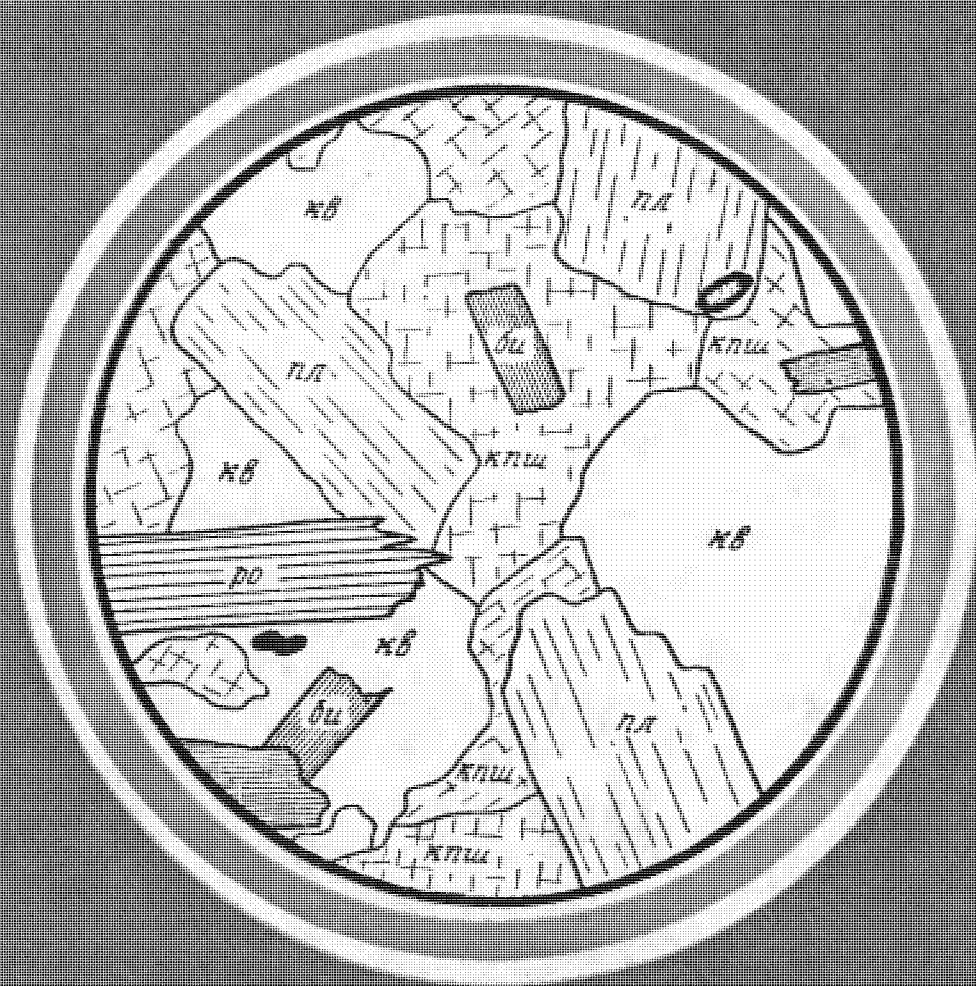


О. И. Белоусова
В. В. Михина

ОБЩИЙ КУРС ПЕТРОГРАФИИ



О. Н. БЕЛОУСОВА, В. В. МИХИНА

ОБЩИЙ КУРС ПЕТРОГРАФИИ

*Д о п у щ е н о
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов
геологических специальностей
вузов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1972

Белоусова О. Н., Михина В. В. Общий курс петрографии. М., «Недра», 1972, 344 с. Предм. указ.: с. 331—337.

В книге излагаются основы петрографии горных пород. Даются общие понятия о горных породах, методах их изучения, сообщаются краткие сведения из истории развития петрографии. Излагается материал по кристаллооптике в объеме, необходимом для применения кристаллооптического метода при изучении минералов и горных пород с помощью поляризационного микроскопа. Особое внимание уделяется вопросам, связанным с понятием об оптической индикатрисе как основе метода. Дается описание поляризационного микроскопа и правил работы с ним. Рассматриваются методы и приемы исследования минералов в параллельном и сходящемся свете. Предлагается примерный порядок изучения минералов в шлифе. Дана характеристика магматических, осадочных и метаморфических горных пород. Содержатся сведения о вещественном составе пород с развернутым описанием главнейших породообразующих минералов, характеристика структур, текстур и представления об условиях образования пород. Особое внимание уделено принципам классификации пород. Описываются главные типы пород, отмечается зависимость их физико-механических свойств от состава и строения. В заключение даются методические рекомендации к петрографическому описанию пород. В книге освещаются некоторые теоретические вопросы, связанные со специфическими особенностями генетических групп пород. Рассматриваются закономерности кристаллизации минералов из магмы, условия образования первичных магм, причины разнообразия магматических пород, их ассоциации и общие закономерности магматических формаций. Освещаются вопросы, касающиеся теории литогенеза, приводятся общие сведения о фациях и формациях; характеризуются факторы метаморфизма и метаморфические фации.

Книга представляет собой учебное пособие для студентов геологических специальностей вузов.

Таблиц 25, иллюстраций 140, список литературы — 59 названий, приложений 2.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемое учебное пособие представляет собой курс петрографии, предназначенный для студентов гидрогеологической, инженерно-геологической и геофизической специальностей. Книга состоит из четырех разделов: «Основы кристаллооптического метода исследования минералов в шлифах», «Магматические горные породы», «Осадочные горные породы», «Метаморфические горные породы».

Раздел «Основы кристаллооптического метода исследования минералов в шлифах» составлен с таким расчетом, чтобы, проработав его, студент усвоил сущность метода, мог самостоятельно провести минимум необходимых определений и, читая геологическую литературу, ясно понимал петрографические описания. Каждый из **последующих** разделов построен по возможности однотипно и включает следующие темы: общие понятия о рассматриваемой группе пород, их геологические особенности, характеристику состава и строения, принципы классификации, условия образования, описание главнейших типов пород и в заключение — методические рекомендации к петрографическому описанию горных пород. Последовательность изложения материала в разделах может несколько видоизменяться, что объясняется спецификой каждой генетической группы пород.

В основу курса положен многолетний опыт педагогической работы авторов во Всесоюзном заочном политехническом институте со студентами геологических специальностей, а также методические разработки, которые составлялись авторами, по всем разделам курса для студентов-заочников.

В учебнике использованы в качестве основных источников работы отечественных и зарубежных ученых — В. Н. Лодочникова, В. Б. Татарского, А. Н. Заварицкого, Ю. А. Кузнецова, М. С. Шве-

цова, Н. М. Страхова, Л. Б. Рухина, А. Н. Елисеева, В. С. Соболева, Н. Г. Судовикова, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена, Т. Барта, Г. Вилклера, К. Менерта и др.

Список литературы составлен по каждому разделу курса отдельно с указанием важнейших работ, рекомендуемых для дополнительного углубленного ознакомления с предметом.

Раздел «Осадочные горные породы» написан В. В. Михиной, все остальные разделы — О. Н. Белоусовой.

Авторы выражают искреннюю благодарность А. М. Даминовой за рецензирование и научное редактирование книги, В. П. Петрову, который взял на себя труд прорецензировать работу, сделал критические замечания и дал много ценных советов, преподавателям кафедры петрографии, минералогии и кристаллографии Университета дружбы народов им. П. Лумумбы В. П. Долганеву, А. Е. Ежову и В. В. Корнилову за участие в рецензировании работы, а также А. А. Беусу и В. В. Бронгулееву, сделавшим замечания по отдельным главам рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

Петрография (петрология) — наука геологического цикла, в задачу которой входит всестороннее изучение горных пород.

Под названием «*горная порода*» понимается природный минеральный агрегат более или менее определенного состава и строения, являющийся продуктом геологических процессов и образующий в земной коре самостоятельные тела.

В зависимости от условий формирования горные породы делятся на три генетические группы: 1) магматические породы, образовавшиеся в процессе кристаллизации сложного природного силикатного расплава — магмы; 2) осадочные породы, возникшие в поверхностных экзогенных условиях за счет продуктов разрушения любых других пород, и 3) метаморфические породы, являющиеся продуктом перекристаллизации и приспособления пород любого генезиса к изменившимся в пределах земной коры физико-химическим условиям.

Несмотря на специфику геологической обстановки, в которой образуются различные генетические типы пород, все породы взаимосвязаны переходными разностями, стирающими четкие границы между ними. Магматические и осадочные горные породы имеют промежуточную группу вулканогенно-обломочных пород. И магматические и осадочные горные породы могут быть в разной степени метаморфизованы, причем в определенных термодинамических условиях метаморфизм может привести к расплавлению пород и возрождению магмы, завершая этим круговорот материи Земли.

Практическое значение горных пород велико. С горными породами генетически связано большинство полезных ископаемых — железо и платина, золото и полиметаллы, драгоценные камни и редкоземельные элементы. Горные породы являются вместилищем различных полезных ископаемых как рудных, так и нерудных, питьевых и минеральных вод, нефти и газа. Нередко горные породы сами являются объектом эксплуатации, как, например, апатиты и фосфориты, бокситы и соли, поделочные и строительные камни. И, наконец, горные породы в их естественном залегании

служат основанием для гидротехнических, промышленных или других сооружений. Поэтому специалисты инженерно-геологического, гидрогеологического и геофизического профилей должны знать не только физико-механические свойства пород, но и понимать, чем они обусловлены, а для этого надо уметь определять состав горной породы, ее строение, условия залегания и образования, т. е. знать основы петрографии, что и является задачей настоящего курса.

Петрография тесно связана с минералогией, общей геологией, стратиграфией, геотектоникой и учением о месторождениях полезных ископаемых. Многие петрографические вопросы не могут быть решены без знания химии, физики, физической химии, термодинамики и других точных наук.

Методы изучения горных пород. Изучение горных пород включает полевые и лабораторные исследования.

В процессе полевых исследований выясняется геологическая обстановка формирования пород, условия их залегания, морфология слагаемых ими тел, макроскопическая характеристика минерального состава и строения пород. Комплекс применяемых лабораторных методов зависит от свойств изучаемой породы и тех задач, которые стоят перед исследователем. Современные лабораторные методы исследования горных пород чрезвычайно разнообразны и, как правило, требуют для их выполнения специальной подготовки.

Универсальным методом исследования горных пород является изучение их в шлифах под микроскопом. Для большинства горных пород этот метод позволяет быстро и достаточно точно определять минеральный состав породы, детали ее строения, характер и степень вторичных изменений и ряд других особенностей. Для точного определения констант минералов применяются федоровский метод, иммерсионный метод и др.

При изучении вещественного состава горных пород широко используется химический анализ, значение которого особенно велико для скрытокристаллических, стекловатых и тонкодисперсных пород. Для некоторых осадочных пород необходим гранулометрический анализ в сочетании с минералогическими определениями. В настоящее время все большее развитие получают термический, спектральный, рентгеноструктурный, радиологический и другие методы исследования.

Существует обширный комплекс специальных методов по изучению физико-механических свойств горных пород — их твердости, пористости, деформируемости, устойчивости к выветриванию, магнитности, электрического сопротивления и т. п., имеющих особое значение при инженерно-геологических, гидрогеологических и геофизических исследованиях.

Некоторые сведения из истории развития петрографии. В качестве самостоятельной ветви геологических знаний петрография начала обособляться с середины XIX в., с момента введения в

практику исследования горных пород поляризационного микроскопа.

Микроскопическое изучение горных пород широко раздвинуло рамки исследований и послужило толчком к интенсивному изучению их состава и строения. Этот период принято называть *описательным (физиографическим)* направлением в петрографии. Первый учебник петрографии был составлен в 1866 г. немецким ученым Ф. Циркелем. В России впервые петрографические описания пород с применением микроскопа были опубликованы в 1867 г. А. А. Иностранцевым и И. Блюммелем, затем в 1869 г. — А. К. Карпинским. В 1923 г. в Германии появилась капитальная работа Г. Розенбуша, заложившая основы систематики горных пород.

Параллельно совершенствовались методы *кристаллооптических исследований*, в развитие которых большой вклад внес Е. С. Федоров (1891), разработавший оригинальную методику определения оптических констант порообразующих минералов с помощью сконструированного им прибора, названного федоровским столиком. Методика Е. С. Федорова получила дальнейшее развитие в работах его учеников и последователей — В. В. Никитина, А. К. Болдырева, А. Н. Заварицкого и в настоящее время широко применяется петрографами Советского Союза и зарубежными специалистами.

