной магмы как близкое к газообразному, но вследствие его отличий от истинных газов оно называется «флюидным». Представление о флюидном состоянии позволяет нам понять высокую подвижность остаточных магм при их проникновении в мельчайшие поры и пустоты боковой породы (при инфильтрации). Новейшими исследованиями выяснено, что водные растворы и водонасыщенные силикатные расплавы при высоких температурах не смешиваются между собой. Часть, обогащенная кремнекислотой, содержит наряду с небольшими количествами воды в основном труднолетучие составные части и является относительно вязкой и малоподвижной. Она выталкивается давлением газов в открытые трещины во вмещающей породе и там застывает в гигантозернистые *пегматитовые* породы. Поэтому мы говорим о пегматитовых остаточных расплавах. Они содержат наряду с остатками главных магматических окислов редкие элементы, которые не входят в состав породообразующих минералов главной кристаллизации и потому накапливаются. Это прежде всего бериллий, литий, редкие земли, ниобий, тантал, цезий и рубидий. Поскольку пегматиты представляют собой единственные минеральные парагенезисы, содержащие эти элементы в промышленных количествах, они часто имеют большое хозяйственное значение как месторождения редких металлов. Обогащенная водой часть магматического остатка содержит легколетучие компоненты (H_2O , CO_2 , H_2S , HF , HCl) и тяжелые металлы, образующие легколетучие соединения с фтором или хлором (олово, вольфрам, молибден). Она находится после окончания главной кристал-

лизации во флюидном состоянии и способна поэтому проникать сквозь боковую породу. Этот процесс мы называем пневматолитом (табл. II.2) (греч. «пнеума» — воздух, газ). Боковая порода подвергается химическому воздействию и преобразуется в новые типы пород, которые мы рассмотрим в разделе о метаморфических породах. В обобщенном виде, примыкающие к главной кристаллизации порообразующие процессы называются пегматито-пневматолитовой стадией.

Горячие флюидные остаточные растворы на своем пути сквозь вмещающие породы быстро остывают. Как только они достигают критической температуры, происходит их сжижение под воздействием господствующего в земной коре давления. Теперь они уже не имеют газоподобного агрегатного состояния, обеспечивающего большую подвижность сквозь поровые пространства вмещающих пород, но представляют собой горячий водный раствор, который циркулирует прежде всего в открытых трещинах отрыва и скола во вмещающих породах. Изменение агрегатного состояния и прогрессирующее остывание способствуют кристаллизации веществ, растворенных в горячей воде. Таким путем возникают гидротермальные выполнения трещин и жил кварцем, карбонатами, плавиковым шпатом, баритом, рудами железа, мышьяка, свинца, меди, серебра, золота, сурьмы и многими другими, которые обычно образуют плотные массы, а иногда и друзы красивых кристаллов (рис. 11). Гидротермальные жилы вследствие скопления в них металлов или полезных минералов разрабатываются как ценные месторождения. В количественном отношении они сильно уступают породам главной кристаллизации.

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

Уже по внешнему облику излившиеся породы, возникающие путем остывания магматического расплава на поверхности Земли, выглядят совершенно иначе, чем глубинные магматические породы. Если образование последних характеризовалось медленным остыванием под высоким давлением (в присутствии летучих составных частей магмы), то извержение на земную поверхность (табл. III.1) вызывает резкое понижение давления, вследствие чего летучие компоненты немедленно удаля-

ются в виде газов в атмосферу. Температура лавы (дегазированной магмы) также понижается очень быстро, так что затвердевание происходит уже спустя короткое время после извержения. Такие условия образования вызывают появление у вулканических пород некоторых характерных структурно-текстурных особенностей. При быстром охлаждении кристаллизация и рост кристаллов происходят в течение очень короткого времени, поэтому излившиеся породы в целом являются весьма тонкозернистыми, часто даже стекловатыми. В них встречаются лишь единичные крупные кристаллы, которые образовались еще на глубине и были перенесены на земную поверхность, находясь в магме в плавающем состоянии. Возникает типичная для излившихся пород порфировая структура, отличительной чертой которой является наличие более крупных вкрапленников в тонкозернистой или стекловатой основной массе. Немедленное улетучивание газов служит также причиной того, что излившиеся породы, если отвлечься от кристаллов, образовавшихся еще на глубине, не содержат минералов, в строении которых участвуют летучие компоненты (например, слюд). Изливающаяся из вулкана лава вследствие своей более или менее высокой вязкости течет под уклон, причем уже образованные кристаллы, а также шлиры ориентируются в направлении течения. Подобные текстуры течения (флюидальные) типичны для излившихся пород (табл. VIII.5). Быстрое удаление магматических газов обуславливает и тот факт, что при процессах формирования вулканических пород в целом отсутствуют пегматито-пневматолитовые и гидротермальные образования, подобные встречающимся в глубинных породах. Распыленная при вулканическом извержении лава образует тонкозернистые рыхлые туфовые породы, так называемые вулканические пеплы (табл. III.2.).

ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В условиях земной поверхности магматические и метаморфические породы особенно неустойчивы, т. е. легко разрушаются. Поскольку агентами разрушения являются воздух, вода, солнечное облучение (инсоляция), мороз и т. д., мы называем разрушение горных пород *выветриванием*. В зависимости от климата и рельефа по-

верхности (форм ландшафта) преобладают разные типы выветривания. Мы различаем физическое, химическое и биологическое выветривание, но при этом должны отчетливо представлять себе, что в большинстве случаев отдельные виды выветривания комбинируются между собой. Прочная порода механическим путем вследствие образования расколов и трещин распадается на рыхлые обломочные продукты. Это измельчение мы называем физическим выветриванием. Оно обусловлено главным образом чередованием нагрева вследствие инсоляции и ночного остывания (что связано с изменениями объема), разрывным действием воды, находящейся в поровом пространстве пород, при ее замерзании до состояния льда и, наконец, давлением растущих корней растений, внедряющихся в тончайшие трещины породы и вызывающих значительные разрывные напряжения. Механическое разрушение твердой породы приводит к существенному увеличению поверхности ее взаимодействия с водой, содержащей растворенные вещества и способной производить химическое изменение породы. Поэтому дальнейшее разрушение пород и минералов мы называем химическим выветриванием. В любом случае вода при этом играет главенствующую роль.

В областях вечной мерзлоты и в бедных водой пустынных районах заметного химического выветривания почти не фиксируется. Наоборот, в богатых осадками районах Европы или в тропических джунглях химическое разложение пород иногда захватывает слой грунта глубиной более 100 м. Частные формы развития химического выветривания многообразны. В простейшем случае происходит элементарное растворение определенных минералов, таких, как каменная соль или гипс. Карбонатные породы лишь с большим трудом растворяются в чистой воде, зато относительно легко — в воде, содержащей двуокись углерода (в угольной кислоте). Поскольку дождевая вода всегда поглощает CO_2 и кислород из воздуха, явления интенсивного растворения известняка (карстовые области, известковые и сталактитовые пещеры: табл. XVI, 2) становятся легко понятными. В промышленных районах воздух обогащен двуокисью углерода, а также окислами серы из газообразных продуктов сгорания, вследствие чего явления выветривания, в частности зданий, обнаруживаются особенно резко.

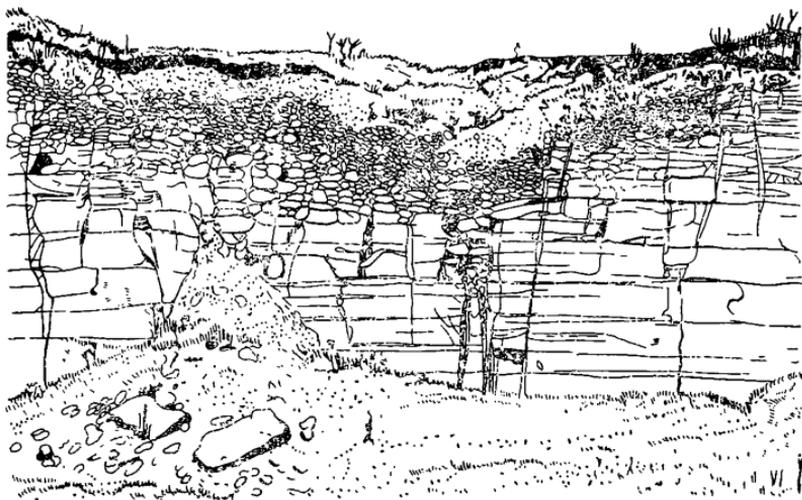


Рис. 22. Выветривание горных пород и почвообразование.

Растворенный в воде кислород обуславливает окисление породообразующих минералов, особенно содержащегося в них железа, так что химическое выветривание часто маркируется ржаво-бурой окраской пород. Наконец, сама вода воздействует на минералы, расщепляя соединения (в большинстве случаев — силикаты) на их составные части. Этот процесс мы называем гидролизом. Кроме того, в высокой степени разлагающее действие оказывают на породы и микроорганизмы. В результате химического и физического выветривания прочные породы распадаются на мелкие обломки и химические составные части, которые частично хорошо растворяются в воде и уносятся, частично быстро образуют новые, нерастворимые в воде соединения и в этом случае занимают место исходных минералов. Выветривание преобразует прочную породу в почву (рис. 22). Если мы рассмотрим процесс выветривания не с химических, а с минералогических позиций, оказывается, что определенные минералы (например, кварц) испытывают лишь механическое измельчение, но химически остаются почти неизменными. Этим остаточным минералам противопоставят минеральные новообразования, представленные либо труднорастворимыми в воде солями, такими, как карбонаты и сульфаты, либо же устойчивыми в условиях нор-

мального давления и температуры силикатами алюминия или магния (глинистые минералы). Для большинства минеральных новообразований характерны чрезвычайно малые размеры зерен (табл. IX.2).

Как мы видели, выветривание является источником минерального состава осадочных пород. Структурно-текстурные особенности последних показывают, что, помимо минералообразования, в их формировании играет существенную роль перенос минералов или обломочного материала. Химические и физические факторы переотложения ответственны за разнообразие осадочных пород. Транспортировка материала происходит с помощью текучей воды, ветра, льда или только под влиянием силы тяжести. Чем мельче частицы, тем дальше могут они быть перемещены. В районах вечной мерзлоты (нивальный климат) глетчеры транспортируют обломочные продукты выветривания любых размеров и отлагают их в качестве донных и конечных морен. В пустынных областях (аридный климат) господствует эоловый перенос. Он обуславливает сортировку по крупности зерен на крупные обломки, остающиеся на месте образования, песок, нагромождения которого в пределах пустыни образуют дюнные ландшафты, и тончайшую пыль (лёсс), который часто выносится ветром из пустынь и отлагается в соседних районах (мощные лёссовые отложения Китая происходят из пустынь Центральной Азии).

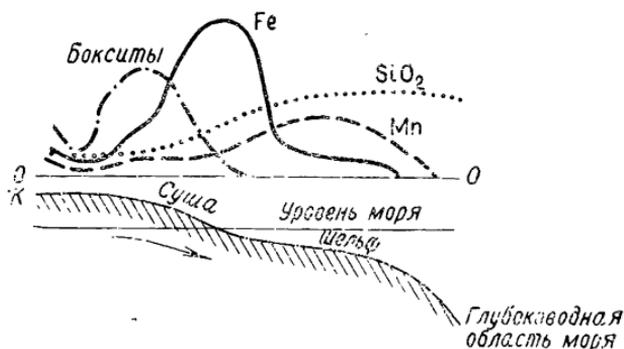


Рис. 23. Схема химического осадкообразования в прибрежной, шельфовой и глубоководной областях моря.

Отложение бокситов, окислов железа (Fe), окислов марганца (Mn) и кремнезема SiO_2



Рис. 24. Схема классификации песчано-алеврито-глинистых пород (по Рухину).

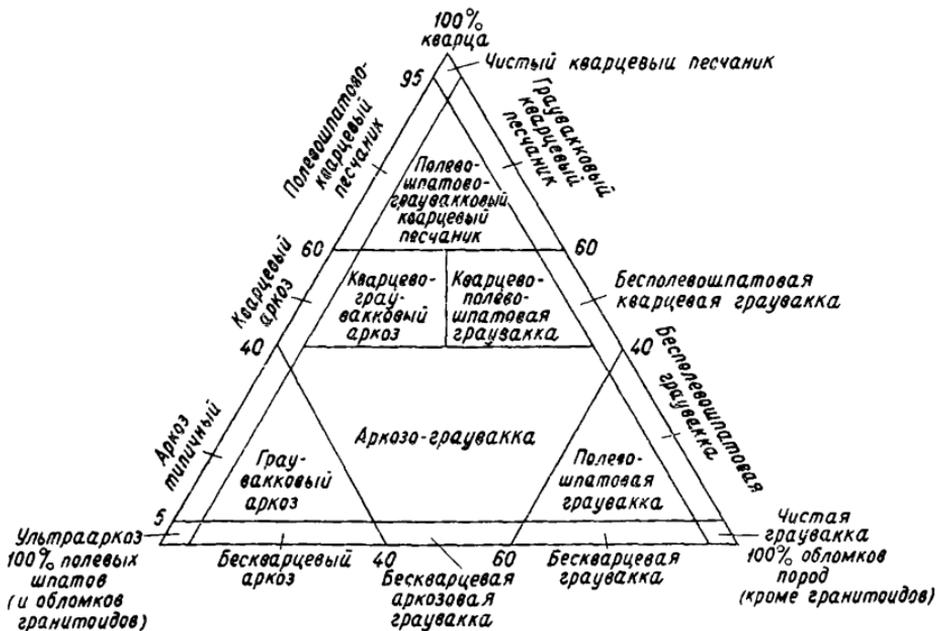


Рис. 25. Схема классификации песчаных отложений на основе минерального состава слагающих их обломков (по Рухину).



Рис. 26. Схема образования различных осадочных пород химического происхождения (по Рухину).

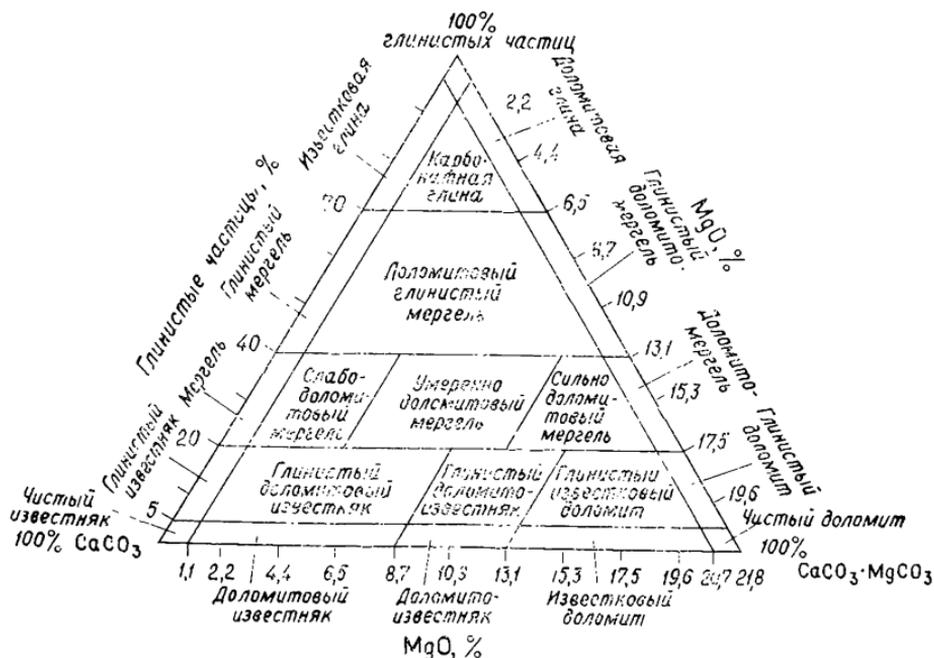


Рис. 27. Схема классификации глинисто-карбонатных пород (по Рухину).

Главной транспортирующей силой на Земле служит вода, которая в районах с избыточными осадками (гумидный климат, тропический или умеренный) в форме грунтовых вод, вод источников, речной и озерной воды стремится под уклон к океану, формируя при этом морфологию поверхности. В зависимости от размеров и характера переносимого водой материала мы говорим о транспортировке путем перекатывания, о переносе во взвешенном состоянии или в растворенном виде. При понижении скорости течения происходит последовательное отложение окатанных обломков (валунов, гальки), песка и взвешенного материала (табл. XIX.4). Вещества, находящиеся в коллоидном и истинном растворе, выпадают только вследствие химических процессов. Продукты выветривания распределяются) таким образом по всей поверхности Земли, подвергаются при этом сортировке и, наконец, отлагаются в виде осадков в самых глубоких местах или на материках, или (преимущественно) в морских бассейнах (рис. 23).

По преобладанию того или иного типа условий осадкообразования мы различаем обломочные осадки (отложение вследствие изменения физического состояния, например ослабления течения воды, рис. 24 и 25) и химические осадки (отложение вследствие химических реакций, рис. 26 и 27). В известной мере особое положение занимают биогенные осадки, образующиеся главным образом в результате жизнедеятельности растительных или животных организмов (например, угли, мел; табл. XIX.6).

Осадки удовлетворяют определению горной породы, т. е. представляют собой горные породы. Они, однако, отличаются от горных пород в общепринятом понимании одним существенным свойством: осадки являются рыхлыми породами, без прочного внутреннего сцепления. Лишь в результате дальнейшего процесса, который называется *диагенезом*, рыхлый песок, гравий, глина становятся прочным песчаником, конгломератом или глинистым сланцем. Диагенез означает упрочнение рыхлых осадков при нормальных условиях. Он осуществляется посредством обезвоживания, кристаллизации растворов и гелей и химических реакций. Изготовление бетона из рыхлой смеси песка, гравия и цементного порошка представляет собой искусственное моделирование

природного диагенеза, ведущего от песка к песчанику и от гравия к конгломерату.

В противоположность магматическим породам, в большинстве случаев имеющим неориентированную массивную или в лучшем случае флюидальную текстуру, осадочные породы часто демонстрируют тонко- или толстослоистое сложение, обусловленное их происхождением. Поэтому их называют также слоистыми породами.

ОБРАЗОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В этом разделе разъясняются процессы образования пород, происходящие в результате воздействия повышенных температуры и давления на уже существующие твердые породы. Различают два основных вида преобразования пород:

- контактовый метаморфизм и
- региональный метаморфизм.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

При внедрении магмы в земную кору она входит в контакт с вмещающими породами, которые вследствие этого подвергаются воздействию высокой температуры расплава и магматических газов. Если на боковую породу оказывается существенное температурное воздействие, то она преобразуется с сохранением химического состава. В простейшем случае происходит укрупнение размеров зерен минералов в структуре, связанное с процессом роста кристаллов. Из чистого тонкозернистого известняка таким путем возникает крупнокристаллический мрамор. Сильное нагревание глинистых осадочных пород приводит к отщеплению воды и новообразованию безводных, жаропрочных минералов (например, андалузита). Карбонаты и силикаты взаимодействуют между собой и образуют устойчивые при высоких температурах известковые силикаты. Вследствие плохой теплопроводности пород интенсивность преобразований быстро уменьшается по мере удаления от поверхности контакта. По этой причине зоны изменения вокруг комплексов магматических пород, так называемые контактные ореолы, имеют лишь ограниченное распространение. Вокруг тел медленно остывающих глубинных пород возникают

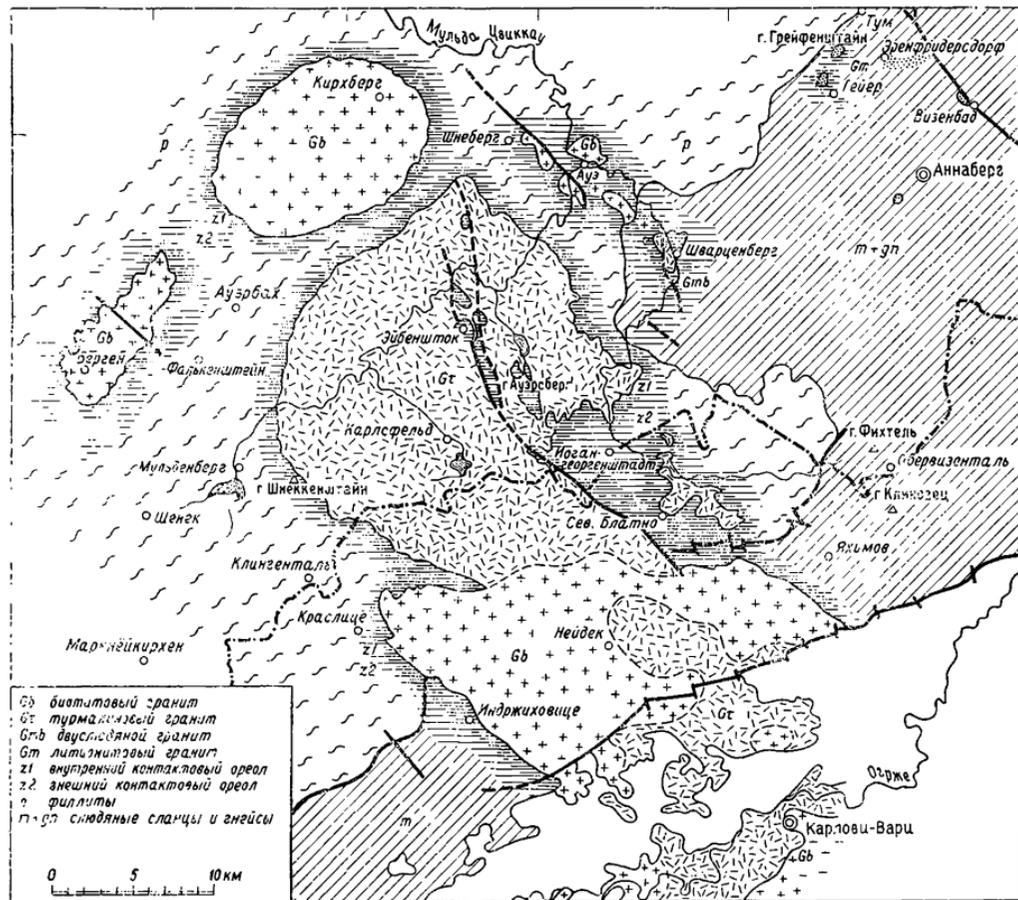


Рис. 28. Контактные ореолы вокруг гранитных массивов в Западных Рудных горах (по К. Питчу).

контактные ореолы шириной 1—2 км (рис. 28). Излившиеся породы вследствие очень быстрого остывания лавы производят преобразования в зоне, имеющей ширину лишь несколько сантиметров. Контактново-метаморфическое преобразование вмещающих пород становится особенно сложным и глубоким, если, кроме температурного воздействия магмы, на них влияют также химически агрессивные, отделяющиеся во флюидном состоянии летучие компоненты. Обменные реакции между боковой породой и проникающими в нее газами приводят к возникновению пород, совершенно новых по своему химическому и минералогическому составу. Поскольку магматические газы имеют преимущественно кислую реакцию, они вступают в обменное взаимодействие предпочтительно с карбонатными минералами и породами, выступающими как основания.

Эти процессы обозначаются специальным термином «метасоматоз» (греч. «замещение», «вытеснение»); породы, возникающие таким способом, называются скарнами. Поскольку в них часто концентрируются соединения тяжелых металлов (железа, меди, цинка), они часто приобретают большое значение как рудные месторождения (например, магнетитовые скарны и скарново-полиметаллические месторождения; табл. XIX.1 и XIX.2).

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

От контактно-метаморфических пород, пространственно непосредственно окружающих магматические тела, отличается большое число типов отчетливо преобразованных пород, образующих протяженные комплексы и не обнаруживающих прямой связи с магматическими породами. Вследствие регионального распространения процессов преобразования пород подобные процессы называются региональным метаморфизмом. Часто встречающаяся четко выраженная тонкослойная или сланцеватая текстура этих пород, нередко обнаруживающих под микроскопом кристаллокластическую структуру, указывает на то, что региональный метаморфизм связан с интенсивными подвижками всего материала пород под высоким давлением (табл. IX.1). Движения в земной коре, захватывающие большие пространства, как это происходит при горообразовательных процессах, совместно с давлением

вышележащих толщ пород и возрастающей с увеличением глубины погружения температурой обуславливают регионально-метаморфические преобразования пород. В зависимости от давления и температуры наблюдаются изменения более слабой или более сильной степени, которые отличаются характерными минеральными новообразованиями и называются *метаморфическими фациями*.

Осадки, богатые водой, подвергаются прогрессирующему обезвоживанию. Под влиянием направленного давления образуются листоватые минералы группы слюд, талька и хлоритов, расположенные параллельно. Таким путем возникают сланцы (тальковые сланцы, филлиты, хлоритовые сланцы и др.), отличающиеся тонкоплитчатой отдельностью (табл. XVIII.5 и XVIII.6). С повышением давления различные химические элементы реагируют между собой и образуют минералы, занимающие меньший объем, чем исходные виды. Такие новообразованные минеральные виды (например, гранат, дистен) типичны для более высокой степени метаморфизма (табл. XVIII.3 и XVIII.4). Вследствие повышения давления и температуры условия образования приближаются к условиям образования магматических пород. В результате этого минеральный состав и структура метаморфических пород все более сближаются с составом и структурой магматических. Из первоначального глинистого сланца при интенсивном региональном метаморфизме возникает гранитоподобный гнейс. При максимальных давлении и температуре может быть превышен предел устойчивости твердых пород и возникает расплав, который можно отличить от первоначальной, так называемой ювенильной, магмы лишь приложив значительные экспериментальные усилия. Отмеченную появлением частичных выплавов переходную стадию от регионального метаморфизма, протекающего при сохранении всей породы в твердом состоянии, к полному ее расплавлению называют ультраметаморфизмом. Породы, обнаруживающие признаки как регионально-метаморфического происхождения (например, гнейсы), так и магматического (например, граниты), обазовались этим путем (табл. XIV.2).

Если мы рассмотрим результаты совместных исследований петрографов, геологов и геофизиков, то выявятся многообразные и более глубокие взаимосвязи между

движениями земной коры, протекающими в различные периоды геологической истории, и образованием магматических, осадочных и метаморфических горных пород. Минеральный состав, структурно-текстурные признаки и формы залегания пород часто связаны в своих типичных чертах с различными формами движений земной коры.

Мы знаем в настоящее время, что эпейрогенез, (медленные обратимые поднятия и опускания, захватывающие большие территории) и тектогенез (необратимая деформация участков земной коры вследствие складчатости, образования разломов и т. д.) представляют собой существенные причины процессов образования пород — магматизма, седиментации и метаморфизма. В словарной части при описании многочисленных групп горных пород будут сделаны указания на эти взаимосвязи.

ИСКУССТВЕННЫЕ ПОРОДЫ

Породы образуются не только в природе, но и искусственным путем, в ходе промышленной переработки природного сырья. Так, например, затвердевший строительный раствор и бетон весьма похожи на естественные породы — песчаник и конгломерат. Металлургический шлак можно сравнить с застывшей лавой. Основные физико-химические законы образования пород, т. е. преобразования твердого материала под воздействием давления, температуры и химических веществ, действуют при возникновении пород в искусственных условиях точно так же, как и в природе. Отсюда следует, что трем важнейшим природным процессам образования пород (кристаллизация из магматических расплавов, осадкообразование и диагенез, метаморфизм) соответствуют аналогичные процессы в сфере промышленного производства.

Магматические породы возникают путем остывания и кристаллизации силикатного расплава. В доменных печах и на металлургических заводах при получении и очистке металлов также возникают силикатные расплавы, которые при своем остывании образуют самые разнообразные шлаки (табл. XIII.2). При воздействии магматического расплава на вмещающую породу под влиянием температуры и проникающей в пустоты (поры,

трещины) магмы возникают контактово-метаморфические породы. При обжиге в промышленных печах су-глинка в кирпич, глины в шамот или при действии жидкого шлака в металлургических печах на жаропрочную футеровку исходные материалы также преобразуются в метаморфические технические породы, устойчивые при высоких температурах.

Естественному упрочнению песка или гравия в песчаник или конгломерат прямо соответствует искусственно вызываемое упрочнение пульпы из цементного раствора и песка в строительный материал — бетон, который может быть назван технической осадочной породой.

Вследствие подобия действующих процессов и химического состава исходных веществ отмечаются многочисленные соответствия в характере природных и искусственных пород, выраженные в появлении в тех и других одинаковых минеральных видов и сходных структур и текстур.

Имеется, однако, и ряд существенных различий. Ввиду того что в промышленности изготавливаются породы с определенными желательными свойствами, человек при подборе исходных пород делает тщательный выбор, который в естественных условиях часто невозможен. Доминирующее в природе совместное нахождение окислов кальция, натрия и алюминия, которое находит свое выражение в широком распространении полевых шпатов, в технических процессах обычно нежелательно. Поэтому путем зачастую весьма сложных процессов обогащения основные природные вещества отделяются друг от друга и составлением совершенно новых комбинаций подбираются желаемые свойства искусственных пород. Из этого следует, что в технических породах появляются многие минералы, в природе исключительно редкие или даже не встречающиеся. Далее, большую роль в природе играют высокие давления, температуры менее 1000°C и длительные сроки образования пород, тогда как продукты промышленного производства характеризуются образованием при нормальном давлении и очень высоких температурах (свыше 1000°C) в короткие сроки. Отсюда следует, что минеральные виды, содержащие летучие составные части, такие, как вода, фтор или хлор (слюды, роговые обманки), из искусственных расплавов обычно не кристаллизуются.

Существуют значительные различия и во внешней форме проявления пород. Естественные породы образуют комплексы большого объема и неправильной формы, в то время как искусственным породам человек придает при их изготовлении определенную желательную форму (например, кирпич, керамическая посуда, изоляторы, готовые строительные детали для домов и т. д., табл. XVII.2).

Далеко идущая аналогия между природными и искусственными техническими породами требует, чтобы они были совместно, на равных правах, представлены в современной книге о горных породах, хотя до сих пор этого в нужном объеме обычно не делалось.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Из предыдущих глав очевидно, что горные породы характеризуются главным образом своим минеральным составом и структурно-текстурными особенностями. Поэтому определение пород также должно исходить из этих признаков.

Слагающие породу минеральные виды и их количественные соотношения поддаются точному определению только с помощью микроскопа. Тем не менее в большинстве случаев уже в полевых условиях возможно установить место породы в петрографической систематике и дать породе правильное название. Для этого по таблицам устанавливается группа пород и затем, по имеющимся в разделе «Горные породы от А до Я» сведениям предпринимается дальнейшая индивидуализация. Определительные (диагностические) таблицы основаны на принципах, предложенных А. Энгелем (A. Engel, «Einführung in die petrographische Gesteinsbestimmung», Fundgrube $1\frac{1}{2}$, 1968). Обычно внимательное рассмотрение породы с учетом ее прочности, текстуры (беспорядочно-зернистая, слоистая, сланцеватая) и характера развития минералов (угловатые формы кристаллов, округленные, поломанные зерна) уже позволяет отнести породу к магматической, осадочной или метаморфической серии и тем самым ориентироваться на соответствующую диагностическую таблицу.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Существенную роль играет количественное содержание светлых минералов (кварца, полевых шпатов, фельд-

шпатоидов), а также количественное соотношение калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Поскольку между группами пород имеют место плавные переходы, обычно оказывается достаточной уже грубая оценка этих характеристик в образце с помощью прозрачной линейки.

ДИАГНОСТИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА ДЛЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Светлые минералы (в сумме)	Кварц	Фонды ¹	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Глубинная порода	Излившаяся порода
0—5	—	—	0—5	—	периодиты	
35—70	—	—	35—70	—	габбро	базальты
60—70	5—20	—	30—50	5	диориты	андезиты
65—85	0—10	—	20—40	30—80	сиениты	трахиты
90—100	15—40	—	20—40	20—50	граниты	порфиры липариты
25—100	—	10—80	0—30	0—60	щелочные сиениты	фонолиты
30—50	—	10—50	0—40	—	уртиты ийолиты	базальт-тонды

¹ Сокращенное название фельдшпатоидов (современный петрографический термин). — *Прим. перев.*

Пример определения: беспорядочно-зернистая порода (крупность зерен 1—3 мм), содержащая около 25% кварца, 35% калиевого полевого шпата, 30% плагиоклаза, т. е. 90% светлых минералов, и 10% биотита: *глубинная порода группы гранита.*

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадки грубо разделяются на обломочные (физические) и химические. Для первых решающее значение имеют размеры и формы зерен, для вторых — минеральный состав. Во многих осадках можно найти окаменлости.

ДИАГНОСТИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА ДЛЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Крупность зерна	Форма зерна	Характерные признаки	Составные части	Группа пород
>2 мм	угловатая	цементированные обломки пород и минералов		брекчии
>2 мм 2—0,2 мм	округленная угловатая	то же ± разная степень упрочнения, шероховатые, часто пористые, нередко содержат стекло		конгломераты вулканические туфы
2—0,2 мм	округленная	цементированные песчинки	преимущественно кварц	песчаники
<0,2 мм	} неразличима	пластичны в воде	глинистые минералы, кварц и др.	глинистые породы
<0,2 мм		растворимы в холодной HCl	кальцит	известняки
<0,2 мм		растворимы в горячей HCl	доломит	доломиты
<0,2 мм		парапаются ногтем	гипс	гипсовые породы
>1 мм		угловатая	растворимы в воде, вкус раковистый излом, очень твердые	соляные минералы опал, халцедон
неразличима		темные, горючие, мягкие		угольные породы

Пример определения. Светло-серая плотная порода, крупность зерен неразличима, вскипает с соляной кислотой, видны остатки створок раковин: *известняк*.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Отличительными чертами наряду с характерными минералами являются особенно структурно-текстурные признаки (сланцеватость, плейчатость, развальцованные и поломанные кристаллы).

ДИАГНОСТИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА ДЛЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Текстура	Крупность зерен	Характерные минералы	Группа пород
массивная	0,1—0,001	гранат, кордиерит	роговики
массивная	более 0,1	гранат, эпидот, рудные	скарны
массивная	0,1—5	гранат, омфацит	эклогиты
массивная	неразличима	темные амфиболы	амфиболит
массивная	0,1—10	кальцит, доломит	мраморы
массивная	0,1—2	кварцевые зерна с зубчатым сцеплением	кварциты
плёчатая сланцеватая	} 0,1—0,001	слюда (серпичит), хлорит, кварц	филлиты
плёчатая сланцеватая			
плёчатая сланцеватая	} 0,1—10	слюда, хлорит, кварц	слюдяные сланцы
плёчатая сланцеватая			
плёчатая сланцеватая	} 0,01—1	хлорит, тальк, актинолит	зеленые сланцы
плёчатая сланцеватая			
плёчатая сланцеватая	} 1—10	овальные зерна калиевого полевого шпата, кварц, слюда	гнейсы
плёчатая сланцеватая			

Пример определения: плотная, очень твердая порода, светло-серая, запозистая, зерна различимы под лупой, диаметр около 1 мм, преимущественно кварц: *кварцит*.

После того как группа пород определена с помощью соответствующей диагностической таблицы, в следующем разделе «Горные породы от А до Я» и в приложениях 1—4 заимствуются специфические признаки отдельных пород.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ОТ А ДО Я

АЛЯСКИТ

Глубинная порода группы гранитов.

Эталонная порода происходит из Южной Аляски (р. Скуэнта).

Редкая разновидность калишпатовых гранитов, богатых кварцем.

Минеральный состав. См. табл. 13.

Структура. Кристаллически-зернистая до крупнозернистой.

Районы распространения. Невада (США), Австралия, Финляндия, Швеция и другие районы.

АМФИБОЛИТЫ

Кристаллические сланцы.

Амфиболовые породы, роговообманковые породы, роговообманковые сланцы

Минеральный состав. Состоят из переменных количеств зеленой роговой обманки, альбита и других полевых шпатов, кварца, граната, эпидота, цоизита, рутила, пирита, ильменита, магнетита и других минералов (табл. 3).

Структура, текстура, внешний облик. Черно-зеленые беспорядочно-зернистые до интерсертальных (офитовых) или сланцеватые породы. Выделяют многочисленные разновидности, например габбро-амфиболит, диабазовый амфиболит, гранатовый, цоизитовый амфиболиты, амфиболовый сланец, роговообманковый сланец (табл. IV.2).

Происхождение. Большинство амфиболитов представляют собой метаморфизованные основные изверженные породы, например габбро, диориты, диабазы, лам-

ТАБЛИЦА 3

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ АМФИБОЛИТОВ И ПОРОД, ПЕРЕХОДНЫХ ОТ АМФИБОЛИТОВ К ЭКЛОГИТАМ И ЗЕЛЕНЫМ СЛАНЦАМ

Название породы	Кварц	Плагиоклаз	Амфибол	Авгит, омфацит	Пироксен (диопсид)	Гранат	Цоизит, эпидот	Слюда	Хлорит	Ильменит и другие рудные минералы	Рутил	Второстепенные минералы	Плотность, г/см ³	Место образования (структурный этаж)
Эклогит	3,5		2	53		38	0,5	1,4					3,30	Нижний этаж
Роговообманковый эклогит	2,5		19	46		27	2	2,5			0,8	0,2	3,28	
Цоизит-роговообманковый эклогит	4		22	32		28	11	1			1,9	0,1	3,10	
Эклогит-амфиболит	1		27	47		22	0,5	0,2			2	0,3	3,20	Средний этаж
Гранатовый амфиболит	6	15	64			9		2		2		2		
Амфиболит	1,5	20	65						3	10		0,5	3,20	
Цоизитовый амфиболит		3	60		3,5	10	15				2	0,2		
Габбро-амфиболит		35	38		25							2		Верхний этаж
Празинит (зеленый сланец)		18					43	10	24				3,05	

профиры и другие породы близкого состава. Амфиболиты образуются в различных структурных этажах горных систем, где те или иные разновидности их возникают в условиях растущего или понижающегося давления. Гранатовые амфиболиты, по составу близкие эклогитам, образуются в промежуточной области (средний структурный этаж). Плагиоклазовые амфиболиты возникают в широком диапазоне давления и температуры; в областях более слабого метаморфизма (верхний структурный этаж) появляются преимущественно амфиболовые или роговообманковые сланцы.

Районы распространения. Встречаются во всех горноскладчатых областях, имеющих возраст от докембрия до геологически нового времени (альпийские образования), в частности в Саксонско-Чешских Рудных горах (ГДР, ЧССР), в Саксонских Гранулитовых горах в Зибенлейне, Бёригене, Хоэнштейне-Эрнстале, Тюрингенском Лесу и других местах (ГДР), в Оденвальде, Шпессарте, Шварцвальде, горах Фихтель (ФРГ), в Скандинавии и других районах мира.

Практическое значение. Железнодорожный балласт, дорожно-строительный материал.

АНГИДРИТ

Осадочная порода из группы галогенных пород от греч. «ан» — без, «гидор» — вода

Минеральный состав. Хемогенная осадочная порода, состоящая из ангидрита (сульфата кальция, CaSO_4). Ангидриты — серые или голубоватые породы, иногда содержащие примеси доломита, гипса, солеобразующих минералов, битумов и глинистых продуктов. Плотность от 2,9 до 3 г/см³.

Структура, текстура. Плотная, кристаллически-зернистая (мраморовидная).

Происхождение. Большинство ангидритов осаждаются при испарении воды в морских бассейнах. Ангидрит — главный спутник морских соляных отложений (см. Соляные породы, стр. 203). Под воздействием поверхностных и грунтовых вод над ангидритовыми залежами образуются так называемые гипсовые шляпы.

Районы распространения. В областях развития месторождений солей. В округах Магдебург, Эрфурт, Галле

(ГДР), Гессен, Ганновер (ФРГ), Эльзас — Лотарингия (Франция), на западном и южном Урале (СССР), в Канаде и других районах мира.

Практическое значение. Ангидрит является сырьем для получения серной кислоты. При химических обменных процессах с глиной в качестве побочного продукта получается цемент.

АНДЕЗИТ

Излившаяся (вулканическая) порода названа по Андам (Южная Америка)

Минеральный состав. Андезит состоит преимущественно из плагиоклаза (андезина) — 46% и роговой обманки — 31%, кроме того, содержит 3% рудного минерала (магнетита), апатит и 20% стекла. Плотность около 2,77 г/см³.

Разновидности: слюдяной андезит (биотит вместо роговой обманки), роговообманковый андезит, авгитовый андезит (авгит вместо роговой обманки), гиперстеновый андезит (гиперстен вместо роговой обманки); также порфириты, кератофиры, частично — палеоандезиты.

Структура, текстура. Андезиты — преимущественно плотные лаковые породы, богатые вкрапленниками, иногда туфообразные. В зависимости от состава имеют серую до темно-серой, иногда почти черную окраску (табл. V.3).

Происхождение. Излившиеся эквиваленты диоритовых магматических расплавов (табл. 17). Андезитовые вулканы широко распространены преимущественно в обрамлении Тихого океана. Андезитовые расплавы возникают в промежуточной зоне между симой и сиазем и находят благоприятные пути подъема вдоль границ континента с Тихоокеанской впадиной.

Районы распространения. Во всем мире: Болгария, Венгрия, Румыния, Аргентина; Аляска, Калифорния, Невада, Монтана (США), Мексика, о. Санторин (Греция), Суматра и многие другие районы.

Практическое значение. Андезиты пригодны как дорожно-строительный материал. Андезитовые жерла иногда несут медносulfидное, золотое и другое оруденение.

АПЛИТЫ

Жильные породы

Многочисленные светлые породы, принадлежащие одной родоначальной магме, которые часто сильно различаются между собой как по химическому и минеральному составу, так и по структурным признакам.

Минеральный состав. Аплиты состоят в основном из полевых шпатов и фельдшпатоидов. Минеральный состав важнейших разновидностей аплитов показан в табл. 4.

ТАБЛИЦА 4

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ АПЛИТОВ, %

Разновидность аплитов	Полевые шпаты и фельдшпатоиды				Са-Mg-Fe-силикаты				Плотность, г/см ³	
	кварц	полевые шпаты	плагноклазы: олигоклаз, андезин, лабрадор	нефелин (частью содалит)	пироксены (авгиты и др.)	роговая обманка	биотит	Акцессории		
Гранит-аплит	28	39	31				(2)	2	2,61	
Рапакиви-аплит	29	58	7				5	1		
Гранодиорит-аплит	34	14	44				8		2,69	
Кварцевый диорит-аплит	29		65				5	1	2,72	
Сиенит-аплит	5	90						5		
Гаутеит		47	20		23				5	2,63
Монцит-аплит	± ¹	45	45		10					
Диорит-аплит	8	(15)	56				19		2,68	
Габбро-аплит			84		16				2,70	
Нефелиновый сиенит-аплит		67		28				2	2,58	
Тингуаит		46		32	21			1		
Эссексит-аплит		20	50	25	1			1		

Практически бескварцевые аплиты обычно содержат магнетит, титаномагнетит (и другие рудные минералы), в зависимости от количества которых породы имеют различный магнетизм (до нескольких тысяч единиц СГС).

¹ Может как присутствовать, так и отсутствовать в пробах.

Данные, приведенные в таблице, показывают, что под аплитами понимаются прежде всего жильные породы, богатые полевыми шпатами, преимущественно весьма бедные авгитом, роговой обманкой, биотитом. Обращают на себя внимание богатые кварцем типы, имеющие четко выраженный гранитный состав. Это наиболее широко распространенные аплиты, встречающиеся во всех областях развития гранитов (см. Граниты). Бедные кварцем и бескварцевые аплиты присутствуют в сиенитовых, особенно в гибридных сиенитовых (и тогда с нефелином, содалитом, гаюином), комплексах пород.

Структура, текстура. Всегда тонкозернистая, плотная, фельзитовая.

Районы распространения. Во всем мире: гранит-аплиты — во всех областях развития гранитов (ГДР); сиенит-аплиты и близкие им по составу аплиты — в Чешских Средних горах близ Усти (ЧССР), в горах Тингуа, Рио-де-Жанейро (Бразилия), в окрестностях Бостона (США), в районе Осло (Норвегия) и других районах.

Практическое значение. При наличии достаточно крупных залежей применяются как материал для дорожного строительства.

АРКОЗЫ

Осадочные породы

Аркозы, или аркозовые песчаники, относятся к группе песчаниковых пород

Минеральный состав. Обычно светлые, слабо сцементированные обломочные породы или осадки, состоящие из кварца, полевого шпата, слюды и других минералов (табл. 31).

Структура. Среднезернистая до тонкозернистой (кластическая).

Происхождение. Состоят из разрушенных богатых полевыми шпатами пород (гранитов, гнейсов). Аркозовые песчаники залегают главным образом вблизи «кристаллических горных массивов» (например, Тюрингский Лес и Рудные горы).

Районы распространения. Цвиккау (ГДР), Верхний Пфальц (ФРГ) и другие районы мира.

БАЗАЛЬТЫ

Излившиеся (вулканические) породы

от лат. «базальтес» — исковерканный, изуродованный; греч. «базанитес» — камень из Базана в Сирии (см. также «Базальта пруйпа»)

Минеральный состав. Базальты — это полевошпатовые породы; следует отличать их от базальтоидов — сходных с базальтами пород, среди которых имеется ряд особых разновидностей. Родоначальная базальтовая магма происходит из габбро-базальтового слоя литосферы. В ходе дифференциации из этой магмы возникли различные типы базальтовых пород.

ТАБЛИЦА 5

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ БАЗАЛЬТОВ, %

Разновидность базальтов	Плагиоклаз (лабрадор)	Пироксен (титанавгит)	Оливин	Титаномагнетит	Физические свойства		
					плотность, г/см ³	магнетизм пород, СГС	предел прочности при сжатии, кг/см ²
Базальт	44	49	±	7	2,96	500—10 000	3800—4460
Оливиновый базальт	51	31	12	6	2,87		
Гавайит	36	27	32	5	3,10	—	—
Толент	53	33	9	5	2,74		2900
Мелафир	Палеобазальты (70)	22	4	4	2,75	50—800	—
Диабаз							

Важнейшие типы базальтовых пород, встречающихся по всему миру: базальт, оливиновый базальт, гавайит и базальтовые туфы. Базальты состоят из полевого шпата (лабрадора), титанавгита, оливина, титаномагнетита и апатита. Из числа базальтов, сопоставленных в табл. 5, наиболее отличен минеральный состав гавайита, богатого оливином, который может рассматриваться как представитель наиболее глубокого слоя симы. К базальтам относят мелафиры, толенты и диабазы. В немецкой литературе под этими названиями понимают древние ба-

зальты (палеобазальты), в которых большинство породообразующих минералов более или менее интенсивно разложены.