Быстро накапливающийся описательный материал послужил основанием для создания количественно-минералогических классификаций магматических пород, различные варианты которых были предложены С. Шендом (1927), А. Джохенсеном (1931), П. Ниггли (1931) и др.

На рубеже XIX—XX вв. наряду с микроскопическими исследованиями изучение горных пород начало развиваться по нескольким направлениям, среди которых главными явились химическое, физико-химическое и экспериментальное.

Химические исследования ставили целью выявление закономерностей в изменении химического состава магматических пород. В этой области велика роль Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, одного из создателей отечественной петрографической школы, который наряду с разработкой многих проблем теоретической и практической петрографии предложил метод обработки данных химических анализов и разработал систематику магматических пород на основе их химического состава. Дальнейшие исследования позволили выделить особый раздел петрографии — петрохимию. Особенно большой вклад в развитие петрохимических исследований внес А. Н. Заварицкий, усовершенствовавший метод пересчета химических анализов и разработавший новую химическую классификацию магматических пород (1941, 1944).

В задачу *физико-химических исследований* входило изучение процессов кристаллизации и дифференциации магмы, т. е. выявление причин разнообразия магматических пород. Такого рода

исследования были начаты И. Фогтом (1890), А. Е. Лагорио (1891), И. И. Морозевичем (1892—1897), Н. Боуэном (1902—1908). В наше время важнейшие работы в указанной области проводились А. С. Гинзбергом, А. Н. Заварицким, В. А. Николаевым, В. С. Соболевым, Д. С. Коржинским и другими учеными.

Целью *экспериментальных исследований* являлось изучение процессов образования минералов и горных пород в условиях, приближающихся к естественным. В развитии экспериментального направления большая роль принадлежит коллективу ученых геофизической лаборатории Карнеги в Вашингтоне: Н. Боуэну, Дж. Грейгу, К. Горансону и др., получившим исключительно важные данные о процессах кристаллизации силикатных систем. Технические возможности в отношении получения сверхвысоких температур и давлений позволили изучать системы с летучими компонентами, что расширило представления об условиях кристаллизации природных расплавов и дало возможность установить области термодинамической устойчивости важнейших породообразующих минералов.

Развитие инженерно-геологических и геофизических исследований активизировало изучение физико-механических свойств горных пород и привело к появлению новой ветви в петрографии — *петрофизики*. Работы в этом направлении в нашей стране были начаты Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и продолжены Б. В. Залесским, Б. П. Беликовым, М. П. Воларовичем и др. В последние годы появилось большое число фундаментальных исследований в области установления зависимости физико-механических свойств горных пород от их состава и строения. К такого рода работам следует отнести книги «Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР» (1964), «Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород» (1968), учебник В. Д. Ломтадзе «Инженерная геология. Инженерная петрология» (1970).

Всестороннее аналитическое изучение магматических пород и параллельно проводившиеся региональные геолого-петрографические исследования привели к возникновению *учения о магматических формациях*, позволяющего рассматривать вопросы происхождения магматических пород как закономерных ассоциаций, связанных с тектонической жизнью Земли. В развитие этого учения большой вклад внесли советские ученые: Ю. А. Билибин, Г. Д. Афанасьев, О. А. Воробьева, В. С. Коптев-Дворников, Е. К. Устиев, Ю. А. Кузнецов.

Как видим из приведенного выше краткого обзора, на протяжении всей истории развития петрографии особое внимание уделялось изучению магматических пород. Изучение метаморфических пород отставало и приобрело самостоятельное значение несколько позднее в результате работ К. Ван-Хайза (1898, 1904), У. Грубенмана (1904, 1910), Ф. Бекке (1903, 1921), И. Д. Лукашевича (1909), П. Ниггли (1913) и др. Большой вклад в развитие

учения о метаморфических породах внес П. Эскола, впервые в 1915 г. сформулировавший принцип метаморфических фаций — основу для создания современной классификации метаморфических пород. В последние годы в этой области много сделано Ф. Тернером, Х. Платеном, Г. Винклером, В. С. Соболевым и другими исследователями. Особое место в создании современной теории метасоматических процессов занимают работы Д. С. Коржинского.

Разработка и применение специальных лабораторных методов исследования осадочных пород значительно расширили возможности их изучения. В 20—30-е годы петрография осадочных пород выделилась в качестве самостоятельной ветви петрографической науки. В результате детального изучения древних осадочных толщ и современных осадков появились теоретические обобщения, посвященные изучению основных закономерностей процессов осадкообразования. К ним относятся работы Н. М. Страхова, Л. В. Пустовалова, М. С. Швепова и др.

ОСНОВЫ КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКОГО МЕТОДА
ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ

Кристаллооптический метод изучения горных пород основан на использовании поляризованного света, применяемого в поляризационных микроскопах, современные модели которых дают увеличения свыше 1000^х. Такие возможности широко раздвигают рамки исследования, позволяя определять оптические свойства минералов в мелких зернах, изучать минеральный состав и строение породы.

Кристаллооптический метод требует знания основ оптики и геометрической кристаллографии, без чего сущность оптических явлений, наблюдаемых под микроскопом, не будет понятна.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ КРИСТАЛЛООПТИКИ

ПОНЯТИЕ О СВЕТЕ

Свет — сложное природное явление, представляющее собой, с одной стороны, непрерывный поток материальных частиц — фотонов, характеризующихся определенной энергией и количеством движения, с другой стороны — волновое электромагнитное колебание, возникающее при изменении напряжений электрического и магнитного векторов. Оба вектора равны между собой, взаимно перпендикулярны и одновременно перпендикулярны к направлению распространения света.

Если в каждую единицу времени направления колебаний электрического и магнитного векторов меняются так, что в направлении распространения светового луча одновременно происходит поступательное и вращательное движение этих векторов при постоянной скорости их колебаний, то такой свет называется *обыкновенным*, или *естественным* (рис. 1, а). Если колебания световых волн совершаются только в одной определенной плоскости, такой свет называется *плоскополяризованным*, или просто *поляризованным* (рис. 1, б). Плоскость, в которой происходят колебания световых волн, называется *плоскостью колебаний Q*, перпендикулярная к ней плоскость *P* — *плоскостью поляризации*. Плоскополя-

ризованный свет возникает либо при отражении от гладкой поверхности (частичная поляризация), либо при прохождении света через кристалл. Поляризация света кристаллом рассматривается ниже подробно.

Электромагнитные колебания являются гармоническими и, как всякие гармонические колебания, характеризуются такими элементами, как длина волны, амплитуда, фаза, частота и т. д. Видимый свет обусловлен волнами, имеющими длину от 380 до 780 $\mu\text{м}^*$. В этом интервале каждая волна определенной длины

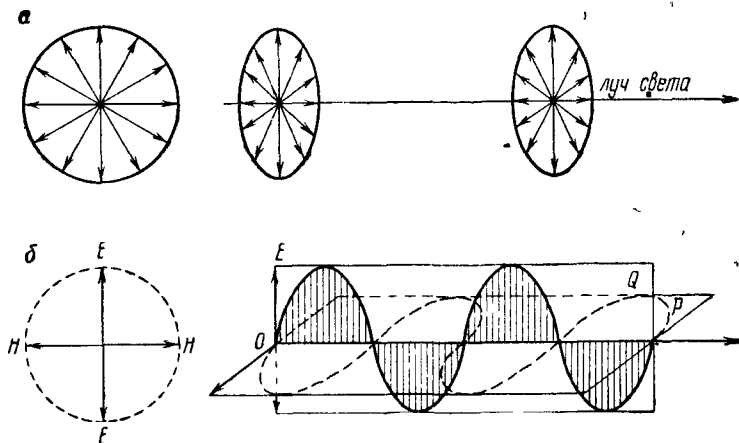


Рис. 1. Схема электромагнитных колебаний:
а — естественного света; б — плоскополяризованного света. E — вектор электрической напряженности; H — вектор магнитной напряженности

имеет определенный цвет. Суммарный эффект всех волн дает белый цвет. Сложность его состава обнаруживается при разложении света призмой. Обычно в спектре видимого света различают следующие цвета: красный, оранжевый, желтый, зеленый, голубой, синий и фиолетовый.

ПРЕЛОМЛЕНИЕ СВЕТА

Скорость распространения света зависит от оптической плотности среды. При переходе света из одной среды в другую на границе раздела сред происходит изменение скорости света, что вызывает эффект преломления света. Если луч падает нормально к границе раздела двух сред, то при переходе из одной среды в другую он изменит только скорость, сохранив направление (рис. 2, а). Если луч падает косо к границе раздела двух сред, то при переходе из одной среды в другую луч изменит и скорость и направление. Угол между падающим лучом и перпенди-

* $\mu\text{м}$ — миллимикрон — тысячная доля микрона или миллионная доля миллиметра; $1 \mu\text{м} = 10^3 \text{ \AA}$ ($\text{\AA}$ — ангстрем).

куляром к плоскости раздела двух сред называется углом падения (на рис. 2, б угол падения обозначен буквой i); угол между лучом преломленным и тем же перпендикуляром называется *углом преломления* (обозначен буквой r). Согласно закону Снеллиуса — Декарта $\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} = \text{const.}$

Для данных двух сред отношение синуса угла падения к синусу угла преломления есть величина постоянная, равная отношению скорости распространения света в среде I (v_1) к скорости распространения света в среде II (v_2). Это отношение обозначается буквой n и называется *показателем преломления среды II относительно среды I*.

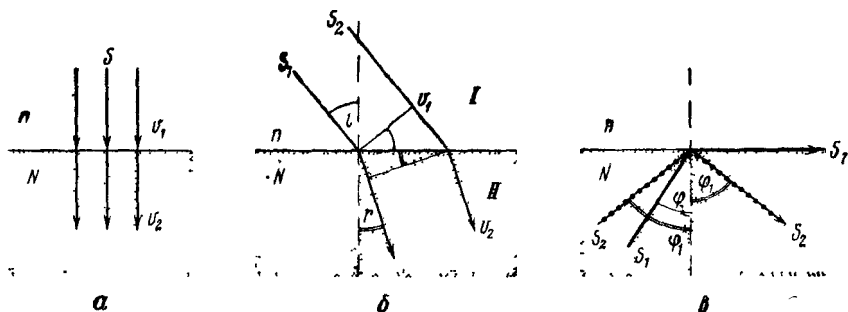


Рис. 2. Преломление лучей на границе двух сред:

а — при нормальном падении лучей к границе раздела, б — при наклонном падении лучей, в — явление полного внутреннего отражения

Отношение скоростей света в воздухе (или пустоте) v_0 к скорости света в данной среде v_1 называется *показателем преломления* данной среды. Показатель преломления — величина отвлеченная и для минералов всегда больше единицы. Если $\frac{v_0}{v_1} = n_1$, а $\frac{v_0}{v_2} = n_2$, то $\frac{n_2}{n_1} = \frac{v_1}{v_2}$. Из приведенного равенства следует, что *показатели преломления двух сред обратно пропорциональны скоростям света в этих средах*.

Луч света при переходе из среды с меньшим показателем преломления в среду с большим показателем преломления, в соответствии с законом преломления, приближается к перпендикуляру, проведенному к плоской границе раздела двух сред; при обратном ходе — отклоняется от него. При некотором угле падения φ , называемом *предельным*, луч преломленный скользит вдоль границы раздела двух сред (рис. 2, в). Если угол падения φ_1 больше предельного, падающий луч не выходит за границу раздела, претерпев *полное внутреннее отражение*. В этом случае *угол падения равен углу отражения*. Чем больше разница между пока-

зателями преломления обеих сред, тем меньшую величину имеет предельный угол и тем большая часть лучей, падающих на границу раздела двух сред, получит полное внутреннее отражение. Указанное явление вызывает на стороне среды с большим показателем преломления концентрацию лучей в виде узкой световой полоски, которая позволяет устанавливать относительную величину показателей преломления сравниваемых сред и таким образом служит целям диагностики минералов.

ИЗОТРОПНЫЕ И АНИЗОТРОПНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Все минералы делятся на *оптически изотропные (равносвойственные)* и *анизотропные (неравносвойственные)*. Это важнейшее качество минералов определяется их различным внутренним строением. К оптически изотропным относятся минералы аморфные и минералы кубической сингонии; к анизотропным — минералы средних и низших сингоний.