Петрографическое определение «толеит» или «толеитовый (базальтовый) расплав» употребляется применительно к представителям базальтов вулканических провинций Тихого океана.

Структура, текстура. Чаще всего черные, обычно плотные, тонкозернистые, частично стекловато-витрофировые, иногда среднезернистые (офитовые) породы. Нередко в основной массе присутствуют вкрапленники авгита, зерен или желваков оливина (табл. IV.5). Поверхностный слой лавового потока, наоборот, является интенсивно пузыристым вследствие удаления газов из огненно-жидкого расплава.

Происхождение. Базальтовые расплавы кристаллизуются как вулканические и субвулканические эквиваленты габброидных расплавов на земной поверхности или на океаническом дне (субмаринный вулканизм).

В определенные геологические эпохи развития Земли, например в мезозое и в третичное время, большие пространства Земли (в Восточной Индии, Северо-Восточной Сибири, Южной Америке, Восточной Африке) были затоплены мощными излияниями базальтовых лав. Эти геологические образования носят название покровных базальтов. В настоящее время на океаническом дне происходят базальтовые извержения, в частности из действующих вулканов в Тихом океане. В качестве примера можно назвать Гавайские острова с действующим вулканом Килауэа и его лавовым озером Халемаумау.

Районы распространения. Рён (ГДР и ФРГ), горы Циттау (ГДР), Фогельсберг, Рейн-Гессен и другие (ФРГ), разлом Рудных гор: Доуповские и Чешские Средние горы (ЧССР), Овернь (Франция), Гренландия, Исландия, Индия; Сибирь (СССР), Южная Америка, многие острова Тихого океана: Гавайские, Курильские и другие; распространены во всем мире.

Практическое значение. Базальты находят применение как материал для дорожного строительства, железнодорожный балласт; столбчатая отдельность базальтов (базальтовые столбы) используется для портовых сооружений.

Базальты, в некоторых районах их развития, особенно трапповые базальты, под воздействием тропического или субтропического климата подвергаются выветриванию с образованием алюминиевых руд — бокситов и окисных железных руд (лимонитов).

БАЗАЛЬТА ГРУППА

Излившиеся (вулканические) породы, подразделяемые на базальты и базальтоиды

Базальты являются преобладающими излившимися породами на Земле. Эти плотные черные породы состоят из примерно равных частей полевого шпата (лабрадора) и базальтического авгита (титанавгита), частью также из оливина и содержат в качестве аксессуарных минералов титаномagnetит и апатит (табл. 5, табл. V.1 и V.2). По своему химизму (табл. 6) базальты аналогичны габбро.

Базальтоиды — темные до черных породы с основной массой плотного сложения, по формам залегания похо-

ТАБЛИЦА 6

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ БАЗАЛЬТОВ И БАЗАЛЬТОИДОВ, %

Окислы	Базальт (плато- базальт)	Базальтоиды				
		нефелинит	нефелино- вый базальт	гаюинит	лейцитит	мелили- товый базальт
SiO ₂	49,0	41,0	40,0	40,0	46,0	37,0
TiO ₂	2,0	1,4	1,5	2,0	2,0	2,5
AlO ₃	14,0	17,0	13,6	18,0	12,5	8,0
Fe ₂ O ₃	3,5	7,6	6,7	5,9	5,3	6,0
FeO	9,8	6,6	6,4	6,0	5,0	5,6
MgO	6,7	3,7	10,4	4,6	8,4	18,0
CaO	9,4	10,0	12,4	12,4	8,2	15,0
Na ₂ O	2,6	6,5	3,8	5,0	2,3	2,8
K ₂ O	0,7	2,5	1,9	2,9	6,2	1,4
H ₂ O	1,8	2,4	2,2	1,3	2,6	1,5
P ₂ O ₅	0,3	1,0	1,0	0,8	0,7	0,9

жи на базальты. В противоположность базальтам, имеющим простой минеральный состав, базальтоиды сложены гораздо большим числом породообразующих минералов. К лабрадору, преобладающему в составе базальтов, добавляется более богатый кальцием битовнит. Отличительной особенностью базальтоидов является присутствие значительного количества выкристаллизовавшихся фельдшпатоидов (нефелина, лейцита, содалита, нозеана, гаюина, мелилита). Базальтоиды являются более или менее измененными породами, возникающими в основном как вулканические эквиваленты гибридных магматических образований (см. «Сиенита группа»). По химическому составу базальтоиды также отличаются от базальтов. Они содержат меньше кремнекислоты (SiO_2) и отличаются более высоким содержанием окиси натрия (Na_2O) или окиси калия (K_2O), а также, в большей или меньшей степени, окиси кальция (CaO). Безоливиновые базальтовые породы называют тефритами¹, породы с единственным светлым минералом — базальтами, с плагиоклазом и фельдшпатоидом — базанитами (табл. 7).

БАЗАЛЬТОИДЫ²

Излившиеся породы

Базальтоиды представляют собой похожие на базальты излившиеся субвулканические или жильные породы, имеющие обычно черную окраску. Базальты — это полевошпат-авгитовые, иногда с оливином породы; базальтоиды, напротив, являются преимущественно фельдшпатоидными породами с нефелином, лейцитом (содалитом, нозеаном), гаюином, отчасти с мелилитом, а также с

¹ В отечественной литературе тефритами принято называть излившиеся аналоги тералитов, т. е. безоливиновые щелочные базальтовые породы, в составе которых обязательно присутствует какой-либо фельдшпатоид — анальцит, нефелин, лейцит и др. (либо два минерала из группы фельдшпатоидов одновременно). — *Прим. перев.*

² Авторы употребляют термин «базальтоиды» как групповое название щелочных базальтовых пород; в отечественной литературе этот термин в таком значении обычно не применяется, а приобретает более широкий смысл, охватывая все излившиеся породы основного состава. Соответственно щелочные (фельдшпатоидсодержащие) разновидности этих пород определяются как «щелочные базальтоиды» с подразделением на тефриты (безоливиновые) и базаниты (оливинсодержащие). — *Прим. перев.*

авгитом (титанавгитом), частично с оливином, рудными минералами (магнетитом, титаномagnetитом, пиритом и другими сульфидами).

Минеральный состав некоторых пород, которые могут рассматриваться как представители базальтоидов, представлен в табл. 7.

ТАВЛИЦА 7

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ. %

Породы	Полевые шпаты и фельдшпатоиды						Ca-Mg-Fe-силикаты				плотность, г/см ³	
	лабрадор	битованит	нефелин	лейцит	содалит	гаюин	мелилит	оливин	пироксены	второстепенные минералы		стекло
Нефелиновый тефрит	42		10			±			30	13		2,92
Авгитит									40	5	55	2,97
Лейцитовый тефрит		30	3	27					27	8		3,01
Везувит		18	2	40				6	34	±		2,92
Нефелиновый базанит	13	20	10			±		8	41	8		2,95
Лимбургит								9	30	4	57	2,99
Лейцитовый базанит		18		15				10	46	11		2,98
Содалитовый базанит	25				15			10	40	10		2,76
Нефелиниты			23			14		±	44	9	10	2,91
Нефелиновый долерит			46					±	25	4	25	2,92
Лейцитифир			20	30		14			29	7		2,65
Лейцитит (лейцитовый базальт)		5	6	30		(8)	±	±	50		(±)	2,97
Гаюинофир		±	16	16		23			33	2		—
Гаюинит			±			38			54	8		2,29
Мелилитит			11			5	22	15	20	8	18	3,01
Мелилитовый базальт			6				44	23	19	8		3,10

Структура, текстура. Тонкозернистая до порфировой, плотная.

Происхождение. Базальтоиды являются производными (эквивалентами) многообразно-дифференцированных магм (табл. 6), как это описано для пород группы сие-

нита. Большинство базальтоидов возникло из интенсивно гибридизированных магматических расплавов. Подобный процесс развития демонстрирует, в частности, магма Соммы — Везувия (рис. 21). При преобладании в расплаве калия образуются базальтоиды с лейцитом, в случае избытка натрия — с нефелином; соответственно при ассимиляции известковых мергелей (смеси доломита с глиной) из гибридного расплава кристаллизуется богатый кальцием и алюминием силикат — мелилит.

В сравнении с базальтами базальтоиды гораздо менее распространены. Они обычно сосредоточены в отдельных районах, в которых встречаются многочисленные разновидности базальтоидов. Следует отметить, что базальтоиды являются геологически молодыми породами, в основном третичного возраста и моложе. В более древних вулканических породах большинство фельдшпатовидов претерпевает столь интенсивное разложение, что их определение становится практически невозможным.

Районы распространения. Обервизенталь, Шейбенберг, Аннаберг, Беренштейн и другие районы в Рудных горах, горах Циттау, массиве Рён и др. (ГДР), Кайзерштуль—Баден, район Лаахерского озера, Фогельсберг и другие районы (ФРГ), Чешские Средние горы, окрестности Усти, Либерец и другие районы (ЧССР), Альбанские горы близ Рима, Сомма — Везувий близ Неаполя, о. Искья, о-ва Понца и др. (Италия), Монтана, Колорадо (США), Восточно-Африканский грабен, Гренландия, Тасмания и др.

Практическое значение. Имеются широкие возможности для использования в дорожном строительстве, как строительного камня для стен фундаментов и для портовых сооружений, также в качестве железнодорожного балласта. Базальтоиды, как и базальты (табл. II.1), часто имеют столбчатую отдельность и легко разрабатываются.

БЕТОН

Бетон — техническая порода, занимающая в настоящее время господствующее положение среди строительных материалов и образованная путем тесного смешения цемента, наполнителя и воды. По типу наполнителей различают тяжелый и легкий бетон.

Минеральный и химический состав. Состав зависит преимущественно от типа и количества наполнителей и варьирует в широких пределах. Главные наполнители бетона — песок и гравий, которые скрепляются цементом как вяжущим материалом. Таким путем возникают структуры, сопоставимые со структурами природных песчаников и конгломератов. Соответствующим подбором наполнителей получают строительные материалы с особо благоприятными свойствами. Примером может служить асбестобетон, значение которого для облицовочных работ, покрытий крыш, трубопроводов и т. д. постоянно растет (табл. XVII.2).

БИТУМЫ, БИТУМИНОЗНЫЕ ПОРОДЫ

лат. «битумен»—горная смола

Битумы представляют собой горючие твердые, жидкие и газообразные продукты большей частью органического происхождения. Химически — это углеводороды с высоким содержанием водорода. К природным битумам относят: горючий газ (газообразные битумы), нефть (жидкие), горный воск (озокерит), горный деготь, горную смолу, нефтеносный сланец, асфальт, асфальтовый сланец, кукурсит (твердые). Последние представляют собой более или менее затвердевшие породы; часть их называют битуминозными сланцами. Большинство битумов узнают по их запаху и буроватой окраске. Примером служат битуминозные известняки (и другие типы пород), известные также под названием «вонючие сланцы».

Структура. Бесформенная (аморфная).

Происхождение. Большинство битумов образовалось путем разложения белков низших животных организмов (планктона, мелких моллюсков, кораллов). Растения также, помимо процесса углефикации (см. стр. 212), участвуют в образовании природного газа.

Районы распространения. По всему миру. Нефть: Иран, Ирак, Саудовская Аравия, АРЕ, Ливия, Алжир, СССР, США, Венесуэла, ФРГ и др. Природный газ: СССР, США, ФРГ, ГДР и др. Твердые битумы: Канада, Польша, СССР, Албания и др.

Практическое значение. Нефть и природный газ занимают ведущее положение в мировой экономике. Твердые битумы (битуминозные породы) используют для получения разнообразных продуктов: бензина, бензола, продуктов перегонки дегтя, а также для отопления. Природный асфальт находит применение как дорожно-строительный материал и для других целей — особенно для герметизации.

БОКСИТ

по месторождению Le Vaux (Южная Франция)

Хемогенная осадочная порода, состоящая из смеси переменного количества различных минералов — гидрокислов алюминия: гидраргиллита (гиббсита), диаспора, бемита и алюмогеля. Состав см. в табл. 45.

Районы распространения. По всему миру; среди других районов — в области Средиземноморья, в экваториальной Африке, СССР, Индии и других местах.

Практическое значение. Важнейшая руда алюминия, сырье для технических абразивных материалов (электрокорунд) и для получения глинозема.

БРЕКЧИИ

итал. «bréccia» — щебень, галька

Грубозернистые обломочные (щебнистые) породы, принадлежащие к группе псефитов (греч. «псефос» — камешек, галька). Брекчия состоит из угловатых, ребристых обломков (ср. конгломерат) минералов и обломков пород, имеющих размер более 2 мм в поперечнике, скрепленных между собой в результате диагенеза (от греч. «диа» — после, «генезис» — образование).

Структура, текстура. Грубообломочная, «брекчиевая»; угловатые обломки пород связаны тонкозернистым цементом (карбонатным, окисножелезистым, кремневым и иного состава).

Происхождение. Брекчии в большинстве своем являются продуктами физического выветривания горных пород (в экзогенных условиях) — накопления и цементации щебня выветривающихся скальных пород, непосред-

ственно на их выходах или в непосредственной близости от них.

Брекчии подразделяют по типам пород, например, на карбонатные, гнейсовые, кварцевые брекчии и др. Эруптивные брекчии — эндогенного происхождения и возникают в связи с магматическими расплавами. В вулканических жерлах образуются так называемые жерловые брекчии, в которых более древние обломки лав, иногда смешанных с другими породами, цементированы более молодыми лавами. Жильные брекчии — это обломки пород, сцементированные минерало- и рудообразующими растворами и выполняющие трещины.

Практическое значение. Брекчии известняка и мрамора, подобно полированным известнякам и мраморам, используются для облицовки стен; в остальном большого значения не имеют.

БРОНЗИТИТ

Глубинная порода группы пироксенитов

Минеральный состав. Почти мономинеральная порода, состоящая из бронзита (табл. 29).

Структура, внешний облик. Грубозернистая порода, имеет «бронзовый отлив».

Происхождение. Жилообразные и пластовые тела, заключенные в перидотитовых и габбровых комплексах; иногда вместе с другими типами пироксенитов пронизывают перидотиты в виде сети беспорядочно ориентированных апофиз.

Районы распространения. Штирия (Австрия), Албания, Югославия; Урал (СССР), Трансвааль (ЮАР), Южная Родезия и другие районы.

ГАББРО

Глубинная порода

название дано флорентийскими каменотесами

Наиболее широко распространенный тип габбровых пород. Дополнительные пояснения см. «Габбро группа».

Минеральный состав. См. табл. 8. В связи с присутствием значительного содержания полевого шпата и ди-

ТАБЛИЦА 8

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ГАББРО, %

Породы	Полевые шпаты		Са-Mg-Fe-силикаты				Физические свойства		
	лабрадор	битовнит	оливин	ромбические пироксены	моноклинные пироксены	амфиболы	второстепенные минералы	плотность, г/см ³	сопротивление сжатию, кг/см ²
Габбродиорит	66				23	6	5	2,85	
Габбро	52		10		35		3	2,97	0—1000
Роговообманковое габбро		56				39	5	2,92	4000—3400
Оливиновое габбро	38		25	±	27		(10)	3,00	
Троктолит	51		28		10	5	6		
Гиперит	57		8	13	13		(9)	2,98	
Норит	49			46			5	2,99	
Эвкрит		48	9		40		3	2,96	

Магнетизм пород составляет примерно 100—5000 СГС.

аллага габбро — светло-серая зернистая порода, макроскопически похожая на граниты и некоторые диориты или сиениты; от гранита, в котором всегда можно распознать зерна кварца, габбро легко отличимо (табл. V.5).

Структура. Среднезернистая до крупнозернистой.

Районы распространения. Так называемое флазерное габбро широко распространено в Саксонских Гранулитовых горах близ Хоэнштейн-Эрнсттала, Пенига, Вальдгейма, Бёригена, Носсена, Зибенлейна; собственно габбро — у плотины через долину р. Эккер (Броккен), Гарц (ГДР), западная часть Броккена (долина Радау близ Гарцбурга), Оденвальд, Шварцвальд (ФРГ), в различных структурных элементах кристаллического складчатого основания ЧССР и Польши, в Скандинавии; Кольский п-ов, Азово-Подольская глыба, Урал, Сибирь (СССР); Болгария, Румыния, Албания, Югославия, Греция, Турция, Канада; Роки-Маунтин (США), о. Новая Каледония и в других районах.

Практическое значение. Как железнодорожный балласт, материал дорожного строительства, добавка в бетон.

Глубинные породы

Это обширная и важная группа пород, существенно отличающихся по своему химизму и минеральному составу от пород гранитовой, сиенитовой и диоритовой групп. К ней принадлежат представители габбро, норитов и т. д.

Минеральный состав. Плаггиоклаз (лабрадор, битовнит) — 50—60%, пироксены (энстатит, бронзит, гиперстен, диаллаг) — 25—40%; оливин — 0—40%, редко роговая обманка — 0—35%. Кварц отсутствует (в исключительных случаях — малое количество). Другие силикатные минералы, иногда присутствующие в качестве примесей, но для габбро нетипичные, представлены биотитом, авгитом, калиевым полевым шпатом. Среди излившихся пород габбро соответствуют базальты.

Структура. Среднезернистая до крупнозернистой.

Химическая характеристика. Низкое содержание кремнезема (SiO_2) 45—50%, высокое — окиси алюминия (Al_2O_3) 14—10% (относятся к самым богатым алюминием магматическим породам), сравнительно высокое содержание окиси кальция (CaO) 7—14%, окиси магния (MgO) 5—15%. В сравнении с богатыми кремнеземом изверженными породами габбро содержат значительное количество соединений железа (1—5% окиси железа — Fe_2O_3 и 5—13% закиси железа — FeO). Из щелочных металлов важную роль играет окись натрия (Na_2O) 0,5—3% (что обуславливает образование плаггиоклаза), тогда как содержание окиси калия (K_2O) едва превышает 1% (табл. 9).

Происхождение. Габбро относятся к основным глубинным породам (плутонитам) и слагают главным образом габбровый слой. Возникновение габбровых расплавов происходит уже на ранних этапах развития твердой земной коры. Существовавшая некогда родоначальная магма, из которой развилась литосфера, дифференцировалась на несколько главных магм с непрерывными переходами как к основным (бедным кремнеземом) — ультраосновным породам (габбро-пироксениты — перидотиты), так и к кислым (богатым кремнеземом) — ультракислым гранитным расплавам (гранодиориты — биотитовые граниты — аплитовые граниты) и к остаточным

ТАБЛИЦА 9

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАЗЛИЧНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ГАББРО, %

Окислы	Среднее из 41 анализа габбро	Эвкрит	Габбро	Роговообман- ковое габбро	Гиперит	Норит	Оливиновое габбро	Троктолит (фореллен- штейн)
SiO ₂	48,0	48,0	48,6	45,5	48,0	50,6	46,0	45,7
TiO ₂	1,0	0,2	0,2	1,0	1,0	0,4	1,0	2,0
Al ₂ O ₃	18,0	21,0	18,0	22,0	18,0	16,0	14,0	15,0
Fe ₂ O ₃	3,2	4,8	2,1	2,1	1,6	0,9	1,0	3,2
FeO	6,0	9,0	5,2	6,4	9,6	7,2	9,0	13,5
MgO	7,5	8,0	8,0	5,0	8,0	13,0	15,0	10,2
CaO	11,0	14,7	14,0	13,0	8,7	8,5	8,6	6,6
Na ₂ O	2,6	0,55	2,6	2,5	2,6	1,5	1,9	2,9
K ₂ O	0,9	0,6	0,3	0,8	0,8	0,6	0,8	0,6
H ₂ O	1,5	0,8	1,0	0,8	1,0	1,3	2,3	0,1
P ₂ O ₅	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3

расплавам (см. «Гранита группа»). В ходе процессов дифференциации, длившихся миллиарды лет, образовались более легкие континентальные массы — гранитный слой коры, погруженные в тяжелый основной габбро-базальтовый слой. Переходный слой представлен породами диорит-сиенитовой и габбро-диоритовой групп. Породы габбровой группы, встречающиеся сравнительно редко, обычно приурочены к глубоким трещинам в земной коре (глубинным разломам). По-видимому, в ранние периоды развития Земли гораздо большее количество габбровых магм достигало уровней, соответствующих основанию континентальных масс. Это объясняется значительно меньшей толщиной земной коры в раннюю эпоху существования Земли по сравнению с современной стадией ее развития — соответственно и пути подъема тяжелых габбро-перидотитовых магм были короче. На Земле имеются указания на правильность вышеизложенной интерпретации. Габбро, частью также перидотиты, располагаются в областях опусканий, особенно по их краям, в местах «тектонических контактов», «кольцеобразно» следуя границам депрессии. Подобные примеры представляют собой наряду с другими Бушвелдский комплекс в ЮАР и Сёдбери в Канаде. Аналогичные об-

разования имеются в Скандинавии, и не исключено, что этим же объясняется кольцеобразная форма расположения некогда существовавших габбровых и перидотитовых массивов в Саксонских Гранулитовых горах. Другие примеры показывают, что магматические расплавы, происходящие из габбро-перидотитового слоя, кристаллизовались в системах весьма глубоких трещин. Так, известна жильная трещина длиной 500 км — Великая Дайка в Южной Родезии; аналогичное явление представляет собой 2000-километровый Урал, по древним разломам (линеаментам) которого могли подниматься габбровые и перидотитовые расплавы.

С другой стороны, габбровые (перидотитовые) расплавы возникали посредством гравитационной дифференциации гранитных магм, ассимилировавших богатые кальцием и магнием, но бедные кремнекислотой (либо вовсе ее лишенные) породы. Это способствует кристаллизации пироксена, оливина, плагиоклаза (лабрадор). Как более тяжелая фракция, эти минералы опускаются в более легком гранитном расплаве (гравитационная дифференциация) и при этом образуют самостоятельные габбро-перидотитовые магмы. Примером этого служит массив Броккен (рис. 34), сложенный в основном гранитами и сопровождающийся массивами габбро и перидотитов, а также соответствующими переходными породами (диоритами). В габбровых комплексах типичные для гранитных магм продукты остаточной кристаллизации встречаются редко. Габбровые расплавы, бедные газами, — «сухие породообразующие расплавы» — более жидкие, чем гранитные магмы, и начинают кристаллизоваться уже при температуре выше 1200 °С. Остаточные расплавы образуют линзы, шпиры и дайки в габбровых и перидотитовых комплексах.

Следует особо отметить здесь еще одну группу пород — анортозиты. Это крупнозернистые, частично пегматоидного облика, плагиоклазовые породы почти мономинерального состава. К типичным представителям принадлежат лабрадоритовые и битовнитовые породы, называемые также лабрадорит-анортозитом и битовнит-анортозитом. Реже породы, принадлежащие группе анортозитов, состоят из других плагиоклазов (олигоклаза, андезина), которые большей частью произошли из габброидного магматического расплава.

К семейству габбро относят примерно 52 типа пород (18—габбро, 19—вулканических пород — базальтов и 15 жильных пород), различающихся между собой по своему минеральному и химическому составу и структурно-текстурным особенностям.

Районы распространения. Особое значение имеют габбровые магмы для образования важных рудных месторождений. С габбровыми расплавами, поднимающимися из симатического слоя, связано образование медно-никелево-платиновых с золотом и серебром месторождений, которых известно лишь очень немного, — в Канаде, Южной Африке, Скандинавии и Сибири. Иногда формируются также крупные титано-магнетитовые месторождения. Самое крупное из ныне известных месторождений этого типа находится в Бушвелдском массиве (ЮАР). Месторождения ильменита (титанистого железняка) возникают в связи с анортозитами. Такие месторождения расположены в Норвегии, в Ильменских горах (Урал) и других районах.

Практическое значение. Большинство габбровых пород — вязкие, что проявляется в их высокой прочности на сжатие — до 3500 кг/см². Поэтому они применяются преимущественно в качестве железнодорожного балласта и дорожно-строительного материала. Из-за слабой трещиноватости и плохо выраженной отдельности они мало пригодны для изготовления штучного строительного и мостового камня (брусчатки, булыжника).

ГАББРО-ДИОРИТ

Глубинная порода.

Минеральный состав. Габбро-диориты отличаются от диоритов преобладанием более основного плагиоклаза (лабрадора) и авгита. Иногда встречаются разновидности, в составе которых главную роль играет роговая обманка. Они представляют собой породы, переходные к группе габбро (табл. 8).

Структура, текстура, внешний облик. Среднезернистые, отчасти шлирового сложения, серые до темно-серых породы.

Происхождение. Путем дифференциации расплавов габбрового состава.

Районы распространения. В виде пластовых залежей и шпиров среди габбровых комплексов.

ГАББРО РОГОВООБМАНКОВОЕ

Тип габбро, состоящий в основном из плагиоклаза (битовнита) и роговой обманки вместо диаллага. (Другие сведения см. «Габбро группа».)

Минеральный состав. См. табл. 8.

Структура. Среднезернистая до крупнозернистой.

Районы распространения. Встречается редко. Известные местонахождения — в массиве Броккен близ Гарцбурга, в Оденвальде (ФРГ).

ГАББРО ФЛАЗЕРНОЕ

Кристаллический сланец

Флазерное габбро — широко распространенное название метаморфизованных габброидных пород, рассланцованных в результате тектонических подвижек и в которых исходные минералы частично или даже полностью превращены в другие минералы. Эти породы принадлежат уже к метаморфическим, среди которых они описываются как кристаллические сланцы.

ГАРЦБУРГИТ

Глубинная порода группы перидотитов

Названа по городу Гарцбург (ФРГ).

Гарцбургит отличается от саксонита высоким содержанием гиперстена (железистого ромбического пироксена), поэтому его называют также гиперстеновым перидотитом.

Минеральный состав. См. табл. 29.

Внешний облик, структура. Черные, среднезернистые до крупнозернистых породы, отличительной чертой которых является мерцающий блеск гиперстена.

Происхождение. Гарцбургиты кристаллизуются в условиях, когда имеется достаточно железа для образования гиперстена.

Районы распространения. Распространены в перидотитовых массивах. Массив Броккен близ Гарцбурга, Шварцвальд (ФРГ), Колорадо (США), Лаго Маджиоре (Италия), Вогезы (Франция); серпентинизированные гарцбургиты, так называемые бронзитовые серпентиниты, распространены, например, в районе Хоэнштейн-Эрнсталь (ГДР).

Практическое значение. С гарцбургитами связано образование хромитовых руд, иногда также сульфидов никеля.

ГИПЕРИТ

Глубинная порода группы габбро

Минеральный состав. См. табл. 8. Гиперстен- и авгит-содержащее оливиновое габбро.

Районы распространения. Гиперит — редкая разновидность габбро; развит в габбровых комплексах Скандинавии и Южной Америки и в других районах.

ГИПЕРСТЕНИТ

Глубинная порода группы пироксенитов

Минеральный состав. Состоит почти из одного гиперстена; (табл. 29).

Происхождение. Жилообразные, пластовые тела, заключенные в перидотитовых и габбровых комплексах, подобно бронзититу, энстатититу и другим разновидностям пироксенитов.

Районы распространения. Албания, Югославия; Урал (СССР), Норвегия, Трансвааль (ЮАР) и другие районы.

ГИПС, ГИПСОВАЯ ПОРОДА

Осадочная порода

Минеральный состав. Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и второстепенные компоненты — примеси.

Внешний облик, структура, текстура. Серые до белых, обычно тонкозернистого строения, мраморовидные породы, называемые также алебастром. Плотность 2,31—2,33 г/см³.

Происхождение. Часть гипса образуется путем выпаривания при условии, что молекула сульфата кальция (CaSO_4 — ангидрит) присоединяет воду (кристаллизационную). Однако обычно гипс является породой, возникающей при химическом преобразовании ангидрита в области, расположенной ниже зеркала грунтовых вод. В результате гидратации ангидрит переходит в гипс.

Районы распространения. Гипсовые горы у южной границы Гарца между Квестенбергом и Ильфельдом (ГДР), Эльрихом и Остероде (ФРГ); курорт Франкенхаузен, долина р. Унструт между Артерном и Вие близ Эрфурта (ГДР); распространен по всему миру.

Практическое значение. Гипсовые породы являются важным сырьем. Обожженный гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$), так называемый штукатурный гипс, находит применение как строительный материал для изготовления гипсолитовых плит. Из зернистого, более или менее узорчатого (из-за примесей) гипса (алебастра) изготавливают предметы художественных промыслов. Гипс является также сырьем для производства серной кислоты (см. Ангидрит, стр. 80).

ГЛАУКОНИТОВЫЕ ОСАДКИ

Осадочные породы с глауконитом — гидросиликатом калия, железа, алюминия и магния. Глауконит — типичная примесь в глауконитовых песчаниках, мергелях, глинах, известняках, фосфоритах, в зеленых илах и зеленых песках морского происхождения.

Районы распространения. В слоях осадочных пород морского происхождения различных геологических эпох. Мировой известностью пользуются глауконитовые пески Южно-Русской впадины и других мест; в меловых отложениях Европы: «эссенские зеленые пески» (ФРГ) и третичные (олигоценовые) глауконитовые пески, перекрывающие бурогольные пласты близ Лейпцига (ГДР).

Практическое значение. Благодаря высокому содержанию калия используются как удобрения для повышения плодородия почвы.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ, ГЛИНЫ

Глинистые породы, наиболее широко распространенные осадочные породы Земли, представляют собой тон-

ТАБЛИЦА 10

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ЗЕМЛИСТЫХ ГЛИН. %

Порода	Кварц	Полевой шпат	Мусковит, гидрослюда	Блотит	Хлорит	Каолинит	Монтморил- лонит	Карбонаты	Глауконит	Рудные	Тяжелые минералы	Прочие минералы
Глина (септариевая)	21,5	0,3	25,0		0,3	30,0		14,1		1,2	1,3	6,3
Глина (делю- виальная)	26,5	5,3	30,5	2,0	3,3		7,0	8,9		2,2	4,4	10,0
Глина (лейасо- вая)	26,6	1,2	43,0	0,8		17,0		1,6		2,5	1,4	3,0
Глина (синяя)	23,4	12,5	(34,7)	2,8			18,5		1,0		1,2	3,0

козернистые (поперечник зерен $< 0,02$ мм), рыхлые до слабозатвердевших, темно-серые до светло-серых, голубоватые, красноватые, частью красные, иногда пестроцветные осадочные породы. Из-за их тонкозернистости глинистые породы называют также пелитами (греч. «пелос» — ил).

Глинистые породы подразделяются на три группы: глины, сланцеватые глины и глинистые сланцы. Глины — это рыхлые, землистые массы разнообразного состава, сланцеватые глины — умеренно затвердевшие, а глинистые сланцы — твердые породы.

Минеральный состав. Глины состоят из глинистых минералов группы каолинита, группы монтмориллонита, из гидрослюдов (иллита), а также из обломков других минералов (кварца, полевых шпатов, слюдистых минералов, тяжелых минералов). Глинистые породы содержат различные количества примесей: лимонита (бурого железняка), гематита (красного железняка), карбонатов (кальцита, доломита), сульфатов (гипса), сульфидов (пирита и марказита) и других минералов (табл. 10). По химическому составу глинистых пород (табл. 11) можно уверенно судить о том, в какой обстановке они образовались. Глинистые породы в большинстве случаев являются породами смешанного типа, состоящими из двух и более минеральных компонентов. Разнообразие состава глинистых пород наглядно представлено в классификационном треугольнике Рухина (рис. 24). Диа-

ТАБЛИЦА 11

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД. %

Окислы	Каолини- товые глины	Монтмо- риллини- товые глины	Глины (делюви- альные)	Глинны (септа- риевые)	Глинны (лейасовые)	Глины (синие)	Глины (красные глубоко- водные)	Латериты	Красная земля (terra rossa)	Бокситы (мезозойского возраста)
SiO ₂	44,0	63,0	46,5	50,0	52,0	55,0	54,5	64,0	50,4	0,5—5,5
TiO ₂	2,0	—	1,1	0,5	1,1	0,8	1,0	0,7	0,2	3,3—5,7
Al ₂ O ₃	38,0	17,0	13,0	19,0	22,0	16,5	16,0	19,0	19,5	35,0—43,0
Fe ₂ O ₃	1,0	3,0	4,4	4,8	5,0	11,5	8,7	2,3	9,0	23,0—43,0
FeO	—	0,2	—	—	—	—	0,8 MnO 1,2	0,7	—	—
MgO	0,2	5,4	4,0	3,2	3,0	3,0	3,3	0,4	1,4	0,0—1,5
CaO	0,3	0,7	13,2	7,8	1,0	0,2	2,0	—	1,5	0,5—1,5
Na ₂ O	0,4	1,5	0,8	1,1	1,1	1,5	2,0	1,1	0,7	—
K ₂ O	0,2	1,5	1,0	1,8	3,3	5,5	2,9	3,8	1,6	—
H ₂ O	—	—	7,0	6,4	8,0	5,7	7,0	8,0	14,0	—
CO ₂	—	—	8,6	5,2	0,8	—	—	—	0,3	—
FeS ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Потеря при прокаливании	14,0	7,36	—	—	3,3	—	—	—	1,7	14,0—26,0

грамма показывает, что в строении глинистых пород с определенными размерами зерен участвуют глинистые минералы и песчаные фракции (преимущественно кварцевые). Конечными компонентами треугольника являются «чистые глины», «чистые пески» и «чистый алеврит» (название тонкого пылеватого песка — пылеватой глины). В соответствии с этим тонкопесчанистые глины с высоким содержанием глинистой составляющей называют жирными, с большой примесью пылеватого песка и песка — тощими глинами и т. д. Красными сланцеватыми глинами называют богатые окислами железа глины с большой способностью впитывать воду.

Текстура, структура. Землистая, тонкообломочная,

Происхождение. Глинистые породы представляют собой породы, образовавшиеся в результате химического и механического выветривания. Исходными материалами для их формирования служат прежде всего алюмосиликаты, особенно полевые шпаты (калиевые полевые шпаты и плагиоклазы) и биотит, которые являются составной частью большинства гранитов и близких им пород. Полевые шпаты при выветривании разлагаются до каолинита ($Al_2E_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$) с выносом калия, натрия и кальция. Подобное же разложение претерпевают темные основные силикаты, причем высвобождающиеся магний и железо по преимуществу входят в состав глинистого минерала монтмориллонита (сложный гидросиликат магния, железа и алюминия). Кварц, участвующий в составе гранитов и широко распространенный в гнейсах, а также калиево-глиноземистая слюда — мусковит относятся к химически трудно разрушающимся минералам. Они составляют механические остатки, возникающие при выветривании пород. При переносе ветром и водой они частично отделяются от глинистых минералов, которые составляют более легкую фракцию. При этом образуются рыхлые пылевидные глинистые породы и рыхлые пески, претерпевающие дальнейшее переотложение (главным образом путем транспортировки реками и потоками). Геологические условия для осаждения (седиментации) тонких глинистых частиц создаются в устьях рек, в краевых областях морей и глубоких озерах, в распространенных на суше внутриматериковых озерах, в долинах рек и потоков, где взвешенные частицы, как известно образующие реч-

ную муть, осаждаются в виде илов, тончайших алевритов, суглинков.

Районы распространения. Глины являются наиболее распространенными осадочными породами на Земле. Обширные области суши перекрыты глинистыми породами (почвами). Часто глины и сланцеватые глины встречаются в переслаивании с другими осадочными породами. Глинистые сланцы иногда слагают целые горные районы, например Гарц, Тюрингенский Лес и другие районы.

Практическое значение. Глинистые породы имеют большое значение как минеральное сырье. Пластичные глины находят разностороннее применение в грубой керамике для изготовления шамота, кирпичей, клинкера, глиняных труб, горшков и разнообразных керамических изделий. Чистые каолиновые глины (каолин) являются основным сырьем для изготовления технических (изоляторы высокого напряжения) и бытовых (посуда) марок фарфора. Жирные глины (бедные кварцем, с хорошей способностью к разбуханию) используются для гидроизоляции прудов, дамб, водохранилищ и для разнообразных мелиоративных проектов. В глубоководных глинах происходит накопление важных минералов и руд, которые в ближайшем будущем приобретут большое значение. Чистые соединения глинозема, особенно бокситы, латериты и «чистые» глины образуют основную сырьевую базу для производства алюминия и изготовления электрокорунда, применяемого в качестве абразивного материала. Многие разновидности рыхлых глинистых пород слагают почвы и тем самым создают основу для произрастания растений. Твердые глинистые породы (глинистые сланцы) находят применение как строительные материалы. По своим физическим свойствам глинистые породы необычайно изменчивы, причем различия в плотности зависят от минерального состава и сильно колеблющейся пористости. Аналогичным образом обстоит дело с их прочностью на сжатие, пластичностью и способностью к разбуханию, которые зависят от содержания глинистых минералов. Чем «жирнее» глина, тем она пластичнее. При «отошении» глин (которое особенно маркируется содержанием в них кварца и пылеватого песчаного материала) следует прежде всего отметить, что они становятся ломкими.

ГНЕЙСЫ

Кристаллические сланцы

предположительно от чешского «hnizdo» или русского «гнездо»

Гнейс (гнеус) — старое название саксонских горняков, упомянутое как обозначение породы уже в 1557 г. Георгом Агриколой. Гнейс означает «гнездо рудных жил», т. е. породу, в которой ветвятся рудные жилы.

Гнейсы представляют собой светлые, обычно блестящие слюдой породы, сланцеватые или плитчатые, с многочисленными структурными разновидностями. Они составляют большую группу кристаллических сланцев (стр. 199), которые образовались в процессе орогенеза (при региональном метаморфизме) из изверженных пород большей частью гранитового, реже диоритового или сиенитового состава и из близких к грауваккам крупнозернистых осадочных пород, более или менее богатых глинистым материалом. Гнейсы — это преимущественно кварц-полевошпатово-сланцевые, реже — рогово-обманково-полевошпатово-кварцевые породы.

К ортогнейсам (греч. «ортос» — истинный, настоящий) относят гранитовые, кварцево-диоритовые, гранодиоритовые, сиенитовые гнейсы и многочисленные подтипы, возникшие из гранитов и близких им пород (гранитоидов) (табл. VI.1). К парагнейсам (греч. «пара» — возле, около, рядом) причисляют метаморфизованные (огнейсованные) конгломераты и гравелиты, большинство двуслюдяных гнейсов, т. е. так называемые метатектические гнейсы (кордисритовые, силлиманитовые, гранатовые) и многие другие типы гнейсов (табл. 12).

Минеральный состав, текстура, структура. В зависимости от минерального состава и структурно-текстурных различий гнейсы получают особые названия. Очковые гнейсы, например, представляют собой разновидности гнейсов, у которых ранее существовавшие крупнокристаллические выделения полевых шпатов, погруженные в тонкозернистую основную массу, деформированы вследствие механического воздействия (динамометаморфизма). Роговиковые гнейсы — это плотные, богатые биотитом разновидности гнейсов, напоминающие роговики. Во флазерных гнейсах минералы собраны в линзовидно вытянутые зернистые агрегаты, в стебельчатых гнейсах они образуют уд-

ТАБЛИЦА 12

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ГНЕЙСОВ, %

Порода	Кварц	Кальцевый полевой шпат	Плагиоклаз	Биотит	Мусковит	Кордиерит	Гранат	Силлиманит	Второстепенные минералы	Плотность, г/см ³
Гранодиорито-гнейс	30	8	38	9					1	2,73
Серый гнейс	33	3	37	17	9				1	2,71
Биотит-плагиоклазовый гнейс	31	4	38	14	12				1	2,70
Длинноволокнистый красный гнейс	39	27	25	2	6		±		1	2,67
Тонкоплитчатый красный гнейс	43	29	13	1	12		±		2	2,63
Кварцевый очковый гнейс	41	13	28	5	12				1	2,65
Аплитовый гнейс	44	11	29	—	15				1	2,64
Плитчатый тонкозернистый парагнейс	14		22	18	40		±		6	2,70
Сланцеватый двуслюдяной гнейс	16		31	31	20		±		2	2,68
Метатектитовый серый гнейс	29	1	66	1	2		±		1	2,72
Кордиеритовый гнейс	20		25	40		13	±	±	2	2,74
Силлиманитовый гнейс	14	18	1	26	14	14	4	20	6	
Гранатовый гнейс	13	7	3	6	±		27	35	6	

Прочность на сжатие составляет 800—25000 кг/см².

Магнетизм пород (СГС) может быть низким, высоким и весьма высоким.

линенно-шестоватые агрегаты (табл. XI.5). В зависимости от регионально-тектонического размещения гнейсовые провинции оконтуриваются по специально выделяемым типам гнейсов (рис. 29), например по красным и серым гнейсам, комплексы которых состоят из орто- и парагнейсов, а также из многих других видов гнейсов, различающихся структурно-текстурными признаками.

Происхождение. Гнейсы слагают области ядер антиклинорных сооружений (горных хребтов). Они протягиваются по простиранию на многие километры. Значительные районы континентальных массивов на протяжении истории Земли, длящейся миллиарды лет, в результате постоянно повторяющихся орогенных процессов преобразовались в гнейсы (рис. 1).

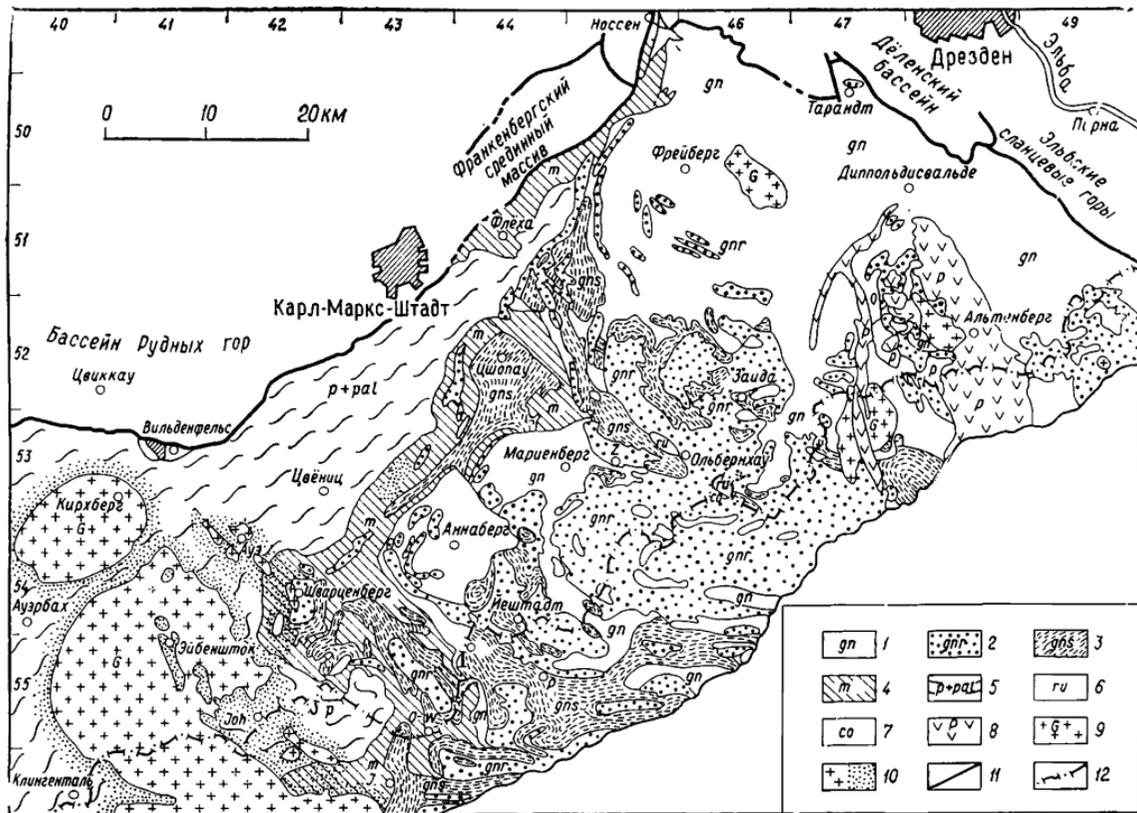


Рис. 29. Геолого-тектоническая карта Рудных гор (по К. Питчу).

1 — серые гнейсы; 2 — красные гнейсы; 3 — «гнейсо-сланцы» и т. д.; 4 — слюдяные сланцы; 5 — филлиты и нижний палеозой; 6 — нижний красный лежечь; 7 — верхний карбон; 8 — порфиры и гранит-порфиры; 9 — граниты; 10 — контактовый ореол (роговики); 11 — разлом Рудных гор; 12 — граница ГДР и ЧССР.

Гнейсы образуются при динамометаморфизме (дислокационном метаморфизме) при развальцевании и рассланцевании масс пород, приобретающих способность к пластическому течению. Ортогнейсы имеют синорогенное происхождение, т. е. внедряющиеся магматические расплавы во время кристаллизации вовлекаются в очень медленно протекающее воздымание складчатых гор и подвергаются механической деформации (рассланцеванию) в процессе складкообразования. Прилегающие осадочные породы, прогретые под воздействием теплоотдачи магмы, превращаются в парагнейсы. Эти процессы протекают на глубине 20—30 км при высоких давлениях и температурах. Степень преобразования пород убывает к краевым зонам горных систем. Так, породы, окаймляющие гнейсы, чаще всего представлены слюдяными гнейсо-сланцами, слюдяными сланцами и филлитами. Последние далее переходят в лишь слабо измененные глинистые сланцы.

Районы распространения. Гнейсы встречаются по всему миру в денудированных горных системах. В Европе: Тюрингенский Лес (ГДР), Рудные горы (ГДР, ЧССР), горы Фихтель, Баварский Лес, Шпессарт, Оденвальд, Шварцвальд (ФРГ), Судеты (Польша, ЧССР), Родопы (Болгария), Скандинавия; Вогезы, Центральный массив, Бретань, Альпы (Франция), Центральные Альпы (Австрия), Испания, Великобритания; в Северной Америке: Канада, Аппалачи, Роки-Маунтин (США); в Южной Америке: Бразилия, Аргентина; в Азии: Забайкалье, Тянь-Шань, Центральный Кавказ, Урал (СССР), Индия; Австралия, Антарктида.

ГНЕЙСЫ ИНЪЕКЦИОННЫЕ

Кристаллические сланцы

Обширная группа пород разнообразного облика и состава, образовавшихся в глубоких слоях земной коры под воздействием гранитных магматических расплавов.