Минералы кубической сингонии относятся к высшей категории симметрии. Схема их внутреннего строения характеризуется равенством параметров элементарной ячейки (единичных отрезков) по кристаллографическим осям $a_x = a_y = a_z$, что и предопределяет равносвойственность кристаллов кубической сингонии. Скорость прохождения света и величина показателей преломления для любого направления в кристалле постоянны и меняются только от одного минерального вида к другому.

Минералы средних сингоний (тригональной, тетрагональной, гексагональной) характеризуются равенством параметров элементарной ячейки по осям x и y и неравенством по оси z : $a_x = a_y \neq a_z$. Таким образом, в кристаллах данного типа симметрии появляется одно единичное неповторяющееся направление, совпадающее с осью z . Скорости света при прохождении вдоль оси z и вдоль осей x и y и показатели преломления для этих направлений различны.

Минералы низших сингоний (ромбической, моноклинной, триклинной) отличаются неравенством параметров по всем трем кристаллографическим осям $a_x \neq a_y \neq a_z$ и, следовательно, наличием трех единичных направлений и соответственно трех различных показателей преломления.

ДВОЙНОЕ ЛУЧЕПРЕЛОМЛЕНИЕ

Важнейшим свойством оптически анизотропной среды (кристаллов средних и низших сингоний) является способность поляризовать свет — разлагать естественный свет на две волны, электромагнитные колебания которых совершаются в двух взаимно перпендикулярных плоскостях с различными скоростями и, следовательно, с различными показателями преломления.

Эффект разложения одного луча на два, названный *двойным лучепреломлением, или двупреломлением*, был обнаружен в 1669 г.

датским ученым Э. Бартолином в кристалле прозрачного кальцита (исландского шпата). Было замечено, что при рассмотрении через кристалл какого-либо небольшого предмета, например точки на бумаге, видно не одно, а два изображения. При вращении кристалла одно изображение остается неподвижным, тогда как другое при повороте кристалла на 360° описывает вокруг первого небольшую окружность (рис. 3, а). Такое явление возможно в том

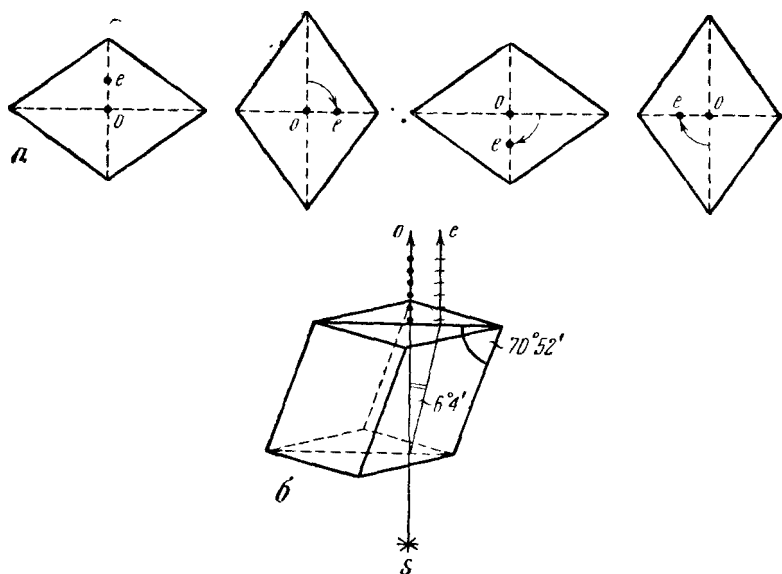


Рис. 3. Двупреломление в ромбоэдре исландского шпата:
а — положение лучей обыкновенного (o) и необыкновенного (e) при вращении кристалла; б — направление лучей обыкновенного и необыкновенного при прохождении через кристалл

случае, если один луч проходит через кристалл не меняя направления (точка o неподвижна), тогда как другой луч преломляется и идет по отношению к первому под некоторым углом (точка e описывает окружность). Выйдя из кристалла, оба луча сохраняют направление, параллельное первоначальному, но оказываются поляризованными во взаимно перпендикулярных плоскостях (рис. 3, б). Следовательно, один луч имеет постоянный показатель преломления, его назвали *обыкновенным* и обозначили n_o (ordinary — обыкновенный); другой луч имеет переменный показатель преломления, его назвали *необыкновенным* и обозначили n_e (extraordinary — необыкновенный).

В кристаллах средних сингоний существует направление, где $n_o = n_e$, при прохождении вдоль которого луч не испытывает двупреломления. Это направление совпадает с осью симметрии

высшего порядка — $L_4L_3L_6$ и называется *оптической осью кристалла*. Кристаллы средних сингоний оптически одноосны.

Условно принято при $n_e > n_o$ кристалл считать *оптически положительным*, при $n_e < n_o$ — *оптически отрицательным*.

При прохождении света через кристаллы низших сингоний в любых направлениях образуются два луча, скорости которых изменяются в зависимости от направления, т. е. оба луча оказываются необыкновенными. Установлено, что кристаллы низших сингоний имеют три характерных показателя преломления: n_g , n_m , n_p (g — grand, большой; m — moyen, средний; p — petit, малый) и две оптические оси. Таким образом, кристаллы низших сингоний *оптически двuosны*. Если $n_g - n_m > n_m - n_p$, кристаллы считаются *оптически положительными*; если $n_g - n_m \leq n_m - n_p$, *оптически отрицательными*.

ОПТИЧЕСКАЯ ИНДИКАТРИСА

Оптические свойства кристаллов изображаются с помощью оптической индикатрисы.

Оптическая индикатриса — вспомогательная поверхность, имеющая форму шара или эллипсоида. Каждый радиус-вектор индикатрисы пропорционален величине показателя преломления той волны, колебания которой совершаются в направлении этого вектора. (Напоминаем, что распространяется свет в направлении, перпендикулярном к направлению колебания волн.) Таким образом, оптическая индикатриса наглядно выражает связь между величинами показателей преломления и направлением колебаний световых волн, проходящих через кристалл. Оси симметрии эллиптического сечения индикатрисы — единственные направления, вдоль которых совершаются колебания световых волн в данном сечении кристалла. Форма индикатрисы зависит от симметрии кристалла.

Оптическая индикатриса кристаллов кубической сингонии. Оптические свойства кристаллов кубической сингонии, показатель преломления которых постоянен, характеризуются индикатрисой, имеющей форму шара с радиусом, пропорциональным величине показателя преломления.

Оптическая индикатриса кристаллов средних сингоний. Для кристаллов средних сингоний оптическая индикатриса имеет форму эллипсоида вращения, ось вращения которого соответствует показателю преломления, совпадающему с единичным направлением в кристалле.

Принцип построения оптической индикатрисы для кристаллов средних сингоний рассмотрим на примере тетрагонального кристалла.

На схеме (рис. 4, а) показаны лучи S_1 , S_2 , S_3 , падающие на различные грани кристалла, где изображены векторы, в направлении которых происходят колебания световых волн, проходящих

через данную грань. Длины векторов пропорциональны величинам показателей преломления для соответствующих направлений.

Луч S_1 , идущий вдоль единичного направления L_4 , встретит на своем пути основание призмы, характеризующееся равенством единичных отрезков $a_x = a_y$, что обуславливает изотропность сечения. Поэтому вектор световой волны, соответствующий лучу S_1 , проходя через кристалл, будет совершать колебания во всех направлениях с одинаковой скоростью и одинаковым показателем преломления. Двойное лучепреломление здесь отсутствует и, следовательно, фигура, изображающая изменение показателя преломления для рассматриваемого сечения, — окружность с радиусом n_o .

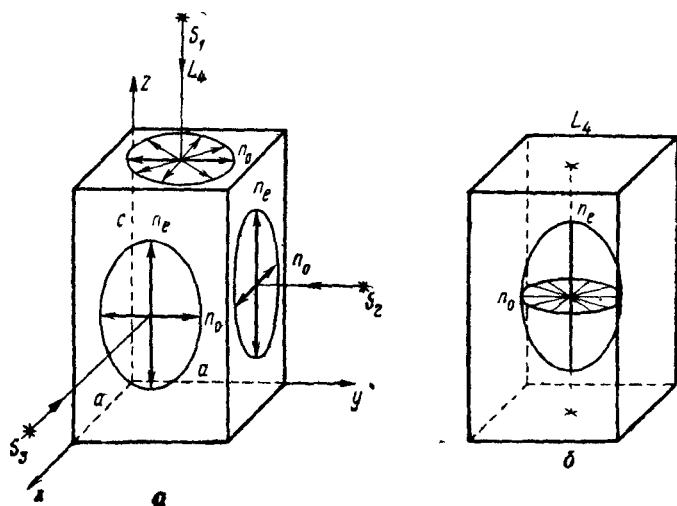


Рис. 4. Принцип построения оптической индикатрисы

a — возможные направления колебания волн для лучей идущих перпендикулярно к различным граням тетрагонального кристалла b — пространственная фигура отражающая изменение показателей преломления в тетрагональном кристалле

Лучи S_2 и S_3 перпендикулярны к вертикальным граням призмы, которые характеризуются равенством единичных отрезков по a_x и a_y и неравенством по a : $a_x = a_y \neq a_z$. Это неравенство обуславливает анизотропность сечения и, следовательно, разложение обыкновенного света на две поляризованные волны, колеблющиеся во взаимно перпендикулярных направлениях с разной скоростью и различными показателями преломления. Для обыкновенного луча, волны которого колеблются в горизонтальной плоскости вдоль направления x или y , показатель преломления равен n_o ; для необыкновенного луча, волны которого колеблются вдоль единичного направления L_4 , n_e , показатель преломления равен n_o . Таким образом, фигура, характеризующая изменение показателя

преломления на гранях призмы, представляет собой эллипс с двумя неравными осями.

Величина показателя преломления необыкновенного луча меняется при изменении его наклона относительно единичного направления от n_o , при совпадении луча с единичным направлением, до n_e , если луч идет перпендикулярно к единичному направлению. Промежуточные значения показателя преломления обозначаются n_e' .

Свойства кристалла, как известно, в параллельных сечениях сохраняются, поэтому, переместив мысленно в центр кристалла плоские изображения, характеризующие изменение показателей преломления на его гранях, и объединив их общей поверхностью,

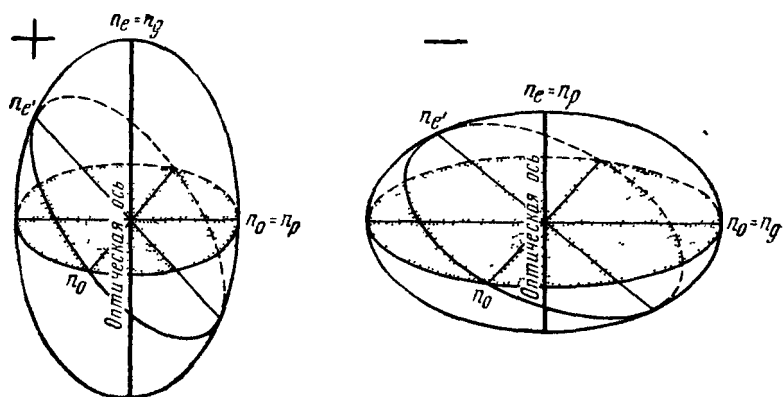


Рис. 5. Оптическая индикатриса одноосных кристаллов — положительных (+) и отрицательных (—)

получим пространственную фигуру, отражающую изменение показателей преломления, т. е. оптическую индикатрису, которая в данном случае будет иметь форму эллипсоида вращения (рис. 4, б)

В кристаллах средних сингоний оптическая ось совпадает с единичным направлением и, следовательно, с осью вращения индикатрисы n_e . Рассекая мысленно эллипсоид вращения плоскостями, расположенными под углом к оси вращения, видим, что в каждой из таких плоскостей изменение показателей преломления характеризуется эллипсом, одна из осей которого n_o — величина постоянная; другая ось n_e' — величина переменная (рис. 5).