Минеральный состав. Породы смешанного характера, состоящие из материала более древних пород (осадочных, подобных глинам или грауваккам, гнейсов, отчасти также изверженных пород), более молодых (гранитных, аплитовых) внедрений и образований, возникших в тех и других породах при их взаимодействии.

Среди инъекционных гнейсов имеются многочисленные разновидности с особыми петрографическими названиями, например, анатекситы, адериты, диатекситы, метатекситы, синтектиты, мигматиты и др.

Внешний облик, структура, текстура. Тонко, средне- и крупнозернистые породы, большей частью весьма беспорядочного сложения, частью плейчатые и пронизанные прожилками изверженных пород (хоризмиты).

Происхождение. Породы группы инъекционных гнейсов образуются вокруг плутонов и батолитов гранитов под воздействием гранитных и в первую очередь гранит-пегматитовых растворов на массы вмещающих пород. Это в известной степени более развитый контактовый метаморфизм, протекающий в условиях динамических тектонических воздействий, которые создают свободные объемы для проникновения растворов (рис. 1).

Районы распространения. Распространены по всему миру в самых глубоких частях горных систем. Саксонско-Чешские Рудные горы (ГДР, ЧССР), Саксонские Гранулитовые горы (область ядра, рис. 30), Тюрингенский Лес, близ Рулы (ГДР), Баварский Лес, Шварцвальд (ФРГ), Овернь (Франция), Норвегия, Швеция, Финляндия; Кольский п-ов, Украина, Забайкалье (СССР).

Практическое применение. Строительный и дорожно-строительный материал, железнодорожный балласт.

ГНЕЙСЫ КОРДИЕРИТОВЫЕ

Кристаллические сланцы

Большинство кордиеритовых гнейсов — это осадочные (пара-) гнейсы, состоящие в основном из полевого шпата (ортоклаза, плагиоклаза), кварца, биотита, кордиерита, граната, силлиманита, магнетита, шпинели и др. (табл. 12). Эти темные голубоватые обычно крупнозернистого сланцеватого сложения массы пород пронизаны обильными пегматитоподобными включениями (инъекционными прожилками) (ср. «Гнейсы инъекционные»).

Текстура, структура. Сланцеватая, крупнозернистая, пятнистая.

Происхождение. Кордиеритовые гнейсы образуются из парагнейсов и слюдяных гнейсо-сланцев при регио-

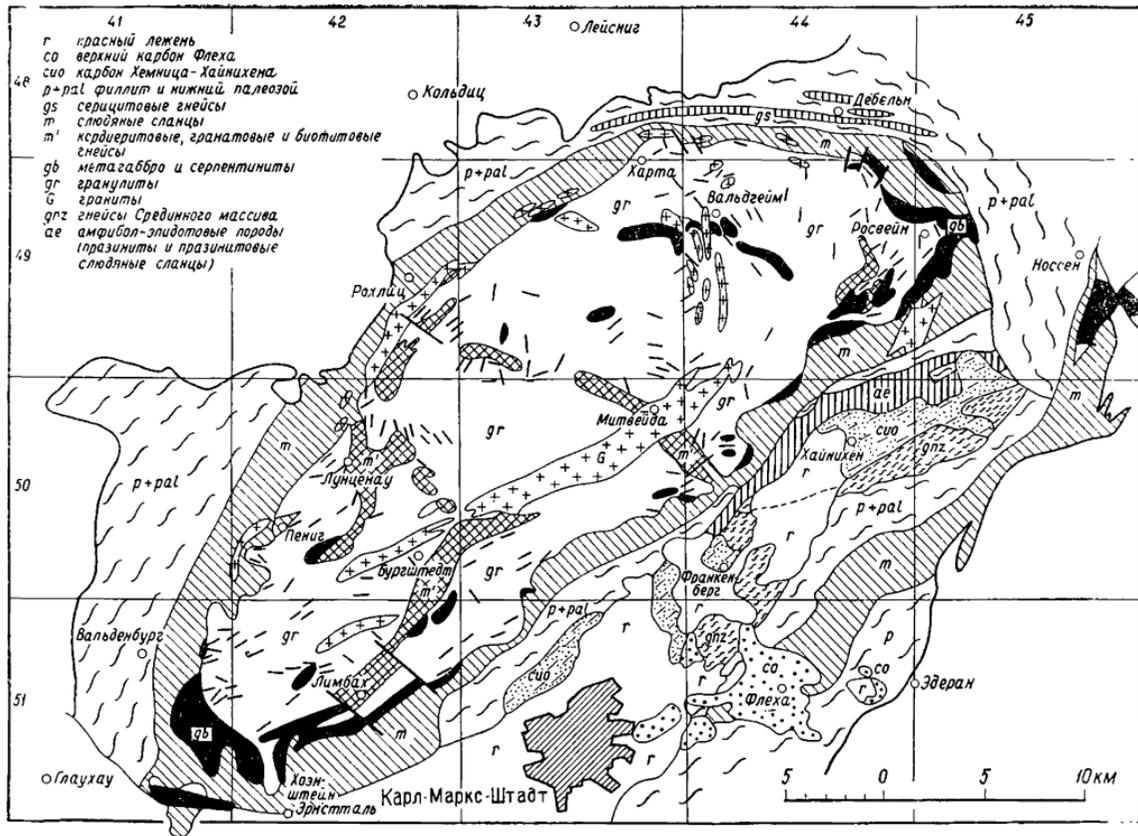


Рис. 30. Геологическая обзорная схема Гранулитовых гор и Франкенбергского срединного массива (по К. Питчу).

Основные структурные направления, наблюдаемые в гранулитах, показаны короткими штрихами.

нальном метаморфизме в условиях интенсивного воздействия магматических «гранит-пегматитовых» расплавов.

Районы распространения. Бургштедт, Митвейда, Вальдтейм и др., в Саксонских Гранулитовых горах (ГДР), горы Фихтель, Шварцвальд (ФРГ), в варисских горных системах Польши и ЧССР, Родопы (Болгария), в Скандинавских докембрийских массивах (Норвегия, Швеция, Финляндия) и во всем мире.

Практическое значение. Иногда эти вязкие породы применяют при дорожном строительстве.

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

Составная часть каменноугольных пластов. Это тонкое, до микроскопического, чередование угольных и глинистых прослоек.

Если в массе угля содержится до 20% (по объему) сланцеватой глины, то говорят о нечистом (глинистом) угле. При содержании в угле от 20 до 60% сланцеватой глины породу называют горючим сланцем.

Практическое значение. Горючие сланцы, которые при сгорании вследствие высокого содержания в них глины оставляют много золы, сжигают на тепловых электростанциях в местах добычи.

ГРАНАТОВЫЕ ПОРОДЫ

Кристаллические сланцы

Минеральный состав. Эти метаморфические породы состоят в основном из граната. В зависимости от условий образования в различных разновидностях гранатовых пород появляются кварц, авгит, роговая обманка, шпинель, дистен, полевые шпаты, хромит, магнетит, пирротин, сфалерит, леллингит, пирит и др. (табл. VI.2).

Структура, текстура. Крупнозернистая, массивная.

Происхождение. Гранатовые породы образуются при региональном метаморфизме основных железисто-магнезиальных, всегда богатых алюминием пород (габбро, диабазов), которые иногда также содержат альмандин или пироп (рис. 31).

За счет осадочных пород глинисто-карбонатного состава, известковых или доломитовых мергелей в условиях контактового метаморфизма (контактового мета-

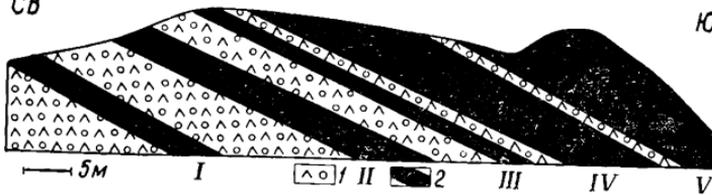


Рис. 31. Включения гранатовых пород в гранатовом (пироповом) серпентините. Рубинберг близ Грейфендорфа (по Гудрун Шайбе).

1 — пироповый серпентинит; 2 — гранатовая порода;

соматоза) наряду с другими продуктами возникают андрадитовые, спессартиновые и гроссуляровые породы.

Районы распространения. Бёриген, Вальдгейм в Саксонских Гранулитовых горах, Цёблиц, Шмальцгрубе, Мариенберг, Брейтенбрунн и др., в Саксонско-Чешских Рудных горах (ГДР, ЧССР); Шпессарт, Оденвальд, Шварцвальд (ФРГ), Скандинавия и по всему миру в горных областях.

Практическое значение. Гранатовые (альмандиновые, пироповые) породы благодаря их высокой твердости используются как абразивные материалы и для изготовления гранатовых абразивных бумаг (мебельных политур). Некоторые гранатовые породы, носящие характер скарнов (см. стр. 196), сопровождают крупные месторождения магнетита и цветных металлов.

ГРАНИТЫ, ГРАНИТОИДЫ, ГРУППА ГРАНИТА

лат. *granum* — зерно; итал. *granito* — гранит

Граниты являются наиболее распространенными глубинными изверженными породами континентальных массивов.

Минеральный состав. Содержание кварца больше 10% и до 50%, калиевого полевого шпата (ортоклаз, микроклин) и плагиоклаза (олигоклаз, альбит) — 40—80%; темноцветные минералы — биотит, реже пироксен, роговая обманка и турмалин; светлые второстепенные компоненты — литионит и топаз (табл. 13).

Химическая характеристика. Содержание двуокиси кремния (SiO_2) 65—80%, окиси алюминия (Al_2O_3) 10—

ТАБЛИЦА 13

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ГРАНИТОВ, %

Порода	Кварц	Калевый полевой шпат	Олигоклаз	Биотит	Роговая обманка	Авгит (пироксен)	Аксессорин	Физические свойства		
								плотность, г/см	магнетизм, СГС	прочность, кг/см ²
Биотитовый гранит	32	32	28	6			2	2,57	50—500	2000—2500
Гранодиорит	21	16	37	23			3	2,70		2000—3000
Аляскит	34	64					2	2,58	—	—
Аплитовый гранит	33	42	22				3	2,62	—	—
Чарнокит	40	48	6			3	±		—	—
Авгит-роговообманковый гранит	30	47	14		2	4	3		50—10000	2000—2500
Роговообманково-биотитовый гранит	17	27	46	4	4		1,5	2,65		
Рапакиви	18	51	19	1	7	2	2			

ТАБЛИЦА 14

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАЗЛИЧНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ГРАНИТОВ, %

Окислы	Среднее из 546 гранитов	Аляскит, алдин-товый гранит	Чернокиит	Биотитовый гранит (нормальный гранит)	Гранодiorит	Мусковит-биотитовый гранит	Роговообманково-биотитовый гранит	Оловяносные граниты		
								литнионитовый	топазовый	турмалиновый
SiO ₂	70,0	75,0	77,5	72,0	66,0	70,0	63,0	69,5	74,5	73,0
TiO ₂	0,4	0,1	0,3	0,2	0,7	0,4	0,4	0,1	0,1	0,1
Al ₂ O ₃	14,5	14,0	11,0	15,0	16,0	15,0	18,0	18,0	13,0	14,0
Fe ₂ O ₃	1,5	0,75	1,0	0,7	1,0	0,5	3,0	1,0	1,3	1,5
FeO	1,8	н. о.	2,0	1,0	3,8	2,2	0,4	0,8	0,2	0,7
MgO	0,9	0,1	0,5	0,3	1,56	1,0	2,0	0,6	0,8	0,6
CaO	2,0	1,0	1,0	1,0	3,0	2,0	3,5	1,0	0,8	1,0
Na ₂ O	3,3	3,5	3,0	3,5	3,8	3,2	3,5	2,8	3,0	3,8
K ₂ O	4,0	4,8	4,0	5,0	3,4	4,2	3,5	4,0	4,0	4,0
Li ₂ O								Сл.	—	Сл.
B ₂ O ₃										?
F ₂							0,1	0,1	0,2	0,1
H ₂ O	1,0	0,3	0,2	1,0	1,3	1,25	1,0	0,5	1,0	0,5
P ₂ O ₅	0,2				0,1		0,1	0,9	0,3	0,7

16%, окиси натрия (Na₂O) и окиси калия (K₂O) 5—9%, щелочных земель в форме окиси кальция (CaO) и окиси магния (MgO) 0,5—3,5%. Содержание окислов железа (FeO, Fe₂O₃) от 0,5 до 3,5%.

По химическому составу граниты и гранитные породы (гранитоиды) представляют собой богатые кремнекислотой, обогащенные щелочами, более или менее бедные магнием, железом и кальцием породы (табл. 14). По определенным химическим признакам граниты подразделяются на несколько типов. Богатые кварцем граниты с высоким содержанием SiO₂ объединяются в семейство аплитовых гранитов¹. Если содержание щело-

¹ В отечественной литературе более принят синоним «лейкокраповые граниты». — *Прим. перев.*

чей (Na_2O , K_2O) в гранитах составляет примерно 8—9% и в них преобладают калиевые и натровые полевые шпаты, такие типы пород относят к семейству щелочных гранитов. С увеличением содержания кальция наряду с калиевыми полевыми шпатами в большем количестве кристаллизуются известково-натровые полевые шпаты (олигоклаз). Такие породы образуют семейство известково-щелочных гранитов. Богатые известью граниты (обычно с содержаниями окиси кальция свыше 3%, в более редких случаях до 6—8%), в которых известково-натровые полевые шпаты преобладают над калиевыми, принадлежат семейству гранодиоритов, являющихся наиболее распространенным типом гранитов (табл. IV.6). В группе гранита насчитывают около 120 разновидностей пород (31 глубинная порода — различные граниты, 48 жильных и 41 вулканическая порода). Важнейшими вулканическими породами гранитных магматических расплавов являются липариты, риолиты, дациты и кварцевые порфиры.

Происхождение. Граниты представляют собой наиболее распространенные глубинные магматические породы (плутониты), которые слагают основную часть континентальных массивов. Гранитные расплавы образовывались на протяжении геологической истории по-разному. Принято считать, что на ранней стадии развития земной коры отделение гранитных магм, как более легких, и их кристаллизация протекали интенсивнее и таким образом они внесли весьма значительный вклад в возникновение и упрочнение континентальных массивов. В более поздние эпохи развития Земли, особенно в связи с горообразовательными процессами, граниты образовывались из масс осадочных, глинистых и обломочных пород, которые вследствие тектонических перемещений попадали в более глубокие горизонты земной коры. Под воздействием высоких давлений и температур в сочетании с горячими газами («летучие компоненты») осадки подвергались расплавлению (переплавлению) с образованием гранитов, или же они были сложным образом «гранитизированы» посредством ионного обмена. Внедрение и кристаллизация гранитных расплавов протекали в центральных частях крупных складчатых горных систем, где гранитные плутоны прорывали осевые зоны хребтов. Гранитные массивы встречаются на древних щитах, в

горных областях и в корневых частях денудированных горных систем.

Обособленно стоящие скалы гранитов демонстрируют типичные для этих пород формы выветривания, когда отчетливо различаются пологая плитообразная (матрацевидная) отдельность и крутая трещиноватость. Проникающие по трещинам поверхностные (трещинные) воды благоприятствуют быстрому выветриванию и в этих местах изменения пород бывают выражены сильнее.

Практическое значение. Граниты, встречающиеся по всему миру в горных областях и денудированных горных системах, находят применение как камень для пьедесталов и памятников, тесовый (штучный) камень, мостовой камень, щебень и гравий. Большое значение при добыче тесового и мостового камня (брусчатки) любого типа имеет система трещин, характерная для гранитных плутонов (рис. 14). Большей частью невидимые, расположенные в геометрическом порядке, очень тонкие трещины способствуют раскалыванию гранитов в определенных желаемых направлениях.

Граниты, кристаллизовавшиеся из магматических расплавов, отличаются присутствием продуктов остаточной кристаллизации (пегматитовой, пневматолитовой, гидротермальной). В связи с этими фазами кристаллизации образуются многие важные месторождения, содержащие руды молибдена, олова, вольфрама, золота, серебра, урана, висмута, меди, свинца, цинка, ртути, сурьмы и др., а также нерудные минералы — слюду, полевой шпат, берилл, многие драгоценные камни, плавиковый шпат, барит и др. Граниты являются важнейшими породами для образования почв, так как они широко распространены на земле и относительно легко поддаются выветриванию. При разложении полевых шпатов, с которыми преимущественно связан содержащийся в гранитах алюминий, последний переходит в каолинит с выносом натрия, калия и кальция. Каолинит химически представляет собой гидросиликат алюминия; он является наиболее распространенной глинистой составной частью почв. Тонкоистертый кварц и другие минералы гранитов (слюды) также присутствуют в почвах в качестве механических примесей. Особое значение имеют выделения апатита (кальциевого фторфосфата). Этот минерал (вскрываемый при химических реакциях в почвах) вместе с другими хими-

ческими соединениями, особенно калийными, доставляет важнейшие питательные вещества для растений и тем самым — для дальнейших жизненных процессов.

ГРАНИТ АВГИТ-РОГОВООБМАНКОВЫЙ

Глубинная порода

Минеральный состав. Вместо типичных для гранитов выделений биотита (биотитовые граниты) происходила кристаллизация авгита и роговой обманки. Этот более редкий тип гранитов образует переходы к сиенитам и диоритам.

Структура. Гранитовая, обычно равномернозернистая.

Происхождение. Авгит-роговообманковые граниты являются одним из продуктов дифференциации гранитных расплавов, их начальной более тяжелой фракцией, что находит отражение и в повышенных значениях плотности этих пород (2,65—2,70 г/см³). В геологическом отношении они образуют небольшие тела, обычно окруженные более крупными массивами биотитовых гранитов и гранодиоритов.

Районы распространения. Броккен (Гарц), Южная Норвегия, Бирпау-Маунтин, Монтана (США), Забайкалье и другие области развития гранитов.

Практическое значение. Как материал дорожного строительства и щебень.

ГРАНИТЫ АПЛИТОВЫЕ¹

Глубинные породы

Богатые кварцем граниты, образующие совместно с другими типами гранитов массивы, жилы и шлиры (рис. 14).

Минеральный состав. См. табл. 4.

Структура. Мелкозернистая до среднезернистой (табл. IV.4).

Районы распространения. Встречаются во всем мире, во всех гранитных массивах и областях развития гранитов.

¹ См. примечание на стр. 114.

Практическое значение. Разнообразный материал для дорожного строительства в виде гравия, щебня и мостового камня.

ГРАНИТ БИОТИТОВЫЙ

Глубинная порода

Большая часть гранитов представлена биотитовыми гранитами. Под названием «нормальные граниты» выделяют те их типы, которые состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаза) и кварца примерно в равных соотношениях. Это преимущественно крупнозернистые бледно-красноватые до серых и белесых породы. Близкими породами являются гранодиориты и многочисленные другие представители гранитов.

Минеральный состав. См. табл. 13.

Структура, текстура. Большей частью равномерно-зернистая вследствие присутствия крупных вкрапленников ортоклаза (нередко представленных карлсбадскими двойниками), часто порфировая, преимущественно беспорядочнозернистая. Иногда биотитовые граниты содержат многочисленные шпиры аплитового облика или пегматитовые выделения.

Происхождение. Биотитовые граниты кристаллизуются из гранитных магм, обогащенных щелочами (натрием и калием) и в сравнении с гранодиоритовыми расплавами содержат меньше кальция (табл. 14). Обычно биотитовые граниты внедряются в осевые области складчатых горных систем. В виде плутонических тел они прорывают совместно с другими типами гранитов (гранодиоритами, оловоносными гранитами) толщи сланцев и гнейсов (рис. 29).

Районы распространения. На всех континентах, иногда занимают обширные площади. В Европе: в Саксонско-Чешских Рудных горах, например, гранитные массивы Кирхбергский, Бергенский, Эйбенштокский, Шеллерхаусский, Бобрицшский и др., распространены в массиве Броккен, близ Тале (слагая часть Рамбергского гранитного массива), в Тюрингенском Лесу — гранитные массивы Хеннебергский, долины Ильма-Зуля, в горах Фихтель, в Баварском Лесу, в Шварцвальде, в Вогезах; распространены в комплексах древних кристаллических массивов ЧССР и Польши, в молодых складчатых горных

системах Европы (Австрийские, Итальянские, Швейцарские и Французские Альпы); в осевых областях Карпат (Трансильванские Альпы, Румыния) и в Высоких Татрах (ЧССР). В Западной Европе биотитовые граниты распространены в Центральном массиве Франции (Овернь) и в Зюденгланде (провинция Корнуэлл). Обширные области развития гранитов, включая биотитовые граниты, расположены в Африке, Скандинавии, на Урале, в Забайкалье, в гигантских антиклинориях Центральной, Восточной и Южной Азии. Многие из этих плутонических образований окаймляют Тихий океан. С проявлениями биотитовых гранитов, распространенных по всему миру, связано образование многочисленных рудных месторождений и специализированных металлогенических провинций.

Практическое значение. Биотитовые граниты находят применение в качестве строительного и мостового камня, а также в виде щебня.

ГРАНИТ ЛИТИОНИТОВЫЙ

Глубинная порода

Редкая разновидность гранитов, в которых вместо мусковита, биотита или турмалина, топаза кристаллизуется литионит (литиевая слюда).

Литионитовые (литиевые) граниты представляют собой так называемые остаточные граниты и сопровождаются месторождениями вольфрама, олова, молибдена и других цветных металлов (см. Граниты оловоносные, топазовые и турмалиновые). Их плотность составляет около 2,63—2,64 г/см³.

Районы распространения. Гейер и Эренфридерсдорф в западной части Рудных гор (ГДР), горы Фихтель (ФРГ), Овернь на Центральном плато Франции и др.

Практическое значение. Литионитовые граниты и литионитовые (в том числе циннвальдитовые) пегматиты используются для получения лития.

ГРАНИТ МУСКОВИТ-БИОТИТОВЫЙ, ГРАНИТ ДВУСЛЮДЯНОЙ

Глубинная порода

Вместо типичных для гранитов выделений биотита в большом, иногда преобладающем количестве как породообразующий минерал кристаллизуется мусковит. Чет-

кое разграничение по минеральному составу затруднительно. С физико-химических позиций мусковит-биотитовые граниты кристаллизуются из «богатых водой» аплит-гранитных расплавов, переходных к тем, из которых кристаллизуются топазовые и турмалиновые граниты. Большая часть двуслюдяных гранитов, преимущественно светлосерых, образовалась путем гранитизации глин и граувакк, за счет плавления которых возникает несколько разновидностей гранитов. Это, например, имеет место в области развития гранитов Лаузиц, где широко распространены гранодиориты, двуслюдяные граниты и «двуслюдяные гранодиориты» (см. «Гранита группа», стр. 112).

Структура, текстура. Мелко- и среднезернистая до крупнозернистой, часто неравномернозернистая, шлировая с более крупными вкрапленниками полевых шпатов (порфириовидная).

Районы распространения. В областях развития гранитов на всех континентах; в ГДР — в районе Рамберга близ Тале (Гарц), Шпарнберг (Тюрингия), Берген, Шрейберсгрюн (Фогтланд), в северо-западной части Лаузицкого гранитного массива, в ФРГ — в горах Фихтель, Шварцвальд, Баварский лес и др.

Практическое значение. Как мостовой камень, дорожно-строительный материал и щебень.

ГРАНИТЫ ОЛОВОНОСНЫЕ

Глубинные породы

К оловоносным относят разновидности гранитов, которые (наряду с другими их особенностями) благоприятствуют образованию оловорудных (касситеритовых) месторождений.

Разграничение разновидностей по минеральному составу большей частью затруднительно.

Минеральный состав и происхождение. Все оловоносные граниты являются продуктами остаточной кристаллизации гранитных расплавов. При участии минерализаторов возникают летучие химические соединения, которые повышают газовое давление на переходной стадии от главного этапа кристаллизации к легматито-пневматолитовой фазе. На этой стадии минералы, выделившие-

ся на главном этапе кристаллизации (полевые шпаты, слюды), превращаются под воздействием фтор- и борсодержащих паров в топаз (фторсодержащий алюмосиликат) и в турмалин (борсодержащий железистый алюмосиликат). При процессах остаточной кристаллизации литий и вода также повышают свою минералообразующую активность, что может привести к выделению литиевых слюд (литонита, циннвальдита).

Районы распространения. Саксонско-Чешские Рудные горы, Корнуэлл в Великобритании, Испания, Португалия, Центральная Франция, северо-восток Сибири и Забайкалье (СССР), Южный Китай, Малайзия, Африка, Тасмания, Боливия и др. В этих провинциях встречаются такие разности «оловоносных гранитов», как, например, литонитовый, топазовый или турмалиновый гранит. В ходе дальнейшего развития эти граниты в результате продолжающегося воздействия газов (пневматолита) переходят в породы (конечные продукты) экстремального состава, обычно состоящие по преимуществу из одного минерала и называемые грейзенами (слюдяные, топазовые, турмалиновые или циннвальдитовые грейзены).

Практическое значение. С оловоносными гранитами, возникшими как производные продукты кристаллизации гранитных расплавов, может быть более или менее отчетливо связано образование олово-вольфрамовых (молибденовых) месторождений.

ГРАНИТ РОГОВООБМАНКОВО-БИОТИТОВЫЙ, РОГОВООБМАНКОВЫЙ ГРАНОДИОРИТ

Глубинные породы

Переходные породы к биотитовым гранитам и гранодиоритам (ср. Авгит-роговообманковые граниты).

Минеральный состав. См. табл. 13.

Текстура, структура. Среднезернистая до мелкозернистой, основная масса с крупнокристаллическими полевошпатовыми вкрапленниками.

Происхождение. Эти представители группы гранита образуются в ходе кристаллизационной дифференциации гранит-гранодиоритовых расплавов, причем на процесс выделения минералов могут оказывать влияние еще и

другие факторы (среди прочих — ассимиляция вмещающих пород).

Моделью разнообразных путей формирования пород со многими переходами (граниты — сиениты—диориты) является Мейсенский гранит-сиенитовый массив с его многочисленными обнажениями и каменоломнями, расположенными по обе стороны Эльбы.

Районы распространения. Близ Мейсена, Броккен (Гарц), Хеннеберг (Тюрингия) и др.

Практическое значение. Как дорожный строительный материал и щебень.

ГРАНИТ ТОПАЗОВЫЙ

Глубинная порода

Разновидность так называемых остаточных гранитов, принадлежащих к семейству аплитовых гранитов.

Минеральный состав. См. табл. 13.

Структура. Зернистая до крупнозернистой, отчасти пегматитовая

Происхождение. Под действием фторсодержащих паров богатые алюминием минералы (полевошпат, слюда) превращаются в топаз. Специальное определение таких процессов — автометаморфизм.

Районы распространения. Эйбеншток, Гейер, Эренфридерсдорф, Альтенберг и другие пункты в Рудных горах (ГДР), во всем мире в областях развития гранитов,

Практическое значение. В связи с топазовыми гранитами часто образуются молибденовые, касситеритовые, вольфрамитовые и другие рудные месторождения.

ГРАНИТ ТУРМАЛИНОВЫЙ

Глубинная порода

Редкая разновидность гранитов, содержащая неравномерно распределенные выделения турмалина.

Минеральный состав. См. табл. 13.

Эта разность гранитов относится к семейству аплитовых гранитов. Богатые турмалином разности, в которых слюда полностью замещена турмалином, носят также название «луксуллианит» — по месту находки в Корнуэлле.

Структура. Порфировидная, пегматоидная.

Происхождение. Турмалиновые граниты представляют собой так называемые остаточные граниты и также относятся к оловоносным гранитам. Они возникли вследствие того, что бор совместно с другими летучими компонентами, в том числе фтором и водой, особенно способствовал выделению турмалина и топаза.

Районы распространения. Эйбенштокский гранитный массив, Нейдек и другие пункты в Западных Рудных горах, р. Готлэйба в Восточных Рудных горах, Броккен, гранитный массив Рамберг близ Тале в Гарце (ГДР), Корнуэлл (Великобритания), Забайкалье (СССР), Анды (Боливия), Центральная Африка и многие другие районы.

Практическое значение. В связи с турмалиновыми гранитами в гранитных комплексах или в их непосредственном окружении часто образуются молибденовые, оловянные, вольфрамитовые и другие рудные месторождения.

ГРАНОДИОРИТЫ

Глубинные породы группы гранита

лат. «гранум» — зерно, греч. «диорицейн» — различать

Минеральный состав. См. табл. 13. Гранодиориты по сравнению с биотитовым («нормальным») гранитом содержат больше плагиоклаза, чем калиевого полевого шпата. По химическому составу (табл. 14) они богаче кальцием и натрием.

Структура, текстура. Большей частью светло-серые породы преимущественно крупнозернистого облика. Сходными породами являются другие разновидности гранитов, кварцевые диориты и некоторые сиениты.

Происхождение. Гранодиориты кристаллизуются из кислых расплавов. Они представляют собой наиболее распространенную разновидность гранитов и встречаются во всем мире, слагая гигантские плутоны и образуя батолиты. Примером служит гранодиоритовый массив Лаузиц, один из самых крупных в Европе, с многочисленными разновидностями гранитов и сопутствующих гранитам пород, таких, как аплиты, лампрофиры, пегматиты и другие породы. Происхождение гранодиорито-

вых расплавов часто является проблематичным. Доказано, что осадочные породы (граувакки и глинистые породы) могли быть расплавлены (переплавлены) с образованием гранодиоритовой магмы. Переходные породы от осадочных к гранодиориту представлены залегающими выше двуслюдяными (мусковит-биотитовыми) гранодиоритами.

Районы распространения. Оберлаузиц (ГДР), Карпаты (Румыния), Урал, Тянь-Шань, Забайкалье и другие районы (СССР), Скандинавия, Роки-Маунтин (США); распространены по всему миру.

Практическое значение. Гранодиориты находят применение как строительный, мостовой камень, камень для фундаментов, щебень и камень для тротуарных плит.

ГРАНУЛИТЫ

Группа пород, относящаяся к кристаллическим сланцам. Различают несколько разновидностей гранулитов, например светлые гранулиты, называемые также гранулитами типа вейшштейна, зернистые гранулиты, очковые гранулиты с деформированными зёрнами полевого шпата, а также по присутствию выделений особых минералов — силлиманитовые, корундовые, пироксеновые и другие гранулиты (табл. 15).

Минеральный состав. Светлые, не содержащие слюды или бедные слюдой гранулиты состоят из калиевого полевого шпата (ортоклаз-пертита), плагиоклаза (антипертита), кварца, граната (железистого), рутила и второстепенных минералов, таких, как дистен, силлиманит, герцинит (железистая шпинель), магнетит, магнитный колчедан (пирротин) и графит. Темные пироксеновые гранулиты состоят из андезина, лабрадора, пироксена, железисто-магнезиального граната, герцинита, магнетита, никельсодержащего магнитного колчедана и ильменита.

Структура, текстура. Мелко- и среднезернистая, реже крупнозернистая; текстура иногда линейная, со сланцеватостью.

Химическая характеристика. По химическому составу «светлые гранулиты» напоминают граниты или гранитоидные породы. «Темные гранулиты», имеющие специальные названия (плагиоклазовые, пироксеновые гранули-

ТАБЛИЦА 15

СИСТЕМАТИКА ГРАНУЛИТОВ (ПО К. Г. ШОЙМАНУ, 1960)

	Светлый гранулит	Ортоклаз-пироксеиновый гранулит	Плагиоклаз-пироксеиновый гранулит
Важнейшие минералы	Ортоклаз-пертит ¹ Антипертит ² Плагиоклаз: альбит, олигоклаз Кварц Гранат ³ Рутил	Ортоклаз-пертит Антипертит Плагиоклаз: аидезин Кварц Гранат ³ Рутил	— Антипертит Плагиоклаз: лабрадор — Гранат ³ Рутил/титанит Клинопироксен Скаполит
Прочие типичные (иногда встречающиеся) минералы	— Дистен/силлиманит Герцинит (Магнетит) Пирротин Графит	— — Герцинит Магнетит Пирротин Графит	Клинопироксен Скаполит Герцинит Магнетит Никельсодержащий пирротин (Форстерит)
Средний размер зерен		0,1—1 мм	
Петрохимические аналоги	Гранитовый (гранитоид)	Гранодиоритовый	Габброидный «норитовый»
Плотность, г/см ³	2,64	2,80	3,20
Магнетизм по род, СГС	10		50—600
Прочность на сжатие, кг/см ²			1800—2800

¹ Прорастания калиевого полевого шпата плагиоклазом.² Прорастания плагиоклаза калиевым полевым шпатом.³ Пиральспитовый гранат.

ты), напротив. представляют собой преобразованные диориты и габбро.

Происхождение. Гранулиты являются глубокометаморфизованными изверженными породами, отчасти — бывшими гранитами, но также преобразованными тонкозернистыми до грубозернистых осадочными образованиями (глины, граувакки и т. п.). Их формирование протекало в самом нижнем тектоническом этаже складчатых горных областей под воздействием высокого давления и при недостатке летучих компонентов, особенно

воды. Мировой известностью пользуются Саксонские Гранулитовые горы в ГДР (рис. 30). Гранулиты распространены в Чешском кристаллическом массиве (ЧССР), в Нижней Австрии и в Финляндии. Иногда массивы гранулитовых пород залегают в виде линз в гнейсовых комплексах, в том числе в Саксонских Рудных горах, в Шварцвальде, в Баварском Лесу и в других горных областях.

Районы распространения. Пениг, Хартмансдорф, Бургштедт, Лимбах, Хоэнштейн-Эрнсталь, Митвейда, Вальдгейм, близ Карл-Маркс-Штадта (ГДР), Хеб и др. (ЧССР), Эцманнсдорф (Нижняя Австрия), о. Аль, Ивало, Инари (Финляндия), Индия и другие районы.

Практическое значение. Благодаря своей высокой прочности на сжатие (около 30 кГ/см²) гранулиты пригодны как материалы дорожного строительства (пакеляж, брусчатка, щебень, гравий) и как железнодорожный балласт.

ГРАУВАККИ

Это серые, темно-серые, песчаникоподобные осадочные породы, состоящие из зерен кварца, полевых шпатов, мусковита, хлорита и тяжелых минералов. Помимо этих минералов, в состав граувакк входят прежде всего обломки горных пород (табл. 31), поэтому граувакки являются переходными породами от песчаников к конгломератам.

Структура, текстура. Обломочная, среднезернистая до тонкозернистой, иногда переходящая в более крупнозернистую. Обломки минералов и пород большей частью имеют угловатые очертания (табл. XIX.3); по структуре и текстуре различают зернистые, отчетливо слоистые, конгломератовые, сланцеватые граувакки и граувакковые сланцы.

Происхождение. Граувакки образуются из обломочных продуктов денудации горных пород (изверженных, кремнистых осадочных и метаморфических). Это осадочные породы, образовавшиеся на поверхности Земли и испытавшие лишь незначительный перенос. Главная эпоха образования граувакк приходится на палеозой.

Районы распространения. В ГДР—в Гарце, в Лаузице, в Лейпцигской депрессии, в ФРГ— в Рейнских Слан-

цевых горах, а также в многочисленных других областях земного шара.

Практическое значение. Граувакки благодаря их относительно высокой прочности на сжатие применяются как материал дорожного строительства.

ГРЁБАИТ

Глубинная порода группы сиенита

названа по местности Грёба близ Ризы на Эльбе.

Минеральный состав. Грёбаит представляет собой богатый плагиоклазом авгитовый сиенит, которому дано специальное название — авгитовый сиенито-диорит. Состав приведен в табл. 34.

Структура, внешний облик. Среднезернистый до крупнозернистого, серый, почти не содержащий кварца.

Происхождение. Грёбаит является продуктом дифференциации гранитных расплавов. Совместно с этим типом пород залегают породы близкого генезиса, но по своему минеральному и химическому составам значительно различающиеся между собой и ассоциирующие с грёбаитом, в том числе сиенит, сиенито-диорит, биотитроговообманковые гранодиориты и другие глубинные породы подобного состава (табл. 36).

Районы распространения. Грёба близ Ризы на Эльбе (ГДР), в Скандинавии и других областях развития сиенитов.

ДИАБАЗЫ

Излившиеся породы

греч. «диабазис» — переход

Диабазами в немецкой литературе называют палеозойские базальты, образовавшиеся в девоне, силуре или еще ранее. Почти все диабазы в результате процесса старения характеризуются зелеными и зеленоватыми тонами окраски. В противоположность им базальты имеют черный, а мелафиры — темно-синий, иссиня-черный или красноватый цвет.

Минеральный состав. См. табл. 5. Плагиоклаз в большей или меньшей степени превращен в альбит и кальцит, авгит (частично) — в хлорит, оливин — обычно в

серпентин, а ильменит и титано-магнетит — часто в лейкоксен.

Структура, разновидности. Диабазы представляют собой мелкозернистые до среднезернистых породы. Для большинства диабазов характерна офитовая или интерсертальная структура (табл. IV.1). Разновидности, отличающиеся одна от другой по минеральному составу и структурным особенностям: диабазовый порфирит (с вкрапленниками плагиоклаза), вариолит (плотная основная масса со сферолитами), уралитовый диабаз (авгит превращен в роговую обманку) и другие.

Происхождение. Диабазовые расплавы зарождаются в базальтово-габброидном слое земной коры и имеют важное геологическое значение. Большинство диабазовых излияний происходит в подводных условиях (подводный вулканизм). В связи с развитием диабазового вулканизма на дно морских бассейнов изливаются лавы и иного состава. Их называют спилитами (палеоандезитами) и кератофирами (палеотрахитами). Диабазы, часто регионально развитые совместно со спилитами, кератофирами и их рыхлыми вулканическими продуктами (пеплами, шлаками, бомбами), служат проявлением начального (инициального) магматизма (вулканизма), сопровождающего горообразовательные процессы в геосинклинальной стадии.

Вместо столбчатых форм отдельности, характерных прежде всего для базальтов, подводные диабазовые излияния вследствие давления перекрывающей толщи воды образуют так называемые волнистые (канатные) или подушечные лавы.

Районы распространения. Во всем мире; распространены в Гарце, Тюрингии, Фогтланде, Центральной Саксонии и других районах (ГДР), в Гарце, в горах Фихтель, в районе р. Лан (Гессен-Нассау) (ФРГ), в юго-восточной Европе (ЧССР, Албания и др.). Шотландии, Скандинавии (Норвегия, Швеция, Финляндия), на Кольском п-ве, Урале, Украине, в Сибири (СССР).

Практическое значение. Диабазы — вязкие, прочные на сжатие породы, наиболее пригодны для дорожного и железнодорожного строительства в качестве щебня. Иногда в связи с диабазами (в гораздо большей мере — с кератофирами) возникают железорудные и другие месторождения.

ДИОРИТ

греч. «диорицейн» — различать

Глубинная порода, состоящая из плагиоклаза (андезина), роговой обманки и второстепенных минералов. Диориты, называемые также роговообманковыми диоритами, являются породами, бедными кварцем, либо бескварцевыми.

Минеральный состав. См. табл. 16. Вместо роговой обманки наряду с плагиоклазом могут также кристаллизоваться биотит, авгит, гиперстен, и тогда диориты соответственно называют биотитовыми, авгитовыми или гиперстеновыми.

Структура, внешний облик. Крупнозернистая до среднезернистой; обычно темные до черных, реже серые до светло-серых.

Происхождение. См. «Диориты, группа диорита».

Районы распространения. Драй Аннен Хоне, Гарц (ГДР), Оденвальд (ФРГ) и другие районы.

Практическое значение. Диориты отличаются высокой прочностью на сжатие (1800—2400 кг/см²). Значение плотности варьирует в интервалах 2,72—2,92 г/см³. В зависимости от окраски и зернистости они пригодны для использования в качестве штучного строительного камня и камня для памятников, как промышленный камень для дорожного строительства, мостовой камень, щебень, гравий (см. диорит, кварцевый диорит, габбродиорит, тоналит, гранодиорит).

ДИОРИТЫ, ГРУППА ДИОРИТА

Глубинные породы

греч. «диорицейн» — различать

Диориты — группа пород, состоящих из плагиоклаза (андезина) и роговой обманки. По химическому составу — группа средних пород (табл. 16 и 17). Внутри этой группы имеются переходные породы к группе габбро, называемые габбродиоритами (группа основных пород), в которых вместо андезина совместно с авгитом и роговой обманкой кристаллизуется лабрадор.

Наиболее кислыми породами группы диорита являются кварцевые диориты, состоящие из плагиоклаза

ТАБЛИЦА 16

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ДИОРИТОВ, %

Порода	Полевые шпаты					Ca-Mg-Fe-силикаты			
	кварц	калиевый полевой шпат	олигоклаз	андезин	лабрадор	авгит	амфибол	биотит	второстепенные минералы
Диорит	7	6		53			22	9	3
Кварцевый диорит	22	5	47				8	17	1
Тоналит					33		26	20	1
Габбродиорит					33	30	6		5

Плотность 2,74—2,95 г/см³.
 Магнетизм пород 100—5000 СГС
 Прочность на сжатие 1800—2400 кг/см²

ТАБЛИЦА 17

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ДИОРИТОВ, %

Окислы	Средний анализ	Кварцевый диорит	Тоналит	Диорит	Габбродиорит
SiO ₂	57,0	64,0	60,0	56,0	53,0
TiO ₂	0,6	0,4	0,7	0,6	1,0
Al ₂ O ₃	16,5	16,0	17,0	17,5	17,0
Fe ₂ O ₃	3,0	3,4	1,0	1,6	2,1
FeO	4,5	1,4	4,0	7,6	7,4
MgO	4,2	3,4	2,6	3,4	6,0
CaO	6,8	4,4	6,5	7,0	9,0
Na ₂ O	3,4	4,0	2,4	3,5	3,0
K ₂ O	2,0	2,0	2,4	1,7	1,3
H ₂ O	1,5	0,5	0,5	1,0	1,0
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4

(преимущественно андезина), роговой обманки (иногда авгита, биотита) и содержащие более 10% кварца (табл. V.3). При кристаллизации калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаза), биотита и большого количе-

ства (обычно больше 15%) кварца диориты переходят в гранодиориты. Как крупные геологические тела (плутон) диориты встречаются не часто. Соответствующие диориту излившиеся породы — андезиты группируются преимущественно вокруг Тихого океана и имеют чрезвычайно широкое распространение в виде мощных лавовых излияний и субвулканических интрузий (лакколитов). В составе земной коры диоритам принадлежит существенная доля в строении более глубоких зон. К диоритовому семейству в широком понимании (включая габбродиориты и кварцевые диориты) относят около 77 разновидностей пород (15 глубинных, 34 жильные, 28 вулканических пород), которые различаются между собой по минеральному и химическому составу и структурным особенностям.

Происхождение. По своему химическому и минеральному составу диориты являются связующим звеном между группами габбро и гранита. Родоначальные магмы могут иметь гранодиоритовый и габброидный состав, из них при гравитационной дифференциации возникают различные разновидности диоритов. Диориты с высоким содержанием роговой обманки и биотита маркируют развитие в сторону гранодиоритов, а разности с авгитом и гиперстеном — в сторону габброидных пород. Существуют, однако, и примеры непрерывной дифференциации, в частности массив Броккен (Гарц), где из гранитной родоначальной магмы кристаллизовались не только граниты, диориты и габбро, но также пироксениты и перидотиты.

Районы распространения. Распространены во всем мире, в частности Кифхойзер, Драй Аннен Хоне (массив Броккен) в Гарце, Броттероде в Тюрингенском Лесу (ГДР), Оденвальд (ФРГ), Португалия, Швеция.

Практическое значение. Пользующиеся всемирным распространением темные диориты употребляются как камни для памятников, в случае пригодности — также в качестве дорожно-строительного материала.

ДИОРИТ КВАРЦЕВЫЙ

Глубинная порода группы диорита

Кварцевый диорит представляет собой богатую кварцем плагиоклаз-(андезин)-роговообманковую породу.

Минеральный состав. См. табл. 16.

Внешний облик, структура, текстура. Светлые зернистые породы гранитного облика.

Происхождение. Кварцевые диориты кристаллизуются из магматических расплавов гранодиоритового или близкого к ним состава.

Районы распространения. В областях развития гранитов: Электрик Пик, Йеллоустонский парк, горы Адирондак, Нью-Йорк (США), о. Виргин-Горда (Малые Антильские о-ва), Трондъем (Норвегия), Адамелло (Италия), Штрела, округ Лейпциг (ГДР) и многие другие районы мира.

ДОЛОМИТ

Хемогенная осадочная порода, состоящая из минерала доломита ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$)

Структура, текстура. Зернистая, плотная.

Происхождение. Химические осадки теплых мелких морей или продукты замещения (магнезиальный метасоматоз), при котором известняки превращаются в доломит.

Районы распространения. По всему миру, во многих комплексах осадочных пород, среди прочих — в цехштейне, кейпере, ракушечнике (средний триас), верхней юре. Часть Известняковых Альп, Доломиты, построена из этой породы. Желваковые и пластообразные доломитовые выделения в каменных или бурых углях и в торфе называются каменноугольным доломитом и т. д.

Практическое значение. Огнеупорный материал; добавки в черной металлургии, строительные материалы и т. д.

ДУНИТ

Глубинная порода перидотитовой группы названа по горам Дун, Новая Зеландия

Минеральный состав. См. табл. 29. Различают хромитовый дунит (70% оливина, 30% хромита), ильменитовый дунит (60% оливина, 36% ильменита, остальное — аксессуарии) и магнетитовый дунит (70% оливина, 30% титаномагнетита).

Структура, внешний облик. Среднезернистые до крупнозернистых, умеренно-зеленые, темно-зеленые до иссиня-черных породы.

Происхождение. Дуниты — самые богатые магниезией перидотиты. Они кристаллизуются из перидотитовых расплавов совместно с хромшпинелями (хромитом, пикотитом). Гравитационная дифференциация приводит также к возникновению массивных иногда пластообразных залежей хромита, в большей или меньшей степени смешанного с оливином (табл. XVIII.2).

Районы распространения. Урал. Малый Кавказ (СССР), Албания, Югославия, Болгария, Греция, Анатолия (Турция), Новая Каледония, Куба, о. Ньюфаундленд (Канада), Великая Дайка (Родезия) и другие районы.

Практическое значение. Дуниты являются материнскими породами большинства хромитовых месторождений мира, некоторых месторождений платины и металлов ее группы. Они используются также как огнеупорный материал (см. форстеритовый камень).

ДУНИТ ГОРТОНОЛИТОВЫЙ

Глубинная порода группы перидотитов

Главным породообразующим минералом является гортонолит — железистый оливин. Гортонолитовый дунит представляет собой породу глубоко черного (из-за высокого содержания железа) цвета. В отличие от него собственно «дунит» относительно беден железом (табл. 30).

Минеральный состав. См. табл. 29.

Структура. Мелкозернистая до среднезернистой.

Происхождение. Образуется в процессе гравитационной дифференциации перидотитового расплава в том случае, если при его кристаллизации вместо магнезии присутствуют прочные атомные группировки с железом (FeO).

Районы распространения. Бушвелдский массив (Южная Африка), Урал (СССР).

Практическое значение. Гортонолитовые дуниты, называемые также гортонолититами, являются важнейшими материнскими породами месторождений платины и других металлов группы платины.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Это различного состава интрузивные породы — производные магматических остаточных расплавов, которые застывают в виде тел плитообразной формы, выполняющих ранее образованные трещины (рис. 18). Жильные породы являются производными магмы, которая ранее сформировала плутоны или лакколиты. Для них характерны тонкозернистые, мелкозернистые или порфириновые структуры в отличие от более крупнозернистых, обычно равномернозернистых структур глубинных пород. Если жильные породы по химическому и минеральному составу приближаются к плутоническим, то их называют, например, гранит-порфирами (относятся к гранитам, табл. V. 6), диорит-порфиритами (относятся к диоритам) и т. д. Часть остаточного расплава расщепляется вследствие процессов дифференциации. В результате образуются «кислые», светлые породы — аплиты (гранит- и сиенит-аплиты) и «основные», темные породы — лампрофиры. Аплиты и лампрофиры объединяют под названием шизолиты (греч. «шизо» — расщепление, «литос» — камень). К представителям шизолитов и других жильных пород, относимых к гипабиссальному ряду (греч. «гипо» — ниже, «абиссос» — бездна), принадлежат около 230 типов пород. Выборочно они описаны среди жильных порфиров, аплитов, лампрофиров и пегматитов.

ЗОЛА УНОСА БУРОУГОЛЬНАЯ

Минеральный состав. Стекло различного химического состава (50—70%), кварц (2—15%), магнетит и гематит (3—12%), ангидрит (8—20%), известь (5—10%), остаточный уголь (1—6%).

Минеральный состав колеблется в широких пределах в зависимости от степени фильтрации и крупности зерен, а также от исходного угля. Приведенный здесь состав относится к степени тончайшей фильтрации (перечистки) на тепловых электростанциях, работающих на среднегерманских бурых углях.

Строение, внешний облик. Зола уноса — это пылеобразная рыхлая масса светло-серой или бурой окраски. Она состоит главным образом из микроскопических ша-

риков стекла, магнетит-гематитовых шариков, кварцевых песчинок и кристаллов ангидрита, которые различаются только под электронным микроскопом (они измеряются первыми десятитысячными долями миллиметра). Количественные соотношения отдельных составных частей подвержены сильным колебаниям во времени и в пространстве, что делает приведение точных значений невозможным.

Химическая характеристика. Существенно зависит от химического состава исходного угля. Главными компонентами являются SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO и SO_3 . Различают железистые (нижнелаузицкие), известковистые (среднегерманские) и глиноземистые (верхнелаузицкие) типы углей.

Условия образования. Зола уноса представляет собой образующиеся в больших промышленных печах мельчайшие, пылевидные частицы пепла (обычно оплавленные при высоких температурах), которые увлекаются потоком дымовых газов и улавливаются фильтрами (перед выбросом в атмосферу). Следствием таких условий образования являются малый размер частиц, их шарообразная форма и высокое содержание стекла.

Практическое значение. При широко распространенной в настоящее время технике сжигания угольной пыли ежегодно попутно получают миллионы тонн зол уноса, представляющих собой (вследствие высокой энергии их образования) ценные вещества.

Одним из важнейших свойств зол уноса является их способность образовывать в смеси с цементом гидравлически схватывающийся строительный материал. Золо уноса пригодны для использования в качестве цементных добавок, однако изменчивый и не поддающийся контролю минеральный состав зол уноса служит серьезным препятствием для их широкого применения в народном хозяйстве.

Золо уноса весьма ценятся как наполнитель в дорожном строительстве. Далее, из них изготавливают высокопористые окатыши в качестве добавок к легким бетонам. Совершенно иная область применения зол уноса — фильтрация и очистка сточных вод.

Одной из важнейших задач промышленности является отыскание возможностей использования больших количеств попутно получаемых бурогоугольных зол уноса.

ИГНИМБРИТЫ

Вулканиты

лат. «игнис» — огонь, «нимбус» — облако или «имбер» — дождь

Это раскаленные туфы или туфолоавы и расплавы, возникающие в условиях высокой активности раскаленных газов, выбрасываемых при вулканических извержениях из кратера в виде палящих туч и лавовых масс. При этих высоких температурах (примерно 900—1000°C) минеральные и стекловатые компоненты подвергаются пластической деформации, разламываются, частично плавятся и тесно слипаются между собой. Игнимбриты имеют более или менее туфовый характер либо выглядят как плотные излившиеся породы, обычно шлирового сложения.

Минеральный состав. Преимущественно кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз; соответствуют кислой ветви магматической серии горных пород. Производные основных магм реже подвергаются переплавлению вследствие пониженного содержания летучих компонентов. Такие минералы этих лав и туфов, как оливин, пироксен и основные плагиоклазы (лабрадор, битовнит), имеют более высокие температуры плавления и размягчения.

ИЗВЕСТНЯКИ¹, КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы

Это серые, светло-серые, белые, буроватые, красноватые, голубоватые до почти черных породы.

Минеральный состав. Преобладают карбонат кальция — кальцит CaCO_3 , двойная карбонатная соль — доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (табл. 18). В качестве примесей присутствуют иногда в значительных количествах глина, песок, уголь и битумы (табл. VI.4).

Текстура, структура. Плотная, мелкозернистая, иногда шпатовидная, рыхлая, пористая, туфовая, часто брек-

¹ В оригинале приведены два термина — Kalksteine и Kalke, которые на русский язык переводятся одинаково (термин Kalke может быть переведен также как негашеная известь — конечно, в соответствующем контексте). — *Прим. перев.*

ТАБЛИЦА 18

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД, %

Окислы	Известняк	Доломит	Стрингоцефаловый известняк	Мел	Оолитовый известняк	Песчаный доломит	Глинистый доломит	Известковый мергель	Песчаный мергель
CaCO ₃	89,0	62,0	98,0	94,0	97,0	36,0	44,0	71,0	65,0
MgCO ₃	9,0	36,0	0,3	1,4	0,5	26,0	37,0	1,5	0,9
FeCO ₃	—	—	0,2	—	—	—	—	—	1,6
SiO ₂	Сл.	0,4	—	—	—	*	*	**	24,0
Al ₂ O ₃	Сл.	1,2	—	1,4	—	2,6	2,2	—	4,5
Fe ₂ O ₃	0,6		—	—	0,1			0,8	3,5
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Глина	—	—	0,2	—	1,0	—	—	26,0	—
H ₂ O	0,1	—	—	0,6	—	—	—	—	—
Остаток	0,8	—	—	3,5	—	35,0	16,5	—	—

* В остатке.

** В глине.

чиевидная, с сетью пронизывающих прожилкообразных выделений шпатоподобного кальцита.

Во многих известняках уже макроскопически определены окаменелости и ископаемые остатки. Некоторые физические свойства карбонатных пород приведены в табл. 19.

Происхождение. Большинство известняков образуется в морях. В благоприятных условиях, особенно в областях теплого мелкого моря, из пересыщенных растворов выпадают карбонаты — кальцит и доломит. Эту группу пород называют также химическими осадками. Таким образом возникает обширная серия известковых пород: плотные известняки, оолитовые известняки (икряные камни), доломиты, плитчатые доломиты, доломитовые известняки, известковые мергели (смесь известняка и глины) и доломитовые мергели (смесь доломита и гли-

ТАБЛИЦА 19

ПЛОТНОСТЬ И ПРОЧНОСТЬ НА СЖАТИЕ НЕКОТОРЫХ
КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Порода	Плотность, г/см ³	Прочность на сжатие, кг/см ²
Известняк	2,72	800—1500
Доломит	2,85	(1500)
Оолитовый известняк (икряной ка- мень)	2,60	1300
Ракушечник	2,20	210
Травертин	2,40	530

ны). Систематика карбонатных и глинисто-карбонатных пород представлена в виде треугольника составов: чистый известняк — чистый доломит — чистая глина (рис. 27). В «пресных» известково-карбонатных водах, особенно в источниках и поблизости от них, осаждаются рыхлые известковые породы, которые из-за их высокой пористости называют известковыми туфами, известковой накипью, туфовыми известняками или пресноводными известняками; более плотные разновидности — травертинами; известняки, осадившиеся из горячих источников, носят название известковой накипи, шпрудельштейна или горохового камня.

Следующую большую группу составляют органогенные, или зоогенные, известняки, состоящие из остатков раковин, коралловых колоний и т. д. (например, ракушечник, коралловый известняк и т. п.), из микроорганизмов (например, землистые меловые известняки). Такие породы формировались преимущественно в теплых мелких морях палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Органогенные известняки подразделяют по геологическому возрасту (например, силурийские, девонские, каменноугольные, триасовые, юрские, меловые, третичные известняки) или по преобладающим в их составе окаменелостям (например, стрингоцефаловый известняк среднедевонского возраста, рифовый известняк, юрские коралловые известняки, ракушечники). В табл. XIX.6 представлен в качестве примера углистый известняк, образовавшийся в нижнем карбоне.

Далее, по минеральным компонентам известковые породы называют вонючими, или асфальтовыми, известняками, если они содержат битумы. Породы, состоящие из смеси известкового и глинистого материала, именуются мергелями (рис. 27). Известняки, содержащие примесь окислов железа, называются железистыми, а содержащие глауконит — глауконитовыми. В названии известняков отражают также их специфические свойства и возможности применения, например литографский известняк, мраморовидные известняки.

Районы распространения. Массивы известняков занимают огромные территории (например, Известковые Альпы). Мезозойские известняковые горы опоясывают весь земной шар. Ракушечники известны в Тюрингии (Тюрингенский бассейн), Рюдерсдорфе, близ Берлина; меловые известняки в виде мела — на острове Рюген (ГДР); доломиты и т. п. — в округе Гера; плитчатые доломиты — в Тюрингенском бассейне и других местах ГДР; доломитовые известняки — в областях альпийской складчатости всего мира; травертины (туфовые известняки) — в окрестностях Веймара (ГДР), близ Штутгарта (ФРГ), близ Рима (Италия) и в других районах земного шара.

Практическое значение. Известняки являются важным строительным материалом. В частности, обожженный известняк представляет собой строительную известь; так называемый туковый известняк используется как удобрение. Известняки служат сырьем для некоторых отраслей большой химии. Примером может служить «карбидная известь», употребляемая для изготовления синтетической резины. Известняки находят применение при строительстве фундаментов; в отшлифованном виде (так называемые «архитектурные мраморы») они используются как облицовочный камень. Известняки и доломиты применяются как добавки в черной металлургии, стекольной и металлургической промышленности, а также в качестве очищающей массы при производстве сахара и в других отраслях народного хозяйства.

Мергелистые известняки (мергели) являются сырьем для изготовления цементов. Некоторые специфические карбонатные породы, в том числе сидеритовые, магниитовые, представляют собой важные виды сырья для других отраслей промышленности.

ИЙОЛИТЫ

Глубинные породы группы сиенита

названы по месту первой находки Ийваара, Куусамо в Северной Финляндии

Минеральный состав. Ийолиты представляют собой группу пород, охватывающую много разновидностей. Состав этих нефелин-эгириновых пород может сильно меняться.

Структура, текстура, внешний облик. От крупно- до мелкозернистых, темно-серые породы, часто шлировой текстуры.

Происхождение. Ийолиты образовались путем сложной дифференциации, предположительно из основных родоначальных магм. Частью это были сильно гибридизированные «сиенитовые расплавы», из которых в результате магматической дифференциации развивались частные расплавы, подобные уртитовым, хибинитовым, а также расплавы промежуточного состава.

Районы распространения. Куусамо (Финляндия), область Фен близ Осло (Норвегия), Айс-Ривер (Канада).

Практическое значение. В связи с ийолитовыми магмами возникают месторождения редких земель. С ийолитами ассоциируются также всемирно известные апатит-нефелиновые месторождения Кольского полуострова.

КВАРЦИТЫ

Осадочные¹ и метаморфические породы

Кварциты почти полностью состоят из кварцевых зерен, халцедона и большего или меньшего количества опала.

К числу кварцитов относятся осадочные породы — пресноводные кварциты, цементные кварциты, так называемые буроугольные, или третичные, кварциты, кремни, или огнивные камни; метаморфические породы — массивные кварциты, сланцеватые кварциты, или кварцитовые

¹ Авторы понимают термин «кварциты» весьма широко; в отечественной литературе кварцитами называют существенно кварцевые метаморфические породы (а не осадочные, состоящие из халцедона или опала). — *Прим. перев.*

сланцы, железистые кварциты (магнетитовые кварциты, гематитовые кварциты и близкие породы, в том числе итабириты).

Структура, текстура. Большею частью плотная, тонкозернистая. В зависимости от условий образования кварцевые зерна либо срастаются между собой, например в массивных кварцитах и близких по происхождению кварцитовых породах, либо прочно связаны кремнистым (халцедоновым или опаловым) цементом.

Происхождение. Кварциты формируются осадочным путем при выпадении из водных растворов геля кремнезема, который впоследствии превращается в опал, халцедон, кварц. Это прочные кварцевые породы с плотной мелкозернистой структурой, называемые пресноводными кварцитами. Другие разновидности кварцитов образуются в песчаных слоях, в зонах циркуляции грунтовых вод. В порах рыхлых песков из водных растворов выпадает гель кремнезема, который, теряя воду, превращается в опал. Позже из опала кристаллизуется кварц. При упрочнении (диагенезе) возникают цементные кварциты, буроугольные, или третичные, кварциты, залегающие среди рыхлых песчаных масс в виде массивных пластов и желвакоподобных образований.

Кварцитовые породы, называемые массивными кварцитами, кварцитовыми сланцами, сланцеватыми кварцитами, магнетитовыми, гематитовыми, магнетит-гематитовыми кварцитами, образовались преимущественно в условиях регионального метаморфизма. Особую позицию в группе кварцитов занимают гидротермальные выполнения трещин (жильные кварциты), обычно состоящие из крупных кварцевых зерен.

Районы распространения. Пресноводные («мельничные») кварциты известны в Парижском бассейне (Франция), в Арканзасе (США); цементные «третичные» (буроугольные) кварциты — в округах Лейпциг, Галле и других районах (ГДР); кремни широко распространены в меловых породах, например, на острове Рюген (ГДР), в области Кампань (Северная Франция), в мощных толщах меловых известняков альпийских складчатых гор (Балканы, Средиземное море) и в других районах мира. Массивные кварциты встречаются в глубоко эродированных горных системах, например в Рудных горах, вдоль южной окраины Саксонских Гранулитовых гор близ Гла-

ухау (окремненные серпентины); среди палеозойских осадочных пород хребта Таунус, в Рейнских Сланцевых горах (ФРГ) и во многих других местах.

Практическое значение. Некоторые разновидности кварцитов служат сырьем для производства силикатного камня, другие пригодны для изготовления жерновов (мельничные кварциты). Кремни благодаря их высокой твердости используются в качестве камней для шаровых мельниц. Чистые кварцевые породы — большей частью жильный кварц — применяются для изготовления кварцевого стекла.

КЕРАМИКА

Керамика — это собирательное название группы технических пород, получаемых упрочнением сформованной при нормальной температуре смеси зерен минералов путем ее обжига до спекания.

К керамике относятся подгруппы грубой керамики (включая гончарные и кирпичные изделия), огнеупорных камней и тонкой керамики (включая фарфор и электрокерамику, например изоляторы, ферриты, диэлектрики).

Для всех пород этой группы характерна керамическая структура, в которой отдельные зерна (одинаковой или разной величины) прочно связаны между собой стекловатой или частично раскристаллизованной промежуточной массой.

В керамической структуре различают крупно- и мелкозернистую составляющие. Первая играет роль опорного каркаса и обуславливает механическую прочность, тогда как мелкозернистая ткань определяет химическую сопротивляемость керамики.

Технические породы группы керамики имеют большое значение в современной технике. Долговременные трубопроводы для канализации и дренажа, керамические плиты, используемые как облицовочный материал в строительном деле, гончарные, фаянсовые, фарфоровые изделия, огромные изоляторы в технике высоких напряжений и микроминиатюрные элементы схем в высокочастотной технике и электротехнике демонстрируют разнообразие и широкий диапазон применения керамических технических пород.

КЕРАТОФИРЫ

Излившиеся породы (вулканиты)

греч. «керас», «кератос» — рог, так как внешне они напоминают роговики.

Кератофиры принадлежат к палеозойским излившимся породам. Большей частью они встречаются совместно с диабазами и породами близкого состава, которые объединяются под названием спилиты (и их разновидности).

Кератофиры представляют собой светло-серые до темно-серых плотные породы, преимущественно измененные, в которых полевошпатовая составляющая (плагиоклаз) часто превращена в альбит, а первичные темноцветные минералы — диопсид, авгит, роговая обманка, биотит — в хлорит. По их первоначальному и частично сохранившемуся минеральному составу кератофиры можно подразделить на группы: дациты — палеодациты, трахиты — палеотрахиты, андезиты — палеоандезиты. Разновидности кератофиров — кварцевые кератофиры, плагиоклазовые кератофиры, кератофировые спилиты.

Минеральный состав. (См. табл. 20).

Структура, текстура. Плотная, «роговикоподобная», иногда макроскопически можно распознать флюидальную структуру (структуру течения).

Происхождение. Большая часть кератофиров возникла при подводной вулканической деятельности, которую

ТАБЛИЦА 20

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ
КЕРАТОФИРОВ, %

Порода	Калиевый полевошпат	Плагиоклаз	Кварц	Хлорит	Кальцит	Пироксен	Роговая обманка	Плотность, г/см ³
Кварцевый кератофир	—	66	19	—	—	—	13	2,63
Кератофир	19	63	—	—	—	15	—	2,61
Кератофировый спилит	67	—	—	21	(12)	—	—	2,66
Плагиоклазовый кератофир	45	20	—	—	—	30	—	2,67

называют также кератофировым вулканизмом. Совместно с диабазами кератофиры относятся к инициальному магматизму, проявление которого типично для геосинклиналей.

Кератофировая магма — производная преимущественно диоритовых расплавов, в той или иной степени дифференцировалась на частные расплавы; одной из причин образования разновидностей кератофиров могут быть также процессы ассимиляции посторонних пород (глин, мергелей, известняков).

Извержения лав, частично протекавшие в субвулканических условиях, приводили также к образованию кератофировых туфов, из которых при более поздних горообразовательных процессах возникли шальштейны («рассланцованные туфы»). В кератофировых лавах часто присутствуют миндалины — пустоты, выполненные кальцитом, хлоритом и другими минералами. Такие разновидности кератофиров носят название кератофировых мандельштейнов.

Районы распространения. Эльбингероде, Вернигероде, Бланкенбург в Гарце, Тюрингенский Лес (ГДР), рудный округ Лан-Дилль (ФРГ), Урал, Кривой Рог (СССР). Исполинские горы (Польша), восточная часть Чешских Средних гор, Шумперк, Острава (ЧССР), район Трондъема (Норвегия), Центральная Швеция, Верхнее озеро, округ Карбон, Вайоминг (США).

Практическое значение. Кератофиры пригодны для использования в качестве дорожно-строительных материалов (щебень). С кератофировым вулканизмом связано образование значительных по масштабу подводно-эксгалационных железорудных («кератофировые железные руды») и пиритово-медноколчеданных месторождений.

КИМБЕРЛИТ

Глубинная порода группы перидотита

названа по алмазному руднику Кимберли компании «Дюгуа-Пан» (ЮАР).

Минеральный состав. См. табл. 29.

Структура, текстура. В крупно- и среднезернистых, чаще сильно брекчированных кимберлитах содержится

неравномерная вкрапленность алмазов различных размеров.

Ныне установлено, что эта разновидность перидотитов является материнской породой алмазов.

Происхождение. Кимберлиты выполняют трубки прорыва, доходящие до слоев земной коры, сложенных основными породами. В этих узких жерлах под очень высоким давлением кристаллизовались кимберлитовые расплавы и, вероятно, образовались алмазы. В кимберлитах присутствуют включения эклогитов и родственных эклогитам пород, которые тоже — хотя и реже — содержат алмазы. Эти разновидности пород, в настоящее время привлекающие к себе большое внимание, состоят в основном из гранатов (гроссуляра, пироба), пироксенов, дистена и минералов титана. Разновидности кимберлитов называются грикванитом, кроспидитом.

Районы распространения. Центральная Африка, Конго, Родезия, ЮАР; Якутия (СССР), Бразилия.

Практическое значение. Материнская порода алмазов.

КИРПИЧ

Техническая порода из группы грубой керамики

Минеральный состав. Преобладают аморфные соединения SiO_2 и Al_2O_3 , стекло, муллит, кристобалит, окись железа и кварц.

Структура, текстура. Текстура кирпича отличается высокой пористостью, структура — исключительной тонкозернистостью основной массы, в которой отдельные кристаллы не различимы даже под микроскопом. В эту основную массу включены кварцевые зерна величиной в несколько миллиметров и микроскопически-мелкие чешуйки гематита.

Способ получения. Кирпичи изготавливают путем обжига из суглинка (смесь песка и глины), который упрочняется уже при температуре ниже 1000°C вследствие спекания.

Обычно красная окраска кирпичных изделий обусловлена окислением в процессе обжига присутствующих в суглинке соединений железа.

КОНГЛОМЕРАТЫ

Осадочные породы

лат. «конгломерата» — скопляться

Минеральный состав. Грубообломочные сцементированные породы, состоящие из галек диаметром более 2 мм и более мелкого связующего материала.

Обломки минералов и пород в конгломератах всегда окатаны (галька, гравий) в отличие от брекчий, где они имеют остроугольную форму.

Структура, текстура. Грубообломочная, «конгломератовая», сцементированная карбонатным, окисно-железистым, кремнистым, также глинистым материалом (табл. XI.4).

Происхождение. Более или менее уплотненные скопления обломков пород, испытавшие речной перенос или окатанные морским волнением в прибрежных зонах (трансгрессионные конгломераты).

По составу различают кварцевые, железистые, известковые, кремниевые (пуддинги) и другие конгломераты.

Районы распространения. По всему миру в областях, сложенных осадочными породами.

Практическое значение. Конгломераты применяют в качестве строительных материалов. Железистые конгломераты иногда образуют крупные железорудные месторождения (например, Зальцгиттер близ Брауншвейга). Особое значение имеют золотоносные конгломераты Южной Африки (трансваальский конгломерат), из которых добывается большая часть золота в мире.

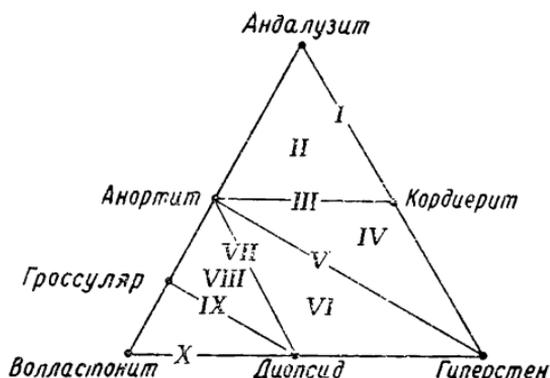
КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, КОНТАКТОВЫЕ РОГОВИКИ

Группа пород, возникших в контакте с силикатными расплавами (магмой) в недрах Земли, при высоких температурах и при участии магматических газов (летучие компоненты).

Структура. Равномернозернистая, так называемая роговиковая, или мостовая (мозаичная) (табл. VI.6).

Происхождение. Для образования контактовых роговиков необходимо наличие реакционноспособных пород, таких, как глины, глинистые сланцы, песчанистые глины,

Рис. 32. Треугольник составов с изображением 10 классов роговиков (по В. М. Гольдшмиду).



глинистые песчаники, аркозы, граувакки, карбонатные породы, подобные мергелям, известнякам, доломитам, иногда вулканические туфы, туффиты и породы близкого состава.

Под воздействием гранитных или сиенитовых расплавов, кристаллизующихся в форме плутонических тел, массы окружающих пород испытывают в контактовой зоне более или менее интенсивное изменение. Этот процесс, протекающий в статической обстановке, называют контактовым метаморфизмом или контактовым метасоматозом. Контактные роговики весьма различны по минеральному составу (в соответствии с характером исходных пород). Норвежский петрограф и геохимик В. М. Гольдшмидт выделил среди них по возможным минеральным ассоциациям 10 классов (рис. 32, табл. 21—23).

Контактные зоны, которые называют также контактными ореолами (рис. 28), обычно имеют протяженность порядка 1—2 км, причем в зоне непосредственного контакта за счет пород глинистого и грауваккового состава образуются роговики, с удалением от контакта — фруктовые (пятнистые) и узловатые сланцы. Известняки и доломиты обычно превращаются в скарны, а с удалением от контакта — в мраморы.

Районы распространения. Классическими областями развития роговиков являются Саксонские Рудные горы и Фогтланд: районы Кирхберга, Эйбенштока, Эренфридерсдорфа, Шварценберга, Теума (ГДР), район Ставангера (юго-западная Норвегия), Вогезы (Франция), район

ТАБЛИЦА 21

КЛАССИФИКАЦИЯ КОНТАКТОВЫХ РОГОВИКОВ

Контактные породы (группы)	Контактные роговики		Исходные породы	Плотность роговиков, г/см ³
	классы роговиков	состав		
Узловатые глинистые сланцы			Глинистые песчаники, аркозы, граувакки	2,73
Фруктовые (пятнистые) сланцы				2,76
Роговики I—V	I (табл. 23)	Андалузит-кордиеритовый роговик		2,82
	II (табл. 23)	Плаггиоклаз-андалузит-кордиеритовый роговик		
	III	Плаггиоклаз-кордиеритовый роговик	Песчанистые глины	
	IV (табл. 23)	Плаггиоклаз-кордиерит-гиперстеновый роговик		
	V (табл. 23)	Плаггиоклаз-гиперстеновый роговик	Глины, вулканические туфы	
Известково-силикатные роговики VI—X (частично скарны)	VI	Плаггиоклаз-диопсид-гиперстеновый роговик		
	VII (табл. 23)	Плаггиоклаз-диопсидовый роговик	Мергелистые глины (диабазовые туфы)	
	VIII	Гроссуляр-диопсидовый роговик	Мергели	3,20— 5,80
	IX	Плаггиоклаз-гроссуляр-диопсидовый роговик		
Известково-силикатные породы (скарны)	X (табл. 23)	Везувиан-гроссуляр-диопсидовый роговик	Мергелистые известняки	3,11
Кварциты			Песчаники	2,72
Мраморы			Известняки, доломиты	
Наждаки			Бокситы, латериты	
Адиолы: спиллит, десмозит		«Альбитовый роговик» с приносом натрия	Глинистые породы, диабазовые, кератофиновые туфы	2,68

ТАБЛИЦА 22

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РОГОВИКОВ
(ПО В. М. ГОЛЬДШМИДТУ), %

Оксиды	Класс I	Класс II	Класс IV	Класс V	Класс VII
	андалузит- кортнеритовый роговик	плагноклаз- андалузитовый роговик	плагноклаз- кортнерит- гиперстеновый роговик	плагноклаз- гиперстеновый роговик	плагноклаз- диопсидный роговик
SiO ₂	63	59	58	57	57
TiO ₂	1	0,5	0,2	0,3	0,6
Al ₂ O ₃	20	17	18	18	12
Fe ₂ O ₃			2,4	4,2	1,8
FeO	2	8,4	6,5	5,2	3,0
MnO	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
MgO	1,3	3,4	4,9	5,0	4,8
CaO	0,9	2,2	2,0	5,1	10,3
Na ₂ O	1,2	1,4	1,4	1,4	2,8
K ₂ O	6,6	4,3	4,3	3,6	5,4
P ₂ O ₅	0,6	0,5	0,1	0,1	1,0
S	0,5				
H ₂ O	1	2,5	2,19	0,6	0,2
C	1,6	0,5			

Лаахерского озера (ФРГ), Сомма—Везувий (Италия), Забайкалье, Средняя Азия, Дальний Восток, Урал, Кавказ и другие районы (СССР), Болгария, Румыния, Польша. Роговики распространены во всех горных системах со вскрытыми эрозией гранитами или гранитоидами. Адинолы, спилозит, десмозит встречаются в районах развития диабазов, в том числе в Гарце близ Альроде и Мегдешпрунга и в Фогтланде (ГДР), в горах Фихтель (ФРГ) и в других местах.

Практическое значение. Роговики применяются как дорожно-строительный материал, фруктовые (пятнистые) сланцы с их плитчатой отдельностью — как цокольный и облицовочный камень; со скарнами связаны важные месторождения железа и цветных металлов.

ТАБЛИЦА 23

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РОГОВИКОВ (ПО В. М. ГОЛЬДШМИДТУ), %

Порода	Полевые шпаты				Слюды		Mg-Fe-силикаты			Рудные		второстепенные компоненты
	кварц	калиевый полевой шпат	альбит	анортит	мусковит	биотит	андалузит	кордиерит	пироксен	окисные рудные минералы	сульфидные рудные минералы	
Класс I Андалузит- кордиерито- вый роговик	21	35	10	0,4	5	2	7	14		±	1	4,6
Класс II Плагиоклаз- андалузито- вый роговик	22	13	9	7		25		21		1	±	4
Класс IV Плагиоклаз- кордиерит- гиперстено- вый роговик	20	5	11	10		31		20	1,5			1,5
Класс V Плагиоклаз- гиперстено- вый роговик	13	10	12	25		24			15			1
Класс VII Плагиоклаз- диопсидовый роговик	2,5	30	23	4		4			32			4,5

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ, КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Группа рыхлых и упроченных пород органического происхождения (образованных за счет радиолярий, диатомей и других морских и пресноводных микроорганизмов), богатых кремнекислотой (табл. 24) и состоящих существенно из двуокиси кремния (опала, халцедона и кварца) (см. Кварциты).

Известные представители таких пород — радиоляриты (к которым относятся также кремнистые сланцы), диатомиты, спонгилиты, трепелы, кизельгуры, опоки, яшмовые породы и часть гейзеритов.

Радиоляриты — разновидность кремнистых пород, богатая органическими остатками. Они более чем наполовину состоят из раковинок радиолярий. Многие разности напоминают кремнистые сланцы (лидиты).

Диатомиты. Диатомиты состоят в основном из остатков диатомей (кремневых водорослей). Это белые до

ТАБЛИЦА 24

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД, %

Оксиды	Кремнистый сланец	Кремнистый сланец (лидит)	Диатомиты	Трепел	Спонгилит	Опока (известко- висто-глинозе- висто-кремниевая порода)	Кремь (огни- вый камень)	Гейзерит
SiO ₂	97,0	67,4	66,5	80,3	88,0	92,0	51,0	96,0
Al ₂ O ₃	0,2	7,1	7,0	5,4	3,7	2,1	1,0	
Fe ₂ O ₃		2,3	2,5		2,1	1,3	0,5	2,7
FeO	0,9							
MgO		0,5	1,5	0,4	0,5	0,3		Сл.
CaO		2,5	1,3	0,4	1,5	1,0	6,0	Сл.
Na ₂ O	0,2			Сл.				Сл.
K ₂ O	0,3			0,3				Сл.
H ₂ O			19,0	10,9				1,5
Потеря при про- каливании	1,4	17,0 ¹		1,3	3,0	1,4	6,5	

¹ Много углерода.

желтоватых, мягкие, очень легкие пористые породы. Они применяются в сахарной промышленности, при получении растительного масла, в производстве нефти, для очистки различных продуктов.

Трепелы. Кремнеземистые породы, внешне похожие на диатомиты. Это светло-серые или светло-желтоватые, очень мягкие, высокопористые, землистые породы, легко растирающиеся между пальцами. В отличие от диатомитов остатки диатомей разложены до кремнезема и опала. Трепелы можно применять в качестве абсорбентов или теплозащитного материала.

Спонгилиты. Прочные и рыхлые кремнистые породы, более чем на 50% состоящие из иголок кремниевых губок (халцедоновых псевдоморфоз).

Опоки. Опоки состоят из тонкозернистого опалового кремнезема. Это светло-серые до черных породы, содержащие наряду с диатомеями и иглами губок некоторое количество кварца, полевого шпата, слюды, глауконита и глинистых компонентов. Они применяются как абсорбенты.

Кремни (огненные камни). Встречаются в виде желваков (горизонтов желваков) в толщах известняков, особенно в мелу. Эти опал-халцедон-кварцевые породы образовались из гелеобразного кремнезема, источником которого явились микроорганизмы меловых известняков.

Гейзериты. Кремнистые породы, образующиеся в местах выхода на поверхность горячих источников (гейзеров). Они обычно представляют собой рыхлые туфовые массы типа накипей. Кремнекислые воды иногда вызывают окремнение лав, пород и древесных остатков.

КРЕМНИСТЫЕ СЛАНЦЫ, РАДИОЛЯРИТЫ, ЛИДИТЫ

Осадочные породы

Эти плотные, твердые, хрупкие, серые до почти черных породы принадлежат к группе кремнистых образований и состоят преимущественно из кварца и халцедона. В качестве второстепенных компонентов иногда встречается пирит, графит и урановые минералы (табл. VI.5).

Структура текстура. Плотная, тонкозернистая, полосчатая.

Происхождение. Кремнистые сланцы и радиоляриды возникли в результате образования радиоляриевых илов, как в мелководных, так и в глубоководных зонах моря. Микроорганизмы радиоляриды окружены панцирем, состоящим из кремнекислоты. За счет погибающих и вновь нарождающихся радиоляриды на дне морей в течение миллионов лет происходило накопление радиоляриевых илов. Из кремнекислоты, освобождающейся в результате химического разложения, образовался опал, позже путем перекристаллизации — халцедон и наиболее тонкозернистый кварц, из которого в основном состоят кремнистые сланцы. Органическое вещество, входящее в состав радиоляриды, частично разлагается с образованием углеводородов. В сложных условиях из этих соединений возникли пирит и углерод (графит), широко распространенные в кремнистых сланцах. Существуют предположения, что организм радиоляриды усваивал растворенный в водах морей уран.

Районы распространения. Повсеместно, особенно в палеозойских и нижнепалеозойских складчатых горных массивах, например в районах Эльбингероде в Гарце, Франкенберг в округе Карл-Маркс-Штадт, Ронненбург в округе Гера (ГДР), Тирлсарейт в горах Фихтель (ФРГ), Лейтен, Восточные Альпы (Австрия), Урал (СССР) и других районах мира.

Практическое значение. Кремнистые сланцы применяются в дорожном строительстве и в качестве сырья для изготовления силикатного камня. Богатые углеродом лидиты использовались златокузнецами Древней Лидии как пробирные камни. На них можно по цвету черты отличать сплавы золота и серебра от сплавов неблагородных металлов. Кроме того, кремнистые сланцы приобретают значение как урановые руды.

ЛАМПРОФИРЫ

Жильные породы

греч. «лампрос» — блестящий, «фирейн» — вкрапленный

Лампрофиры образуют ряд темноокрашенных жильных пород (в противоположность аллитам — светлоокрашенным жильным породам). Эта группа охватывает большое разнообразие пород, различающихся между со-

бой как по химическому и минеральному составу, так и по структурно-текстурным признакам (табл. VII.2).

Минеральный состав. См. табл. 25.

Из таблицы видно, что лампрофиры состоят либо из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, авгита и роговой обманки, либо преимущественно из плагиоклаза, пироксена, биотита, роговой обманки, отчасти оливина. Они содержат многочисленные акцессории (апатит, титаномагнетит, ильменит, пирротин, пирит, халькопирит и другие минералы). В некоторых лампрофирах иногда присутствуют в большом количестве фельдшпатоиды: лейцит, нефелин, содалит, нозеан, гаюин и мелилит. Вследствие относительно редкой встречаемости эти представители лампрофиров в данной книге не будут описаны.

Происхождение. Продукты дифференциации родоначальных магм различного состава, в том числе гранитных, сиенитовых, диоритово-габброидных.

Интересно, что многие разновидности лампрофиров произошли из одного остаточного расплава (рис. 19). Классическим примером одной из так называемых лампрофировых провинций с многочисленными представителями этих пород (керсантиты, вогезиты, спессартиты, диабазовые спессартиты, камптониты и другие типы) служит Лаузицкий гранит-гранодиоритовый массив, в котором насчитывается более 1000 лампрофировых даек.

Районы распространения. Дайки лампрофиров многочисленны в Верхнем Лаузице, Рудных горах, Тюрингском Лесу, Гарце (Броккен и его окрестности), в Мейсенском гранит-сиенитовом массиве (ГДР) в Оденвальде, Пфальце, Кайзерштуле (ФРГ), в Чешских Средних горах, а также в окрестностях Усти (ЧССР), в Средней Азии, окрестностях Алма-Аты, Забайкалье, на Урале, Кольском п-ве и в других районах (СССР), в Португалии, Испании, Норвегии, в районе Монреаля (Канада), в Нью-Джерси, Колорадо и других штатах (США), в Бразилии, Австралии, Африке. В других районах мира, хотя и в меньших количествах, они встречаются во всех провинциях развития изверженных пород.

Практическое значение. Лампрофировые дайки иногда выполняют протяженные трещины шириной до 100 м. Как правило, мощность даек составляет около одного метра. Диабазовые спессартиты и породы близкого состава, нередко слагающие мощные дайки, применяются в

ТАБЛИЦА 25

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВАЖНЕЙШИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ
ЛАМПРОФИРОВ, %

Порода	Кварц	К-(Na)-полевой шпат	Плагиоклаз	Пироксен	Амфибол	Биотит	Оливин	Стекло	Второстепенные компоненты	Физические свойства	
										плот- ность, г/см ³	магнетизм пород, ГГС
Малхит	9	56	—	—	24	7	—	—	4	—	—
Монтгальденит		38	40	15			—		7	2,55	
Мипецит		36	25	20		12			7	2,82	
Вогезит		30	21		37	—			4	2,83	
Спессартит	±	10	45		40				5	2,87	(120)
Диабазовый спессартит ¹		5	48	34			6		3	2,85	(4600)
Керсантит	9		53	8		24			7	2,86	(2900)
Беербахит			45	43					7	3,10	
Камптонит			47	31	10		9		3	2,93	(2000)
Мончизит				24				67	4	2,74	

¹ В отечественной литературе такие породы обычно называют диабазовыми порфиритами — Прим. перев.

полированном виде как камень для изготовления памятников, как облицовочный камень, а также при закладке фундаментов и в дорожном строительстве.

Иногда с этими породами бывают связаны значительные по масштабам выделения руд (никельсодержащего пирротина, халькопирита).

ЛАРВИКИТ

Глубинная порода

также лаурвикит (первоначальный способ написания). Назван по первому месту находки Ларвик в Лангезунд-фьорде близ Осло (Норвегия).

Это анортоклазовый сиенит с ромбическими (в шлифе) выделениями полевого шпата.

Минеральный состав. Около 90% анортоклаза, немного титанавгита и второстепенных компонентов.

Структура, внешний облик. Ларвикиты представляют собой крупнозернистые породы с голубоватым отливом (иризирующие подобно лабрадоритам, к которым их иногда ошибочно относят).

Происхождение. Ларвикиты являются продуктами дифференциации интенсивно гибридизированных магматических расплавов, которые ассимилировали чужеродные породы основного состава, а также известняки (см. «Сиенита группа»). Условия образования ларвикитов могут быть сопоставлены с сиенитами Мейсенского массива, где имеют место те же геологические предпосылки (тектонические разломы), что и в районе Осло.

Районы распространения. Близ Осло (Норвегия), Мадагаскар и другие регионы.

Практическое значение. Ларвикиты благодаря их красивым окраскам (цветовым переливам) находят широкое применение как цокольный камень, камень для памятников и облицовки фасадов.

ЛАТЕРИТЫ

лат «латер» — кирка

Латериты представляют собой кислые продукты выветривания железисто-полевошпатовых пород в тропических и субтропических климатических зонах.

В этих условиях происходит накопление гидроокислов алюминия и окислов железа (табл. 10). Продукты, богатые окисью железа, называют латеритами, а богатые алюминием — бокситами (см. Бокситы).

Районы распространения. Развита по всему миру в современных и существовавших в геологическом прошлом тропических и субтропических климатических зонах Земли, например в Венгрии, Югославии, Южной Франции, в средневропейских областях развития базальтов и в других местах.

Практическое значение. К латеритам принадлежит важнейшее сырье алюминия — бокситы и ряд месторождений высококачественных железных руд.

ЛЕРЦОЛИТ

Глубинная порода группы перидотитов названа по пруду Лерц близ Арьежа (Пиренеи), определяется как диаллаг-бронзитовый перидотит.

Минеральный состав. См. табл. 29.

Структура, текстура. Плотные, отчасти крупнозернистые, темные породы.

Происхождение. Лерцолиты образуются на основном этапе кристаллизации ультраосновного магматического расплава, если имеется достаточное количество магния и железа для образования бронзита и кальция — для образования диаллага.

Районы распространения. В перидотитовых комплексах, например в Скандинавии (Норвегия, Швеция), Пиренеях, Вогезах (Франция) и других районах.

Серпентинизированные лерцолиты предположительно встречаются в некоторых областях складчатого фундамента, где они представлены гранат(пироп)-бронзитовыми серпентинитами. Примером служат серпентиниты близ Вальдгейма в Саксонских Гранулитовых горах (рис. 28).

ЛИПАРИТЫ

Излившиеся породы (вулканыты)

названы по находению на острове Липари (Италия)

Это кислые, богатые кварцем излившиеся породы, производные гранитных магматических расплавов.

Минеральный состав. Около 42% калиевого полевого шпата (санидина), 23% плагиоклаза (олигоклаза), 33% кварца, 2% биотита (рудного минерала, апатита); плотность 2,50 г/см³.

Это геологически молодые лавы, которые, согласно международной терминологии, называют также риолитами, палеориолитами (кварцевыми порфирами)¹.

Структура, текстура, внешний облик Липариты имеют плотную (фельзитовую), полустекловатую (витропорфировую), порфировидную структуру с вкрапленниками полевого шпата и кварца (табл. VII.3). Они кристаллизовались из вязких лав, склонных к образованию заторов. При этом возникала складчатость течения и подпора. Это светлые, серые, беловато-серые, иногда красноватые породы.

Происхождение. Липариты в виде вулканических излияний и туфов встречаются в молодых складчатых горах. Исходной магмой являются гранитные «газонасыщенные» магматические расплавы, которые поднимаются по трещинам и образуют вулканы. Часто лавы застывают в стекла (обсидиан, пемза), либо возникают скопления вулканических пеллов и шлаков.

Районы распространения. Острова Липари и Сардиния (Италия), Малый Кавказ (СССР), горы Сан-Франциско, Аризона, Южное Колорадо, горы Тордвилло, Аляска (США), Мексика; Овернь (Франция), Новая Зеландия и другие районы земного шара.

Практическое значение. Разнообразные строительные материалы (см. также Пемза, Obsидиан и Вулканические туфы).

ЛУННЫЕ ПОРОДЫ

Первые лунные породы были доставлены на Землю космическими кораблями «Луна-16» (СССР), «Аполлон-11» и «Аполлон-12» (США). «Луна-16» отобрала пробы в северо-восточной части Моря Плодородия (Mare Fœcunditatis) на восточном крае видимой поверхности Луны. «Аполлон-11» собрал лунные породы в Море Спо-

¹ Палеориолитами и особенно кварцевыми порфирами в отечественной петрографической литературе принято называть геологически более древние измененные аналоги липаритов (риолитов). — *Прим. перев.*

койствия (Mare Tranquilitatis), а «Аполлон-12» — в Море Бурь (Mare Procellarium); оба эти пункта расположены на западе видимой поверхности Луны.

Исследованные образцы представляют собой основные (базальтово-габброидные) излившиеся и глубинные породы (химический состав см. табл. 26), которые в химическом отношении и по минеральному составу похожи на платобазальты, габбро, перидотиты и анортозиты. Среди имеющихся к настоящему времени лунных пород выделены лунные базальты, лунные габбро, лунные перидотиты, лунные анортозиты, лунные брекчии (армалколит) и лунные осадочные породы; последние получили название «реголит».

Минеральный состав. Главные минералы лунных пород — это оливин (частично фаялит), Са-Mg-Fe-пироксены, основной плагиоклаз (битовнит), реже встречаются минералы кремнезема (кварц, тридимит и кристобалит) и рудные минералы (ильменит, гематит, рутил, ульвошинель). Кроме этих минеральных видов, встречающихся также в земных породах, в лунных базальтах и брекчиях, включая лунные осадки, состоящие из стекловатого материала, в отдельных случаях появляются минеральные образования, которые до сих пор не были известны в породах земной коры (табл. 27).

Структура. Зернистая, офитовая, порфирировая, витрофирировая и стекловатая.

Происхождение. Большинство лунных пород — базальты, породы, близкие базальтам, габбро, анортозиты, вулканические брекчии и осадочные образования (последние в большей части стекловатые) — произошли из огненно-жидких силикатных расплавов, которые затвердевали в виде стекла или полустекловатой массы.