Индикатриса одноосных оптически положительных кристаллов имеет форму эллипсоида, удлинненного по оси вращения, где n_e соответствует n_g , индикатриса оптически отрицательных кристаллов имеет форму сплюснутого эллипсоида, для которого n_e соответствует n_p . Эллиптическое сечение индикатрисы, проходящее вдоль оптической оси, называется *главным сечением* и характери-

зуется крайними значениями показателей преломления n_e и n_o . Разность $n_e - n_o$ (или $n_o - n_e$) дает максимальную величину двупреломления оптически одноосного кристалла. В разрезе, перпендикулярном к оптической оси, двупреломление кристалла равно нулю; во всех косых сечениях его величина имеет промежуточные значения.

Оптическая индикатриса кристаллов низших сингоний. Внутренняя структура кристаллов низших сингоний характеризуется наличием не менее трех единичных направлений, что определяет форму оптической индикатрисы в виде трехосного эллипсоида с тремя неравными взаимно перпендикулярными осями, соответствующими одному из главных показателей преломления n_g , n_m , n_p (рис. 6). Геометрия трехосного эллипсоида предопределяет

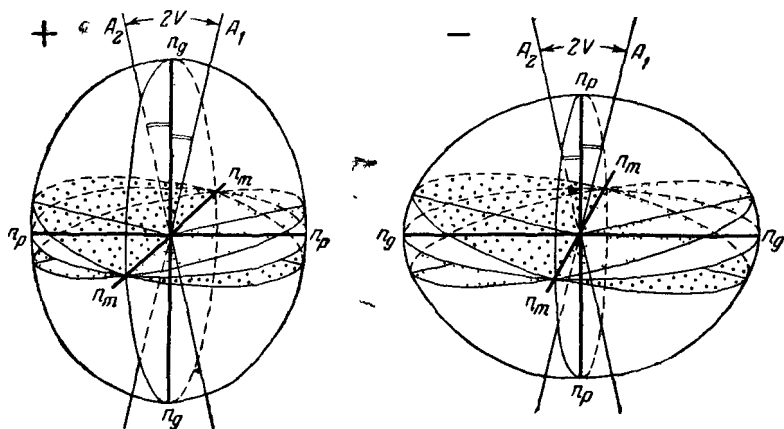


Рис. 6. Оптическая индикатриса двуосных кристаллов — положительных (+) и отрицательных (—).

наличие симметрично расположенных двух круговых сечений, радиусы-векторы которых равны среднему показателю преломления n_m . Перпендикулярно к круговым сечениям располагаются оптические оси кристалла A_1 и A_2 , при прохождении вдоль которых лучи не испытывают двойного лучепреломления.

В оптически двуосных кристаллах различают *три главных сечения*: $n_g n_p$, $n_g n_m$, $n_m n_p$. В сечении $n_g n_p$ лежат оптические оси и поэтому оно называется *плоскостью оптических осей*. Ось n_m перпендикулярна к плоскости оптических осей. Острый угол между оптическими осями называется *углом оптических осей* и обозначается $2V$; оси n_g и n_p являются биссектрисами этих углов. Если биссектриса острого угла n_g , то кристалл относится к *оптически положительным* (рис. 7, а), если n_p — к *оптически отрицательным* (рис. 7, б); если угол $2V = 90^\circ$ кристалл *оптически нейтрален* (рис. 7, в).

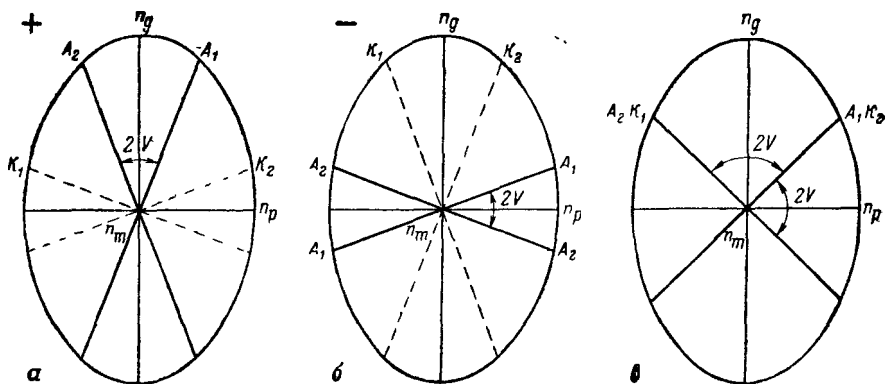


Рис. 7. Разрез индикатрисы по плоскостям оптических осей для кристаллов: а — оптически положительного, б — отрицательного, в — нейтрального; A_1 и A_2 — оптические оси, K_1 и K_2 — соответствующие им круговые сечения

В сечении кристалла, совпадающем с плоскостью $n_g n_p$, разница между величинами показателей преломления максимальная. Только в этом сечении можно определить максимальное двупреломление анизотропного минерала, которое является его характерной оптической константой.

Ориентировка оптической индикатрисы в кристаллах различных сингоний

Под ориентировкой оптической индикатрисы понимается взаимное положение осей индикатрисы и кристаллографических осей. Ориентировка индикатрисы в кристаллах различных сингоний различна и поэтому является одной из важнейших констант минерала.

Ориентировка индикатрисы в кристаллах кубической сингонии произвольна, так как такие кристаллы не имеют единичных направлений. Ориентировка индикатрисы в кристаллах средних сингоний одноступенчатая. Ось вращения индикатрисы (ее оптическая ось) всегда совпадает с единичным направлением в кристалле L_4, L_3, L_6 . Ориентировка индикатрисы кристаллов низших сингоний зависит от симметрии кристалла.

В кристаллах ромбической сингонии кристаллографические оси a, b, c взаимно перпендикулярны, $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$. Главные оси индикатрисы n_g, n_m, n_p совпадают с кристаллографическими осями (рис. 8, а); взаимное расположение осей индикатрисы и кристаллографических осей индивидуально для каждого минерала и является его константой.

В кристаллах *моноклинной сингонии* углы между кристаллографическими осями $\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$. Вторая кристаллографическая ось b перпендикулярна к плоскости, в которой лежат оси a и c . Одна из осей индикатрисы (чаще n_m) совпадает с осью b ; две другие образуют с кристаллографическими осями a и c некоторые углы (рис. 8, б). Для каждого моноклиного минерала характерно наименование оси индикатрисы, совпадающей с осью b , и величины углов между осью c и осями n_g или n_p .

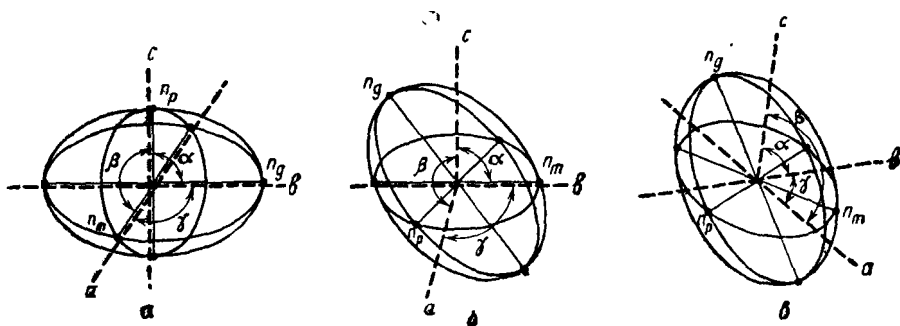


Рис. 8. Характер ориентировки оптической индикатрисы в кристаллах низших сингоний:

a — ромбической, b — моноклиной, v — триклинной

В кристаллах *триклинной сингонии* все углы между кристаллографическими осями не равны между собой $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$. Оси симметрии отсутствуют. Все направления единичны. Ни одна из осей индикатрисы в общем случае не совпадает с кристаллографическими осями (рис 8, в). Величины углов между кристаллографическими осями и ближайшими к ним осями индикатрисы являются индивидуальной особенностью каждого минерала триклинной сингонии

Правило индикатрисы

В. Н. Лодочников предложил так называемое *правило индикатрисы*, которое помогает понять оптические свойства минерала в различных сечениях. Сущность правила заключается в следующем: «*Оптические свойства минерала в наблюдаемом разрезе характеризуются центральным сечением индикатрисы, перпендикулярным к направлению светового луча*». Здесь говорится о центральном сечении, так как в параллельных сечениях кристалла все свойства одинаковы и, следовательно, любую точку кристалла можно принимать за центр индикатрисы.

Зная форму и ориентировку индикатрисы и применяя правило индикатрисы, легко разобраться в оптических свойствах разных сечений минерала. Так, если световой луч идет через изотропный минерал или вдоль оптической оси анизотропного минерала, то

он встретит на своем пути круговое сечение индикатрисы, характеризующееся постоянством показателя преломления и, следовательно, отсутствием двойного лучепреломления. Луч, идущий перпендикулярно к сечению индикатрисы, расположенному вдоль оптической оси одноосного минерала или параллельно плоскости оптических осей двuosного минерала, встретит эллиптическое сечение индикатрисы, оси симметрии которого являются единственными направлениями, пропускающими колебания световых волн, а величины полуосей пропорциональны показателям преломления для данного направления. В этом сечении наблюдается максимальное двупреломление минерала. Все промежуточные косые разрезы характеризуются эллиптическими сечениями индикатрисы, причем для минералов средних сингоний в таких разрезах один показатель преломления имеет всегда постоянное значение n_o ; другой — переменное значение n_e ; для минералов низших сингоний оба радиуса-вектора случайного сечения имеют переменные значения и обозначаются n'_g и n'_p .

На рис. 9 показаны для одноосного оптически положительного кристалла сечения индикатрисы, которые встречаются различно направленные лучи S_1 , S_2 , S_3 .

Необходимо понять сущность индикатрисы, ее геометрию, ориентировку в кристаллах различных сингоний и уметь применять правило индикатрисы, так как все это является основой овладения микроскопическим методом исследования.

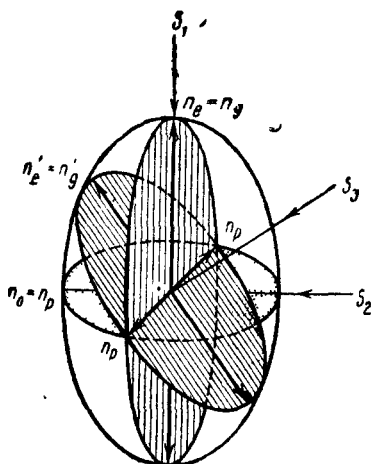


Рис. 9. Иллюстрация к правилу индикатрисы на примере одноосного оптически положительного кристалла.

Глава II

ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МИКРОСКОП

Поляризационный микроскоп отличается от обычного биологического микроскопа наличием специальных оптических приборов, преобразующих обыкновенный свет в плоскополяризованный.

Призма Николя

В микроскопической практике широкое применение получил поляризующий прибор, названный по имени его изобретателя английского физика У Николя (1828 г) *призмой Николя*, или

просто *ником*. В основу конструкции поляризующих устройств положено свойство анизотропных кристаллов поляризовать проходящий через них свет.

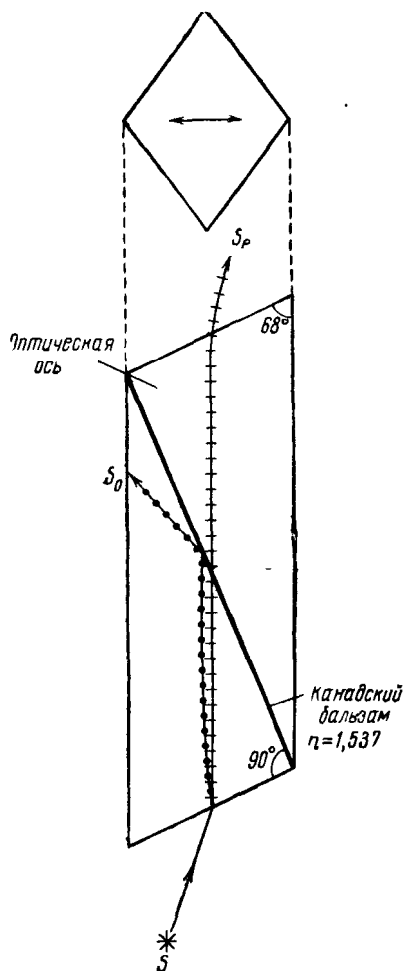


Рис. 10. Ход лучей в призме Николя.

Призма Николя представляет собой кристалл бесцветного прозрачного кальцита (исландского шпата), распиленный под определенным углом к граням и затем склеенный канадским бальзамом*.