Согласно проведенным к настоящему времени исследованиям, возраст лунных пород оценивается в 4,5 млрд. лет. Они примерно одновозрастны с частью древнейших пород Земли. Поверхность Луны имеет вулканическое происхождение, что подтверждают, между прочим, «лунные базальты». Многочисленные, иногда гигантские вулканы и кратеры (кольцевые валы), подчас сопровождаемые мощными излияниями и потоками лав, сложены породами, затвердевшими на поверхности или вблизи нее. Лунный ландшафт представляет картину возможного состояния древнейшей коры Земли, причем на Луне вслед-

ТАБЛИЦА 26

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗВЕСТНЫХ К НАСТОЯЩЕМУ ВРЕМЕНИ ЛУННЫХ ПОРОД И ЗЕМНЫХ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,80	43,80	40,69	40,00	46,00	42,25	42,00	41,70	38,55	45,08
TiO ₂	2,19	4,50	10,78	3,70	0,30	7,24	3,10	3,39	8,30	0,71
Al ₂ O ₃	13,98	13,65	9,49	11,20	27,30	13,83	14,00	15,32	10,84	27,14
Fe ₂ O ₃	3,59	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—
FeO	16,80	19,35	19,16	21,30	6,20	15,80	17,00	16,80	17,92	6,20
MgO	8,37	7,05	7,55	11,70	7,50	7,97	12,00	8,73	9,45	7,90
CaO	12,20	10,40	10,97	10,70	14,10	11,96	10,00	12,20	10,29	14,10
Na ₂ O	0,37	0,33	0,46	0,45	0,30	0,43	0,40	0,37	0,43	0,30
K ₂ O	0,10	0,15	0,18	0,07	Сл.	0,13	0,18	0,10	0,11	Сл.
H ₂ O	1,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Породы:

1. Земной (плато-) базальт: среднее из 43 анализов.
2. Лунный базальт: Море Плодородия («Луна-16»).
3. Лунный базальт: среднее из 11 базальтовых лунных пород.
4. Лунный базальт: среднее из 9 базальтовых лунных пород, Море Бурь, («Аполлон-12»).
5. Анортозит («Аполлон-11»), Море Спокойствия.
6. Реголит (лунный грунт) Ø 1 мм, Море Спокойствия.
7. Реголит (лунный грунт) Ø 1 мм, Море Бурь.
8. Реголит (лунный грунт), Море Плодородия.
9. Реголит (лунный грунт) (темное стекло, эквивалентное базальту).
10. Реголит (лунный грунт) (светлое стекло, приближенно соответствующее анортозиту).

ТАБЛИЦА 27

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ЛУННЫХ ПОРОД, %

Порода Л — Луна З — Земля	Плагиоклаз : ла- брадор, битовнит (анортит)	Оливин	Са-Mg-Fe-Ti-пи- роксены, Mg-Fe-пироксены	Ильменит (тита- нистый железняк)	Титаномагнетит
(Л) Лунный базальт	25	40	25	10	
(З) Базальт (типа гавайита)	27	32	27		5
(Л) Лунный перидотит	10	40	25	1	
(З) Перидотит (типа лерцо- лита)	—	50	47	3*	
(Л) Лунный анортозит	(70)	(20)	(10)		
(З) Анортозит (типа битовни- тита)	80	—	9	3*	

* Различные рудные минералы.

ствии отсутствия разрушительно действующей газовой оболочки затвердевшая поверхность в большой мере сохранилась.

Напротив, на Земле длившееся миллиарды лет образование пород из магмы и при ее участии сопровождалось постоянным разрушением пород; продукты последнего по большей части вновь находили путь к магме, подвергаясь там повторному плавлению (рис. 1). Подобная динамика на лунной поверхности вследствие отсутствия атмосферы или газовой оболочки не проявлена.

Рядом с лунными вулканическими кратерами располагаются также кратеры, образованные ударами метеоритов (метеоритные кратеры). При раскалывании таких метеоритов могут развиваться столь высокие температуры, что породы, находящиеся в зоне, которая прилегает к месту разрыва метеорита, переплавляются в стекло (тектиты). Распространенные в лунных маарах стеклянные пески, стеклянная пыль и обломки пород (реголиты) предположительно образовались преимущественно из первичной непрочной стекловатой лунной коры (под ко-

торой огненно-жидкий расплав большей частью кристаллизовался с образованием зернистых пород); вследствие больших температурных колебаний (смены жары и холода) эта кора распалась на песчаные и дресвяные частицы (физическое выветривание). Более подробное рассмотрение лунных пород в рамках данной книги невозможно.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЙ КАМЕНЬ¹

Магнезиальные камни представляют собой жаропрочные технические породы из группы грубой керамики.

Минеральный состав. Преимущественно периклаз (окись магния, магнезия — MgO), содержащий в твердом растворе магнезиоферрит; кроме того, в малых количествах присутствуют форстерит, монтичеллит и шпинель.

Структура, текстура. Керамическая структура магнезиальных камней характеризуется крупнозернистым каркасом, в котором крупные зерна в свою очередь образованы многочисленными отдельными кристаллами периклаза. Крупные зерна состоят из магнезиального пека. Мелкозернистая составляющая обуславливает пористость камней. Она представлена главным образом периклазом, выделения которого прочно связаны между собой форстеритом, монтичеллитом или шпинелью.

Химическая характеристика. Преимущественно MgO (85—90%), Fe_2O_3 (4—8%), CaO (1,5—3%), SiO_2 (1—3%).

Способ получения. Сульфаты или карбонаты магния подвергают прокаливанию, в результате чего возникает очень пористая магнезия, которая плотно спекается с помощью добавки Fe_2O_3 и CaO . Образовавшийся магнезиальный пек измельчают, классифицируют, камни формуют и обжигают при 1500 °С.

Практическое значение. Магнезиальные камни являются весьма ценными огнеупорными материалами, которые играют важную роль прежде всего в сталелитейном производстве.

¹ В отечественной литературе по огнеупорам более употребительно название «магнезиальный кирпич». — *Прим. перев.*

МЕЛАФИРЫ

Излившиеся породы

греч. «мелас» — черный, «фирейн» — вкрапленный

Мелафирами называют древние базальты типа оливнинового базальта или базальт (плагноклазовый базальт) пермокарбонového возраста (табл. 5, табл. VII.5).

МЕРГЕЛИ

Осадочные породы, состоящие из глины и карбонатов. Соотношение глинистой и карбонатной составляющей колеблется в широких пределах (Специальные названия мергелей см. на треугольнике составов, рис. 27.) Большую часть мергелей относят к рыхлым породам. С увеличением содержания карбонатной составляющей мергели становятся более прочными.

Происхождение. Мергели образуются в мелководных частях озер и морей путем совместного осаждения ила и карбонатных соединений. Валунные мергели представляют собой глинистые массы, перенесенные движением льда и глетчера. При механическом разрушении известняков (моренный обломочный материал) глины и перетертые известняки смешиваются между собой.

Районы распространения. Во всем мире в известковых слоях, валунные мергели — в моренных областях.

Практическое значение. Мергели являются важным сырьем для изготовления цемента и иногда используются для улучшения почв (туковая известь).

МЕТАБАЗИТЫ

Кристаллические сланцы

Это метаморфизованные (измененные) основные, бедные кремнеземом изверженные породы, осадки и иногда уже ранее метаморфизованные породы, подвергшиеся воздействию повторных метаморфических процессов.

К важнейшим метабазитам относят метаперидотиты, преобразованные в серпентиниты, и многочисленные разновидности оливниновых пород (табл. 40 и 41). Еще одну группу образуют метаморфизованные габбро и габбродиориты или породы близкого состава, превращенные

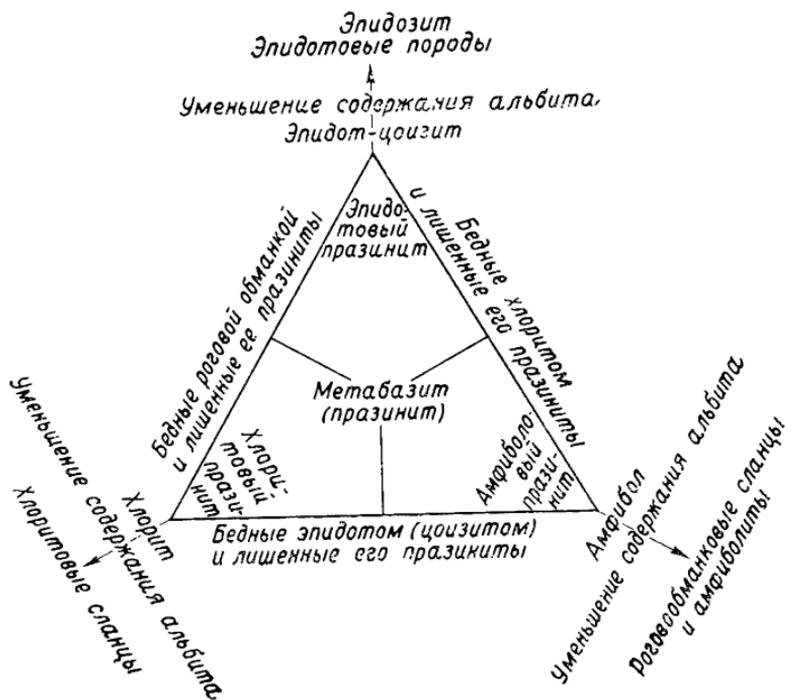


Рис. 33. Схема, поясняющая образование различных видов зеленых сланцев и родственных им пород из празинита и его разновидностей (по Диллю).

В трех вершинах треугольника помещены хлорит, амфибол (актинолит) и эпидот-цоизит. Празиниты формируются за счет диабазов, спилитов, кератофиров и их туфов.

во «флазерные» габбро, габброамфиболиты, гранатовые амфиболиты, пироксеновые гранулиты, эклогиты.

Многочисленны представители базальтовых пород, превращенных в амфиболиты, в том числе — породы, называемые метадиабазами и диабазовыми сланцами. В амфиболиты преобразуются также лампрофиры и сходные с ними породы. К метабазитам относятся празиниты — метаморфизованные диабазы, спилиты, кератофиры и их туфы, которые наряду с амфиболом содержат преимущественно эпидот и хлорит (рис. 33). Из осадочных пород основного состава (известково-доломитовые породы, мергели, вулканические туфы) сложным путем образуются серпентиновые породы, амфиболовые, хлорито-

вые, тальковые сланцы, стеатит. Они принадлежат к зеленым сланцам (см. Сланцы зеленые). Процессами прогрессивного метаморфизма на больших глубинах эти породы преобразуются в амфиболиты, пироксеновые гранулиты и им подобные породы.

Происхождение. Метабазиты представляют собой метаморфические породы—продукты регионального метаморфизма. Они возникают в геосинклинальных областях и в котловинообразных погружениях, куда на ранних стадиях внедрялись преимущественно основные магматические расплавы; последние в дальнейшем, отчасти совместно с осадочными породами основного состава, были в различной степени метаморфизованы при складчатых горообразовательных процессах под действием давления, температуры и тектонических движений.

Метабазиты характеризуются тем, что по сравнению с исходными породами их минеральный состав существенно изменился; это отчасти относится также к их химическому составу и во всяком случае—к структуре и текстуре.

Районы распространения. Во всем мире в древних и молодых складчатых горных областях.

МОНЦОНИТЫ

Глубинные породы группы сиенита

названы по проявлению у горы Монцони (долина Фасса, Северная Италия)

Монциты объединяют разновидности пород сиенито-диоритового состава, в которых в переменных количествах присутствуют плагиоклаз (олигоклаз, альбит), калиевые полевые шпаты, пироксены и биотит. Это бескварцевые породы, по минеральному и химическому составу приближающиеся к сиенитам и сиенито-диоритам.

Минеральный состав. См. табл. 34.

Структура, внешний облик. Серые среднезернистые до крупнозернистые породы, внешне похожие на граниты, но не содержащие кварца (или содержащие его только как акцессорный минерал).

Происхождение. Кристаллизуются из гранитных («гранодиоритовых») расплавов при тех же предпосыл-

ках, которые имеют место в случае образования сиенитовых пород (в том числе грэбаита).

Районы распространения. Долина Фасса (Северная Италия); Емтланд (Швеция); горы Витоша (Болгария), Його Пик, Монтана (США) и другие районы.

Практическое значение. Дорожно-строительный материал.

МРАМОРЫ

лат. «мрамор», греч. «мармарос»

Петрографически под мраморами понимают метаморфизованные известняки и доломиты с кристаллически-зернистой структурой (табл. VII.4). В технике обыкновенные плотные цветные известняки, пригодные для шлифовки и полировки, тоже именуют мрамором (так называемый «архитектурный мрамор»), но он строго отличается от настоящего мрамора («скульптурного мрамора»).

Происхождение. Мраморы образуются под воздействием либо горообразующего давления (динамометаморфизм), либо повышенных температур на контакте известняков с магматическими расплавами (контактовый метаморфизм). В обоих случаях происходит собирательная перекристаллизация кальцита. Первоначально плотная, а также неоднородная по своему характеру структура известняка превращается в равномерную среднезернистую до мелкозернистую структуру мрамора. В соответствии с химическим составом исходных пород, который почти не претерпевает изменения в процессе метаморфизма, говорят об «известковых мраморах», если они образованы из известняков, и о «доломитовых мраморах», если они возникли из доломитов.

Районы распространения. Каррара (известна с античных времен) — Северная Италия, Греция, Болгария, Румыния, СССР, Саксонские Рудные горы (Кроттендорф, Шейбенберг, Хаммерунтервизенгаль), Эльбингероде, Гарц; распространены в горных областях всего мира.

Практическое значение. Технически пригодные разновидности мраморов шлифуют в виде плит, которые находят применение в зависимости от цвета (белого, жел-

того, красноватого, черного) как облицовочный камень и для настилки полов. Белый мрамор с античности до наших дней является излюбленным материалом скульпторов. Другие мраморы пригодны только для обжига (производства извести) и как строительные материалы.

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ, ЭЛЕОЛИТОВЫЕ СИЕНИТЫ

Собирательное название сиенитовых пород (см. «Сиенита группа»), в которых вместо части полевых шпатов присутствуют фельдшпатоиды: нефелин, содалит, нозеан, гаюин и лейцит.

Минеральный состав. См. табл. 37.

Важнейшими представителями этой группы являются фойяиты — нефелиновые сиениты (ийолиты, эссекситы), хибинит — нефелин-альбит-апатитовый сиенит, содалитовые сиениты, нозеановые сиениты, гаюиновые сиениты, лейцитовые сиениты, соммаит, миссурит, италит и др.

НОРИТЫ

Глубинные породы группы габбро

В пределах группы габбро нориты отличаются присутствием выделений ромбического пироксена наряду с плагиоклазом (лабрадором). Нориты являются, таким образом, бездиаллаговыми разновидностями габбро (более подробные сведения см. «Габбро группа»).

Минеральный состав. См. табл. 8.

По пироксеновой составляющей выделяются разновидности, в том числе энстатитовый, бронзитовый, гиперстеновый норит, а также оливиновый норит в случае, когда наряду с пироксеном присутствует оливин.

Структура, внешний облик. Нориты представляют собой крупно- или среднезернистые светло- и темно-серые породы. Разности светлого облика содержат преимущественно энстатит, темные, напротив, главным образом гиперстен.

Происхождение. Нориты кристаллизуются первыми в процессе гравитационной дифференциации габброидных магм. В связи с магматическими расплавами норитового состава возникли крупнейшие на Земле месторождения никелевого пирротина и халькопирита, отчасти также

платины, — например, Садбери (Канада), Печенга (Северная Карелия), Норильск и другие месторождения Сибирской платформы (СССР), Норвегия, Южная Африка.

Районы распространения. Канада, США, Скандинавия (Норвегия, Швеция, Финляндия), Карелия, Кольский п-ов, Азово-Подольская глыба, Сибирская платформа, Урал (СССР), Балканский п-ов (Албания, Югославия, Болгария, Турция), массив Броккен в долине р. Эккер (ГДР), близ Гарцбурга (ФРГ), предположительно в Саксонских Гранулитовых горах в виде флазерных габбро (метабазитов) близ Хоэнштейн-Эрнстала, Бериген близ Вальдгейма (ГДР).

Практическое значение. Дорожно-строительные камни. В связи с этой важнейшей разновидностью габбро образуются месторождения никеля, цветных и благородных металлов.

ОБСИДИАНЫ

Излившиеся породы

названы в честь римлянина Обсидиануса, впервые привезшего эту породу из Эфиопии

Обсидианы практически лишены кристаллических выделений (табл. VII.6). Это пересыщенные кремнекислотой (в гранитных расплавах) или насыщенные кремнекислотой (соответственно в сиенитовых расплавах) стекловатые породы. Летучие компоненты (особенно вода), составляющие около 3% и более, не могли удалиться из породы при ее быстром затвердевании. В случае их удаления стекловатая порода вспенивается и образуется пемза — природное пенистое стекло. Разновидности обсидиана различают по их химическому составу; выделяют, в частности, пехштейны (вулканические стекла с содержанием воды более 3%), причем во многих случаях речь идет о геологически более древних обсидианах, относящихся к порфирам пермо-карбона; риолитовый обсидиан (соответствует риолиту или липариту), трахитовый обсидиан (соответствует трахиту) и андезитовый обсидиан (соответствует андезиту). Основные магматические расплавы базальтового состава менее склонны к затвердеванию в виде стекол. В большинстве случаев в них уже при высоких температурах выделялось слишком

много кристаллов (плагноклазы, пироксены, оливины), так что лишь остаток расплава застывал в стекло. В таких случаях говорят о стекловатом базисе, в котором заключено много минералов. Полустекловатые продукты затвердевания именуют также витрофировыми и называют по породам (например, трахитовый витрофир, или витрофировый трахит и т. д.). Определенные структурные разности имеют свои названия, как-то: перлит, перлитовый порфир, обсидиановый перлит, липаритовый перлит, сферолитовый обсидиан или пехштейн. Окраска обсидианов и пехштейнов черная, красная, красно-коричневая, темно-зеленая, зеленоватая, серая или темно-серая. Обсидианы и пехштейны, а особенно витрофиры, часто проявляют прекрасные текстуры течения (флюидалные).

Районы распространения. Пехштейны — в долине р. Трибиш, близ Мейсена, Лейсниц, Эберсбах близ Лейпцига (ГДР), г. Токай (Венгрия), Малый Кавказ в окрестностях Еревана (СССР), вулканические острова в Средиземном море (Липари, Пантеллерия) и Неаполитанском заливе (Искья, Прочида) (Италия), вдоль Тихоокеанского побережья от Аляски до Чили, Мексика и другие районы во всем мире.

Практическое значение. Вулканические стекла, особенно перлит, применяются для изготовления пенистых стекол. Эти важные легкие строительные материалы приобретают все большее значение при сооружении высотных домов. Кирпичи из пеностекла оказывают теплоизолирующее действие. Возможности его применения велики. В позднем каменном веке из обсидианов делали ножи и наконечники стрел (культура ацтеков в Мексике). В наше время из обсидианов иногда изготавливают шлифованные художественные предметы и черные бусы (траурное украшение).

ОФИОЛИТЫ

Собирательное название групп геологически древних основных (спилитовых) и ультраосновных пород, обычно окрашенных в зеленый цвет.

К ним относят различные габбро, диабазы, кератсфирры, серпентиниты (как производные перидотитов). В этих породах авгит, роговая обманка замещены хлорита-

ми, оливин — серпентиновыми минералами, спорадически присутствующие полевые шпаты могут быть замещены альбитом. Такие преобразования совершаются под действием горного давления и тектонических движений.

Офиолиты в понимании Г. Штилле принадлежат к инициальному магматизму; их внедрение происходит в геосинклинальных зонах. Иногда офиолиты называют также зеленокаменными породами (грюнштейн).

ПЕГМАТИТЫ

Магматические породы; жильные и глубинные породы греч. «пегма», «пегмафос» — замерзшее

Пегматиты отличаются крупнозернистой структурой, вплоть до гигантозернистой. Большая часть этих светлых, особенно богатых полевыми шпатами, пород является продуктом остаточной кристаллизации гранитов. Наряду с гранитными пегматитами выделяют также другие пегматиты, в частности сиенитовый пегматит, габбро-пегматит, диопсидовый и нефелин-сиенитовый пегматит.

Минеральный состав. См. табл. 28.

Структура. Крупнозернистая до гигантозернистой.

Происхождение. Пегматиты кристаллизуются из богатых летучими (водой, фтором, бором) остаточных расплавов.

Помимо типов пегматитов, перечисленных в табл. 28, имеется ряд пегматитов с особыми минеральными образованиями. В том числе специально выделяют кварцевые, турмалиновые, берилловые, топазовые, слюдяные, мусковитовые, цирконовые, касситеритовые, вольфрамитовые пегматиты и пегматиты с драгоценными камнями. Самостоятельную группу образуют пегматиты с редкими землями, ниобием, танталом и другими редкими элементами.

Районы распространения. Лаузиц, Рудные горы, Фогтланд, Центрально-Саксонское нагорье (Гранулитовые горы), Тюрингенский Лес, Гарц (ГДР), горы Фихтель, Верхний Пфальц, Хагендорф в Баварском Лесу, Шпессарт, Оденвальд, Шварцвальд (ФРГ), Вогезы, Бретань, Французский Центральный массив (Франция), Испания, Португалия, Пиренеи, Западные, Южные и Вос-

ТАБЛИЦА 28

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВАЖНЕЙШИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПЕГМАТИТОВ, %

Порода												
	Кварц	Калиевый полево-шпат	Полевой шпат	Альбит	Олигоклаз	Лабрадор	Нефелин	Мусковит	Биотит	Пироксен	Амфибол	Прочие минералы
Рунит (письменный гранит)	25		75					±				
Пегматит	31	39		21				4				
Олигоклазовый гранитный пегматит	26				70				4			
Альбитовый пегматит				96					4			
Пегматит щелочных сиенитов			88				4				8	
Сиенитовый пегматит		60			15						15	
Плагиопегматит					86				7			7
Олигоклазовый пегматит	7				53			3				37
Габбро-пегматит						(40)				51*		10
Норитовый пегматит						50				46		4

* Пироксен — 26%, оливин — 25%.

точные Альпы, Карпаты (Румыния), Скандинавия; Кольский п-ов, Урал, Кавказ, Средняя Азия, Забайкалье, Байкальская горная область (СССР), Монголия, Индия, о. Цейлон; богатые ценные проявления пегматитов широко распространены в Африке, на о. Мадагаскар, Аппалачи, Миссури, Блэк-Хилл, Техас, Колорадо, Монтана, Калифорния, Аляска (США), Аргентина, Боливия, Бразилия, Колумбия, Перу, Австралия.

Практическое значение. Пегматиты являются важным минеральным сырьем; калиевые полевые шпаты ис-

пользуются для изготовления фарфора, слюда — в электропромышленности, берилл — как источник важнейшего легкого металла, чистые прозрачные кварцы — для оптических целей, литневые минералы — для получения лития и т. д.

ПЕМЗЫ

Вулканическое пенистое стекло (см. также Обсидиан) старое верхненемецкое «пумиц», лат. «риптех»

Пемзы представляют собой высокопористые лавы. Они возникают при внезапном улетучивании газов, преимущественно водяного пара, из лав в раскаленном состоянии вследствие уменьшения давления, при этом могут особенно вспениваться поверхности лавовых потоков. Природные пенистые стекла образуются преимущественно из кислых и нейтральных (среднего состава) магматических расплавов. По составу различают пемзы: липаритовую, трахитовую, дацитовую; по формам проявления и структурным особенностям выделяют разновидности пемз, например шлаковую пемзу.

Районы распространения. В молодых вулканических областях: о. Липари, о. Искья, Сомма — Везувий (города Помпеи и Геркуланум были засыпаны «трахитовой пемзой») и другие районы (Италия), район Лаахерского озера (ФРГ), г. Токай (Венгрия), Малый Кавказ, окрестности Еревана (СССР), вулкан Катмай, Аляска (США), о. Ява, Кракатау в Зондском проливе, Новая Зеландия и другие районы мира.

Практическое значение. Пемзы находят широкое применение как легкий строительный материал, особенно подходящий для купольных сооружений, а также как абразив.

ПЕРИДОТИТЫ, ГРУППА ПЕРИДОТИТОВ

Глубинные породы

«перидот» — франц. название минерала оливина

Минеральный состав. Эти породы состоят существенно из зернистого оливина (60—95%), ромбического и моноклинного пироксена, иногда также граната (пиро-

ТАБЛИЦА 29

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ
ПЕРИДОТИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВ, %

Породы	Оливин	Гортонолит	Энстатит	Бронзит	Гиперстен	Диаллаг, Диоксид	Гранат (пироп)	Рудные (хромит, сульфиды)	Плотность, г/см ³
Перидотиты:									
Дунит	90			8				2	3,30
Гортонолитовый дунит		93				5		2	3,75
Саксонит	66		31					3	3,10
Гарцбургит	65				35			±	3,10
Верлит	38					30		21	
						11*			
Лерцолит	50			32		15		3	
Кимберлит: 14% каль- цита, 13% фло- гонита	60					6		7	
Пироксениты:									
Гиперстенит					95			5	
Бронзитит				96				4	3,30
Энстатитит			95					5	
Вебстерит					58	40		2	
Диаллагит					±	96		4	
Диопсидит						95		5	
Пикрит: 34% титанав- гнта, 25% рого- вой об- манки	31							(10)	3,00

* Роговая обманка.

ТАБЛИЦА 30

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВАЖНЕЙШИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ
ПЕРИДОТИТОВ, %

Оксиды	Дунит	Гортонолит- вый дунит	Саксонит	Веригит	Лердолит
SiO ₂	38,8	34,0	43,0	33,0	45,0
TiO ₂	0,0	0,1	0,0	6,0	0,0
Al ₂ O ₃	2,24	1,5	1,0	1,5	6,0
Fe ₂ O ₃	3,0	2,9	1,9	8,0	3,0
FeO	5,0	36,0	6	30,0	4,5
MgO	44,0	22,0	43,0	14,5	38,7
CaO	0,0	2,0	0,1	5,5	2,5
Na ₂ O	0,2	0,2	0,3	0,5	0,1
K ₂ O	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1
H ₂ O	7,0	1,0	4,0	1,0	0,3
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

па) и аксессуарных минералов: хромита, ильменита, титаномагнетита (табл. 29, рис. 34).

Химическая характеристика. Химически перидотиты являются магнезиально-железистыми, реже — магнезиально-кальциевыми «безалюминиевыми», «бесщелочными» и сильно недосыщенными кремнекислотой (ультраосновными) породами (табл. 30). К группе перидотитов относят около 20 видов: 18 глубинных пород и 2 жильные. В этой группе нет вулканических пород.

Происхождение. Перидотиты образуются из основных и ультраосновных магматических расплавов. Большой частью перидотиты встречаются совместно с габбро и пироксенитами.

Эти магматические расплавы возникают в симатическом и габбро-перидотитовом слоях земной коры или литосферы. По глубинным разломам они проникают в верхние ярусы земной коры, где кристаллизуются и дифференцируются на частные расплавы (ср. «Габбро группа»). Реже перидотиты возникали из кислых гибридных



Рис. 34. Разновидности оливин-пироксеновых глубинных пород (ультрамафитов) (по Росту и Штрекайзену, 1972).

рованных расплавов посредством гравитационной дифференциации, как это признано для массива Броккен (Гарц) (рис. 35).

Метаморфизм перидотитов и пироксенитов. Весьма распространено изменение (метаморфизм) масс перидотитовых и пироксенитовых пород с превращением их в серпентинит (см. Серпентиниты). Другими химическими изменениями являются процессы выветривания и разложения, которые протекают с образованием землистых железистых остатков (так называемое красноземное выветривание). При этом образуются распространенные по всему миру месторождения гидросиликатов никеля, встречающиеся во многих областях развития перидотитов и серпентинитов. Перидотиты, в которых практически отсутствует алюминий, принадлежат к плохим почвообразователям. Поэтому перидотитовые (серпентинитовые) ландшафты часто являются оголенными либо характеризуются весьма скудной растительностью (см. табл. XII.2).

Районы распространения. Перидотиты распространены не очень широко, но иногда образуют горные цепи многокилометровой протяженности, в том числе на Урале, Балканском полуострове, в Анатолии, Новой Зелан-

СЗ

ЮВ

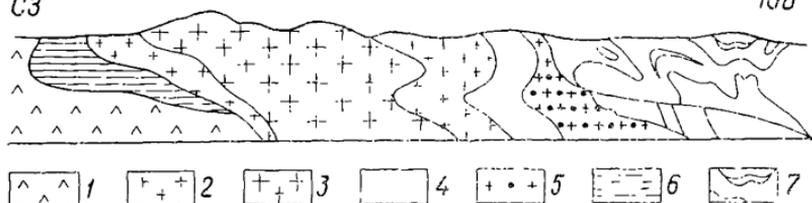


Рис. 35. Профиль через массив Броккен (Гарц).

1 — габбро, нориты, перидотиты; 2 — мелко- и среднезернистые граниты;
 3 — граниты среднезернистые; 4 — мелко- и крупнозернистые граниты;
 5 — диориты; 6 — останец сланца между гранитами и габбро;
 7 — осадочные породы (частью контактово-метаморфизованные).

дии; о. Куба, Новая Каледония, Филиппины, Великая Дайка (Родезия).

Практическое значение. С процессами кристаллизации перидотитовых магматических расплавов связано образование месторождений хромитовых руд, платины и платиновых металлов, с кимберлитами — месторождений алмазов.

ПЕСЧАНИКИ, ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы

Образуют группу пород, называемых также псаммитами (греч. «псаммитес» — песчаный).

Песчаные породы подразделяются: по величине зерен — от крупнозернистых до тонкозернистых, по степени упрочнения — на рыхлые (пески) и упрочненные пески (песчаники), по характеру связующего материала — на карбонатные, глинистые, железистые, кремнисто-глинистые песчаники, кварцито-песчаники и др. (табл. XIX.5); по видовому составу второстепенных компонентов — на аркозы (полевошпатовые и слюдяные песчаные породы) и граувакки (плотные песчаники, состоящие из многочисленных обломков минералов и горючих пород (табл. XIX.3)).

Минеральный состав. См. табл. 31.

Химическая характеристика. См. табл. 32.

Минеральный и химический состав песчаников изменив вследствие весьма различных геологических условий образования и состава исходных пород.

ТАБЛИЦА 31

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВАЖНЕЙШИХ ПЕСЧАНИКОВ, %

	Кварц	Ортоклаз	Плагиоклаз	Мусковит	Хлорит, биотит, амфибол, пироксен	Глинистые минералы	Тяжелые минералы	Рудные минералы	Карбонаты	Обломки пород	Прочие минералы	Физические свойства	
												плотность, г/см ³	прочность на сжатие, кг/см ²
Песчаник	70	1	5	9	3	3	2	1	6	—	—	2,60	1000—1400
Пестрый песчаник	65	16	2,5	11	—	0,5	—	5	—	—	—		800—1600
Аркоз	35	3	20	3,5	4	16	—	—	11	—	7	(2,40)	(500—700)
Граувакка крупнозернистая	26	10	20	1	9	—	—	3	—	31	—	2,68	} 1900—2600
Граувакка мелкозернистая	24	40		3	9	—	—	3	—	18	3	2,69	

ТАБЛИЦА 32

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ПЕСЧАНИКОВ, %

Окислы	Песчаник	Пестрый песчаник	Аркоз	Граувакка крупнозернистая	Граувакка мелкозернистая	Кварцито-песчаник
SiO ₂	77,5	79,7	62,0	69,0	68,0	81,2
Al ₂ O ₃	7,0	9,2	13,0	11,0	14,0	9,0
Fe ₂ O ₃	0,3	3,6	2,0	2,5	3,1	0,4
FeO	2,6	0,1	3,3	1,3	3,3	1,7
MgO	1,3	0,7	2,3	4,0	2,9	1,1
CaO	3,0	0,1	7,0	1,5	0,5	0,3
Na ₂ O	} 1,5	0,2	2,2	3,9	4,0	1,9
K ₂ O		4,5	1,4	1,7	1,8	2,0
H ₂ O	} 2,0	} 1,8	1,5	3,0	3,0	1,4
CO ₂			3,6	2,7	1,4	0,1

Структура, текстура. Обломочная (табл. VIII.3), обычно от средне- до тонкозернистой с размером зерен от 2 до 0,002 мм.

Обломки минералов и пород обнаруживают различную степень окатанности (рис. 6). При упрочнении (диагенезе) появляются разности, различные по структурно-текстурным признакам, например рыхло-песчаные, слегка уплотненные (пористые), сильно уплотненные с зубчатым сцеплением зерен, слоистые.

Происхождение. Песчаники образуются из обломков минералов и пород, с помощью воды и ветра подвергшихся механическому обогащению, окатанных и классифицированных.

Рыхлое скопление обломков образует пески — от мелко- до крупнозернистых (пески пустынь, речные и морские пески). При обогащении соответствующими минералами формируются пески кварцевые, полевошпатовые, гранатовые и т. д.; пески могут содержать особые виды минерального сырья, например кварц и касситерит, кварц и золото, кварц и драгоценные камни, и в этом

случае называются россыпями — касситеритовыми, золотыми или драгоценных камней.

Упрочненные пески образуют песчаники, причем минеральные вещества, связующие обломочные зерна, могут быть различными. Так, пески бывают цементированы карбонатными минералами (кальцитом, доломитом, сидеритом) либо глинисто-кремнистым или кремнистым связующим веществом, иногда также окислами железа (например, лимонитом и гематитом).

В зависимости от характера цемента, определяемого в значительной степени климатическими условиями, песчаники бывают светлоокрашенными, бурыми либо красными: в пустынном климате обычны красные, в умеренном влажном климате — буроватые или серые песчаники. Благоприятными для упрочнения песков являются горизонты циркуляции грунтовых вод; в таких водоносных горизонтах пески цементируются кремнистыми и карбонатными осадками (образование ортштейнов). В мелководных зонах морей и пресных озер также выпадают в осадок карбонатные, окисно-железистые, отчасти — кремнистые и силикатные соединения, которые заполняют поры между зернами рыхлых песков и упрочняют породы.

Районы распространения. Пески встречаются повсеместно в речных долинах, на побережьях и в пустынях. Песчаники также распространены во всем мире; особо можно отметить их присутствие в Эльбских Песчаниковых горах между Дрезденом и Бад Шандау (ГДР) и в соседней ЧССР. Широко распространены песчаники (пестрые песчаники) в Тюрингенском бассейне между Тюрингенским Лесом и Гарцем, близ Бланкенбурга, Хальберштадта (ГДР), в районе Везера (ФРГ), на плато Колорадо (США).

Практическое значение. Пески — важный строительный материал. Очень чистые кварцевые пески служат для изготовления стекла. Песчаники находят разнообразное применение при строительстве домов, особенно как облицовочный камень, а также для скульптур, украшающих дворцовые и различные общественные здания (например, дрезденский Цвингер)¹.

¹ Дворец, где помещается Дрезденская картинная галерея. — *Прим. перев.*

ПИРОКСЕНИТЫ, ГРУППА ПИРОКСЕНИТОВ

Глубинные породы

Группа пород, кристаллизовавшихся из основных или ультраосновных магматических расплавов и состоящих в основном из ромбического или моноклинного пироксена либо из того и другого. Пироксениты, продукты последующих или поздних стадий кристаллизации перидотитовых магм, представляют более богатые кремнеземом фракции по сравнению с перидотитами (табл. 33).

ТАБЛИЦА 33

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВАЖНЕЙШИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПИРОКСЕНИТОВ, %

Оксиды	Бронзитит	Вебстерит	Диаллагит
SiO ₂	55,0	55,0	50,0
TiO ₂	0,4	0,7	0,6
Al ₂ O ₃	2,0	3,5	5,0
Fe ₂ O ₃	4,0	0,5	3,6
FeO	6,0	5,0	9,0
MgO	30,0	26,0	18,0
CaO	1,7	8,0	12,0
Na ₂ O	—	0,3	0,9
K ₂ O	—	—	0,2
H ₂ O	1,0	0,5	1,0
P ₂ O ₅	—	0,2	—

Плотность около 3,3 г/см³

Большая часть пироксенитов встречается в виде жиллообразных внедрений в перидотитовых и габбровых массивах. Наряду с пироксенитами такую же позицию занимают тела анортозитов и габбро.

К группе пироксенитов относят 26 видов пород: 23 глубинные и 3 субвулканические породы.

Минеральный состав. См. табл. 29. По минеральному составу различают бедные щелочами пироксениты, например энстатитит, бронзитит, гиперстенит, вебстерит, диаллагит, диопсидит, и щелочные пироксениты. Последние вряд ли образуются из перидотитовых магм. Это довольно редкие горные породы, обнаруживающие связь с снитовыми комплексами.

Практическое значение. В связи с некоторыми пироксенитами формируются месторождения хромита и платины.

ПОРФИРОИДЫ, ПОРФИРОИДНЫЕ ГНЕЙСЫ, ЛЕПТИТЫ, ГЕЛЛЕФЛИНТЫ

Кристаллические сланцы

Разновидности гнейсов, образовавшиеся из кварцевых порфиров, кварцевых кератофиров и близких по составу вулканических пород.

Структура, текстура. Отличаются от гранито-гнейсов плотным сложением основной массы, в которой могут присутствовать более или менее деформированные полевошпатовые вкрапленники. К этой же группе относятся геллефлинты и лептиты — очень плотные «фельзитовые» породы полосчатого облика, представляющие собой метаморфизованные порфиоровые и кератофировые туфы.

Происхождение. См. Гнейсы.

Практическое значение. Не имеют.

Районы распространения. См. Гнейсы.

ПОРФИРЫ¹

Излившиеся породы (вулканиты)

греч. «порфирос» — пурпурный

Это преимущественно красноватые излившиеся породы; по химическому составу — кислые до средних, измененные; по геологическому возрасту — древние, образовавшиеся в пермокарбоне, а иногда и ранее.

¹ В отечественной литературе принято различать порфиры (породы, содержащие вкрапленники калиевого полевого шпата) и порфириты, в которых полевой шпат представлен только плагиоклазом (основным или средним). — *Прим. перев.*

Минеральный состав. По минеральному составу и структурным особенностям различают: кварцевые порфиры (также палеорнколиты, палеолипариты) — биотитовый (собственно кварцевый порфир) и роговообманковый (роговая обманка вместо биотита); фельзитовые порфиры — стекловатые до витрофировых (фельзитовые) породы с вкрапленниками (в основном кварца), порфириты (также палеоандезиты) — слюдяной (биотит вместо авгита), роговообманковый (роговая обманка вместо авгита), авгитовый (собственно порфирит), энстатитовый (большей частью жильная порода), лабрадорный (с вкрапленниками лабрадора).

Другие разновидности порфиров: древний красный порфир — *porfido rosso antico* — старое название итальянских каменотесов, данное роговообманковому кварцевому порфириту; своеобразные порфиры из Вади-абу-Маммель, Джебель-Докхау в Верхнем Египте; древний зеленый порфир — *porfido verde antico* — местное название лабрадорного порфирита из Марафонизи, Южная Морея, Греция.

Порфириоиды — это преобразованные в гнейсы, рассланцованные порфиры.

Структура, текстура. Порфиры обычно представляют собой плотные породы с мелкими, средними или крупными вкрапленниками. Структурные особенности являются основой для выделения и описания разновидностей, например плотная, богатая вкрапленниками «порфирировая или порфирировидная основная масса». Термин «порфирировая» или «порфирировидная» применяется также к структурам глубинных пород, в случае если крупные выделения минералов вкраплены в мелкозернистую основную массу породы (матрицу).

В порфирах могут быть четко выражены текстуры течения, что подчеркивается ориентировкой вкрапленников в направлении течения бывшей лавы. Другие текстурные (микротекстурные) признаки проявляются в присутствии сохранившихся стекловатых участков в основной массе. Это витрофировые представители порфиров.

По внешним признакам различают порфиры: пехштейновый (раковистый излом, смоляной блеск), роговиковый (излом занозистый, слабо мерцающий), фельдштейновый (излом шероховатый, блеск отсутствует), глинистый (излом землистый, запах глины), сферолито-

вый (радиально-лучистые выделения минералов в основной массе) и шаровой (богатый крупными сферолитами).

Происхождение. Кварцевые порфиры — производные гранитных, порфириты — диоритовых и «сиенитовых» магм. Порфиры и порфиновые излияния с их пепловыми скоплениями («порфировыми туфами»), как породы областей мощного вулканизма, слагают целые провинции. Такие покровные излияния порфиров имели место на Земле преимущественно в связи с варисским горообразованием.

Районы распространения. Порфиновые провинции близ Лейпцига, Гримма, Галле, Карл-Маркс-Штадта, Магдебурга, вдоль южной окраины Гарца близ Ильфельда, в Рудных горах близ Фрейберга и других районах; порфиновые покровы, залегающие на глубине и перекрытые более молодыми отложениями — близ Грейфсвальда (ГДР), в районе р. Наэ (ФРГ), в Северной Швеции, Средней Азии (СССР), Австралии и ряде других районов земного шара.

Практическое значение. Порфиры применяются в качестве брусчатки, цокольного и бортового, отчасти облицовочного камня, дорожно-строительного материала (щебня) и иногда добываются в гигантских каменоломнях. С порфирами связано образование некоторых рудных месторождений, прежде всего халькопирита и медистых пиритов, так называемые медно-порфиновые или медно-вкрапленные руды, имеющие большое значение как месторождения меди в Западных штатах США, Мексике, Южной Америке, Средней Азии.

ПОРФИР КВАРЦЕВЫЙ

Излившаяся порода (см. также Липарит и Порфиры)

Кварцевый порфир — это древняя (палеозойская) вулканическая порода, которая в виде мощных лавовых излияний, сопровождаемых туфами (порфировые туфы), образует целые петрографические провинции. Как производные магматических гранитных расплавов появляются различные разновидности кварцевых порфиров.

Минеральный состав. Примерно 47% калиевого полевого шпата (ортоклаза), 15% плагиоклаза (олигоклаза),

34% кварца, 4% биотита, а также рудные минералы: гематит (магнетит) и апатит. Плотность 2,61 г/см³, прочность на сжатие 2200—3300 кГ/см².

Структура, текстура. Порфирированная, плотная, мелкозернистая, фельзитовая, богатая вкрапленниками (табл. VIII.2).

Разновидности: биотитовый кварцевый порфир (собственно кварцевый порфир), роговообманковый кварцевый порфир, пироксеновый кварцевый порфир.

Происхождение. См. Порфиры.

Районы распространения. См. Порфиры.

Практическое значение. См. Порфиры.

РАПАКИВИ

Глубинная порода группы гранита (роговообманковый гранит)

финск. слово, означающее «гнилой камень»

Минеральный состав. См. табл. 13.

Рапакиви — это гранит обычно красного цвета с овоидальными вкрапленниками красного или серого ортоклаза (частично микроклина), окруженными зелеными или белыми олигоклазовыми (андезиновыми) каемками.

Происхождение. Граниты рапакиви образуются в переходную фазу между главной стадией кристаллизации и пегматитообразованием.

Районы распространения. Родина рапакиви — Скандинавия. Они развиты по побережью Финского залива, на Украине — в пределах Азово-Подольской глыбы, близ Корсуни и Малина, в районе Киева, близ Степановки на Волыни и на Южном Урале (СССР). Очень характерно распространение рапакиви в моренах древних оледенений Северной и Восточной Европы (СССР, ГДР, Польша).

Практическое значение. Красивые красные граниты рапакиви находят применение как цокольный и облицовочный камень, особенно в Северной Европе (например, при сооружении набережных Невы в Ленинграде).

РОГОВИКИ

См. Контактные породы, контактовые роговики

САКСОНИТ

Глубинная порода группы перидотита

названа по внешне похожим породам, встречающимся в Саксонии (Саксонские Гранулитовые горы). См. также «Сerpентиниты»

Минеральный состав. См. табл. 29. Саксонит представляет собой темный до черного, богатый энстатитом перидотит.

Структура. Среднезернистая до крупнозернистой.

Происхождение. Саксониты формируются во время главного этапа кристаллизации перидотитовых магматических расплавов.

Районы распространения. В большинстве перидотитовых областей Земли совместно с дунитами и гарцбургитами, например на Урале, в Сибири (СССР), Албании, Югославии, Болгарии, Греции, Анатолии (Турция), Новой Каледонии, в Великой Дайке (Родезия), в массиве Броккен близ Гарцбурга (ФРГ).

Сerpентинизированные саксониты широко известны в областях распространения перидотитов, например в Саксонских Гранулитовых горах близ Хоэнштейн-Эрнсттала (ГДР), в горах Фихтель (ФРГ) и других районах.

Практическое значение. Иногда в связи с саксонитами встречаются хромитовые месторождения.

СЕРПЕНТИНИТЫ

Метаморфические породы

лат. «серпентинис» — змеевидный

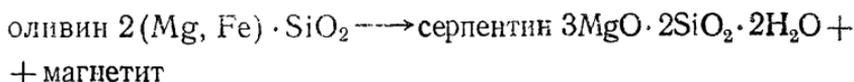
Сerpентиниты (серпентинитовые породы) представляют собой химически и минералогически преобразованные перидотиты, пироксениты, пикриты, иногда также доломиты. Это наиболее основные представители силикатных пород (табл. 40).

Минеральный состав. Прежде всего серпентиновые минералы — хризотил и антигорит (бастит), реликты оливина, пироксены — энстатит, бронзит, диопсид, диаллаг, частично также превращенные в листоватый серпентин (бастит); иногда появляется обильный гранат (пироп), который чаще встречается в агрегатах хлоритовых

и других минералов (тремолита, актинолита) в качестве продукта замещения. В некоторых серпентинитах отчетливо выделяются своим блеском типа «золоченой бронзы» прожилки хризотил-асбеста, иногда пронизывающие целые участки серпентинитов. В зависимости от состава различают бронзовые, гранатозые (пироповые), пироксен-гранатозые серпентиниты, а по происхождению — дунитовые, гортонолитовые, гарцбургитовые, верлитовые и другие разновидности серпентинитов.

Структура, текстура. Это плотные мягкие породы, иногда сланцеватые (серпентинитовые сланцы), иссиня-черного, буроватого, зеленоватого цвета, с характерной более или менее четко выраженной пламенеvidной структурой, пронизанные прожилками и содержащие вкрапленность новообразованных минералов.

Происхождение. Большая часть серпентинитов представляет собой химически и минералогически измененные перидотиты, в которых преобладающая часть оливина в результате гидратации замещена серпентиновыми минералами. Приближенное химическое уравнение этого процесса:



Следует заметить, что при высвобождении железа из оливина образуется магнетит, широко распространенный в серпентинитах. Очень характерны изменения петрофизических свойств серпентинитов по сравнению с исходными породами:

	Перидотиты	Серпентиниты
Плотность, г/см ³	3,00—3,30	2,60—2,80
Магнетизм пород, СГС	0—100	50—10 000
Прочность на сжатие, кг/см ²	3000	700—800

Преобразование перидотитов может происходить гидротермальным путем под действием водных растворов сразу после кристаллизации оливина. Много чаще, однако, метаморфизм совершается при горообразовательных процессах (региональный метаморфизм), причем исходные породы (перидотиты, пироксениты) испытывают тектонические (динамические) воздействия.

Иным способом возникают серпентиниты при преобразовании доломитов. В этом случае серпентинизация протекает прежде всего под действием водных (гидротермальных) растворов, содержащих кремнекислоту, которые вытесняют связанную в доломитовой породе двуокись углерода (CO_2). Происходит ионный обмен, вследствие которого кремнекислота связывается с магнием и место кристаллов доломита занимают серпентиновые минералы.

Районы распространения. Цёблиц (Саксонские Рудные горы), Хоэнштейн-Эрнсталь, Вальдгейм, Бёриген (Саксонские Гранулитовые горы, рис. 30) (ГДР), горы Фихтель, Шварцвальд (ФРГ), Кремче близ Будейовиц (ЧССР), Вогезы, Пиренеи (Франция), Альпы (Австрия), Апеннины (Италия), Урал, Малый Кавказ (СССР), Куба, Новая Каледония, Родосы (Болгария), Албания, Югославия, Анатолия (Турция), а также во многих других районах мира.

Практическое значение. Серпентиниты находят разнообразное применение в качестве технического камня для строительных целей. Они широко используются как камень для памятников (надгробие Линкольна в Спрингфилде, Иллинойс, США, сделано из цёблицкого серпентинита). Серпентиниты особенно подходят для изготовления художественно-промышленных предметов. В некоторых серпентинитовых комплексах (дунитовые, гарцбургитовые серпентиниты) залегают хромитовые и платиновые руды (Урал). Иногда в связи с серпентинитами, возникшими за счет перидотитов, формируются месторождения никеля и железных руд (Урал, Саксонские Гранулитовые горы в ГДР). По трещинам в серпентинитах вследствие процессов замещения порой образуется магнезит. Гранатовые серпентиниты служат источником пиропов для украшений.

СИЕНИТ

Глубинная порода

названа по Сиене (Египет).

Как выяснилось впоследствии, найденная близ Сиены (Асуан) в Египте и названная по этому месту порода представляет собой роговообманковый гранит. Стан-

ТАБЛИЦА 34

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ СИЕНИТОВ ПО СОДЕРЖАНИЮ
ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ, %

Порода	Полевые шпаты		Ca-Mg-Fe-силикаты		Физические свойства	
	калиевый полевой шпат	плаггиоклаз	роговая обманка	пироксен	плотность, г/см ³	магнетизм по род., СГС
Ортоклазовый сиенит	84	±	—	14	2,70	
Сиенит	51	20	19	—	2,72	1500
Сиенито-диорит	32	43	15	±	2,74	2500
Монзонит	32	33	±	24	(2,76)	
Грэбаит	12	56	±	14	2,87	6000

Прочность на сжатие составляет примерно 1500—3000 кг/см².

дартным же типом сиенита служит оригинальная порода из бывшей каменоломни Ратса в Плауенском Грунде близ Дрездена, которая называется также «плауенитом» (ср. сиенито-диорит).

Минеральный состав. См. табл. 34 и 35. Глубинная порода, состоящая из калиевого полевого шпата, плаггиоклаза (олигоклаза, андезина), роговой обманки и второстепенных минералов.

Разновидности: сиенито-диорит (плаггиоклазовый сиенит), роговообманковый сиенит (собственно сиенит), бититовый сиенит, авгитовый сиенит.

Структура, текстура. Породы красноватых окрасок, среднезернистые до крупнозернистых, иногда содержащие более крупные вкрапленники кристаллов калиевого полевого шпата.

Районы распространения. Дрезден, Мейсен (Мейсенская сиенитовая провинция) в ГДР, Норвегия, Швеция, Колорадо (США) и многие другие районы мира.

Практическое значение. Сиенит и его разновидности находят применение в качестве цокольного камня и камня для памятников, а также дорожно-строительного камня (гравия, щебня).

ТАБЛИЦА 35

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВАЖНЕЙШИХ ГЛУБИННЫХ ПОРОД
МЕЙСЕНСКОЙ СИЕНИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, %

Порода	Полевые шпаты			Силикаты				Физические свойства		
	кальцевый полевой шпат	олигоклаз	андезин	кварц	пироксен	амфибол	биотит	второстепенные минералы	плотность, г/см ³	магнетизм пород, СГС
Авгитовый сиенито-диорит	16		57	3	12		10	2	2,87	6000
Роговообманковый сиенито-диорит	32	44		5		15	1	3	2,74	2500
Сиенит (роговообманковый сиенит)	51	20		5		19		5	2,72	1500
Биотит-роговообманковый гранодиорит	27	46		17		4	4	2	2,64	1000
Биотитовый гранодиорит	28	43		23				5	2,63	150
Гранит (гранит Ризенштейна)	35	34		31				2	2,62	100

Прочность на сжатие составляет примерно 1500—3000 кг/см².

СИЕНИТА ГРУППА, СИЕНИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Глубинные породы

названы по Сиене (Асуан) в Египте

В этой группе выделяются многочисленные разновидности.

Минеральный состав. Сиениты представляют собой бескварцевые или бедные кварцем ортоклаз-роговообманковые породы. Содержание кварца в них менее 10%. По минеральному и химическому составу разновидности пород группы сиенита с высоким содержанием полевого шпата занимают переходное положение к группе гранита, а с увеличением содержания плагиоклаза — переходное положение к группе диорита (табл. 36 и 37).

ТАБЛИЦА 36

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СИЕНИТОВЫХ И СИЕНИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Окислы	Ортоклазовый сиенит	Сиенит	Фойзит (нефе- линовый сиенит)	Эссекит	Ийолит	Миссурит
SiO ₂	62,0	59,0	55,0	47,0	43,0	46,0
TiO ₂	0,5	0,1	0,6	3,0	0,9	0,7
Al ₂ O ₃	16,0	17,0	22,6	18,0	20,0	10,0
Fe ₂ O ₃	0,7	3,0	1,0	2,6	3,0	3,0
FeO	0,9	2,3	1,2	7,5	3,4	5,6
MgO	1,6	2,4	0,3	3,0	4,0	15,0
CaO	3,6	4,7	2,0	7,8	10,3	10,0
Na ₂ O	1,1	4,3	8,7	6,3	10,0	1,0
K ₂ O	12,4	4,3	5,6	2,6	2,9	5,0
H ₂ O	1,0	1,0	1,8	0,6	1,0	1,4
P ₂ O ₅	0,1	0,2	—	0,9	1,0	0,2

Структура. Крупнозернистая до среднезернистой.

Другие группы сиенитовых пород однозначно определяются по присутствию в них наряду с полевыми шпатами также фельдшпатоидов (лейцита, нефелина, содалита, нозеана и гаюина), вместо обыкновенной роговой обманки и авгита — натриевой роговой обманки (арфведсонита, рибекита и др.) либо натриевого пироксена (эгирина, эгирин-авгита) при полном отсутствии кварца.

В химическом отношении эти сиенитовые породы принадлежат к бедным кремнекислотой породам (табл. 36), в которых содержание двуокиси кремния (SiO₂) не превышает 55%. Представители сиенитовых пород, подразделяющихся в номенклатуре изверженных пород на многочисленные семейства, обычно являются производными сильно гибридизированных родоначальных магм. Из сиенитовых магматических расплавов образовалось около 400 типов изверженных пород, в том числе около 140 глубинных, 110 жильных и 150 вулканических.

Происхождение. Часть сиенитовых пород кристаллизуется как основная фракция гранитных и диоритовых

ТАБЛИЦА 37

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ЛЕЙЦИТОВЫХ
И НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИГОВ, %

Порода	Фельдшпатоиды		Полевые шпаты		Са-Mg-Fe-силикаты		Плотность, г/см ³
	нефелин	лейцит	калиевый полевой шпат	плагиоклаз	пироксен	амфибол	
Фойяит	24	—	67	—	7	—	
Хибинит	33	—	44	—	20	—	
Шокинит	6	—	20	—	46	—	2,88
Эссексит	10	—	12	30	39	—	2,81
Ййолит	52	—	—	—	39	—	2,92
Уртит	82	—	—	7	9	—	2,64
Лейцитовый сиенит	—	37	44	—	—	3	
Соммант	—	9	31	25	28	—	
Миссурит	—	16	—	—	50	—	
Италит	—	95	—	—	3	—	

Фойяит }
Хибинит } богаты нефелином, калиевым и натриевым полевыми шпатами
Эссексит } и пироксенами

Ййолит }
Уртит } чрезвычайно богаты нефелином

Лейцитовый сиенит }
Миссурит } богаты лейцитом

Италит — чрезвычайно богат лейцитом

магматических расплавов. При этом в определенных условиях дифференциации иногда возникают частные расплавы крайнего состава, из которых кристаллизуются редкие виды пород, например хибиниты, нефелиниты, ййолиты и др. Большинство же сиенитов образуется в тех случаях, когда процесс кристаллизации огненно-жидкого магматического расплава нарушается вследствие расплавления или растворения чуждых пород. Геологические предпосылки для этого создаются наличием твердых масс горных пород (залегающих вокруг магматического очага), которые подвергаются изменениям под воздействием разогрева магмой и влиянием летучих компонентов (воды, фтора, хлора). Таким образом в огненно-жидкие магматические расплавы поступают вещества, изменяющие их химизм (рис. 36). В зависимости от состава ус-

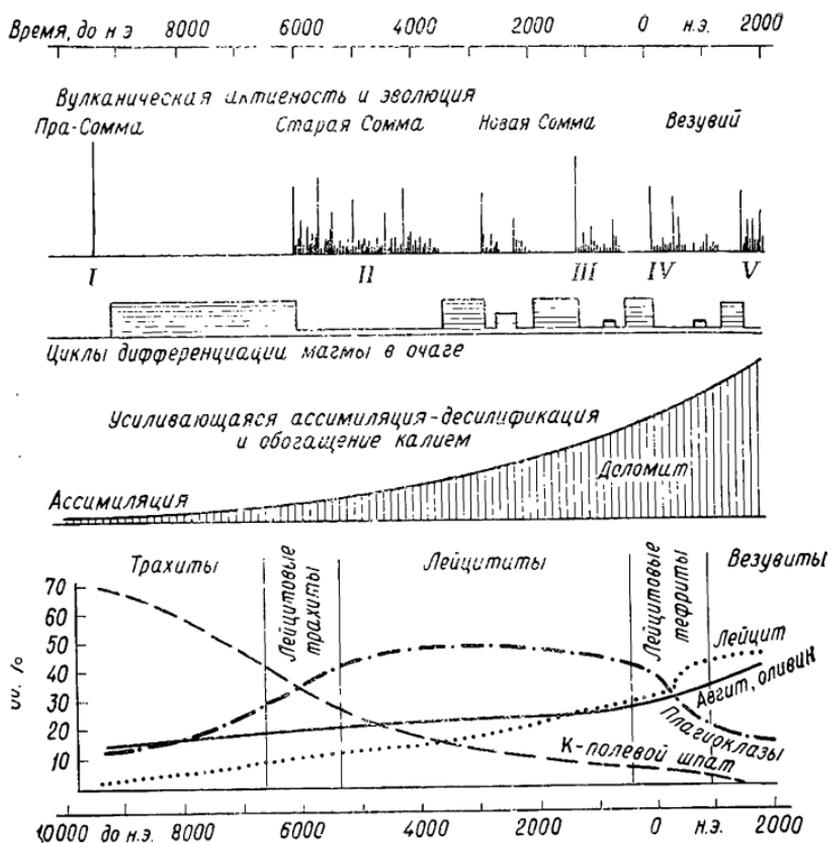


Рис. 36. Эволюция и происхождение пород вулкана Сомма — Везувий (по Ритману).

ваиваемых магмой пород и ее растворяющей способности возникают новые условия магматического породообразования. Вмещающие породы перерабатываются и растворяются в особенности кислыми, богатыми газами гранитными магматическими расплавами, а также некоторыми магмами среднего состава, в частности диоритовыми. Этот процесс ведет к гибридации магматического расплава, из которого в зависимости от степени изменения (происходящего обычно медленно) могут развиваться многочисленные (исчисляемые сотнями) различающиеся между собой виды пород.

Рассмотрение табл. 35 наглядно показывает направленность эволюции пород одной провинции, выраженную

в изменении соотношения породообразующих минералов. Отчетливо различаются богатые кварцем (гранитные) типы пород от бедных кварцем (сиенитовых) и богатые авгитом и роговой обманкой породы — от бедных ими или лишенных этих минералов. Одна особенность является общей для всех типов пород — относительно высокое содержание в них плагиоклаза (олигоклаза, андезина) и калиевого полевого шпата. В полевошпатовой составляющей находит свое выражение химическое родство пород (высокое содержание калия и натрия во всех типах).

Минеральный состав различных видов пород является, вероятно, результатом гравитационной дифференциации гибридного магматического расплава, происшедшей в течение длительного геологического времени. Следует отметить изменения физических свойств различных видов пород, в том числе более высокую плотность и намагниченность сиенитовых пород по сравнению с гранитными.

Особенно показательный пример гибридации магматических расплавов представляет магма Соммы — Везувия с действующим вулканом Везувием на побережье Неаполитанского залива. В геологически очень короткое время, порядка 10 000—20 000 лет, магма в очаге эволюционировала по составу от сиенитового до «гибридного базальтового» расплава. Исходная сиенитовая магма вступила на глубине около 6 км в контакт с карбонатными породами, преимущественно с доломитами $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, которые имеют следующий химический состав: около 30% окиси кальция (CaO), 22% окиси магния (MgO) и 48% двуокиси углерода (CO_2). Сиенитовый расплав в магматическом очаге растворил при температуре 900—1100 °С доломит кровли и тем самым в исходную магму были привнесены значительные количества окислов магния и кальция как труднолетучих компонентов и двуокиси углерода как легколетучего компонента (газа). Вследствие этого химический состав магматического расплава изменился.

Поступление в расплав MgO и CaO связывает дополнительное количество кремнекислоты, что приводит к образованию диопсида $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, авгита $\text{Ca}[\text{Mg, Fe, Al}][(\text{Si, Al})_2\text{O}_6]$ и оливина $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$. При этом, поскольку для кристаллизации из сиенитового расплава

калиевых полевых шпатов кремнекислоты не хватает, происходит кристаллизация фельдшпатоида — недосыщенной кремнеземом молекулы лейцита $K[AlSi_2O_6]$.

На протяжении примерно 10 000 лет магма очага продолжала ассимилировать доломиты. Магматический расплав постепенно становился все беднее кремнекислотой и как следствие богаче лейцитом, плагиоклазом, авгитом и оливином. Одновременно привнос двуокиси углерода (из доломита) приводил к созданию избыточного давления и, следовательно, к активной вулканической деятельности. Среди продуктов извержений вулкана Сомма — Везувий — лав, пеплов и шлаков разнообразного состава — присутствуют в качестве выбросов и многочисленные глубинные породы, которые по химизму и минеральному составу подобны вулканическим (табл. 44).

Рассмотренный пример делает очевидной трудность строгого разграничения сиенитовых пород, поскольку при их образовании процессы дифференциации и ассимиляции в большой мере тесно связаны между собой, а сложные процессы магматической эволюции затрудняют наглядную систематику на классы и семейства.

Сиениты или сиенитовые породы образуют весьма интересные петрографические провинции. Они возникали во все эпохи истории Земли, начиная с ее древних периодов и вплоть до современного геологического времени.

Районы распространения. Норвегия, Швеция, Финляндия, Кольский п-ов, Мейсенский сиенитовый массив между Дрезденом и Ризой (ГДР), Чешские Средние горы (ЧССР), Средиземноморская вулканическая (лейцитовая) провинция между Тосканой и Неаполем (Италия), Иберийский п-ов, Эйфель (ФРГ) и в других местах на всех континентах.

Практическое значение. Сиениты благодаря их красивым окраскам (ларвикит) находят применение в качестве пород для памятников, докольного и облицовочного камня; другие представители группы — в качестве дорожно-строительного материала. Некоторые сиениты, в том числе хибиниты, вмещают гигантские фосфатные (апатитовые) месторождения. С другими, особенно с нефелиновыми, сиенитами бывает связано образование важных месторождений редких земель.

СИЕНИТО-ДИОРИТ

Глубинная порода группы сиенита

Под этим названием объединяются виды сиенитов, в которых плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом (табл. VIII.4).

Минеральный состав. См. табл. 34 и 35.

Структура, текстура. Красноватые среднезернистые до крупнозернистые породы, отличающиеся от гранитов очень малым содержанием кварца (в сиенитах, сиенито-диоритах — около 5%, в нормальных гранитах, напротив, — 30% кварца).

Происхождение. Сиенито-диориты, сиениты и их разновидности являются продуктами дифференциации гранитных магматических расплавов (родоначальной магмы), претерпевших химические изменения в процессе ассимиляции известковых или основных пород (см. «Сиенита группа»). Большинство разновидностей сиенитов входят в состав разнообразных сложных комплексов пород.

СИЛИКАТНЫЙ КАМЕНЬ¹

Силикатный камень — огнеупорная техническая порода, принадлежащая к группе грубой керамики

Минеральный состав. Преобладает кристобалит, кроме того, — тридимит, кварц и стекло, силикаты и ферриты кальция.

Структура, текстура. Крупно-, мелко- или тонкозернистая керамическая структура. По пористости различают силикатный и легкий силикатный камень с разными прочностными и теплоизоляционными свойствами.

Химическая характеристика. Преобладает SiO_2 (93 до 97%), Al_2O_3 (0,5 до 2%), Fe_2O_3 (0,3 до 1,54%), CaO (1,4 до 3%).

Способ получения. Природные кремнекислые породы — кварциты, кремни и т. п. — размельчают, формуют и обжигают при температурах свыше 1000 °С. Высокие температуры обжига требуются, чтобы превратить SiO_2

¹ В отечественной литературе по огнеупорам употребляют названия «силикатный кирпич», «динасовый кирпич» или «динас». — *Прим. перев.*

в устойчивые при высоких температурах модификации — кристобалит и тридимит.

Практическое значение. Силикатный камень используют в большом количестве для футеровки обжиговых печей в металлургии, стекольной промышленности и в коксовальных установках.

СКАРНЫ

шведское название породы

Скарны представляют собой известково-силикатные роговики с большей или меньшей примесью магнетита и руд цветных металлов.

Минеральный состав. В составе этих контактовых пород участвуют пироксены (диопсид), амфиболы (зеленая роговая обманка, актинолит), гранаты (гроссуляр, андрадит), везувиан, цоизит, эпидот, хлорит, рудные (магнетит, гематит, пирротин, халькопирит, сфалерит, леллингит) и другие минералы (см. Контактные породы и табл. 38).

Структура. Зернистая с разным размером зерен (от тонко- до крупнозернистой).

Практическое значение. Скарновые месторождения разрабатываются как железорудные (магнетитовые) месторождения и месторождения цветных металлов (меди, цинка).

СЛАНЦЫ ЗЕЛЕНЫЕ

Кристаллические сланцы

Эта группа кристаллических сланцев встречается вместе с гнейсами, слюдяными сланцами и филлитами.

Минеральный состав. В их составе участвуют прежде всего минералы, имеющие зеленую окраску, такие, как хлорит, эпидот, роговая обманка (актинолит), гранат (гроссуляр), хлоритоид, которые образуют весьма разнообразные «смеси» с серицитом, цоизитом, тальком, альбитом, битовнитом, кальцитом, доломитом, магнетитом. Кроме того, присутствуют рудные минералы — магнетит, гематит, сидерит, пирит, пирротин и др. Типичные разновидности зеленых сланцев: празинит, эпидотовая порода (эпидозит), тальковый сланец, хлоритовый сла-

ТАБЛИЦА 38

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ СКАРНОВ РУДНЫХ ГОР, %

Порода	Гранаты: аидрадит гроссуляр	Пироксены: диопсид с алит)	Амфиболы	Цоизит	Эпидот	Биотит, хлорит	Кальцит, о ломит	Магнетит, гематит	Сульфидные рудные минералы	Физические свойства	
										плотность, г/см ³	магнетизм пород, СГС
Мрамор						4	96			2,70	15
Пироксен-гранатовый скарн	78	22								(3,30)	110
Амфибол-пироксеновый скарн		73	26					1		2,94	80
Гранат-пироксеновый скарн	10	66	8					10	6	3,20	100
Гранат-амфиболовый скарн	7		50			3		14	26	3,55	4 000
Хлорит-амфиболовый скарн			37	1		16		46		3,17	40 000
Магнетит-пироксеновый скарн		73	2					25		3,29	85 000
Гранат-магнетит-пироксеновый скарн	16	60					4	20		(4,30)	38 000
Магнетит-пироксеновый скарн		90	3	2				5		4,56	90 000
Амфибол-магнетитовый скарн			8		12		13	67		4,80	>100 000

ТАБЛИЦА 39

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ
ЗЕЛЕННЫХ СЛАНЦЕВ, %

Оксиды	Празниг	Эпидотовая порода	Тальковый сланец	Хлоритовый сланец	Магнетит-хлоритовый сланец	Эпидот-хлоритовый сланец	Горшечный камень	Тальк-магнезитовая порода
SiO ₂	47	38	53	27	28	50	52	28
Al ₂ O ₃	20	25	4	31	21	16,5	2	0,5
Fe ₂ O ₃	4	10	6	20	3	4	4	4
FeO	4	—	1	1,5	15	7	—	5,7
MgO	8	—	30	11	19	6	29	33
CaO	11	23	1,5	1,7	2,5	7	3	0,7
N ₂ O	2	—	1,5	2,8	0,2	3	—	—
K ₂ O	1,5	—			0,1	1	—	—
H ₂ O	2	2,6	2,5	3,8	10	4	3	27
CO ₂	±	—	—	—	—	—	9	

нец, магнетит-хлоритовый сланец, эпидот-хлоритовый сланец, горшечный камень, тальково-магнезитовая порода. Они относятся к метаморфическим породам (табл. VI.3).

Структура, текстура. Обычно мягкие, иногда шероховатые и жирные на ощупь, сланцевато-листовато-чешуйчатые породы.

Происхождение. Измененные основные изверженные породы (габбро, диабазы, спилиты, диабазовые туфы и т. п.), богатые кальцием и магнием осадочные породы (доломиты, известково-доломитовый мергель и т. п.). Зеленые сланцы возникают в верхнем структурном этаже горных сооружений. Интенсивные процессы складчатости, протекающие в условиях небольшого общего давления и при участии воды (которая может присутствовать в массах пород в молекулярно-связанном состоянии, а также подниматься по трещинам в ходе процесса горообразования), приводят к возникновению перечисленных выше породообразующих силикатов, обычно содержащих воду или гидроксил (ОН). Химически—

это бедные кремнекислотой, отчасти богатые алюминием (и тогда бедные магнием) либо бедные алюминием (но богатые магнием) сланцевые породы (табл. 39). Проще всего устанавливается происхождение празинитов. Их химический состав позволяет распознать исходные породы, близкие к кератофирам и диабазам.

Районы распространения. Во всем мире в осевых частях денудированных гор: Саксонские Гранулитовые горы, Саксонско-Чешские Рудные горы (ГДР, ЧССР), горы Фихтель, Баварский Лес, Шпессарт, Оденвальд (ФРГ), Судеты (ЧССР), широко распространены в молодых альпийских горных цепях Австрии, Италии, Франции и других районах.

Практическое значение. Тальковые сланцы и горшечные камни используются прежде всего как минеральное сырье, празиниты — как материал для дорожного строительства.

СЛАНЦЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ

Метаморфические породы

Большая группа преобразованных пород, сформировавшихся в результате регионального метаморфизма (см. стр. 69) при горообразовательных и разнообразных тектонических процессах в пределах земной коры, предпочтительно в континентальных массивах (табл. VII.1).

К важнейшим представителям относятся: гнейсы, слюдяные гнейсо-сланцы, слюдяные сланцы, филлиты, гранулиты, серпентиниты, эклогиты, гранатовые породы, амфиболиты, зеленые сланцы, мраморы и другие разновидности пород (табл. 40 и 41).

Происхождение. Преобразование пород в кристаллические сланцы происходит в пределах различных тектонических этажей. Кристаллические сланцы более низких степеней метаморфизма включают зеленые сланцы, серпентиниты и филлиты, более высоких степеней метаморфизма — гнейсы, гнейсо-сланцы и слюдяные сланцы. При метаморфизме самой высокой степени образуются гранатовые, силлиманитовые, кордиеритовые сланцы и инъекционные гнейсы (анатекситы, метатекситы), гранулиты, гранатовые амфиболиты, гранатовые породы, эклогиты и породы близкого состава.

ТАБЛИЦА 40

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ, %

Окислы	Гнейсы			Гранулиты		Метабазиты				Сланцы			
	гранодиоритовый	диоритовый	парагнейс	«вейшштейн»	пироксеновый	амфиболит	эклогит	бронзитовый серпентинит	гранатовый (пирроповый) серпентинит	филлит	мусковитовый	гранатово-слоистой	кварцитовый
SiO ₂	66	68	62	75	49	49,5	46,5	41	44	58	75	59	90
TiO ₂	0,7	0,5	1,7		2,5	1,5	0,3	—	—	—	—	0,3	0,2
Al ₂ O ₃	15	15,5	20	13	12	14,2	14,5	0,8	2,2	23	13	26	6,6
Fe ₂ O ₃	2,2	1,5		2	3	3,0	4,5	4	10	7	1,4	1,8	1,6
FeO	3,5	2,5	4,6	0,8	9,6	7,2	6,0	2,8	2	0,6	2	3,7	0,5
MgO	2	1	1,8	0,3	10	7,6	12,0	42	31,6	2,3	0,4	2,3	0,0
CaO	2	4,5	0,4	0,8	10,3	12,9	11,5	Сл.	5	0,2	0,6	1,5	0,1
Na ₂ O	3,1	4,2	0,8	3,77	3	2,9	2,5	—	—	0,7	0,7	1,3	0,1
K ₂ O	4	1,4	2,5	4,84	0,2	0,2	1,5	—	—	3,5	4,5	2,3	0,5
H ₂ O	1		1,8	0,5				11	5	4	2	0,8	1,0
P ₂ O ₅	0,1			—				—	—			0,5	0,0

ТАБЛИЦА 41

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ, %

Порода	Полевые шпаты			Слюды		Mg-Fe-Ca-силикаты							Физические свойства		
	Кварц	кальцевый полевой шпат	плагиоклаз	мусковит	биотит	пироксены	амфибол	хлорит	минералы группы серпентинита	эпидот, цоманит	гранат	оливин	Второстепенные минералы	плотность, г/см ³	прочность на сжатие, кг/см ²
Гранодиоритовый гнейс	29	8	38	10	14								1	2,68	1600—1800
Сиенитовый гнейс	3	69	9		17								2	2,70	
Диоритовый гнейс	30	2	52		10		5						1	2,72	
Парагнейс	33	7	40	10	9								1	2,73	
Гранулит	40	55			±			±					+		
Пироксеновый гранулит			40			50					5		4		1600—2800
Амфиболит			39			12	44						5	3,00	
Габбро-амфиболит			40—70		0—5	0—40	10—50	0—10					2		
Эклогит						48,5				50,5			1	3,45	
Бронзитовый серпентинит						(10)		+	(80)			±	(10)	2,60	
Гранатовый серпентинит						22			(66)	(10)	±	(2)	2,80		600—700
Филлит	30		11	38				18					3	2,76	
Слюдяной сланец	(50)		(4)	(23)	(10)								(3)	2,77	
Гранатово-слюдяной сланец	46		9	24	16					3			2	2,79	
Слюдяной гнейсо-сланец	30		47	18	3								2	2,71	
Кварцитовый сланец	84			5						8			3	2,72	
Зеленый сланец			18	10				24	Дистен	43			5	3,05	

В качестве примера, иллюстрирующего значение кристаллических сланцев в строении горных систем, особенно их осевых частей, могут служить Саксонско-Чешские Рудные горы. Карта Рудных гор (рис. 29) показывает, в каких процентных соотношениях участвуют в их составе важнейшие представители кристаллических сланцев (по Кл. Шмидту):

нижние серые гнейсы	около 620 км ²	примерно 15,0 % ;
верхние серые гнейсы	» 770 »	» 18,6 % ;
красные гнейсы	» 830 »	» 20,0 % ;
гнейсо-сланцы	» 620 »	» 15,0 % ;
слюдяные сланцы	» 380 »	» 9,2 % ;
филлиты	» 650 »	» 15,7 % ;
граниты и порфиры	» 270 »	» 6,5 % .

СЛАНЦЫ СЛЮДЯНЫЕ

Кристаллические сланцы

Минеральный состав. Главные составные части — кварц, слюдястые минералы: мусковит, парагонит и отчасти биотит. Кроме этих главных компонентов, присутствует еще ряд второстепенных, таких, как гранат, дистен, ставролит, хлоритоид, калиевый полевой шпат, альбит и акцессорные минералы (графит, пирит, пирротин, магнетит, гематит, ильменит, рутил, изумруд, кордиерит, турмалин, топаз, касситерит и др.). По составу различают сланцы: мусковитовые, мусковит-биотитовые, парагонитовые, гранато-слюдяные, дистено-слюдяные, дистено-гранато-слюдяные, ставролито-слюдяные, хлоритоидо-слюдяные, графито-слюдяные сланцы. Слюдяные сланцы, содержащие полевой шпат, называются слюдяными гнейсо-сланцами.

Структура, текстура. Слюдяные сланцы представляют собой крупночешуйчатые до тонкочешуйчатых (лепидобластовые или листоватые) породы (табл. XVIII.5, 6), в которых могут присутствовать второстепенные минералы — отчасти в распознаваемых (гранобластовых) выделениях, но чаще микроскопических размеров. Слюдяные

сланцы — это обычно светлые породы со слюдяным блеском или, при высоком содержании биогита, соответственно с темным, отчасти зеленоватым, отливом.

Происхождение. Исходными породами являются глинистые осадки, которые были на больших территориях превращены в слюдяные сланцы при горообразовательных процессах в среднем тектоническом ярусе (региональный метаморфизм). Примеси соединений железа и натрия при высоком содержании окиси алюминия благоприятствуют образованию граната, дистена, хлоритоида и альбита.

Слюдяные сланцы вследствие присутствия в них слюды представляют собой способные к скольжению, легко сминающиеся породы. Они образуют покровы слюдяных сланцев, многократно обволакивающие гнейсовые ядра горных массивов. Их геологическое значение очевидно из обзора распространения кристаллических сланцев (рис. 29). Слюдяные сланцы являются химически устойчивыми породами (в отличие от содержащих полевые шпаты гнейсов); они участвуют в образовании самых высоких поднятий в древних денудированных горных массивах и в молодых альпийских складчатых горах (ср. также Филлиты).

Районы распространения. Известная область развития слюдяных сланцев — Саксонско-Чешские Рудные горы, включая Фихтельберг и Кайльберг; чехол слюдяных сланцев Саксонских Гранулитовых гор с их наиболее высоким поднятием — «Лангенбергской высотой» у Карл-Маркс-Штадта, Тюрингенский Лес, окрестности Рулы. Большие покровы слюдяных сланцев залегают в Альпах и других горных массивах земного шара

Практическое значение. Благодаря легкости их разработки и плитчатой отдельности слюдяные сланцы находят применение как дорожно-строительный материал, строительный материал (для фундаментов) и т. д. Магнетитовые и гематитовые слюдяные сланцы (итабириты) имеют большое значение как железные руды.

СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ

Породы выпаривания

Хемотропные осадочные породы, образовавшиеся при испарении воды из водных растворов (морских бассейнов и соляных озер). Их называют породами выпарива-

Хлориды:

каменная соль (галит)	NaCl (хлорид натрия)
сильвин	KCl (хлорид калия)
бишофит	$\text{MgCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (хлорид магния)
тахидрит	$\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ (водный хлорид кальция и магния)
карналлит	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (водный хлорид калия и магния)
каинит	$\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (водный хлорид-сульфат)

Сульфаты:

ангидрит	CaSO_4 (сульфат кальция)
гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (водный сульфат кальция)
кизерит	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (водный сульфат магния)
лангбейнит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$ (сульфат калия и магния)
полигалит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (водный сульфат калия, магния и кальция)

ния (эвапоритами). Соляные породы состоят существенно из солеобразующих минералов (табл. 42). Последние, встречающиеся обычно совместно либо вместе с другими минералами, формируют соляные породы разнообразного состава.

Важнейшими соляными породами являются:

Каменная соль (галитит) — среднезернистые до крупнозернистых, светло-серые до белых породы, более или менее загрязненные глинистыми компонентами, гипсом, ангидритом и другими солеобразующими минералами.

Сильвиновые породы — средне- или крупнозернистые белые, желтоватые, серые или красноватые массы, состоящие преимущественно из сильвина в смеси с другими солеобразующими минералами. Минеральный состав этих пород приведен в табл. 43. Среди сильвиновых пород различают, в частности, кизеритовую твердую соль (сильвин, кизерит и каменная соль), ангидритовую твердую соль (сильвин, ангидрит и каменная соль) и собственно сильвинит (сильвин и каменная соль).

Карналлитовые породы — среднезернистые до крупнозернистых белые, серые, желтоватые, красноватые

ТАБЛИЦА 43

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВАЖНЕЙШИХ СОЛЯНЫХ ПОРОД, %

Породы	Хлориды			Сульфаты			Плотность, г/см ³
	каменная соль (галит)	сильвин	карналлит	кизерит	полигалит	ангидрит	
Галитовые породы	96	—	—	—	2	2	(2,4)
(каменная соль)	95	—	—	—	1	4	
Сильвинитовые по- роды	4	95	—	—	—	1	(2,0)
Сильвиновые поро- ды (твердая соль)	9	90	—	—	—	2	
Карналлитовые породы	74	16	—	10	1	1,5	(2,4)
	26	23	1	48	2	—	
	2	—	98	—	—	—	
	14	—	84	—	—	2	(1,8)
	0,5	—	99	—	—	0,5	(1,6)
	12	1,5	80	1	—	2,5	(1,7)

массы, состоящие из карналлита с большей или меньшей примесью других солеобразующих минералов (табл. 42, 43); например: карналлит, кизерит и каменная соль; карналлит, ангидрит и каменная соль; карналлит и каменная соль.

Происхождение. Соляные породы образуются как рыхлые химические осадки в весьма различной обстановке: в условиях сухого климата в прибрежной и лагунной зонах моря, в искусственных соляных градириях, в почвах («засолоненных почвах») степных и пустынных областей. Предпосылкой для массового образования солей на Земле являлось отделение от океанов частей моря (например, цехштейновое море), подвергавшихся выпариванию в жарком сухом климате. Минералы солей кристаллизовались при постоянно меняющихся условиях концентрации. Из растворов таких соляных озер (морей) сначала выпадали в осадок труднорастворимые сульфаты кальция (ангидрит, гипс) и легкорастворимая каменная соль. При дальнейшем развитии процесса выпаривания в условиях значительного повышения концентрации оставшихся в воде калия и магния из маточного рассола кристаллизовались соли этих элементов с образованием сильвинитовых и карналлитовых пород.

После полного высыхания соляных бассейнов массы солей прекрываются рыхлыми глинистыми и песчаными

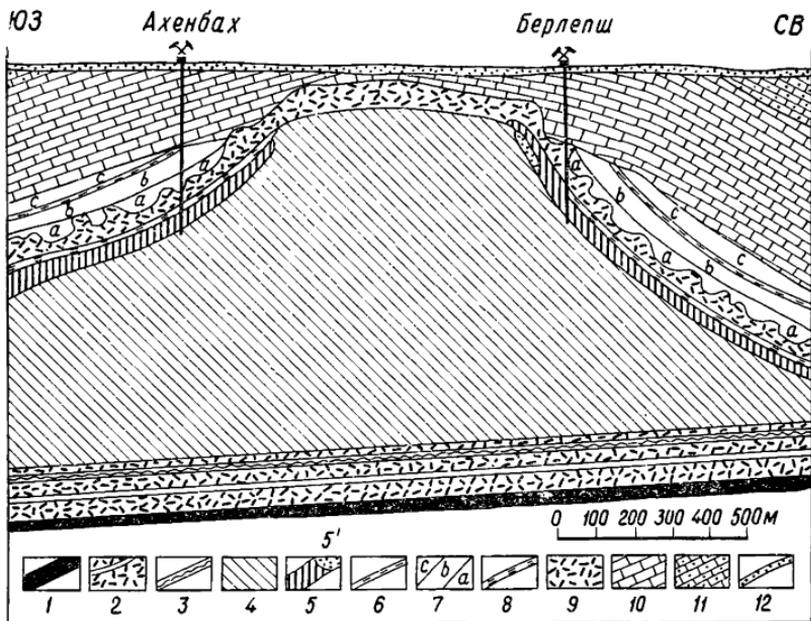


Рис. 37. Поперечный разрез через Стассфуртский соляной шток (по Э. Фульда).

1 — известняки и медистые сланцы цехштейна; 2 — ангидрит с пропластками каменной соли; 3 — битуминозные сланцы; 4 — древняя каменная соль; 5 — древние залежи калийных солей (карналлита); 5' — каинит; 6 — серая засоленная глина; 7 — более молодая каменная соль (а — нижний, б — средний, с — верхний отдел); 8 — красная засоленная глина; 9 — гипсовая шляпа; 10 — нижний пестрый песчаник; 11 — средний пестрый песчаник; 12 — дилувий (четвертичные отложения).

породами. При постоянно возрастающем давлении вышележащих слоев пород соли рыхлого сложения становятся прочными соляными породами.

В ходе процессов эволюции на протяжении геологической истории Земли соляные массы претерпевали различные минеральные изменения и явления переотложения.

Вследствие образования разломов в вышележащих слоях пород, находящихся под давлением, соляные массы начинали течь. Если геологические процессы приводили к возникновению достаточных свободных объемов в толщах пород, то массы солей образовывали в условиях подпора так называемые соляные горы (соляные купола, диапиры, рис. 37). При процессах складкообразования,

протекающих в обстановке повышенных давлений и температур, соляные породы подвергались перекристаллизации. Особенно значительные химические и минералогические изменения претерпели калийные соли. Эти весьма сложные процессы называют также метаморфизмом солей.

Районы распространения. Крупнейшие скопления минеральных солей находятся в северном полушарии Земли. Они образовались преимущественно в палеозое и мезозое. ГДР и ФРГ владеют весьма крупными известными месторождениями, в том числе бассейны Магдебург-Хальберштадтский, Южного Гарца, Унструт — Заале, Тюрингенский (ГДР), Хесса, Ганноверский и район Северо-Германской низменности (ФРГ). Крупные соляные месторождения расположены также на Южном и Северо-Западном Урале (СССР), в Эльзасе (Франция), в Румынии, Польше, США и Канаде.

ТОНАЛИТ

Глубинная порода группы диорита названа по месту находки в Тонале, Адамелло (Северо-Итальянские Альпы)

Минеральный состав. Тоналит является кварцевым диоритом, богатым роговой обманкой и кварцем (табл. 16).

Структура, текстура, внешний облик. Зернистый, иногда шлирового сложения; обычно темноокрашенный.

Происхождение. В результате дифференциации гранитных магматических расплавов.

Районы распространения. Включения, пластовые залежи в виде жил и шлиров в гранитных комплексах; например, район Тонале в массиве Адамелло (Северо-Итальянские Альпы).

ТРАХИТЫ

Излившиеся породы (вулканиты). См. также Порфиры и Кератофиры

греч. «трахис» — шершавый (большая часть трахитов из-за их пористости кажутся шероховатыми на ощупь)

ТАБЛИЦА 44

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ПОРОД ВЕЗУВИЯ, %

Порода	Калиевый полевой шпат	Олигоклаз	Андезин	Лабрадор	Битовнит	Лейцит	Нефелин, содалит	Авгит	Роговая обманка	Оливин	Рудный минерал апатит	Плотность, г/см ³
Г Сиенит	71	9							16		1	2,70
И Трахит	79	10						9			2	2,63
Г Лейцитовый сиенит	19		27			10		33		7	4	—
И Лейцитовый трахит	25		38			9		18		3	4	2,61
Г Сиенит, богатый лейцитом						38		54		4	4	—
И Лейцитовый тефрит	4			34		27	6	20		7	2	3,01
И Лейцитит					35	29	2			5	3	2,86
И Везувит					18	40	2	34		3	3	—

Г — глубинные породы
И — излившиеся породы

Трахиты охватывают довольно большую группу молодых вулканических пород. Это излившиеся аналоги сиенитовых магматических расплавов. В этих калишпат-плагиоклазовых породах варьирует прежде всего содержание плагиоклаза, роговой обманки, авгита, биотита, иногда также слявина.

Минеральный состав. См. табл. 44.

Разновидности: слюдяной, роговообманковый, пироксеновый, авгит-оливиновый трахит и др.

Структура, текстура, внешний облик. Трахиты представляют собой светло-серые до темно-серых, обычно пористые породы. В плотной, отчасти стекловатой основной массе располагаются многочисленные вкрапленники санидина, придающие большинству трахитов порфировую структуру (табл. VIII.5). Многие трахиты обладают резко выраженными текстурами течения.

Происхождение. Возникают в стадию финального магматизма при формировании крупных складчатых горных систем. По тектоническим трещинам, достигающим магматических камер, к поверхности Земли устремляются ставшие уже вязкими сиенитовые магматические расплавы. При этом обширные (покровные) лавовые излияния, присущие, например, базальтовым обычно жидким лавам, менее характерны, чем лавовые заторы и образования типа лавовых куполов.

Районы распространения. Токайские горы (Венгрия), Чешские Средние горы (ЧССР), Малый Кавказ (СССР), Родопы (Болгария), Драхенфельз, Лаахерское озеро, Эйфель (ФРГ), Овернь, г. Пюи-де-Дом (Франция), горы Альбано, Флегрейские поля, о. Искья, отчасти Сомма—Везувий (Италия), Луссамбо, район озера Киву (Восточная Африка) и другие проявления, распространенные во всем мире.

Практическое значение. Трахиты благодаря их пористости особенно пригодны в качестве строительного камня. В областях развития трахитов из них часто построены целые города и селения.

ТРОКТОЛИТ

Глубинная порода группы габбро (синоним—форелленштейн)

Разновидность габбро, богатая оливином и относительно бедная пироксеном.

Минеральный состав. См. табл. 8.

Структура, внешний облик. В троктолитах среднезернистой структуры с основной массой, состоящей из полевого шпата, присутствует рассеянная вкрапленность зерен оливина в виде темных точек, что придает породе внешнее сходство с кожей форе́ли. Отсюда и произошло название этой редкой разновидности габбро — «форелленштейн».

Происхождение. Троктолиты занимают промежуточное положение, являясь переходными породами в ряду оливиновое габбро — троктолит — оливиновый норит.

Районы распространения. В областях развития габбро: Силезия (Польша), Албания, Болгария, Югославия, Турция; Корнуэлл (Великобритания), близ Гарцбурга в массиве Броккен (ФРГ) и другие районы. (Другие сведения см. «Габбро группа».)

ТУФЫ, ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ, ИЗВЕСТКОВЫЕ ТУФЫ, КРЕМНИСТЫЕ ТУФЫ

1. Вулканические туфы, охватываемые термином «пирокластические отложения» (греч. «пир» — огонь, «кластейн» — ломать, разбивать), сопровождают вулканические извержения. Выбросы, располагающиеся вблизи кратера (шлаки, бомбы), образуют крупнообломочные до мелкообломочных туфовые породы, а удаленные от кратера отложения (пеплы) — тонкообломочные до пылевидных туфы (табл. VIII.6). Образование вулканических туфов связано с газообильными извержениями взрывного типа, при которых магма, накопившаяся в жерле вулкана в виде мелких частиц, выбрасывается в атмосферу. Большинство вулканических туфов состоит в основном из стекловатых частиц, наряду с которыми встречаются и кристаллические выделения. Различают пепловые, шлаковые, бомбовые и кристаллические туфы. По своему химическому и минеральному составу вулканические туфы называются, в частности, диабазовыми, кератофировыми, порфиоровыми, базальтовыми, андезитовыми, трахитовыми и риолитовыми (липаритовыми) туфами.

2. Туффиты — это материал вулканических выбросов (пеплы, шлаки, бомбы) в смеси с глинистыми, песчаными или известковыми (карбонатными) осадками. ◀

ТАБЛИЦА 45

ПЛОТНОСТЬ И ПРОЧНОСТЬ НА СЖАТИЕ НЕКОТОРЫХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ

Порода	Плотность, г/см ³	Прочность на сжатие, кг/см ²
Диабазовые туфы (шальштейны)	2,75	
Порфиновые туфы	2,0	350
Базальтовые туфы	2,0—2,3	100—320
Фонолитовые туфы	1,5	150—360
Трахитовые туфы	1,4—2,2	300—720

3. Шальштейны, в частности кератофиновые и диабазовые шальштейны, представляют собой слабо рассланцованные туфовые массы, иногда с глинистыми или известковыми примесями (в этом случае — туффитовые шальштейны).

4. Туфы как химические осадки — обычно рыхлые, пористые отложения карбоната кальция (например, известковый туф) в закарстованных известняках или геля кремнекислоты в виде кремнистой накипи у выходов термальных источников и гейзеров.

Некоторые физические свойства туфов приведены в табл. 45.

Районы распространения. Во всех вулканических областях Земли. Порфиновые туфы — около Рохлица и Цейсигвальда близ Карл-Маркс-Штадта, диабазовые туфы — близ Плауена, туфы диабазов и кератофиров — близ Бланкенбурга, Эльбингероде (Гарц) (ГДР); базальтовые туфы — на Этне, туфы андезитов и трахитов — на о. Искья в Неаполитанском заливе (Италия), риолитовые туфы — на Малом Кавказе, в окрестностях Еревана (СССР).

Практическое значение. Стройматериал.

УГОЛЬ, УГОЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

органические осадочные породы

Угли представляют собой горючие породы преимущественно растительного происхождения. К углям относятся торф, бурые угли, каменные угли и антрацит (см. также Битумы).

ТАБЛИЦА 46

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРУППЫ УГЛЕЙ (РЯД УГЛЕФИКАЦИИ
ПО К. А. ЮРАСКИ)

Степень углефикации	С	Н	О	N
Древесина	50	6	43	1
Торф	58	5,5	34,5	2
Бурый уголь	70	5	24	0,8
Каменный уголь	82	5	12	0,8
Антрацит	94	3	3	Сл.
Графит	100	—	—	—

Структура, текстура. Компоненты, участвующие в строении угольных пород, называются мацералами. Торф и многие бурые угли — землистые, мягкие (землистые бурые угли). Разновидности твердых углей: каменный уголь, антрацит, некоторые (так называемые плотные) бурые угли (табл. 46).