Луч естественного света S (рис. 10), достигнув нижней поверхности призмы Николя, разлагается кристаллом кальцита на два луча — обыкновенный S_o и необыкновенный S_e с показателями преломления соответственно $n_o=1,658$ и $n_e=1,536$. Волны луча S_o (линия с точками) совершают колебания в плоскости, перпендикулярной к чертежу; волны луча S_e колеблются в плоскости чертежа (линия с черточками). Так как показатель преломления кристалла для направления колебаний волн луча S_o больше показателя преломления бальзама, а угол падения при данном направлении плоскости распила больше предельного, то, дойдя до плоскости распила, луч S_o получит полное внутреннее отражение, будет отброшен на боковую сторону призмы, где и погасится черной оправой николя. В итоге сила света уменьшится примерно вдвое.

Луч S_e , идущий с показателем преломления, близким к

показателю преломления бальзама, пройдет через плоскость распила почти без преломления и выйдет из призмы Николя, сохранив приобретенные в кристалле колебания в строго определенной плоскости.

* Канадский бальзам — лишенная эфирных масел смола канадской пихты. В СССР аналогичная смола добывается из сибирской пихты и поэтому в отечественной литературе является название «пихтовый бальзам».

Призма Николя, преобразующая обыкновенный свет в плоско-поляризованный, называется *поляризатором*.

Если на призму Николя снизу, как это имеет место при работе с микроскопом, направить луч обыкновенного света и начать поворачивать николь вокруг направления падающего луча, то в каждый данный момент какое-либо из колебаний световых волн будет совпадать с плоскостью, вдоль которой призма Николя пропускает световые волны, свет беспрепятственно пройдет через николь и пространство над ним все время будет освещено. Если над николем поместить второй николь, причем так, чтобы положения плоскостей колебаний обоих николей совпадали, то волны, вышедшие из нижнего николя, свободно пройдут через верхний николь и эффект освещенности не изменится. Такое взаимное положение двух николей называется *параллельным*.

Если верхний николь поставить так, чтобы плоскость его колебаний была расположена под углом 90° к плоскости колебаний нижнего николя, то волны, вышедшие из нижнего николя, верхним николем пропущены не будут и свет мы не увидим. Такое положение николей называется *скрещенным*.

При любом положении плоскостей колебаний нижнего и верхнего николей под углом друг к другу эффект освещенности будет промежуточным.

Из сказанного должно быть ясно, что если бы мы имели возможность повернуть верхний николь на 360° , то поле зрения четыре раза должно было бы стать темным (никили скрещены) и четыре раза максимально освещенным (никили параллельны).

Таким образом, с помощью верхнего николя мы анализируем свет, определяем, поляризован он или нет, и если поляризован, то устанавливаем положение плоскости колебаний. Поэтому в системе двух николей верхний николь называется *«анализатором»*. Названия «поляризатор» и «анализатор» относятся только к назначению николей, так как устройство обеих призм одинаково.

Наряду с описанным типом поляризаторов (призм Николя) в последнее время стали все шире применяться для получения поляризованного света специально изготовленные приборы — *поляроиды*. Поляроид это тонкая пластинка, представляющая собой поливиниловую пленку, покрытую слоем мельчайших параллельно ориентированных кристалликов, обладающих способностью поляризовать свет и почти полностью поглощать колебания одного из поляризованных лучей. Поляроиды значительно дешевле исландского шпата, кроме того, их можно изготовлять практически любого размера, что расширяет возможности их использования.

Изучение минералов и горных пород с помощью поляризационного микроскопа производится в шлифах. Шлиф (рис. 11) представляет собой тонкую пластинку горной породы 4, толщиной около 0,03 мм, вклеенную канадским бальзамом 3 между предметным 1 и покрывным 2 стеклами.

Устройство микроскопа

В Советском Союзе выпускается несколько моделей поляризационных микроскопов, отличающихся друг от друга некоторыми конструктивными деталями. Устройство поляризационного микроскопа рассмотрено здесь на примере модели МП-6 (рис. 12).

Главными частями микроскопа являются: штатив, осветительная система, предметный столик и тубус.

Штатив состоит из массивной подковообразной опоры 23 и ручки тубусодержателя 24, на которой закреплены все детали прибора. Обе части штатива сое-

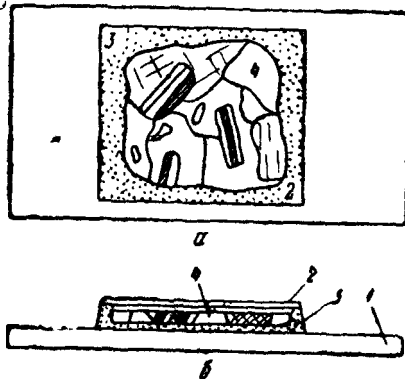


Рис. 11. Петрографический шлиф:

a — вид сверху, *b* — разрез; 1 — предметное стекло; 2 — покровное стекло; 3 — канадский бальзам; 4 — пластинка горной породы

динены шарнирно, что позволяет наклонять верхнюю часть микроскопа на наблюдателя и закреплять ее в удобном для работы положении.

Осветительная система микроскопа располагается в нижней части прибора под предметным столиком и состоит из двустороннего осветительного зеркала, поляризатора, ирисной диаф-

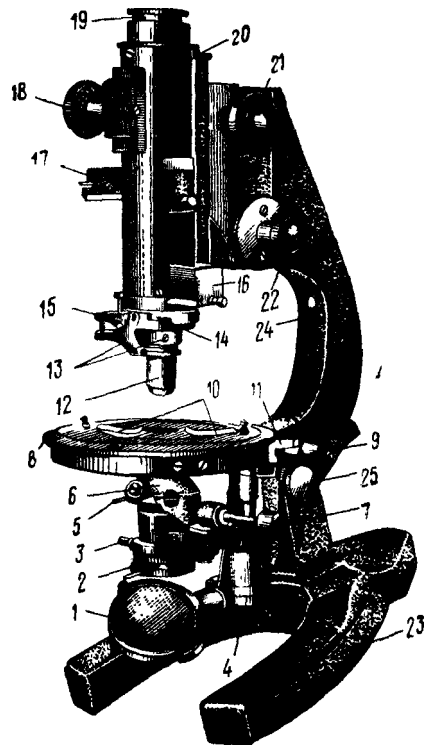


Рис. 12. Поляризационный микроскоп МП-6:

1 — осветительное зеркало; 2 — поляризатор (в оправе); 3 — стопорный винт поляризатора; 4 — вертикальный винт для подъема поляризатора; 5 — рукоятка ирисной диафрагмы; 6 — линза Лазо; 7 — рукоятка для включения линзы Лазо; 8 — предметный столик; 9 — стопорный винт столика; 10 — зажимные лапки для крепления шлифа; 11 — ноинус; 12 — объектив; 13 — центрировочные винты объектива; 14 — прорезь для компенсатора; 15 — щипцовое устройство для крепления объективов; 16 — анализатор; 17 — линза Бертрана; 18 — винт для перемещения линзы Бертрана; 19 — окуляр; 20 — тубус; 21 — винт грубой наводки тубуса; 22 — винт микрометрической наводки тубуса; 23 — основание штатива; 24 — ручка тубусодержателя; 25 — стопорный винт штатива (на рисунке с обратной стороны)

рагмы, конденсорной линзы и линзы Лазо. Осветительная система перемещается вверх и вниз с помощью вертикального винта и может быть выведена из оптической системы микроскопа.

В самой нижней части осветительной системы находится осветительное зеркало 1. Над зеркалом расположен поляризатор 2, заключенный в металлическую оправу, состоящую из двух частей: подвижной и неподвижной. Поляризатор помещается в нижней подвижной части оправы и при помощи рычажка может быть повернут на любой угол, что позволяет изменять положение колебаний поляризованного света. Непосредственно над поляризатором находится ирисная диафрагма, регулирующая степень освещенности объекта и изолирующая боковые лучи. Над диафрагмой устанавливаются сменные линзы (конденсоры), делающие поляризованный свет несколько сходящимся, что заметно увеличивает освещенность объекта. Линза Лазо 6 является дополнительным конденсором, который вводится в систему микроскопа для получения сходящегося светового пучка, используемого при исследовании коноскопическим методом.

Предметный столик 8 помещается над линзой Лазо и представляет собой массивный диск, свободно вращающийся вокруг вертикальной оси, совпадающей с оптической осью прибора. Внешний край столика градуирован на 360° , что позволяет с помощью нониусов 11 производить отсчеты углов поворота. В центре столика имеется круглое отверстие, через которое проходят лучи, направленные от осветителя на объект исследований — шлиф. Шлиф закрепляется на столике микроскопа с помощью двух пружинящих зажимных лапок 10.

Тубус 20 полый цилиндр, соединенный кремальерой с ручкой тубусодержателя, вдоль которой он может перемещаться с помощью винта грубой наводки 21 и микрометрического винта 22, позволяющих ставить объект на фокус. В нижней части тубуса имеется щипцевое устройство 15, закрепляющее объектив. Над объективом в тубусе под углом 45° к плоскости симметрии микроскопа сделана прорезь 14 для введения компенсаторов. Выше прорези находится анализатор 16, вмонтированный в рамку, имеющую с одной стороны круглое полое отверстие. Рамку можно перемещать в тубусе на салазках, что позволяет вводить анализатор в оптическую систему микроскопа и выводить из нее. Выше анализатора установлена линза Бертрана 17 — обычная увеличительная линза, дающая увеличение в 2—3 раза, вмонтированная в двойную рамку, аналогичную рамке анализатора. Линза Бертрана используется только при работе со сходящимся светом.

В верхнее отверстие тубуса вставляется окуляр 19, представляющий собой две увеличительные линзы в общей цилиндрической оправе. Во внутренней части оправы между линзами находится рамка, на которую натянуты две взаимно перпендикулярные паутинные нити, образующие «крест нитей». На оправе окуляра имеется небольшой направляющий шпенец, который входит

в специальные вырезы (их два) в верхней части тубуса микроскопа, что позволяет фиксировать окуляр в определенном положении.

К каждому микроскопу прикладывается набор объективов с различными увеличениями $3\times$, $8\times$, $20\times$, $40\times$, $60\times$ и набор окуляров с увеличениями $5\times$, $6\times$, $8\times$, $12,5\times$, $17\times$. В окуляре $6\times$ вложено круглое стеклышко, на которое нанесена шкала-линеечка, позволяющая определять размеры исследуемых объектов

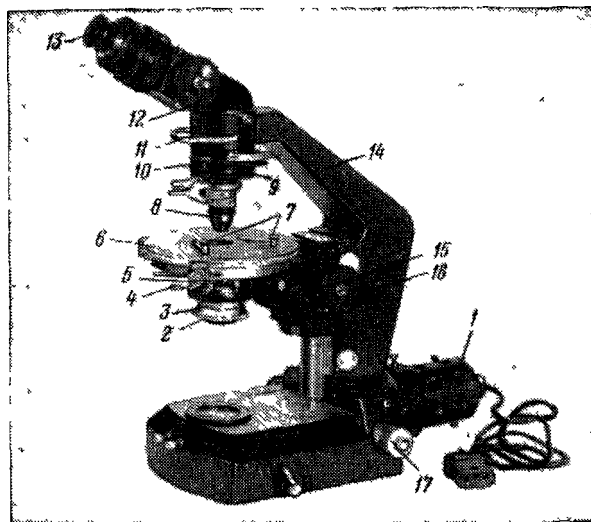


Рис. 13. Поляризационный микроскоп МИН-8.

1 — осветительное устройство, 2 — конденсатор, 3 — поляризатор, 4 — стопорный винт поляризатора, 5 — рукоятка линзы Лазо, 6 — предметный столик, 7 — зажимные лапки для крепления шлифа, 8 — объектив, 9 — прорезь для компенсатора, 10 — анализатор, 11 — диск со светофильтрами, 12 — барашек линзы Бертраана, 13 — окуляр, 14 — штатив, 15 — маховичок подъема осветительной системы, 16 — маховичок кремальеры столика, 17 — маховичок микрометричной подачи столика

Общее увеличение микроскопа для данной комбинации объектива и окуляра очень близко к произведению чисел, указывающих увеличение каждого из них. Так, например, при объективе $8\times$ и окуляре $8\times$ общее угловое увеличение микроскопа равно $64\times$.

В комплекте микроскопа обычно имеется, кроме перечисленных деталей, два компенсатора, о назначении которых будет сказано ниже.