Весьма сложны микроструктуры угольных пород, разносторонне характеризующие угли в петрографическом отношении.

Происхождение. Большая часть углей и их разновидностей образовались из растений мшисто-болотистых лесов в условиях влажного теплого климата — тропического или субтропического. Но и в умеренном климате, как мы видим в настоящее время, в качестве самых молодых углеобразований возникают торфяные породы.

Угли начали образовываться на суше примерно 300 миллионов лет назад. В истории Земли выделяются эпохи углеобразования, которое началось прежде всего с карбона (лат. «карбо» — уголь, «угольное время»). В течение мезозоя и кайнозоя (третичного времени) на Земле происходило дальнейшее мощное угленакопление (бурые и каменные угли). Образование углей, их уплотнение и метаморфизм (углефикация) охватывают промежуток времени, измеряемый миллионами лет, на протяжении которых растения без доступа воздуха превращаются в основном в углерод и углеводороды. Сначала возникает торф (биогеохимическая углефикация), а в результате его перекрытия песчаными и глинистыми породами — бурый уголь. Под действием сильного

тектонического давления и повышения температуры (метаморфизма углей) из бурых углей образуются каменные угли и антрацит (греч. «антракс» — жаркий уголь), при весьма высоком давлении с подъемом температуры в качестве конечного продукта возникает графит. Угли различаются по содержанию в них углерода.

Классификация углей. Бурые угли подразделяют на богатые водой (до 60% H_2O) и бедные водой разности. Последние по химизму могут походить на каменные угли. Бурые и каменные угли можно различать по черте на шероховатой фарфоровой пластинке: бурый уголь дает коричневую, а каменный уголь — черную черту.

По структурным признакам (растительное происхождение), химическим и физическим свойствам бурые угли подразделяются на землистые бурые угли, ксилиты, лигниты (лат. «лигнус» — древесина) и комковатый (хрящеватый) уголь. К плотным бурым углям относятся смолистые угли. Бурые угли, наиболее пригодные для швелевания (полукоксования), называются углями для полукоксования; угли с высоким содержанием солей — солеными углями. Следующую группу углей составляют битуминозные угли, образованные в основном из белковых и жировых веществ. Это богхеды (англ. bog — болото) или кеннельские угли и другие представители группы углей.

Каменный уголь нормального строения состоит из чередующихся тонких полос со стекляннным блеском и матовых. Блестящие полосы (мацералы) называются блестящим углем (витреном); слои с матовым блеском — матовым углем (дюреном); волокнистые составляющие, похожие на древесный уголь, — фюзеном. По содержанию газа каменные угли подразделяются на различные виды (табл. 47).

Районы распространения. Торф распространен по всему миру в современных болотистых областях. Бурый уголь (землистый) встречается в округах: Лейпциг, Галле, Магдебург, Котбус (ГДР), близ Кельна (ФРГ). Плотный бурый уголь: Московский бассейн и другие районы (СССР), близ Моста (ЧССР), Венгрия, Югославия, США. Каменный уголь: Цвиккау, Фрейталь, Лебюш (ГДР), Рурская область (ФРГ), Силезия (Польша), Бельгия, Франция, гигантские месторождения на Печо-

Уголь	Летучие компоненты, %	Теплотворная способность, ккал/град
Длиннопламенный уголь	35—40	8000
Газопламенный уголь	35—40	8000
Жирный (коксовый) уголь	20—33	8400
Газовый уголь	33—35	
Кузнечный уголь	15—20	
Тощий уголь (полуантрацит)	5—12	8700
Антрацит	5—10	8700

ре, Донце, в Средней Азии, Сибири (СССР), Китай, США, Австралия.

Практическое значение. Угли принадлежат к важнейшим видам горно-промышленной продукции на Земле и применяются в качестве топлива, для получения кокса и как сырье для химической промышленности.

УРТИТ

Глубинная порода группы сиенита

названа по проявлению в Парга, Лугар-Урт (Кольский п-ов)

Исключительно богатая нефелином порода (до 95% нефелина)

Минеральный состав. См. табл. 37.

Структура, внешний облик. Среднезернистая порода с темными вкраплениями эгирина

Происхождение. Сложные процессы дифференциации преимущественно основных (диоритовых, габброидных) магматических расплавов при недостаточном содержании кремнезема (SiO_2) приводят к возникновению группировок из Na_2O и Al_2O_3 с выделением нефелина.

Решающую роль в этом процессе играют прежде всего летучие компоненты — фтор и хлор как минерализаторы; они разделяют уртитовый расплав на частные расплавы, из которых кристаллизуются ийолиты, хибиниты и апатит-нефелиновые породы.

Районы распространения. Кольский п-ов (СССР), область Фен в Телемаркене близ Осло (Норвегия), Лей-

денбург (Трансвааль, ЮАР), Конгресс-Блафф, Восточное Онтарิโอ (Канада).

Практическое значение. С уртитамы связано образование апатитовых месторождений, в том числе одного из крупнейших в мире, расположенного в Хибинах (Кольский п-ов, СССР).

ФАРФОР

Фарфор — собирательное понятие, включающее ряд технических пород, относящихся к керамике, весьма мелкозернистых и просвечивающих в тонких осколках.

Минеральный состав. Муллит, кварц, кристобалит, стекло.

Структура. Гиалокристаллическая. Кристаллики муллита погружены в массу стекла и даже под микроскопом лишь с трудом различимы (величина их 0,001—0,01 мм). В основной массе содержатся в незначительном количестве кварцевые зерна с признаками растворения и кристаллы кристобалита. Фарфор — очень плотный; его пористость менее 1%.

Химическая характеристика. SiO_2 (64—70%), Al_2O_3 (20—26%), K_2O (4—6%).

Способ получения. Исходные материалы — глина, кварц и полевой шпат — тонко размалываются, после добавления воды отливаются в желаемую форму, обрабатываются на гончарном круге или прессуются. Заготовки высушиваются и обжигаются сначала при температурах 800—900 °С, при повторном обжиге — после глазуровки — при 1400 °С. При этом из глинистой составляющей исходного вещества образуются кристаллики муллита, а из полевого шпата — расплав стекла, растворяющий кварц и способствующий его переходу в кристобалит.

Практическое значение. Три сырьевых компонента обуславливают ряд свойств фарфора, делающих возможными его разнообразные применения. Глинистое вещество сообщает фарфору жаропрочность, кварцевая составляющая — механическую прочность, а получающаяся из полевого шпата стекловатая масса — превосходные электроизоляционные свойства. Общеизвестно применение фарфора для предметов бытового обихода, огнестойких и кислотоупорных сосудов, санитарно-технических изделий, электроизоляторов.

ФИЛЛИТЫ, ГЛИНИСТО-СЛЮДИСТЫЕ СЛАНЦЫ

Кристаллические сланцы

греч. «филлон» — лист (листоватая текстура)

Минеральный состав. Метаморфизованные глинистые породы с тонколистоватой слюдой (преимущественно мусковитом) и мелкозернистым кварцем. В качестве второстепенных минералов в филлитах встречаются: парагонит, хлорит, хлоритоид, оттрелит, амфибол, гранат, ставролит, турмалин, альбит, рутил, магнезит, доломит и другие минералы. По минеральному составу различают разновидности: серицитовый филлит (серицитовый сланец), альбитовый филлит, хлоритовые филлиты, хлоритоидные филлиты (хлоритоидные, оттрелитовые сланцы), известковые филлиты, магнетитовые филлиты. Филлиты относятся к группе «кристаллических сланцев» и образуют переходные породы между слюдяными и глинистыми сланцами.

Структура, текстура, внешний облик. Это сланцевые породы мелкочешуйчатого строения, которые не очень сильно отличаются от более тонкозернистых, не столь богатых минералами глинистых сланцев, но заметно — от слюдяных сланцев, имеющих главным образом крупночешуйчатую структуру и выделяющихся своим слюдяным блеском. Филлиты, наоборот, характеризуются более шелковистым мерцающим («серицитовым») блеском; обычно это светло-серые, иногда также темные, преимущественно тонкорасщепляющиеся сланцы.

Происхождение. Исходными породами являются глинистые осадки, которые занимают большие пространства и превращаются в филлиты при горообразовательных процессах в верхнем тектоническом этаже (региональный метаморфизм).

Районы распространения. В краевых зонах многих горных областей: Саксонские Рудные горы, Фогтланд, Саксонские Гранулитовые горы, юго-восточная окраина Гарца (ГДР), горы Фихтель, Баварский Лес, Таунус (ФРГ), Вогезы (Франция), в Альпах и альпийских горных системах; распространены во всем мире.

Практическое значение. Сланцы используются для строительства. Иногда богатые серицитом «грифельные» филлиты перерабатывают на сланцевую муку.

ФОЙЯИТ

Глубинная порода группы сиенита

Минеральный состав. Нефелиновый сиенит с преобладанием щелочного полевого шпата (табл. 37).

Структура, внешний облик. Это серые среднезернистые до крупнозернистые породы.

Происхождение. Из сильно гибридизированных расплавов, бедных кремнекислотой, дифференцированных различными путями; комплексы пород имеют шлировое неоднородное сложение.

Районы распространения. Моншики, провинция Аларви (Португалия), р-н Жданова, Приазовье (СССР), Бороланское озеро, Сатерленд, Северная Шотландия (Великобритания), Восточное Онтарио (Канада), Трансильванские Альпы (Румыния) и другие районы мира.

Практическое значение. Фойяиты применимы как цокольный камень и для изготовления памятников, а также, подобно большинству сиенитов, как дорожно-строительный материал. С нефелиновыми сиенитами может быть связано образование редкоземельных и других месторождений.

ФОНОЛИТЫ

Излившиеся породы (вулканиты)

греч. «фоне» — звук, звон; «литос» — камень; «звонкий камень» (свободно подвешенный, издает при ударе чистый звон).

Фонолиты являются производными нефелин-сиенитовых магматических расплавов (см. Сиениты).

Минеральный состав. Фонолиты состоят из санидина (калинатрового полевого шпата), нефелина в качестве фельдшпатоида и минералов группы пироксена (диоксида, авгита, эгирин-авгита) (табл. VIII.1). Известны многочисленные разновидности, которые различаются по минеральному составу: амфиболовый фонолит (апацит), нефелинитоидный фонолит (богатый нефелином), трахитоидный фонолит (бедный нефелином и содалитом), лейцитовый фонолит (с лейцитом и нефелином), нозеановый фонолит (с нозеаном и нефелином).

Структура, текстура, внешний облик. Фонолиты — плотные, весьма тонкозернистого строения, обычно светлые породы, часто с вкрапленниками полевых шпатов в основной массе, иногда с плитчатой отдельностью, нередко с текстурой течения. Плотность — $2,57 \text{ г/см}^3$, прочность на сжатие — 3400 кг/см^2 .

Происхождение. Фонолиты представляют собой излившиеся эквиваленты нефелин-сиенитовых магм, дифференцированных различными путями. О происхождении и эволюции таких магматических расплавов все наиболее существенное уже сказано при описании сиенитов и сиенитовых пород (см. «Сиенита группа»).

Фонолитовые лавы, подобно трахитовым, являются вязкотекучими. Часто те и другие встречаются совместно и образуют преимущественно лакколитовые лавовые купола в рыхлых осадках (глинах) или в мощных скоплениях вулканических пеплов. Большею частью фонолиты появляются в виде вулканических конусов с крутообрывающимися склонами.

Районы распространения. Горы Циттау, Обервизенталь и его окрестности в Западных и Чешских Рудных горах (ГДР, ЧССР); заметно распространены в вулканической области между Эльбскими песчаниковыми горами, Теплицем, Мостом и Комотовом (ЧССР), Хоэнтвиль близ Хегау (ФРГ), о. Искья (Италия); о. Девилс-Тауэр, Вайоминг, Криппл-Крик, Колорадо, Муэрот-Кемп, Западный Техас (США) и во многих других районах мира.

Практическое значение. Дорожно-строительный камень (пакеляж и гравий).

ФОРСТЕРИТОВЫЙ КАМЕНЬ¹

Форстеритовые камни представляют собой огнеупорный материал, относящийся к группе грубой керамики.

Минеральный состав. Преимущественно форстерит (магнезиальный оливин), немного периклаза, в малых количествах — монтichelлит, магнезиоферрит и шпиль.

¹ В отечественной литературе по огнеупорам более употребительно название форстеритовый кирпич. — *Прим. перев.*

Структура, текстура. Керамическая структура с относительно однородной величиной зерен. В неупотреблявшемся камне кристаллы форстерита имеют размеры 0,02—0,04 мм. За время использования они вырастают до 1,2 мм. Пористость мала.

Химическая характеристика. SiO_2 (30—34%), Al_2O_3 (6—8%), Fe_2O_3 (6—8%), CaO (1%), MgO (55—60%).

Способ получения. Оливиновую породу, серпентин или тальк размалывают, добавляют немного магнезиального пека и обжигают при температурах около 1400 °С. Из образовавшегося пека после размола и классификации прессуются кирпичи, которые упрочняются путем обжига со спеканием при 1700 °С. В процессе обжига в широких масштабах происходит образование минералов посредством реакции в твердом состоянии и начинается рост новообразованных кристаллов форстерита.

Практическое значение. Форстеритовый камень применяют для футеровки вращающихся трубчатых печей, металлургических газоотопительных камер и сводов плавильных печей в цветной металлургии.

ХИБИНИТЫ

Глубинные породы группы сиенита

названы по Хибинской тундре в северной части Кольского п-ова.

Эти богатые нефелином ортоклазовые (щелочно-полевошпатовые) сиениты встречаются совместно с близкими по составу глубинными породами типа ийолитов и уртитов (см. также Фойяит).

Минеральный состав. См. табл. 37.

Структура, текстура, внешний облик. Хибиниты представляют собой серые, беспорядочно-зернистые породы, иногда шлирового сложения, с мелкозернистыми до крупнозернистыми выделениями минералов.

Происхождение. Сложные процессы дифференциации ийолит-уртитовой магмы и особенно активное участие летучих компонентов — фтора и хлора — приводят к расщеплению магмы (см. также «Сиенита группа»). В связи с этими породами обособленно образовались нефелин-апатитовые породы, имеющие большое хозяйственное значение.

Районы распространения. Хибины, Кольский п-ов (СССР).

Практическое значение. Из пользующихся мировой известностью кольских апатит-нефелиновых руд получают соединения фосфора, алюминий, натрий и редкие земли.

ЦЕМЕНТНЫЙ КЛИНКЕР

Минеральный состав. Главные компоненты: алит (трехкальциевый силикат с примесями), белит (двухкальциевый силикат с примесями), трехкальциевый алюминат и браунмиллерит (четырекальциевый алюминат-феррит); в подчиненном количестве встречаются периклаз, кварц и в редких случаях сульфиды.

Структура, текстура, внешний облик. Цементный клинкер образует приближенно шарообразные гранулы диаметром 1—4 см серой до светло-коричневой окраски. Кристаллическое строение распознается только под микроскопом. Отдельные кристаллы слагающих структуру компонентов измеряются первыми сотыми долями миллиметра. В зависимости от условий охлаждения структура либо полнокристаллическая, либо состоит из кристаллов алита и белита в стекловатой основной массе.

Химическая характеристика. Химический состав важнейших цементов колеблется лишь в узких границах: CaO (64—68%), SiO₂ (21—24%), Al₂O₃ (4—7%), Fe₂O₃ (2—4%). Второстепенные компоненты: MgO, SO₃, Na₂O, K₂O.

Способ получения. Цементный клинкер обжигается из порошкообразной смеси известняка, глины и окиси железа во вращающихся трубчатых печах либо в шахтных печах при температурах до 450 °С. При самых высоких достигаемых температурах плавится только часть сырой массы, причем из компонентов сырья образуются минералы клинкера (спекание). Охлаждению должно быть уделено особое внимание, так как при медленно понижающейся температуре минералы клинкера могут изменяться и распадаться.

Применение. Гранулы цементного клинкера с добавкой некоторого количества гипса размалываются в тонкий пылеватый порошок и в этом виде поступают для переработки в качестве цемента. Постоянно увеличи-

вающееся применение бетона в строительстве обуславливает рост производства цемента. Мировая продукция цементной промышленности составляет в настоящее время около 500 млн. т. в год.

ЧАРНОКИТЫ

Глубинные породы, редкий тип гранитов

Минеральный состав. Это обычно темные, богатые кварцем пироксеновые граниты. Они состоят из пироксена, преобладающего калиевого полевого шпата (плагиоклаза мало) и кварца (табл. 13).

Оригинальная порода, принятая в качестве эталона для определения чарнокитов, встречена на горе Св. Томаса, Мадрас (Индия); позже на р. Буг в области Азово-Подольского массива (Украина) стали известны чарнокиты, богатые плагиоклазом.

Структура, текстура. Это обычно равномерно-среднезернистые до крупнозернистых, беспорядочнозернистые до сланцеватых породы.

Происхождение. Чарнокиты принадлежат к семейству аплитовых или щелочных гранитов. Их кристаллизация происходит при экстремальных физико-химических условиях. Низкая активность летучих компонентов (H_2O) при высоких температурах приводит к выделению гиперстена $(Fe, Mg)O \cdot SiO_2$.

Районы распространения. Чарнокиты распространены на древних щитах, в том числе в Канаде, Индии, Финляндии, в Азово-Подольском массиве (Украина).

Практическое значение. Дорожно-строительный материал.

ШАМОТНЫЙ КАМЕНЬ¹

Шамотный камень — это огнеупорный материал, принадлежащий к группе грубой керамики.

Минеральный состав. Муллит и стекло.

Структура, текстура. Керамическая структура с крупным, средним и тонким зерном; часто высокая пори-

¹ В отечественной литературе этот вид огнеупорных материалов чаще называют шамотным кирпичом. — *Прим. перев.*

стость. Зерна состоят из чрезвычайно тонкозернистого войлока муллитовых иголочек (мельче 0,001 мм) в стекловатой основной массе.

Химическая характеристика. SiO_2 (50—65%), Al_2O_3 (32—45%), Fe_2O_3 (1—2%), $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (1—2%).

Способ получения. Глину обжигают при температурах свыше 1000 °С, в результате чего глинистые минералы распадаются и образуют частные расплавы, из которых кристаллизуется муллит. Образовавшиеся глыбы шамота измельчают, смесь зерен сортируется и после придания соответствующей формы с добавкой сырой глины обжигается в шамотный камень (кирпич).

Применение. Шамот является самым старым из известных и одновременно самым дешевым огнеупорным материалом. Он находит разнообразное применение в коксовых печах, газогенераторах, при литье стали, в домнах, вращающихся трубчатых печах и стекольных печах.

Из шамотного камня благодаря постоянному улучшению его огнеупорных и механических свойств возник целый ряд высокоценных жаропрочных материалов для современных высокопроизводительных установок (корундо-шамотный камень, муллитовый камень, отлитые в расплавленном состоянии корундовые и корундо-цирконовые камни и др.).

ШЛАКИ

средневерхненемецкое «шлагген» — бить, сбивать

Шлаки представляют собой твердые отходы металлургии и сжигаемого топлива, возникающие вследствие полного либо частичного расплавления сырья в высокотемпературных печах (табл. 48). Они состоят из кристаллических или стекловатых компонентов, количественное соотношение между которыми зависит от химического состава и условий охлаждения.

Внешний облик шлака характеризуется застывшими формами течения и часто высокой пористостью. Большинство шлаков окрашено в темные цвета металлическими, сульфидными или угольными компонентами.

Поскольку минеральный состав шлаков весьма разнообразен, важнейшие из них описаны особо. По промышленным способам получения различают металлургичес-

ТАБЛИЦА 48

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ШЛАКОВ, %

Окислы	Доменные шлаки	Мартенов- ские шлаки	Томасовс- кие шлаки	Буроуголь- ные шлаки	Нефтяные шлаки
SiO ₂	25—38	10—25	4—10	40—50	2—5
Al ₂ O ₃	6—18	до 3	1—3	8—10	до 2
Fe ₂ O ₃	—	1—10	5—6	15—25	2—12
FeO	до 3	6—21	7—10		
MnO	0—10	6—15	4—6		
CaO	35—50	48—52	45—50	15—20	2—8
MgO	2—13	2—6	1—4	3—6	1—3
Na ₂ O + K ₂ O	0—1	0—1	0—1	1—2	6—10
NiO					3—8
V ₂ O ₅					25—50
P ₂ O ₅	0—1	0—3	15—20		

кие и топливные шлаки, по видам сырья или основным продуктам соответствующих отраслей промышленности — угольные шлаки, нефтяные шлаки, шлаки от выплавки железа, стали, меди, свинца, никеля и т. д. Шлаки получают в больших количествах и избавление от них требует значительных расходов. Поэтому пытаются найти шлакам полезное применение.

Хотя уже испытаны многочисленные пути дальнейшей переработки шлаков, для больших количеств последних пока найдены лишь малые или не найдено никаких возможностей применения. Необходимость отыскать способ использования шлаков создает основу для дальнейшей работы петрографов в этой области.

ШЛАК ДОМЕННЫЙ

Минеральный состав. Мелилиты как главные компоненты, мервинит, двухкальциевый силикат, стекло.

Структура, текстура, внешний облик. В зависимости от условий охлаждения шлаки доменных печей имеют кристаллическую либо стекловатую структуру. Кристаллические шлаки доменных печей состоят преимуще-

ственно из таблитчатых или лейстовидных кристаллов мелилита либо двухкальциевого силиката. Эти кристаллы заключены в темной обычно стекловатой основной массе, придающей шлаку его темную окраску. При хорошо управляемой кристаллизации во время охлаждения возникают только микроскопически мелкие поры, в то время как при неконтролируемом застывании шлак приобретает крупнопористый облик.

Химическая характеристика. Шлаки железоплавильных доменных печей являются основными, богатыми кальцием веществами, содержащими 25—38% SiO_2 и 35—50% CaO . Кроме того, присутствуют Al_2O_3 (6—18%), MgO (2—3%) и в малых количествах сера, FeO и MnO (табл. 48).

Условия образования. Шлаки образуются в доменных печах в виде гомогенного расплава из жильных минералов — кварца, хлорита и т. д., из железных руд, добавленного известняка и коксового пепла. Полное расплавление в ходе доменного процесса обуславливает хорошую гомогенизацию компонентов. После выпуска из домны шлаковые расплавы либо подвергаются быстрому охлаждению в воде и застывают в виде стекла, либо медленно охлаждаются с образованием кристаллического кусковатого шлака. Доменная печь с суточной производительностью 1000 т чугуна выдает ежедневно 600—700 т шлака.

Практическое значение. Стекловатый гранулированный доменный шлак в качестве цементной добавки перемалывается с портландцементом и дает железистый портландцемент, или доменный цемент. Кристаллический кусковатый шлак применяется как гравийный материал при сооружении автомобильных и железных дорог. Шлак, медленно застывший в формах, дает всем известный камень для мощения улиц. Из некоторой части шлака выдувается шлаковата — прекрасный изолирующий материал. Ныне доменный шлак как весьма ценный побочный продукт производства чугуна весь без остатка находит применение.

ШЛАКИ БУРОУГОЛЬНЫЕ

Минеральный состав. Пироксен (35—60%), магнетит (1—5%), стекло (30—50%), кварц (10—18%), в подчиненном количестве оливин и псевдоволластонит.

Структура, текстура. Равномерно-мелкозернистая до микрозернистой; вследствие присутствия лейстовидных выделений пироксена — микроинтерсертальная структура. Характерны высокая пористость и весьма неоднородная текстура из-за шпирообразного распределения пироксена, стекла и магнетита с включениями зерен кварца и кусочков обожженной глины.

Химическая характеристика. По химизму соответствуют основным породам: 40—50% SiO_2 , 8—10% Al_2O_3 , 15—25% Fe_2O_3 , 15—20% CaO и 3—6% MgO (табл. 48).

Условия образования. Медленное расплавление (типа спекания) угольных пеплов, образующихся в колосниковых топках электростанций, в газогенераторах при газификации, и относительно медленное охлаждение отчасти в восстановительных, отчасти в окислительных условиях приводят к образованию высокопористых темных кусков шлака, иногда весьма прочных, которые вместе с несспекшимся пеплом представляют собой остатки после газификации и сжигания угля.

Практическое значение. Буроугольные шлаки вследствие их образования в больших количествах являются обременительным побочным продуктом переработки углей, который из-за своего неоднородного сложения пока используется только в дорожном строительстве.

ШЛАК МАРТЕНОВСКИЙ

Минеральный состав. Трехкальциевый и двухкальциевый силикат, вюстит, периклаз, манганозит, браунмиллерит.

Структура, текстура, внешний облик. Сименс-мартековский шлак представляет собой породу, которая макроскопически выглядит плотной — структура этих шлаков различима только под микроскопом. Быстрое застывание обуславливает кажущуюся эвтектическую структуру, в которой тесно связаны между собой зубчатым сцеплением весьма мелкие (порядка сотых долей миллиметра) кристаллы известковых силикатов, окислов железа, марганца, магния и кальцийалюминиевого феррита. В этой основной массе располагаются несколько более крупные округлые кристаллы двухкальциевого силиката и иглы трехкальциевого силиката. Пористость относительно малая, окраска бурая до черно-бурой.

Химическая характеристика. Мартеновские шлаки имеют весьма основной (богатый известью) состав, в котором наряду с CaO (48—52%) и SiO_2 (10—25%) существенную роль играют окислы железа, MnO , MgO , Al_2O_3 (табл. 48).

Условия образования. Металлургическая функция шлаков в мартеновском процессе состоит в удалении кислотных окислов SO_3 и P_2O_5 из чугуна и металлолома. Поэтому во время процесса плавки стараются путем постоянного добавления извести (CaO) сделать шлак как можно более основным. Непрерывное добавление извести и обусловленное этим образование твердых силикатов кальция в расплаве — характерные черты процесса образования мартеновского шлака. После выпуска из печи шлак довольно быстро охлаждается в больших чанах и поэтому кристаллизуется очень тонкозернистым.

Практическое значение. Хотя главные минералы мартеновского шлака те же, что и в портландцементе, высокие содержания окислов марганца, железа и магния препятствуют, вследствие опасности коррозии и разрушения, применению шлака как вяжущего материала. Пока эти шлаки лишь в порядке исключения используются как известковые удобрения для структурирования почв. Дальнейшими исследованиями будут, очевидно, найдены новые подходящие области применения мартеновского шлака.

ШЛАК МЕДНЫЙ (ШЛАК МЕДНОЙ ПЛАВКИ)

шлак от выплавки черновой меди Мансфельдского металлургического завода

Минеральный состав. Почти исключительно пироксен и стекловатая фаза, в подчиненном количестве капельки сульфидов и лишь в исключительных случаях другие минералы, такие, как шпинель или алюмосиликаты кальция.

Структура, текстура. В зависимости от условий охлаждения появляются различные структурно-текстурные типы шлаков. Быстро охлажденный медный шлак имеет стекловатый облик, часто с ясно различимыми шлировыми образованиями. При медленном охлаждении (производство мостового камня) возникает относительно

крупнозернистая структура, образованная кристаллами пироксена игольчатой, отчасти грубоскелетной формы, также заключенными в стекловатой фазе. При особом режиме каменного литья формируется фарфоровидная структура с чрезвычайно малым размером кристаллов (менее тысячной доли миллиметра).

Химическая характеристика. Главными компонентами являются SiO_2 , Al_2O_3 и CaO ; кроме того, важную роль играют окислы железа и MgO . Многочисленные элементы содержатся в медном шлаке в виде следов.

Условия образования. Медный сланец, добываемый в качестве руды, полностью расплавляют в смеси с коксом, известью и другими добавками в шахтных печах. В так называемом шлакоотделителе жидкий шлак отделяется от медной и железной составляющей. В зависимости от условий охлаждения жидкий шлак застывает в стекловатом либо кристаллическом виде.

Практическое значение. Медный шлак находит разностороннее применение в качестве строительного и мостового камня. Из жидких шлаков можно выдувать стекловату, которая служит материалом для изготовления формованных изделий (например, труб), отличающихся высокой герметичностью.

Кусковой медный шлак используется в качестве гравийного материала; в настоящее время он применяется в большом объеме как материал для цементных добавок.

ШЛАК НЕФТЯНОЙ

шлак от сжигания нефтей

Минеральный состав. Преимущественно тенардит (сульфат натрия) и ванадил-ванадат натрия, никелево-железистый оливин, никелево-железистая шпинель, в подчиненном количестве различные другие сульфаты, ванадаты и немного силикатов.

Структура, текстура, внешний облик. Нефтяные шлаки представляют собой темные, обычно черные отложения на стенках и в трубах больших котлов, отапливаемых нефтью. Они имеют весьма высокую твердость и кристаллическое строение. Обычно они характеризуются слоистой текстурой, причем игольчатые и столбчатые

кристаллы сульфата и ванадата натрия расположены параллельно друг другу.

Химическая характеристика. Нефть содержит лишь весьма малые количества неорганического вещества (0,01—0,5%), в котором главную роль наряду с серой играют окислы натрия и ванадия. Спорадически присутствуют значительные количества окислов железа и никеля (табл. 48).

Условия образования. Неорганические компоненты в нефти содержатся преимущественно в связи с органическими. В процессе сжигания нефти они подвергаются окислению и накапливаются в котлах. Шлаки от сжигания нефти осаждаются на стенках и в трубах больших котлов, отапливаемых нефтью, причем в таких отложениях возникает слоистость. При продолжительной непрерывной эксплуатации нефтяных топок эти шлаки могут вызвать серьезные производственные помехи.

Практическое значение. Иногда нефтяные шлаки используются как добавки в производстве легированной стали (благодаря содержанию ванадия).

ШЛАК ТОМАСОВСКИЙ (ТОМАСШЛАК)

Минеральный состав. Хильгенстокит, четырехкальциевый фосфат, силикокарнотит (фосфатосиликат кальция), шпинель, ферриты.

Структура. Тонкозернистая, большей частью с правильными кристаллами фосфата кальция и шпинели в также кристаллической силикокарнотитовой основной массе. Макроскопически отдельные минералы неразличимы. Пористость томасшлака незначительна.

Химическая характеристика. Томасшлак представляет собой известково-железисто-фосфатный шлак с лишь небольшими содержаниями SiO_2 (4—10%). Содержания MnO и MgO составляют от 3 до 6% (табл. 48).

Условия образования. Чугун, содержащий 2—3% фосфора, с добавкой извести заливается в жидком состоянии в томасовский конвертер, футерованный доломитом. Добавка извести обуславливает образование весьма основного шлака, способного к поглощению фосфорной кислоты. При последующем продувании воздуха сжигаются углерод, марганец, кремний и весь фосфор чугуна.

Получающаяся окись фосфора соединяется с известью с образованием жидкого томасшлака, который сливается и медленно застывает.

Практическое значение. Томасшлак размалывается в порошок и под названием томасовской муки представляет собой весьма ценное удобрение.

ШЛАКИ УГОЛЬНЫЕ

Среди угольных шлаков различают два главных типа:

1. Шлаки спекания, образующиеся при частичном плавлении угольного пепла в колосниковых топках и газогенераторах. Они имеют весьма неоднородное строение, т. е. состоят частично из весьма плотных, частично из менее плотных пористых обломков различной величины и формы. Детальное исследование показывает, что в строении этих шлаков участвуют многочисленные минеральные новообразования — от лишь слегка измененных включений песка и суглинка в сыром угле, включая остатки самого угля, до минералов, кристаллизовавшихся из расплава, таких, как пироксен и магнетит. Из этого ясно, что свойства этих угольных шлаков могут быть охарактеризованы лишь весьма приближенно. Соответственно их дальнейшее применение ограничивается заполнением ям и углублений в грунте, а также использованием в качестве облегченного покрытия дорог и улиц.

2. В современных топливных установках часто работают с «жидким» отводом пепла, т. е. пепел полностью расплавляется при очень высоких температурах. Расплавленный шлак подходящего состава оставляют застывать в формах и таким способом получают шлаковый мостовой камень, который очень хорошо зарекомендовал себя в дорожном строительстве. Однако большая часть этих шлаков еще должным образом не используется.

ШОНКИНИТ

Глубинная порода группы сиенита

названа по горам Хайвуд (Шонкин), Монтана (США)

Минеральный состав. Шонкинит представляет собой редко встречающийся богатый авгитом нефелинсодержащий ортоклазовый сиенит (табл. 36).

Происхождение. Шонкиниты являются породами экстремального состава, кристаллизовавшимися из сильно гибридизированных магматических расплавов, прошедших сложную дифференциацию. Известные разновидности: нефелиновый шонкинит, лейцитовый шонкинит, слюдяной (биотитовый) шонкинит.

Районы распространения. Горы Хайвуд, Монтана (США), Онтарио (Канада), Михельсберг, Оденвальд (ФРГ), озеро Фаррис близ Ларвика, район Осло (Норвегия), Рудные горы близ Обервизенталя (ГДР) и др.

Практическое значение. Не имеет.

ЭВКРИТ

Глубинная порода группы габбро
редкий тип габбро («битовнитовое габбро»)

Минеральный состав. См. табл. 8.

Районы распространения. Радмансе (Швеция), о. Сейланн (Норвегия), о. Рам, Шотландия (Великобритания) и другие районы; найден также в каменном метеорите. (Дополнительные сведения см. «Габбро группа».)

ЭКЛОГИТЫ

Кристаллические сланцы (метабазиты)

греч. «электос» — избранный: особенно красивая порода

Эклогиты состоят в основном из граната и пироксена. Это зернистые зеленоватые породы, обычно с характерными включениями крупнокристаллического красного граната.

Структура, текстура. Среднезернистые до крупнозернистых массивные породы, иногда с признаками сланцеватости (табл. VI.4).

Происхождение. Эклогиты считаются типичными представителями пород наиболее высокой степени метаморфизма. Исходными породами являются габбровые или близкие к ним по составу породы, например крупнозернистые диабазы, лампрофиры. Помимо эклогитов, выделяют родственные им породы, называемые в частности гранатовыми породами, эклогитовыми амфиболитами или роговообманковыми эклогитами. Минераль-

ный состав этих разновидностей изменчив (табл. 3). Наряду с гранатом и омфацитом в большем или меньшем количестве выделялись роговая обманка и другие минеральные компоненты (рутил, шпинель, рудные минералы). Эклогиты и родственные им породы обычно залегают в гнейсовых комплексах как линзовидные образования различной протяженности. В тектоническом отношении их формирование протекало в условиях регионального метаморфизма (см. Кристаллические сланцы).

Районы распространения. В Саксонских Гранулитовых горах близ Вальдгейма, Бёригена и Грейфендорфа, Обервизенталь, Шмальцгрубе, Ленгефельд (ГДР), в Саксонско-Чешских Рудных горах (ГДР, ЧССР), горы Фихтель, Шварцвальд (ФРГ), Норвегия; долина Калаверас, Калифорния (США) и другие проявления.

ЭНСТАТИТ

Глубинная порода группы пироксенитов.

Минеральный состав. Энстатитит состоит почти исключительно из минерала энстатита (табл. 29).

Структура, текстура, внешний облик. Крупнозернистые породы, темно-серые до черных, с характерным серым мерцающим блеском.

Районы распространения. В виде жил среди перидотитов, совместно с другими видами пироксенитов: Албания, Югославия, Урал (СССР), Трансвааль (ЮАР) и другие районы.

ЭССЕКСИТЫ

Глубинные породы группы сиенита

названы по первоначальному месту находки — некку Салем, округ Эссекс, Массачусетс (США).

Эссекситы образуют группу пород с весьма изменчивым минеральным составом. Кроме обильных выделений пироксенов, в их составе принимают участие роговая обманка, иногда основной плагиоклаз, калиевый полевой шпат и в переменных количествах — фельдшпатоиды, такие, как нефелин, лейцит (содалит, гаюин). Это развет-

вленная группа пород, переходных к производным родоначальных магм от диоритового до габбрового состава, а в некоторых случаях и к производным сильно гибридизированных сложно дифференцированных кислых (гранитных—сиенитовых) магматических расплавов. Группе эссекситов принадлежит также ронгстокит из Розтоки (ЧССР).

Минеральный состав. См. табл. 37.

Структура, внешний облик. Эссекситы представляют собой серые до темно-серых зернистые, иногда крупнозернистые породы.

Происхождение. Эссекситы иногда образуют значительных размеров лакколитовые массивы, сложенные несколькими разновидностями этих пород, наиболее типичными признаками которых является присутствие выделений нефелина, подчас также лейцита.

Районы распространения. Массачусетс (США), Мон-Дор, Овернь (Франция), Сомма—Везувий (Италия), Ангерманланд (Швеция), Нарсак (Гренландия), Розтоки, Чешские Средние горы (ЧССР).

Практическое значение. Иногда применяются как промышленный камень для цоколей и дорожного строительства. Считается, что некоторые эссекситовые породы, в том числе пользующиеся мировой известностью магнетитовые железорудные месторождения Кируна в Шведской Лапландии, образовались из собственно «рудной магмы», обособившейся в процессе кристаллизации исходного расплава.

ЯШМЫ И ЯШМОВЫЕ ПОРОДЫ

См. Кремнистые породы, кремнистые отложения.

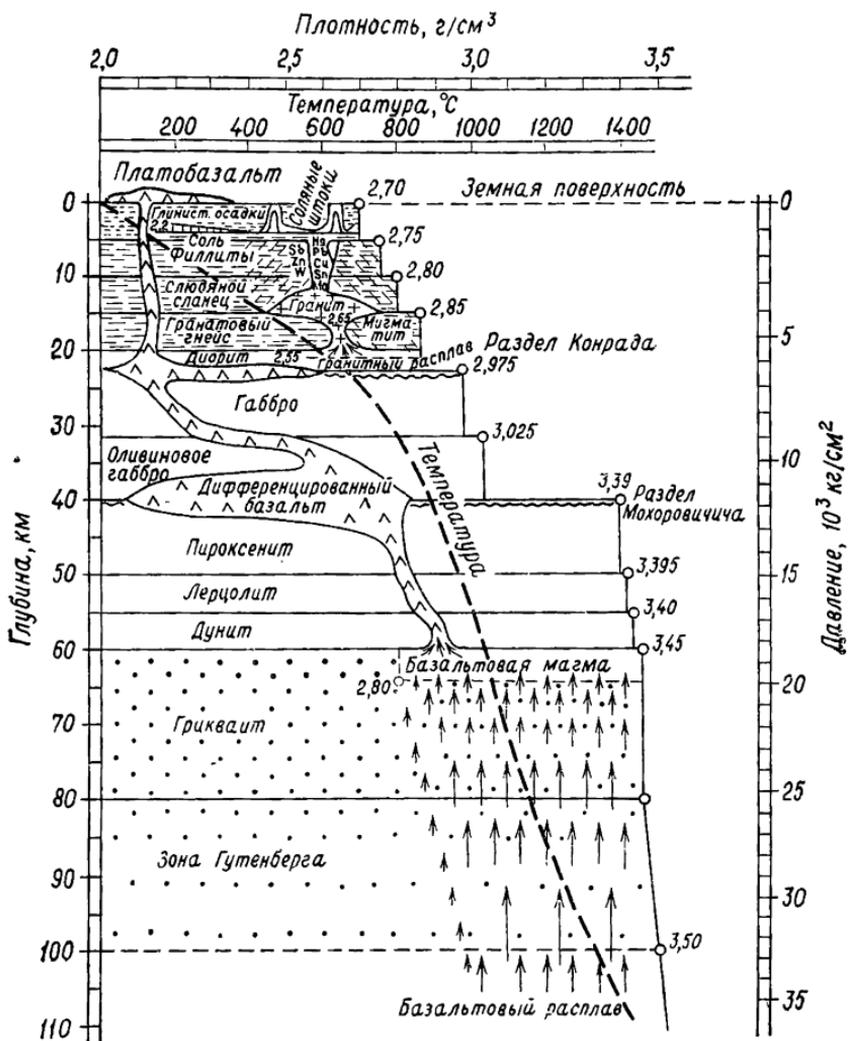


Рис. 38. Зоны земной коры, выделенные в соответствии с процессами образования пород (с петрологической точки зрения) согласно геофизическим данным (по Борхерту и Трёгеру, 1950, с небольшими изменениями).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Barth, Correns und Eskola*, Die Entstehung der Gesteine. Berlin, Heidelberg, New York: Springer Verlag, 1970.
- Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В.*, Петрография технического камня, М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Бетехтин А. Г.*, Минералогия, М., Госгеолтехиздат, 1950.
- Cloos H.*, Einführung in die Geologie. Berlin: Verlag Gebr. Borntraeger, 1936.
- Correns C. W.*, Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie). Heidelberg: Springer Verlag, 1949.
- Gunz H. Kirsch und Mackowsky M. Th.*, Schlackenkunde. Berlin, Göttingen, Heidelberg: Springer Verlag, 1958.
- Haase T.*, Keramik. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1968.
- Harders F. und Kienow S.*, Feuerfestkunde. Berlin, Göttingen, Heidelberg: Springer Verlag, 1960.
- Jubelt R.*, Mineralbestimmungsbuch. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1970.
- Jurasky*, Kohle. Berlin: Springer Verlag, 1940.
- Kayser E. und Brinkmann R.*, Abriß der Geologie. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 1956.
- Kühl H.*, Der Baustoffzement. Berlin, 1967.
- Levitan E. P.*, Analysen von Mondgestein. Wissenschaft und Fortschritt 21, H. 4. S. 151—156 (1971).
- Mathé G.*, Die Metabasite des sächsischen Granulitgebirges. Freib. Forsch. Heft C 251. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1969.
- Möbus*, Einführung in die geologische Geschichte der Oberlausitz. Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, 1960.
- Niggli P.*, Gesteine und Minerallagerstätten, I, II. Basel: Verlag Birkhauser 1943/1952.
- Pfeiffer L.*, Beiträge zur Petrologie des Meißner Massivs. Freib. Forsch.-Heft C 179. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1964.
- Pietzsch K.*, Geologie von Sachsen. Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, 1962.
- Ramdohr P. und Strunz H.*, Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 1967.
- Reinisch R.*, Petrographisches Praktikum I, II. Berlin: Verlag Gebrüder Borntraeger 1914/1920.

- Rittmann*, Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 1960. (См. русский перевод: *Ритман А.*, Вулканы и их деятельность, М., «Мир», 1964.)
- Rosenbusch H.*, Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1923. (См. русский перевод: *Розенбуш Г.*, Описательная петрография, М., Горгеонефтеиздат, 1934.)
- Рухин Л. Б.*, Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л. — М., Гостоптехиздат, 1953.
- Särchinger H.*, Geologie und Gesteinskunde. Berlin: Verlag Volk und Wissen, 1958.
- Scheumann K. H.*, Faziesprobleme der metamorphen Gesteine. N. Jahrbuch für Mineralogie Abhandl. Bd. 96. Stuttgart, 1959.
- Strunz H.*, Mineralogische Tabellen. Leipzig: Akademische Verlagsbuchhandlung Geest und Portig, 1966.
- Tröger E.*, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Stuttgart: Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft (Bonn), 1969.
- Trojer F.*, Die oxydischen Kristallphasen der anorganischen Industrieprodukte. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 1963.
- Watznauer A., Behr H. J., Mathe G.*, Die Granulite Sachsens. Freib. Forsch.-Heft C 268. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1971.
- Entwicklungsgeschichte der Erde. Brockhaus Nachschlagewerk Geologie 1/2. Leipzig: F. A. Brockhaus Verlag, 1970.
- Geophysik und Geologie. Zeitschrift zur Synthese zweier Wissenschaften. Leipzig: G. B. Teubner Verlagsanstalt, 1962, 1963.

СОДЕРЖАНИЕ

От редакции	5
К читателям	8
Предисловие ко второму изданию	11
Предисловие к третьему изданию	13
ВВЕДЕНИЕ	15
ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД	23
Химический состав горных пород	24
Минеральный состав горных пород	26
Структура и текстура горных пород	31
Физические свойства горных пород	45
ОБРАЗОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД	49
Образование магматических пород	50
Образование осадочных пород	60
Образование метаморфических пород	67
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД	74
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ОТ А ДО Я	78
Список литературы	234

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».

ИБ № 423

**Р. Юбельт
П. Шрайтер**

**ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ
ГОРНЫХ
ПОРОД**

**Редактор Э. А. Северов
Художник Е. К. Самойлов
Художественный редактор В. К. Бисенгалиев
Технический редактор Н. Б. Панфилова
Корректор Н. А. Матюхина**

Сдано в набор 16/III 1977 г. Подписано к печати 6/VI 1977 г.
Бумага № 1. 84×108¹/₃₂—5,25 бум. л. 17,64 усл. печ. л., в/ч 0,42
усл. печ. л. цв. вкл., 0,84 усл. печ. л. однокр. вкл.+3,78 усл.
печ. л. вкладок. Уч.-изд. л. 17,10. Изд. № 5/8991. Цена 1 р. 80 к.
Зак. 1605.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.

В 1978 году ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» ВЫПУСКАЕТ КНИГИ ПО ГЕОЛОГИИ

Юбельт Р. **Определитель минералов.** Пер. с нем., «Мир», 1978, 20 л. С ил., 1 р. 42 к.

Вторая книга из серии определителей геологических объектов, выпускаемых в ГДР. Книга содержит краткие сведения по минералогии и кристаллографии, дает представление о внутреннем строении Земли, ее составе. Описание 250 главнейших природных минералов, в том числе рудных, составлено по единой схеме и сопровождается диагностическими таблицами.

Четкий и легко доступный для понимания язык книги делает ее ценной не только для геологов всех специальностей, но также для массового читателя — туристов, школьников старших классов, студентов и всех любителей камня.

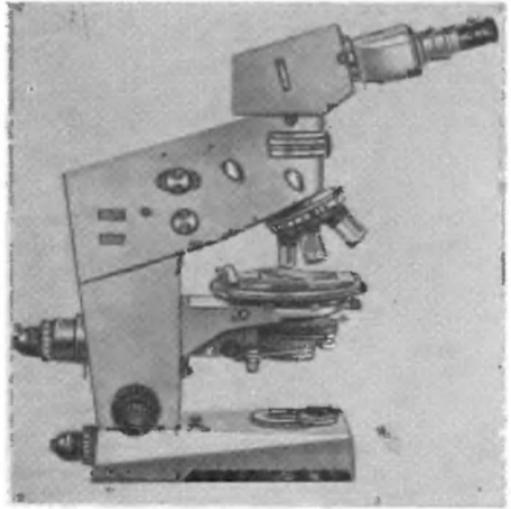
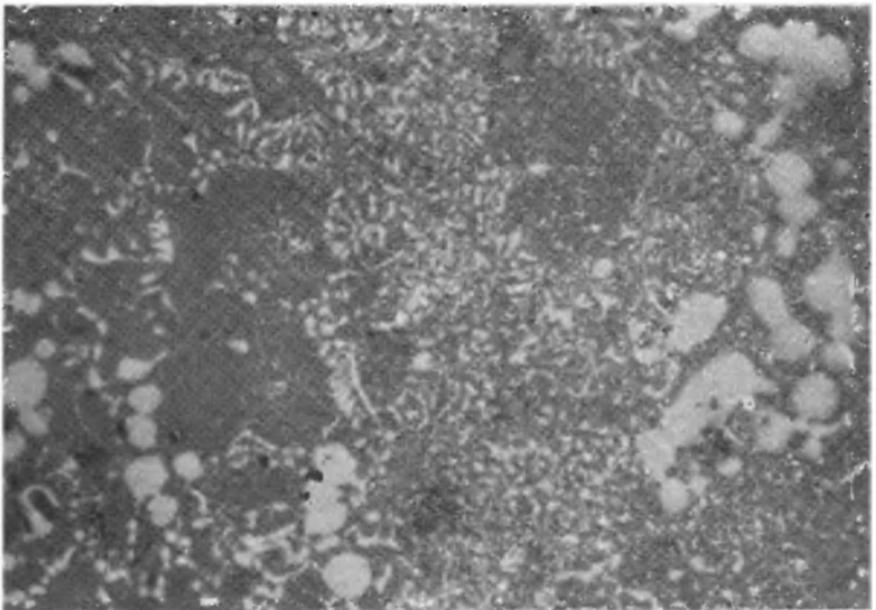


Рис. 1. Поляризационный микроскоп Amplival Pol Народного предприятия Карл Цейсс, Йена.

Рис. 2. Эвтектическая структура.
Аншлиф мартеновского шлака $\times 250$



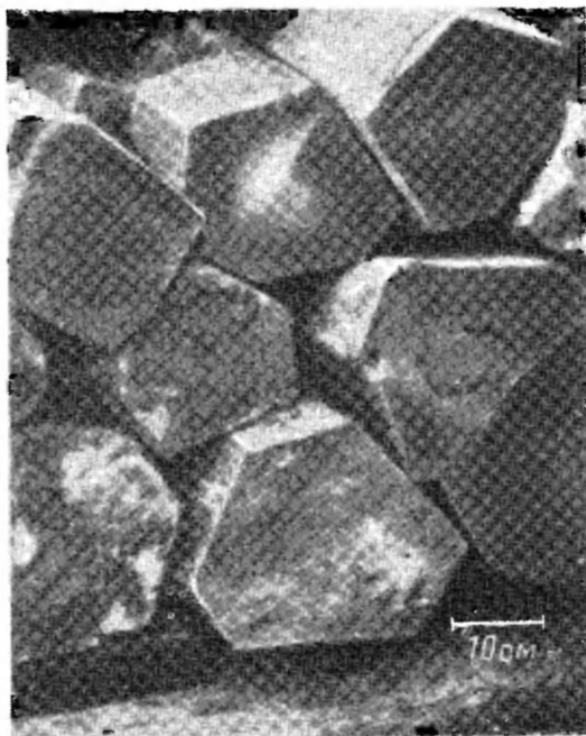


Рис. 1. Базальтозные столбы, извлеченные из каменоломни.



Рис. 2. Оловорудные жилы в граните (месторождение Гойер в Рудных горах).

Параллельные жилы с обеих сторон сопровождаются темными зонами вкрапленных руд с различным количеством кобальта [по Шарпантье, 1778].

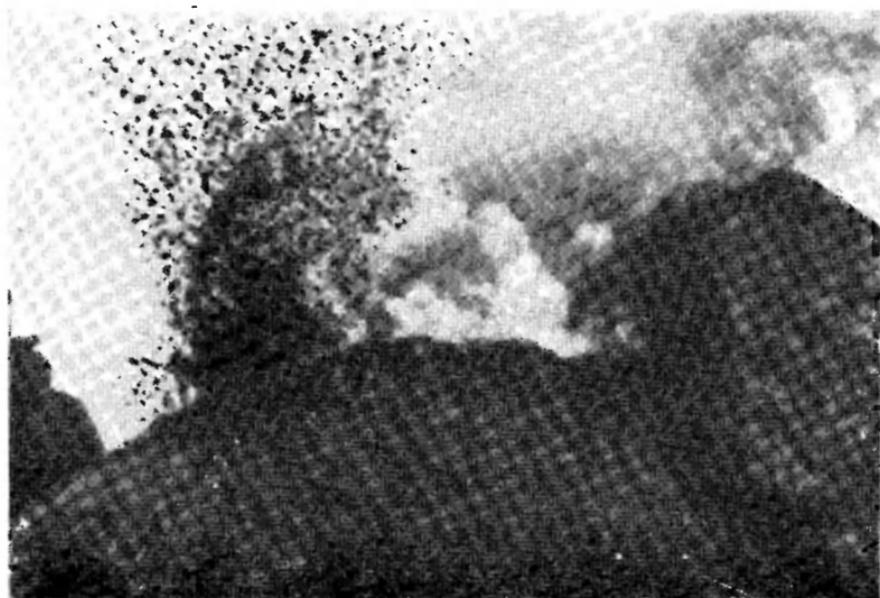


Рис. 1. Выброс жидкой лавы из Везувия.

Рис. 2. Выпадение вулканического пепла близ Везувия (по Перре, 1906).



Список сокращений, использованных в табл. IV—VIII

Am — амфибол	G — основная масса	Ol — оливин
An — авгит	L — стекло	Pl — плагиоклаз
Ap — апатит	Gr — гранат	Px — пироксен
Bt — биотит	K — углерод (графит)	Q — кварц
Ca — кальцит	Le — лейцит	R — рутил
D — доломит	Me — мелилит	Ra — радиолярии
E — рудный минерал	Mg — магнетит	T — глинистые примеси
Ep — эпидот	Mu — мусковит	Zr — циркон
F — полевоый шпат	Ne — нефелин	

Рис. 1. Интерсертальная структура
(зарисовка прозрачного шлифа диабаз).
Увеличение около 50.

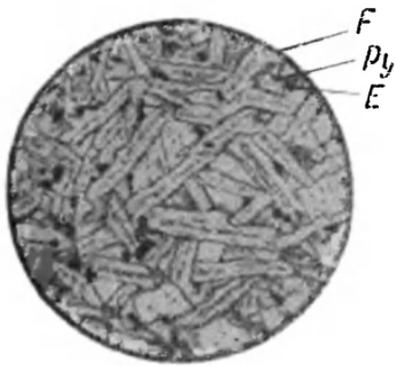
Рис. 2. Амфиболит, Шварцвальд (ФРГ).
Увеличение 20, без анализатора.

Рис. 3. Авгитовый андезит, Вьеска (Венгрия).
Увеличение 20, без анализатора.

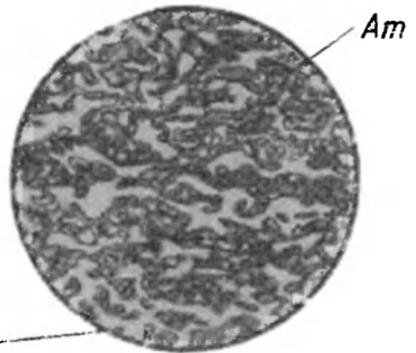
Рис. 4. Гранитный аплит, Мост (ЧССР).
Увеличение 20, без анализатора.

Рис. 5. Базальт, Калифорния (США).
Увеличение 30, без анализатора.

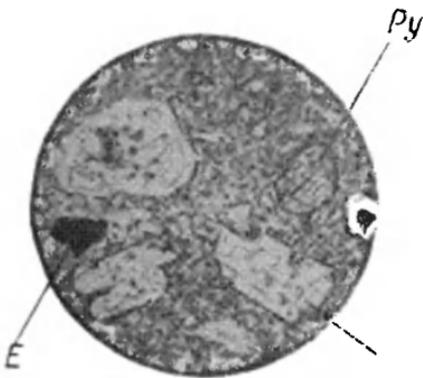
Рис. 6. Гранодиорит, Лаузиц (ГДР).
Увеличение 15, без анализатора.



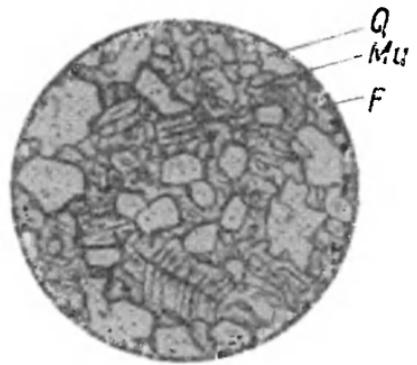
1.



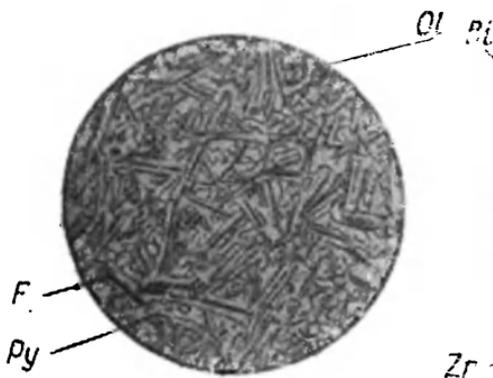
2.



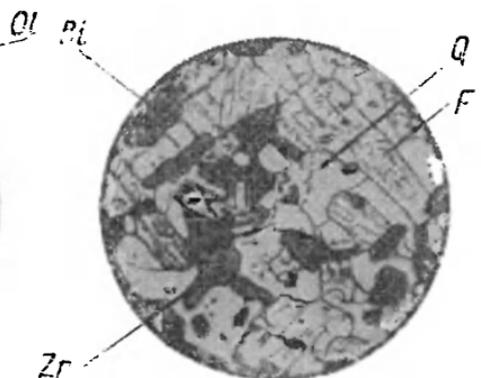
3.



4.



5.



6.

Таблица IV

**Рис. 1. Лейцитовый базальт,
Капо-ди-Бове (Италия).
Увеличение 30, без анализатора.**

**Рис. 2. Нефелиновый базальт, Лаузиц (ГДР).
Увеличение 30, без анализатора.**

**Рис. 3. Кварцевый диорит, Вогезы (Франция).
Увеличение 30, без анализатора.**

**Рис. 4. Эклогит, горы Фихтель (ФРГ).
Увеличение 20, без анализатора.**

**Рис. 5. Оливиновое габбро (Норвегия).
Увеличение 20, без анализатора.**

**Рис. 6. Гранит-порфир, Оденвальд (ФРГ).
Увеличение 30, без анализатора.**

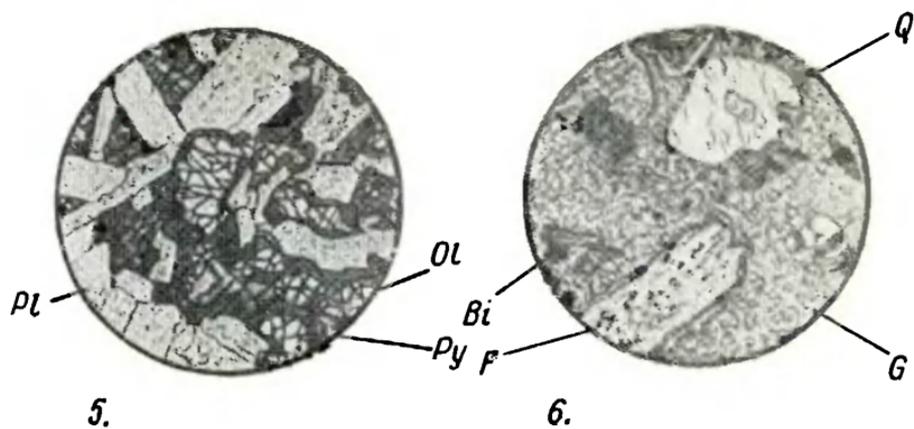
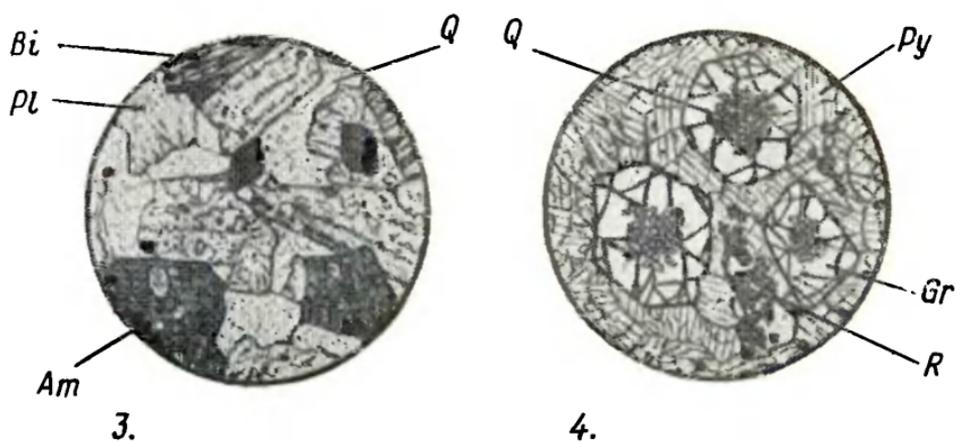
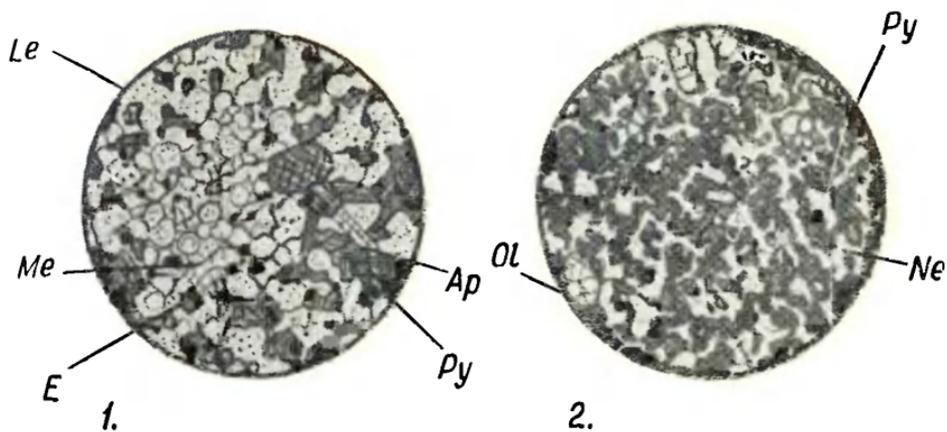


Таблица V

**Рис. 1. Гранито-гнейс, Швейцарские Альпы.
Увеличение 15, без анализатора.**

**Рис. 2. Пироксен-гранатовая порода,
Грейфендорф (ГДР).
Увеличение 20, без анализатора.**

**Рис. 3. Эпидот в глаукофановом сланце.
Увеличение 30, без анализатора.**

**Рис. 4. Доломит, Эйфель (ФРГ).
Увеличение 30, без анализатора.**

**Рис. 5. Кремнистый сланец, Гарц (ФРГ).
Увеличение 30, без анализатора.**

**Рис. 6. Контактный роговик, Бойха (ГДР).
Увеличение 20, без анализатора.**

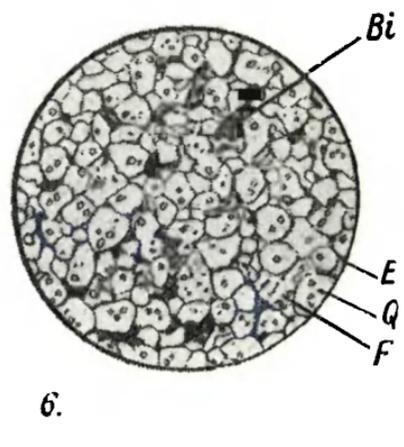
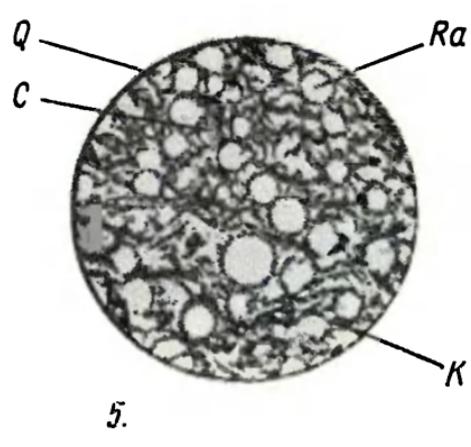
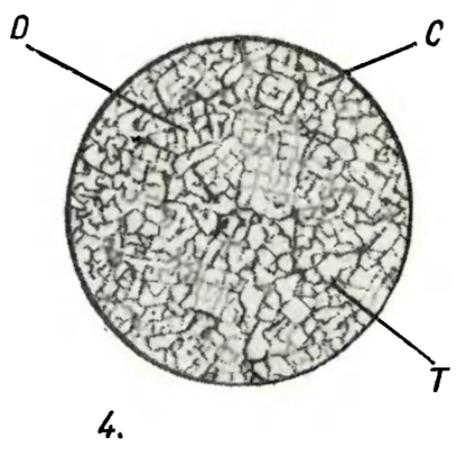
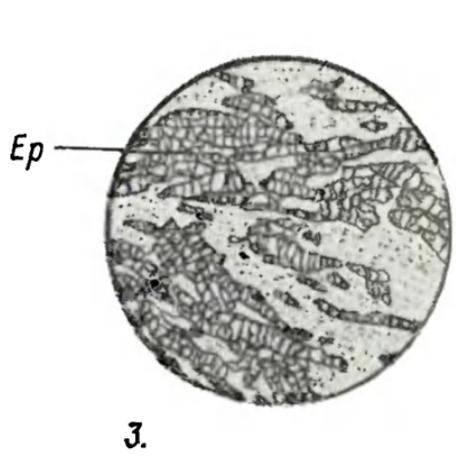
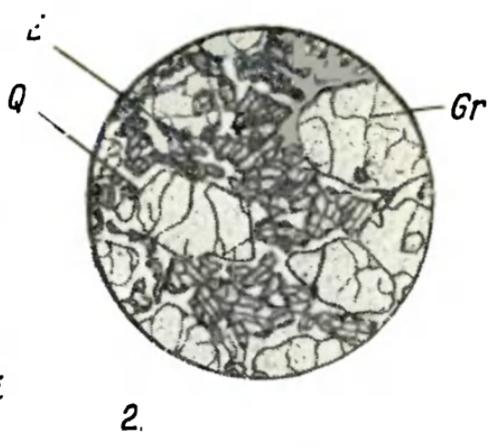
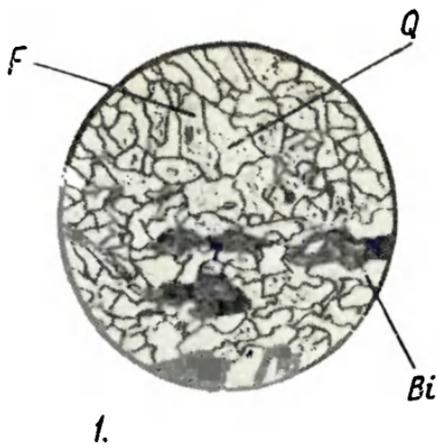


Таблица VI

**Рис. 1. Парагнейс (двуслюдяной гнейс),
Рудные горы (ГДР).**

Увеличение 20, без анализатора.

**Рис. 2. Керсантит (лампрофир),
Вогезы (Франция).**

Увеличение 20, без анализатора.

**Рис. 3. Кварцевый порфир, Больцано
(Северная Италия).**

Увеличение 20, без анализатора.

Рис. 4. Мрамор, Каррара (Северная Италия).

Увеличение 30, поляризаторы скрещены.

Рис. 5. Мелафир, район р. Наэ (ФРГ).

Увеличение 20, без анализатора.

Рис. 6. Пехштейн (обсидиан), Мейсен (ГДР).

Увеличение 30, без анализатора.

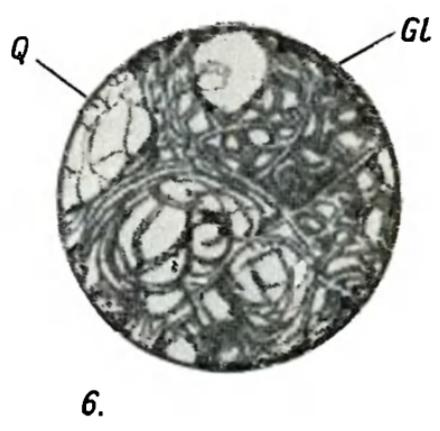
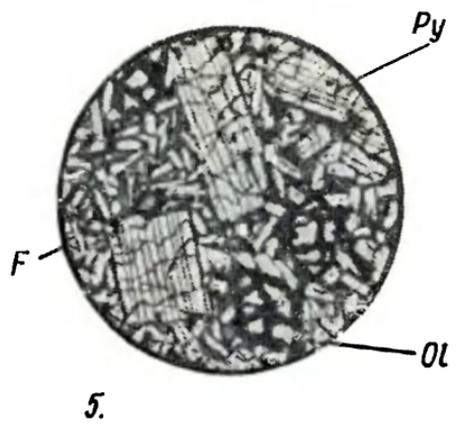
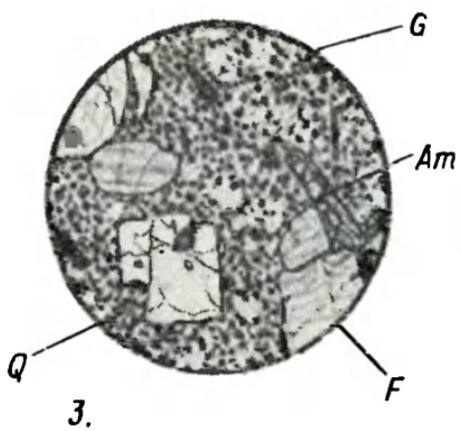
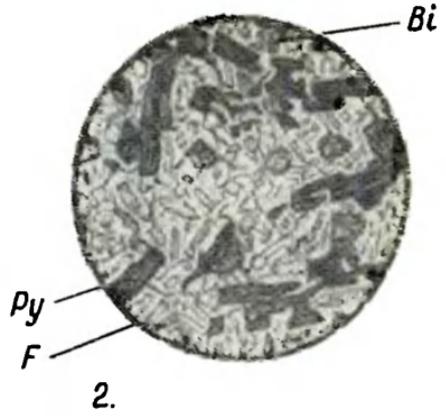
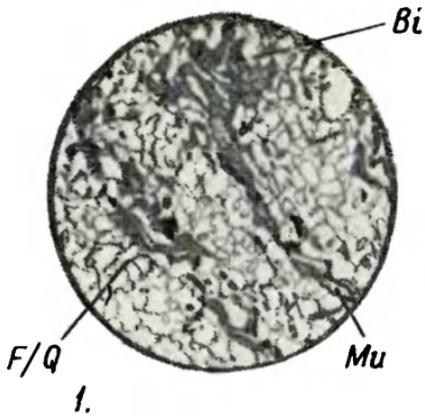


Таблица VII

Рис. 1. Нефелиновый фонолит, Мост (ЧССР).
Увеличение 30, без анализатора.

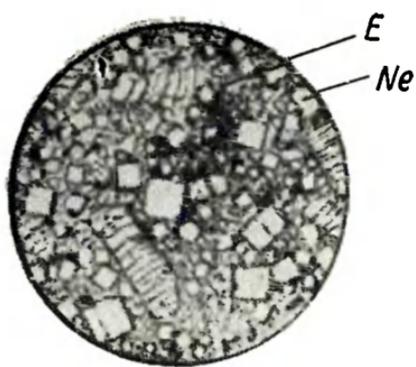
Рис. 2. Кварцевый порфир, Больцано
(Северная Италия).
Увеличение 20, без анализатора.

Рис. 3. Песчаник, Шварцвальд (ФРГ).
Увеличение 30, без анализатора.

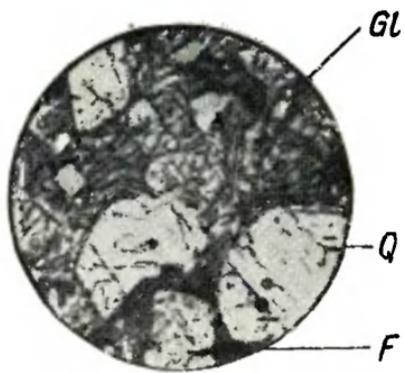
Рис. 4. Сиенито-диорит, Ройчен (ГДР).
Увеличение 30, без анализатора.

Рис. 5. Содалитовый трахит, Каstellло-Искья
(Италия).
Увеличение 30, поляризаторы скрещены.

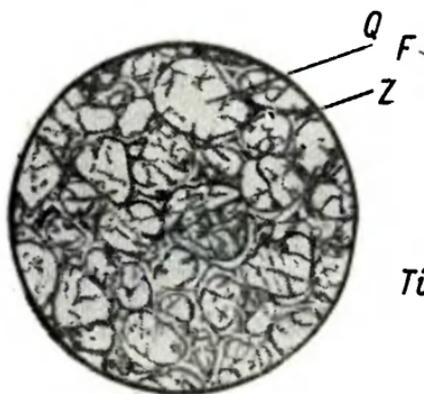
Рис. 6. Вулканический пепловый туф,
Штаймель (ФРГ).
Увеличение 30, без анализатора.



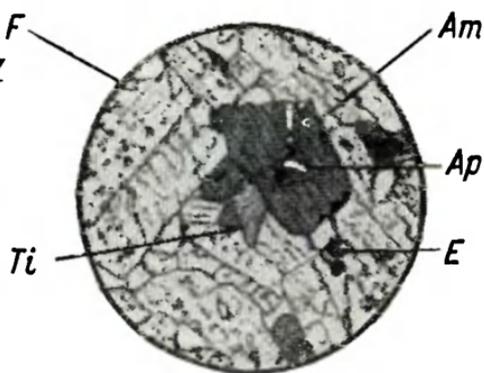
1.



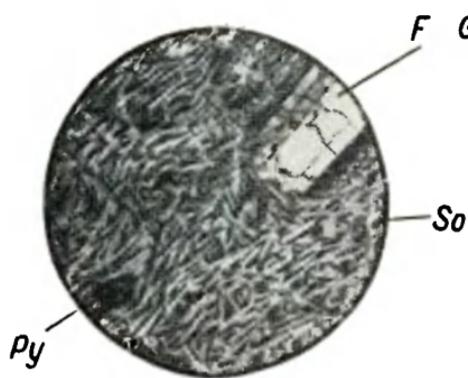
2.



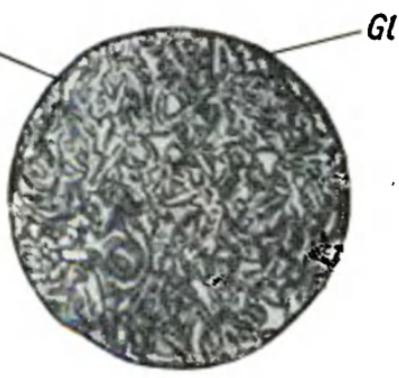
3.



4.



5.



6.

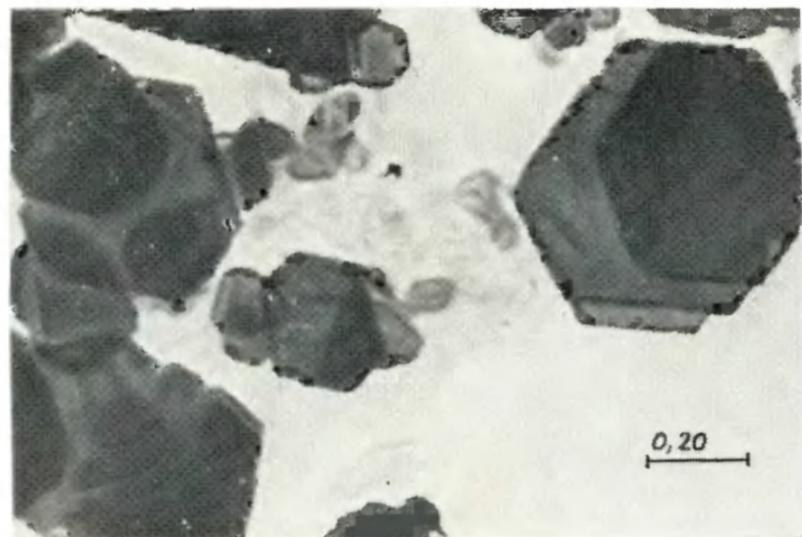


Рис. 1. Гранито-гнейс со следами интенсивных подвижек (шланггнгейс) из Бёрингена близ Вальдгейма (ГДР) (по Шойману).

Белое — гранулометрический полевой шпат; серое — кварц;
черное — раздавленный б. отит.

Рис. 2. Каолинит под электронным микроскопом (по Бетехтину).

Длина масштабной линейки 0,20 мкм.



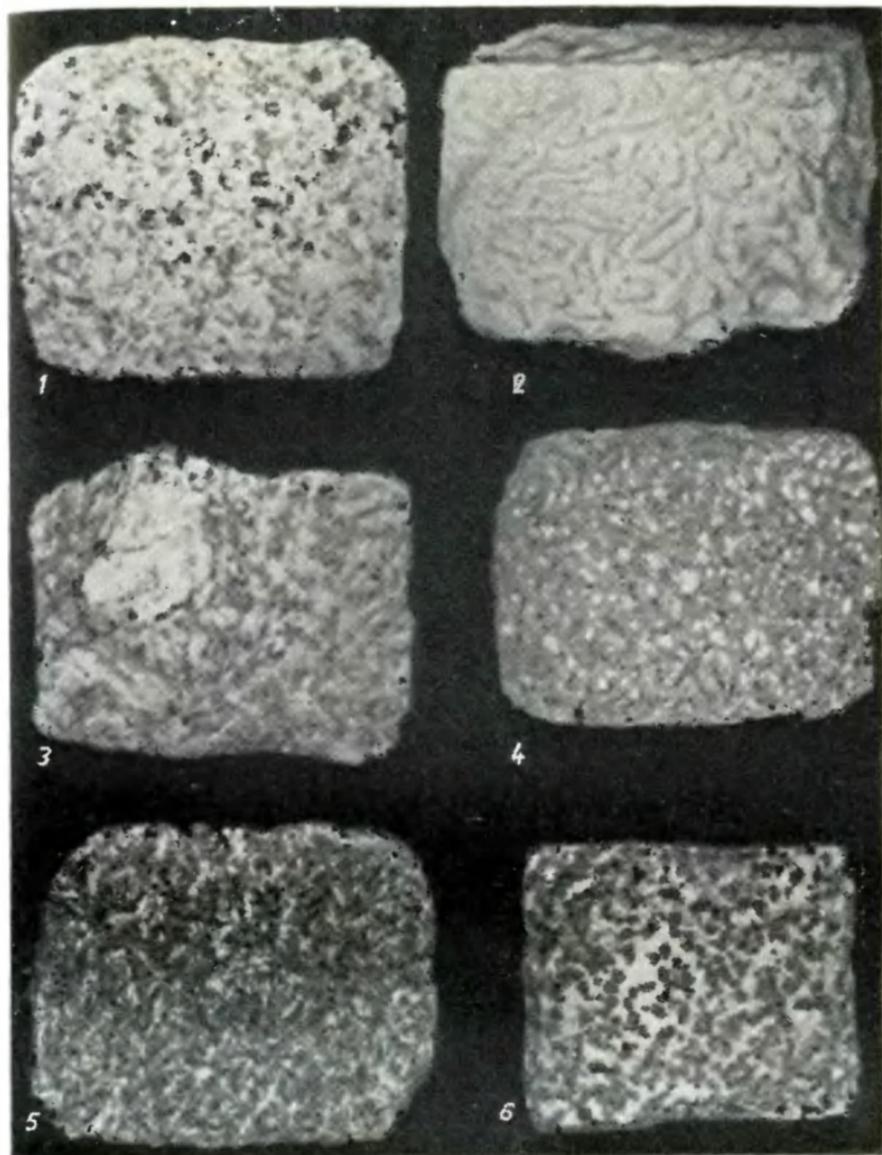


Рис. 1. Гранодисрит, Дёмиц -Тумиц (ГДР).

Рис. 2. Письменный гранит, Силезия (Польша).

Рис. 3. Сиенито-диорит, Вильсдруфф близ Мейсена (ГДР).

Рис. 4. Кварцевый порфир, Шверц близ Галле (ГДР).

Рис. 5. Лапрофир, Бишофсверда (ГДР).

Рис. 6. Габбро, Силезия (Польша).

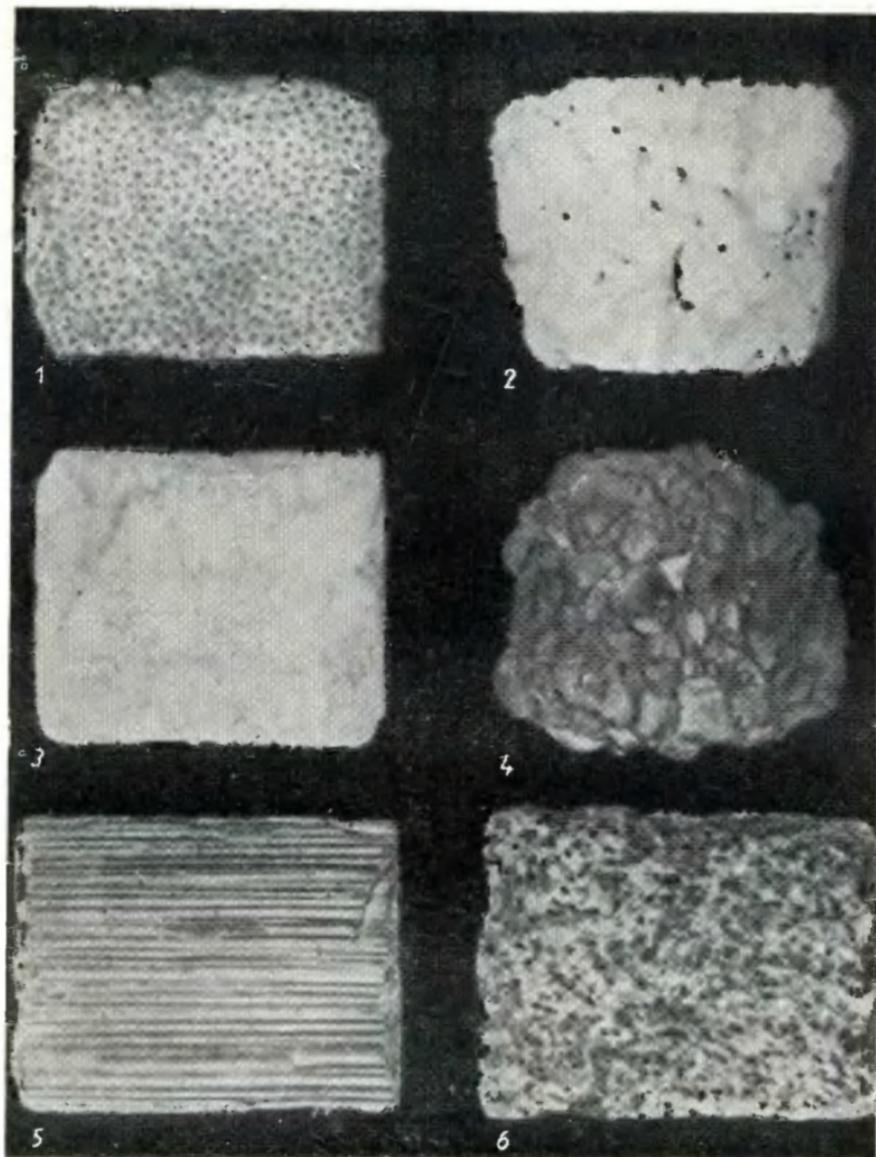


Рис. 1. Известняк (икряной камень), Бернбург (ГДР).

Рис. 2. Кварцит, Парижский бассейн (Франция).

Рис. 3. Песчаник, Бланкенбург, Гарц (ГДР).

Рис. 4. Конгломерат, Цвиккау (ГДР).

Рис. 5. Стебельчатый гнейс, Рудные горы (ЧССР).

Рис. 6. Биотитовый гнейс, Фрейберг (ГДР).



Рис. 1. Диоритовый ландшафт, Тринидад (Куба).

Рис. 2. Перидотитовый ландшафт (Северная Албания).





Рис. 1. Извержение Везувия в 1822 г. — вид из Неаполя (по старому рисунку гуашью).

Из центрально-южного конуса поднимается черный дым, смешанный с пеплом. Лава, стекающая по склону Везувия, дегазируется.

Рис. 2. Жидкий шлак медной плавки — сброс шлаков на металлургическом заводе им. Августа Бебеля в Хетштедте (ГДР).





Рис. 1. Гракатовый серпентинит, смятый в складки, Еёриген близ Вальдгейма (ГДР).

Рис. 2. Гранитизация — расплавление гранулита пегматитовыми растворами. Лунценау близ Рохлица (ГДР) (по К. Г. Шойману).



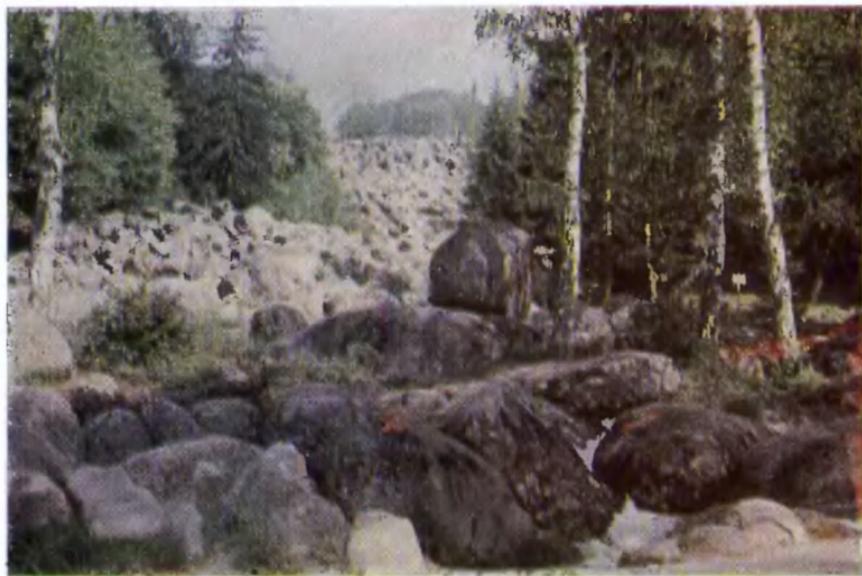


Рис. 1. Каменное море близ Златни Мост, Витоша (Болгария).

Рис. 2. Антиклиналь в складчатом массиве мезозойских известняков (Южная Албания).





Рис. 1. Каньон в мезозойских известняках (Южная Албания).

Рис. 2. Карстовый ландшафт как пример химического выветривания (Средняя Албания).



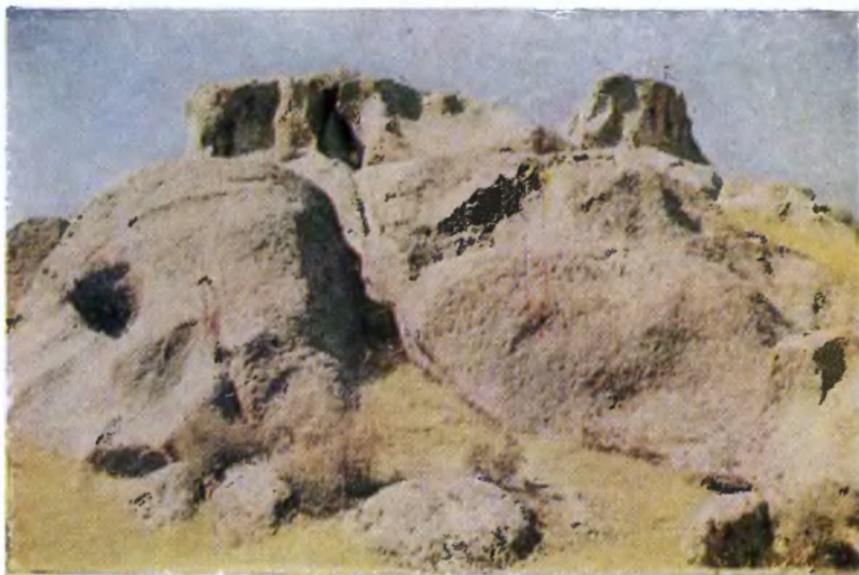


Рис. 1. Выветривание в засушливой зоне (гранитные скалы) близ Самарканда (СССР).

Рис. 2. Строительство из бетона в Праге (ЧССР).





Рис. 1. Базальт, Кайзерштуль (ФРГ).
Увеличение 10, поляризаторы скрещены.



Рис. 2. Перидотит (дунит) (Северная Албания).
Увеличение 10, поляризаторы скрещены.



Рис. 3. Пироксеновый гранулит, Хартмансдорф (ГДР).
Увеличение 20, без анализатора.

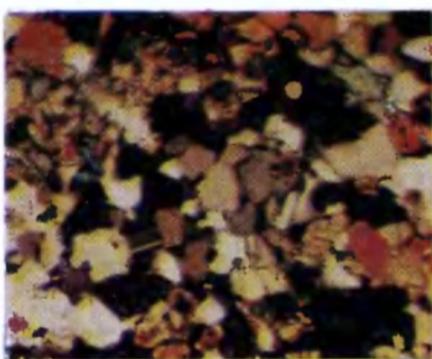


Рис. 4. Тот же шлиф, что на рис. 3.
Увеличение 10, поляризаторы скрещены.

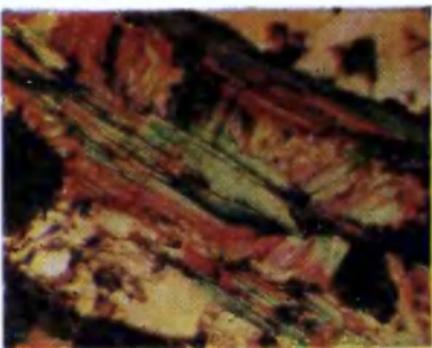


Рис. 5. Слюдяной сланец, Рудные горы (ГДР).
Увеличение 10, поляризаторы скрещены.

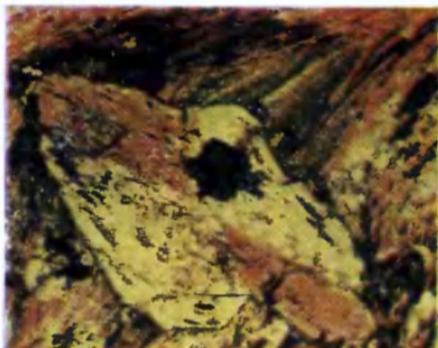


Рис. 6. Кристаллобласт старволита Флёа (ГДР).
Увеличение 10, поляризаторы скрещены.

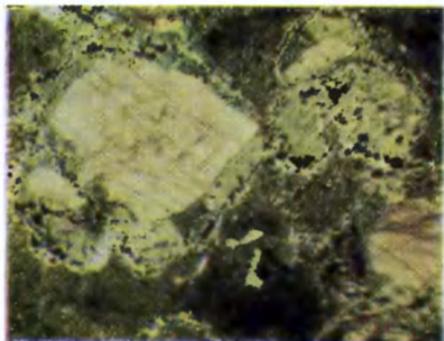


Рис. 1. Магнетитовый скарн.
Рудные горы (ГДР).
Увеличение 10, без анализатора.



Рис. 2. Касситерит с зональностью
роста. Рудные горы (ГДР).
Увеличение 10, поляризаторы скрещены.

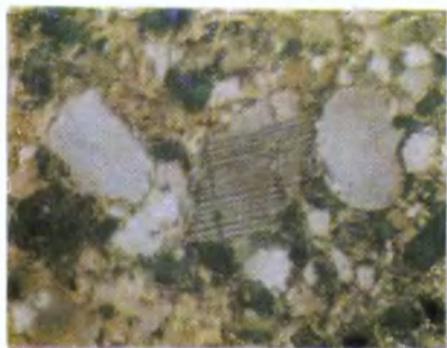


Рис. 3. Граувакка, Гарц (ГДР).
Увеличение 10, поляризаторы скрещены.

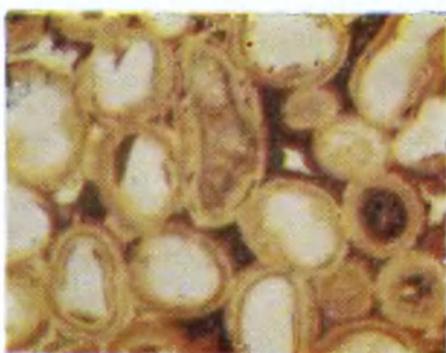


Рис. 4. Оолитовая структура.
Увеличение 10, без анализатора.

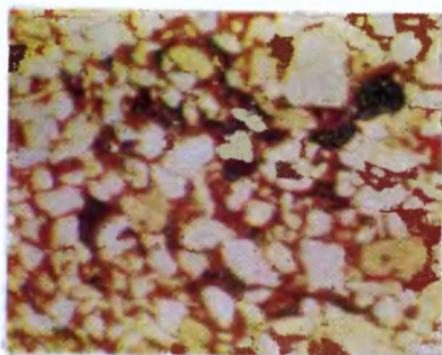


Рис. 5. Песчаник с гематитом,
Мекленбург (ГДР).
Увеличение 10, без анализатора.

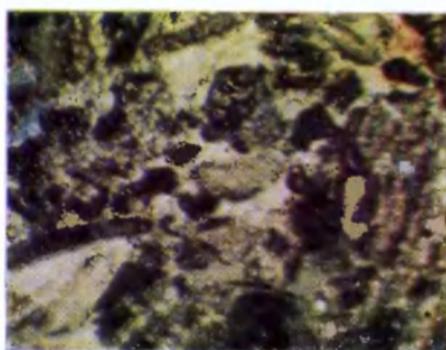


Рис. 6. Углистый известняк
с окаменелостями,
Мекленбург (ГДР).
Увеличение 10, поляризаторы скрещены.