В последнее время выпускаются микроскопы, у которых окулярная часть тубуса имеет постоянный наклон и осветительное устройство, вмонтированное в основание прибора. Фокусировка объекта в этом случае производится с помощью кремальеры, под-

нимающей и опускающей предметный столик. Наклонный тубус обеспечивает горизонтальное положение столика, что особенно удобно при исследованиях в иммерсионных жидкостях. К данному типу микроскопов относится модель МИН-8, показанная на рис. 13.

Правила работы с микроскопом

Микроскоп — дорогостоящий прибор, предназначенный для тонких оптических исследований, поэтому обращаться с ним нужно очень осторожно, изучив назначение каждой детали. При работе с микроскопом рекомендуется придерживаться следующих правил.

1. Установив микроскоп на рабочем месте, освободить шарнир тубусодержателя поворотом рукоятки «от себя» и, придав тубусу удобный для работы наклон, закрепить шарнир поворотом рукоятки «на себя». В наклонном положении микроскоп оставлять без присмотра нельзя. Объективы и окуляры следует держать в специальном ящике, не оставляя их лежать на боку на столе. Окуляры не развинчивать во избежание повреждения паутинных нитей.

2. Начиная работу, вывести из оптической системы микроскопа линзу Бертрана, анализатор, линзу Лазо, полностью открыть диафрагму.

3. Вставить окуляр так, чтобы фиксирующий шпенец на его оправе вошел в вырез на верхнем крае тубуса и одна нить креста расположилась в плоскости симметрии микроскопа, другая — в перпендикулярном направлении. Вращением верхней глазной линзы окуляра навести крест нитей на резкость.

4. Поставить объектив нужного увеличения (при рядовой работе обычно $8\times$ или $20\times$). Для этого вначале с помощью винта грубой наводки несколько приподнять тубус, затем, сжав пальцами левой руки щипцевое устройство, правой рукой надеть объектив пазом обоймы на обоймодержатель. Повернуть объектив против часовой стрелки до упора штифтика, расположенного на обойме между двумя центрировочными винтами, в вырез верхней подвижной части щипцов и отпустить щипцы. Внимательно следить за правильной установкой объектива, так как в противном случае микроскоп не удастся отцентрировать.

5. На предметный столик микроскопа положить шлиф (покровным стеклом кверху) и с помощью зажимных лапок закрепить его.

6. Наклонами осветительного зеркала направить луч света на шлиф так, чтобы все поле зрения было освещено ярко, равномерно, без бликов. В качестве источника света пользоваться осветителем с матовым стеклом или матовой лампой.

7. Работая с объективом $20\times$, $40\times$, $60\times$, для которых фокусные расстояния очень малы, чтобы не раздавить шлиф и не повредить линзы объективов, установку объекта на фокус производить с особой осторожностью. Для этого, глядя сбоку на конец

объектива, осторожно с помощью кремальерного винта грубой наводки опустить тубус до поверхности шлифа, а затем, смотря **в окуляр**, поднимать его микрометрическим винтом (для $20\times$ увеличения можно винтом грубой наводки) до появления отчетливого изображения объекта.

8. Во избежание переутомления зрения следует сразу же приучить себя, глядя одним глазом в окуляр микроскопа, оставлять другой глаз в течение всей работы открытым. Для этого вначале рекомендуется работать с бумажным экраном, надетым на тубус.

Подготовка микроскопа к работе

Для того чтобы с помощью поляризационного микроскопа производить кристаллооптические исследования, необходимо выполнить ряд регулировок и проверок, среди которых основными являются следующие: 1) центрировка микроскопа, 2) установка николей в скрещенное положение, 3) проверка совпадения нитей окулярного креста с направлениями световых колебаний, пропускаемых николями, 4) определение направления колебаний, пропускаемых поляризатором.

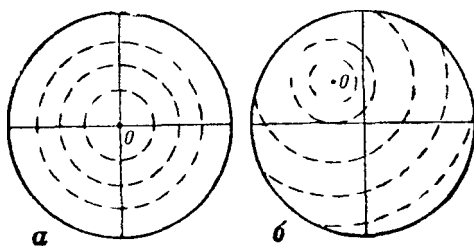


Рис. 14. Направления движения объектов в поле зрения микроскопа:

a — центрированного, *б* — нецентрированного

Центрировка микроскопа. Центрировкой микроскопа достигается совмещение оси оптической системы прибора с осью вращения предметного столика. В центрированном микроскопе наблюдаемый объект, поставленный в точку пересечения нитей окулярного креста при вращении столика микроскопа, остается на месте (рис. 14, *a*). В нецентрированном микроскопе наблюдаемая точка при вращении предметного столика будет описывать окружность, радиус которой зависит от величины эксцентриситета. Центр вращения этой точки находится в стороне от центра креста нитей и является центром вращения столика (рис. 14, *б*).

Центрировка микроскопа производится следующим образом. Глядя в окуляр при выключенном анализаторе, выбирают в шлифе заметное маленькое зернышко и, передвигая шлиф рукой по

поверхности столика микроскопа, ставят его на центр креста нитей. Поворачивая предметный столик на 180° (в любую сторону), следят за движением наблюдаемого зерна. При наличии эксцентриситета зерно сместится с центра креста, опишет полуокружность и окажется на противоположном конце диаметра этой полуокружности (рис. 15). Ось вращения столика находится в точке O на середине расстояния между центром креста нитей и новым положением наблюдаемого зерна. Определив на глаз положение оси вращения столика, передвигают шлиф так, чтобы наблюдаемое зерно совпало с осью вращения (т. е. с точкой O) и наглядно показывало ее положение. Далее совмещают ось оптической системы с осью вращения столика. Для этого пользуются двумя центрировочными ключами, которые надевают на головки центрировочных винтов объектива. Действием каждого из ключей объектив перемещается параллельно самому себе по диагонали относительно нитей окулярного креста. При одновременном действии двумя ключами объектив перемещается вдоль вертикальной нити окулярного креста. Действуя центрировочными ключами, перемещают зерно на половину расстояния к центру креста нитей, которое определяется глазомерно. Если положение точки O найдено правильно, то после проведенных операций микроскоп будет центрирован. Если некоторый эксцентриситет остался, то повторяют центрировку до получения необходимого результата.

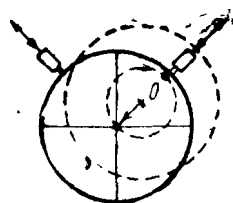


Рис. 15. Схема центрировки объектива.

Если оптическая ось объектива отклонена от центра вращения столика более чем на половину радиуса поля зрения, то при повороте столика на 180° наблюдаемое зерно уйдет за пределы поля зрения. В этом случае вращают предметный столик в обе стороны на некоторый угол, следя за перемещением зерен, находящихся в поле зрения, и определяют, в какой стороне от поля зрения находится ось вращения столика. Центрировочными ключами перемещают ось объектива до тех пор, пока зерна, находящиеся в центральной части поля зрения, при вращении столика будут оставаться в пределах поля зрения. Заканчивают центрировку описанным выше способом.

Установка николей в скрещенное положение. Как было сказано, николи считаются скрещенными при взаимно перпендикулярном положении плоскостей колебания поляризатора и анализатора. В этом случае (шлифа на столике микроскопа нет) световой луч, направленный от осветительного зеркала, не пройдет через оптическую систему и поле зрения микроскопа останется темным. Если затемнение поля зрения не полное, то открепив арретирный винт, закрепляющий поляризатор, поворачивают последний за рычажок до получения наибольшего затемнения и в таком положении закрепляют его. Эту же проверку можно сделать по уча-

стку шлифа, заполненному канадским бальзамом. В скрещенных николях бальзам, как вещество изотропное, будет темным при любых поворотах столика микроскопа.

Скрещенность николей — необходимое условие при изучении минералов, так как порядок исследований требует совмещения направлений колебаний, пропускаемых анизотропным сечением минерала с плоскостями колебаний в николях.

Проверка совпадения нитей окулярного креста с направлениями световых колебаний, пропускаемых николями. В правильно юстированном микроскопе николи ориентированы так, что одно направление пропускаемых ими световых колебаний (например поляризатора) параллельно плоскости симметрии микроскопа, другое (в анализаторе) — перпендикулярно ей. Проверка производится с помощью креста нитей в окуляре по удлинненным разрезам какого-либо одноосного минерала, например апатита, скаполита, или чаще с помощью пластинки биотита с отчетливой спайностью*.

При выключенном анализаторе вращением столика микроскопа ставят трещины спайности в пластинке биотита (или длинную сторону минерала) параллельно одной из нитей окулярного креста. Включают анализатор. Если минерал затемнен (на погасании), то микроскоп юстирован правильно. При отсутствии полного погасания поворачивают в окуляре рамку с натянутыми на нее нитями до совмещения одной из нитей со спайностью биотита в момент полного погасания минерала. Эта операция требует опыта, поэтому проводить ее самостоятельно начинающим не рекомендуется.

Таким образом, направление нитей окулярного креста позволяет ясно представлять исследователю положение плоскостей колебаний в николях.

Определение направления колебаний, пропускаемых поляризатором. Проверка производится при выключенном анализаторе с помощью пластинки биотита. Биотит способен избирательно поглощать свет. В положении, когда пластинка биотита поставлена так, что трещины спайности расположены параллельно плоскости колебаний поляризатора, минерал поглощает максимум лучей и приобретает темную окраску; при повороте на 90° он становится светлоокрашенным. Вращая столик микроскопа, наблюдают при совмещении спайности биотита, с какой нитью окулярного креста минерал наиболее густо окрашен. Это направление и будет направлением плоскости колебания волн, пропускаемых поляризатором.

Выполнив все необходимые проверки, приступают к определению минералов в шлифе.

* Не следует использовать биотит из щелочных пород, так как в этом случае он может дать косое погасание, т. е. минерал не гаснет при совмещении трещины спайности с нитью окулярного креста.

ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ПРИ ПОМОЩИ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО МИКРОСКОПА

Создавая различные условия хода лучей в оптической системе поляризационного микроскопа, можно наблюдать различные свойства минералов. Ниже рассмотрены методы и приемы исследования минералов в параллельном свете с одним поляризатором и при скрещенных николях, а также в сходящемся свете методом коноскопии.

ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В ПАРАЛЛЕЛЬНОМ СВЕТЕ С ОДНИМ ПОЛЯРИЗАТОРОМ

С одним поляризатором изучают форму минеральных зерен, спайность, цвет и свойства, обусловленные величиной показателя преломления.

Форма

Существенное значение для диагностики минералов и нередко для выяснения условий их образования имеет изучение формы минеральных выделений. При исследовании минералов в шлифе эта задача осложняется тем, что здесь наблюдаются только случайные плоские сечения, на основании которых приходится судить о форме минеральных зерен.

Все разнообразие форм минералов можно объединить в четыре главных морфологических типа:

1. Минералы **изометричные** — гранат, оливин, лейцит, флюорит.

2. Удлиненные в одном направлении: а) призматические пироксены, амфиболы, апатит, турмалин, волластонит, дистен; б) игольчатые — актинолит, силлиманит, эгирин.

3. Удлиненные одновременно в двух направлениях при наличии третьего короткого: а) таблитчатые — полевые шпаты, б) листоватые или чешуйчатые — слюды, хлориты, серпентин, тальк.

4. Минералы **неправильной формы**: кварц, кальцит.

На рис. 16 изображены наиболее типичные плоские сечения минералов, наблюдаемые в шлифах.

Изучают форму бесцветных минералов с одним поляризатором и при скрещенных николях, последнее особенно важно для случая, когда показатель преломления исследуемого минерала близок к показателю преломления бальзама.

Спайность

Спайностью называется способность минерала раскалываться по определенным кристаллографическим плоскостям, соответствующим плоским сеткам пространственной решетки.

В шлифе спайность наблюдается в виде серии трещин, пересекающих минерал. Чем больше разница между показателями преломления минерала и бальзама, тем трещины спайности выделяются резче. Спайность проявляется по-разному, в зависимости от направления среза минерала плоскостью шлифа. Если срез минерала прошел перпендикулярно плоскостям спайности, трещины в шлифе имеют вид тонких четких линий. С увеличением наклона среза относительно плоскостей спайности трещины стано-

вятся все более широкими, расплывающимися, пока совершенно не исчезнут. Так, слюды в разрезах, перпендикулярных плоскостям спайности, имеют тонкие четкие трещины; в разрезах, проходящих близкопараллельно или параллельно плоскостям спайности, трещины не обнаруживаются.

В зависимости от прямолинейности трещин, взаимной параллельности и протяженности различают спайность весьма совершенную, совершенную и несовершенную. Спайность весьма совершенная отличается наличием четких, тонких параллельных трещин, проходящих через все зерно минерала (слюды, карбонаты). Спайность совершенная характеризуется развитием прерывистых параллельных



Рис. 16. Типичные формы минералов в шлифах.

1 — гранат, 2 — оливин, 3 — роговая обманка, 4 — силлманит, 5 — плагиоклаз, 6 — биотит, 7 — кварц, 8 — кальцит

трещин (полевые шпаты, амфиболы, пироксены). Спайность несовершенная проявляется в виде очень коротких трещин (оливин, нефелин) (рис. 17). Имеются минералы, которые не обладают спайностью (кварц, гранаты). Для этих минералов характерна неправильная трещиноватость. Трещины спайности могут развиваться в одном направлении (слюды), в двух направлениях (амфиболы, пироксены) и в трех направлениях (карбонаты, флюорит). Степень совершенства спайности и величины углов между трещинами спайности — важные диагностические признаки минералов. Так, острый угол между трещинами призматической спайности в разрезах по (001), перпендикулярных оси c для всех минералов группы пироксенов, равен 87° (см. рис. 30, а), для амфиболов 56° (см. рис. 30, б), поэтому определение углов между трещинами спайности может помочь при диагностике минералов.

Порядок работы при определении углов между трещинами спайности:

1. Находят зерно, разрезанное плоскостью шлифа перпендикулярно обеим плоскостям спайности (обе системы имеют вид тонких четких трещин).

2. Передвигая шлиф по поверхности столика микроскопа, ставят вершину угла двух пересекающихся трещин на центр креста нитей и вращением столика микроскопа совмещают одну из трещин с любой из нитей окулярного креста.

3. Берут отсчет по лимбу столика. Затем поворотом столика совмещают вторую трещину с той же нитью креста и снова берут отсчет. Раз-

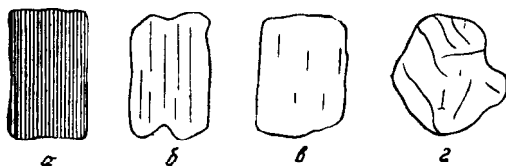


Рис. 17. Характер трещин спайности:
а — весьма совершенная, б — совершенная, в — несовершенная, г — неправильная трещиноватость

ность отсчетов дает искомый угол. Принято определять величину острого угла между трещинами спайности.

Цвет

Как известно, цвет любого вещества зависит от его способности избирательно поглощать (абсорбировать) и отражать волны определенной длины из состава сложного белого цвета.

Цвета минералов в образцах и шлифах обычно не совпадают. Цвет минерала в образце обусловлен суммарным эффектом лучей, как отраженных от его поверхности, так и проникших внутрь минерала на некоторую, весьма незначительную глубину, где часть лучей избирательно поглощается, а часть отражается. Цвет минерала в шлифе зависит исключительно от избирательного поглощения лучей, проходящих сквозь тонкую пластинку минерала. При этих условиях часть лучей поглощается и минерал становится окрашенным в цвета дополнительные до белого. Например, если минерал окрашен в зеленый цвет, следовательно, он поглощает волны красного цвета, так как суммарный эффект от сложения волн зеленого и красного цвета дает белый цвет. В шлифе минералы чаще всего окрашены в зеленые, бурые, коричневые тона. Черные минералы (как правило, рудные) поглощают все видимые лучи спектра. Минералы бесцветные пропускают все лучи или поглощают их в столь незначительном количестве, что глаз не улавливает изменения окраски.

В изотропных минералах или в разрезах, перпендикулярных к оптической оси анизотропных минералов, цвет и его интенсивность постоянны в любом направлении и зависят исключительно от абсорбционной способности минерала и толщины пластинки.

В анизотропных сечениях минералов цвет и его интенсивность изменяются в зависимости от направления колебания световой волны, проходящей через кристалл. Это явление называется *плеохроизмом*. Плеохроизм отчетливо наблюдается при вращении столика микроскопа, когда последовательно совмещаются с плоскостью колебаний поляризатора два взаимно перпендикулярных направления в минерале, отвечающие направлениям наибольшего и наименьшего поглощения света. Плеохроизм резко выражен в таких минералах, как биотит, роговая обманка, эгирин, турмалин и др. Явление плеохроизма в биотите, как уже говорилось, используется для определения положения плоскости колебаний поляризатора

Свойства, обусловленные величиной показателя преломления

В шлифе оценка показателя преломления минерала производится путем сравнения с окружающей его средой — канадским бальзамом, показатель преломления которого равен $1,537 \pm 0,004$. Различная степень преломления и отражения лучей на границе двух сред с различными показателями преломления вызывает оптические эффекты, позволяющие производить указанную оценку. К этим эффектам относятся рельеф, шагреневая поверхность, световая полоска Бекке.

Рельеф и шагреневая поверхность. *Рельеф* — кажущаяся выпуклость минерала, обусловленная наличием вокруг наблюдаемого зерна темной каймы. *Шагреневая поверхность* — кажущаяся мелкая бугристость на поверхности минерала, напоминающая поверхность ватманской бумаги. Чем больше разница между показателями преломления минерала и бальзама, тем рельефнее выглядит его зерно и тем резче выражена шагреневая поверхность. Для минералов с показателями преломления больше показателя преломления бальзама рельеф принято считать *положительным*, меньше показателя преломления бальзама — *отрицательным*. При равенстве показателей преломления минерала и бальзама рельеф и шагреневая поверхность полностью исчезают, и если минерал бесцветный, то он становится невидимым.

Если в анизотропном сечении минерала одно направление, соответствующее большей оси эллиптического сечения индикатрисы, имеет высокий показатель преломления, а другое перпендикулярное ему, низкий, приближающийся к показателю преломления бальзама, то при последовательном совмещении этих направлений с направлением колебания волн, выходящих из поляризатора, наблюдается отчетливая разница в эффектах рельефа и шагреневой поверхности. Такое явление называется *псевдоабсорбцией*. Степень проявления псевдоабсорбции для одного и того же минерала зависит от сечения минерала, следовательно, от сечения индикатрисы плоскостью шлифа. В разрезе минерала, парал-

тельном главном сечении индикатрисы $n_g n_p$, характеризующемуся большим и меньшим показателями преломления, псевдоабсорбция выражена наиболее резко, если один из показателей преломления близок к показателю преломления канадского бальзама, а другой резко отличен от него; в разрезе, параллельном круговому сечению, или, что то же, перпендикулярном оптической оси, явление псевдоабсорбции отсутствует; во всех косых сечениях индикатрисы оно имеет промежуточный характер. Резко выраженным эффектом псевдоабсорбции отличаются карбонаты, ангидрит, мусковит.

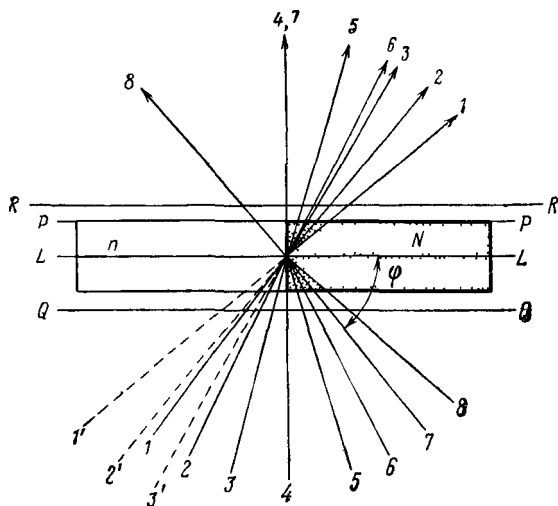


Рис 18 Схема появления и «перемещения» световой полосы на границе раздела двух сред с различными показателями преломления ($N > n$).

Для получения наиболее отчетливых эффектов рельефа и шагреновой поверхности наблюдения ведут при несколько прикрытой диафрагме, уничтожающей боковые расходящиеся лучи. Необходимая степень уменьшения диаметра отверстия диафрагмы легко определяется практически.

Световая полоска Бекке. Наблюдения за характером рельефа и шагреновой поверхности позволяют установить наличие разницы в показателях преломления минерала и окружающей среды, но не дают четкого ответа на вопрос об относительной величине показателей преломления сравниваемых сред.

Для определения относительной величины показателя преломления минерала используют явление полного внутреннего отражения, в результате которого на границе двух сред, абсолютные величины показателей преломления которых отличаются хотя бы на 0,001, возникает световая полоска, называемая *полоской Бек-*

ке *. На рис. 18 показан ход лучей, объясняющий появление световой полосы.

При точной фокусировке микроскопа на плоскость LL , пересекающую пучок света в точке его схождения (для ясности рисунка показан резко утрированный наклон лучей), явление световой полосы не наблюдается. Если микроскоп отфокусировать на плоскость PP , то на стороне среды с большим показателем преломления (N) будет наблюдаться еле уловимая световая полоска (избыточный пучок лучей), обусловленная концентрацией лучей, преломленных и получивших полное внутреннее отражение. Поднимая тубус микроскопа еще выше, так, чтобы фокальная плоскость заняла положение RR , будем наблюдать еще более расширяющуюся часть избыточного пучка лучей, и световая полоска соответственно расширится (хотя станет менее резкой). При опускании тубуса и перемещении фокальной плоскости в положение QQ , концентрация лучей будет наблюдаться на стороне среды с меньшим показателем преломления n , так как избыточный пучок лучей будет пересекать эту плоскость на стороне низкопреломляющей среды. Это явление создает впечатление перемещения световой полосы, что позволило установить следующее правило: *при поднятии тубуса полоска перемещается на среду с большим показателем преломления; при опускании тубуса световая полоска перемещается на среду с меньшим показателем преломления.*

Световая полоска особенно отчетливо наблюдается на стыке бесцветного минерала и канадского бальзама, если показатели преломления их не слишком резко отличаются. Если показатель преломления минерала существенно отличается от показателя преломления бальзама, то происходит сильное рассеивание света и зерно минерала становится окруженным темной каймой, создающей впечатление рельефа. В этом случае темная кайма в свою очередь окружена слабо заметной узкой светло-серой полоской, которая идентична световой полоске, и так же, как описанная выше световая полоска, служит для определения относительного показателя преломления сравниваемых сред.

Отчетливое наблюдение световой полосы возможно только при соблюдении следующих условий: стык сравниваемых двух сред должен быть непосредственным, минерал не содержит включений и продуктов вторичных изменений, применяемый объектив обычно не менее $20\times$, освещенность поля зрения ровная, яркая, без бликов, диафрагма несколько прикрыта.

В. Н. Лодочников предложил разделить все пороодообразующие минералы по оптическим эффектам, связанным с величиной показателя преломления относительно канадского бальзама, на семь групп (табл. 1). Такое разделение минералов очень удобно, хотя и условно, так как помогает систематизировать наблюдения и, следовательно, облегчает диагностику минералов.

* По имени австрийского петрографа Бекке, установившего сущность этого явления.

Характеристика минералов по группам

Таблица 1

Группа	Интервал показателей преломления	Рельеф	Характеристика группы по эффектам, связанным с величиной показателя преломления	Некоторые типичные минералы
I	1,41—1,47	— ↑	Шагреновая поверхность отчетливая. Рельеф резкий отрицательный. Световая полоска при опускании тубуса перемещается с бальзама на минерал	Опал, флюорит
II	1,47—1,53	— ↑	Рельеф и шагреновая поверхность отсутствуют. Световая полоска при опускании тубуса перемещается на минерал	Ортоклаз, микроклин, содалит
III	1,535—1,545		Рельеф и шагреновая поверхность отсутствуют. Световая полоска улавливается с трудом (рекомендуется объектив 40×) и может перемещаться и на минерал, и на бальзам	Кислые плагиоклазы (до № 20), нефелин, халцедон
IV	1,55—1,60	+ ↓	Рельеф очень слабый положительный. Шагреновая поверхность выражена очень слабо или отсутствует. Световая полоска при опускании тубуса перемещается на бальзам.	Кварц, плагиоклазы (от № 20 до № 100)
V	1,61—1,66	+ ↓	Рельеф ясный положительный. Шагреновая поверхность отчетливая. Световая полоска при опускании тубуса перемещается на бальзам	Апатит, андалузит, волластонит, тремолит
VI	1,66—1,78	+ ↓	Рельеф высокий положительный. Шагреновая поверхность резкая. Световая полоска маскируется темной каймой. Теневая серая полоска при опускании тубуса перемещается на бальзам	Оливин, пироксены, силлиманит, дистен, эпидот
VII	Выше 1,78	+ ↓	Рельеф очень высокий. Шагреновая поверхность очень резкая. Теневая полоска улавливается с трудом	Гранаты, циркон, сфен

Характер рельефа минералов, принадлежащих к различным группам, иллюстрируются рис. 19.

Порядок работы при определении относительного показателя преломления:

1. С объективом $3\times$ или $8\times$ устанавливают границу зерна и балласта (или двух зерен) на крест нитей.

2. Меняют объектив на $20\times$ или $40\times$ и фокусируют микроскоп (нередко оптические эффекты отчетливо видны и с объективом $8\times$).

3. Несколько прикрывают диафрагму осветительной системы.

4. С помощью микрометрического винта слегка поднимают тубус микроскопа, затем опускают его и одновременно следят за «перемещением» световой полосы.

5. Учитывая результаты наблюдений над световой полоской, характером рельефа и шагреновой поверхности и используя табл. 1, определяют группу, к которой относится минерал по показателю преломления.

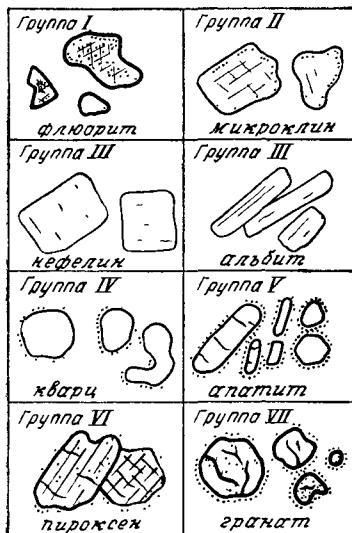


Рис. 19. Характер рельефа минералов, принадлежащих к различным группам.

Понятие об иммерсионном методе

Иммерсионный метод (метод погружения) основан на сравнении показателя преломления минерала с жидкой вмещающей средой. Для сравнения используются два оптических явления: а) определение относительной величины показателя преломления минерала и среды с помощью световой полоски и б) «ис-

чезновение» бесцветного минерала во вмещающей среде, если показатели преломления их равны.

Имея набор жидкостей с разными, заранее известными, показателями преломления и последовательно погружая в них осколки исследуемого минерала, можно всегда подобрать две соседние жидкости, у одной из которых показатель преломления $n'_ж$ больше, чем у минерала $n'_м$, а у другой $n'_ж$ — меньше, чем у минерала. В этом случае показатель преломления исследуемого минерала соответствует среднему арифметическому показателю прелом-

ления жидкостей; $n_м = \frac{n'_ж + n''_ж}{2}$. Иммерсионный метод позволяет определять показатели преломления минералов с точностью до 0,001.

Будучи очень простым, точным и дешевым методом фазового анализа, иммерсионный метод завоевал широкое применение, особенно при определении обломочных минералов из пород осадочного происхождения.

ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В ПАРАЛЛЕЛЬНОМ СВЕТЕ ПРИ СКРЕЩЕННЫХ НИКОЛЯХ

При скрещенных николях в параллельном свете определяют силу двойного лучепреломления минералов, положение осей оптической индикатрисы относительно кристаллографических направлений (ориентировку индикатрисы), а также выявляют некоторые особенности строения минералов — наличие двойников, зональности и др.

Схема прохождения света через систему поляризатор — кристалл — анализатор

Для того чтобы понимать явления, наблюдаемые в минерале при скрещенных николях, необходимо ясно представлять себе особенности прохождения света через систему поляризатор — кристалл — анализатор.

Рассмотрение начнем с минерала кубической сингонии или сечения, перпендикулярного к оптической оси анизотропного минерала. В том и другом случае имеем дело с изотропной средой, пропускающей световые волны, колеблющиеся в любых направлениях, следовательно, наблюдаемые явления ничем не будут отличаться от тех, которые описаны ранее для системы двух скрещенных николей. Плоскополяризованная волна, выйдя из поляризатора, пройдет через изотропную среду, сохранив плоскость колебаний без изменения, анализатором пропущена не будет, и поле зрения микроскопа останется темным при любых поворотах столика микроскопа.

Если же между николями поместить анизотропную пластинку, то возникнут явления, существенно отличающиеся от вышеописанных. Как уже известно, анизотропное сечение минерала пропускает световые волны только в двух взаимно перпендикулярных направлениях, соответствующих направлениям осей эллиптического сечения индикатрисы, лежащего в плоскости исследуемого разреза.

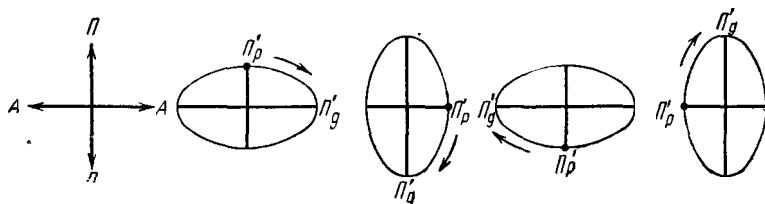


Рис. 20. Четырехкратное погасание минерала в анизотропном сечении при повороте столика микроскопа на 360° .

Если поворотом столика микроскопа минерал поставить так, чтобы оси его индикатрисы совпали с плоскостями колебаний нижнего и верхнего николей, то волны, вышедшие из нижнего николя — поляризатора, беспрепятственно пройдут через минерал, сохраняя приобретенные в поляризаторе колебания, и далее верхним николем — анализатором пропущены не будут. При повороте столика микроскопа на 360° оси эллиптического сечения индикатрисы четыре раза совпадут с плоскостями колебаний в николях и, следовательно, четыре раза минерал будет на погасании (рис. 20).

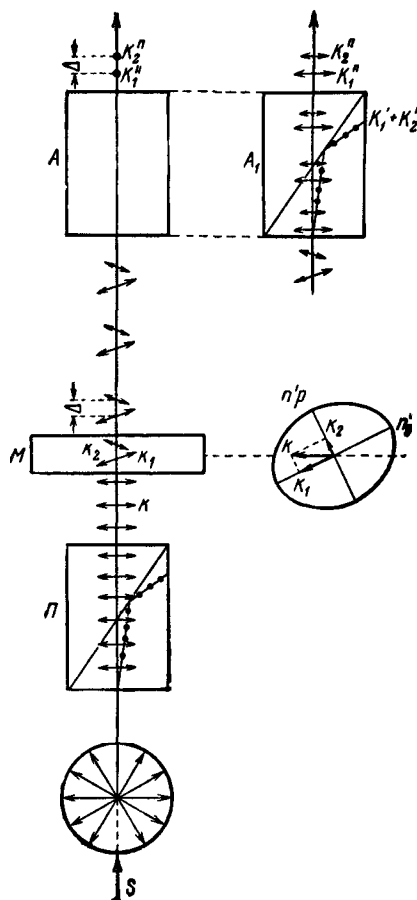


Рис. 21. Схема хода лучей через систему поляризатор (Π) — анизотропный кристалл (M) — анализатор (A). Ход лучей в анализаторе изображен справа (A_1) в разрезе, перпендикулярном к плоскости рисунка.

При условии косого положения осей индикатрисы исследуемого сечения минерала относительно плоскостей колебаний поляризатора и анализатора (рис. 21) плоскополяризованная волна с амплитудой k , приобретенной в поляризаторе, войдя в минерал, разложится по правилу параллелограмма на две взаимно перпендикулярные волны с амплитудами k_1 и k_2 , колеблющиеся в направлении осей эллиптического сечения индикатрисы $n'_g n'_p$. Скорость колебаний каждой волны обратно пропорциональна показателям преломления соответствующих направлений. При прохождении через минерал волна, колеблющаяся в направлении оси n'_p и поэтому имеющая большую скорость, обгонит волну, колеблющуюся в направлении n'_g с меньшей скоростью, на некоторую величину Δ (дельта), называемую *разностью хода*.

Выйдя из минерала, обе плоскополяризованные волны будут перемещаться с одинаковыми скоростями, сохраняя разность хода и направления колебаний, которые они приобрели в кристалле.

Проходя через верхний николю (анализатор) под углом к плоскости его колебаний, каждая из волн вновь разложится на две.

Для одной пары κ'_1 и κ'_2 направлением возможных колебаний явится плоскость колебаний анализатора A , перпендикулярная к плоскости рисунка, для другой пары κ'_1 и κ'_2 — перпендикулярная ей плоскость Π , лежащая в плоскости рисунка. Волны, колеблющиеся в направлении A , получают полное внутреннее отражение и погасаются оправой анализатора; волны, колеблющиеся в направлении Π , поляризованы в одной плоскости, имеют одинаковую длину и поэтому способны интерферировать.

Таким образом, верхний николь в системе поляризатор — кристалл — анализатор не только позволяет отличать изотропный минерал от анизотропного, но и создает условия, необходимые для интерференции.

Учитывая необходимость ясно понимать оптические явления, наблюдаемые в минерале при скрещенных николях, подчеркнем основной вывод, который заключается в следующем. *Минерал в анизотропном сечении при повороте столика микроскопа на 360° четыре раза погаснет и четыре раза приобретет некоторую интерференционную окраску. Момент погасания свидетельствует о том, что направления, вдоль которых минерал пропускает световые колебания (оси эллиптического сечения индикатрисы), совпали с направлением колебаний поляризатора и анализатора (с нитями окулярного креста).*

Сила двойного лучепреломления минерала в данном сечении

При прохождении через анизотропный кристалл луч распадается на два, которые, как уже было сказано, приобретут различные скорости, и поэтому луч, имеющий большую скорость v_2 , обгонит луч с меньшей скоростью v_1 на некоторую величину разности хода Δ . Разность хода пропорциональна длине пути, который пройдут лучи в кристалле, т. е. толщине пластинки d , и разности скоростей этих лучей $v_2 - v_1$. Отсюда формула разности хода будет иметь вид: $\Delta = d(v_2 - v_1)$, но так как $v_1 = \frac{1}{n_1}$ а $v_2 = \frac{1}{n_2}$, то величина разности хода может быть выражена иначе: $\Delta = d(n_1 - n_2)$. Разность хода Δ измеряется в миллимикронах.

Исходя из формулы разности хода, получаем величину двупреломления $n_1 - n_2 = \frac{\Delta}{d}$. Числовое выражение двупреломления — величина отвлеченная, по абсолютному значению меньше единицы.

Двупреломление минерала обуславливает появление определенного оптического эффекта, называемого *интерференционной окраской минерала*.

Причина возникновения интерференционной окраски заключается в следующем. Если из одного источника света в одном и том же направлении идут два луча, волны которых имеют одинаковую длину и поляризованы в одной плоскости, то происходит их *взаимодействие — интерференция*. Результат интерференции зависит от разности фаз и от амплитуды колебаний взаимодействующих волн. Две плоскополяризованные волны монохроматического света, колебания которых происходят в одинаковых фазах, будут

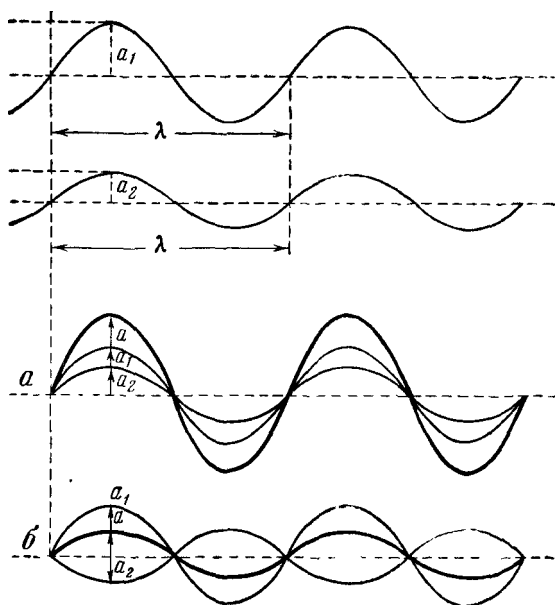


Рис. 22. Схема интерференции плоскополяризованных волн монохроматического света:

a — взаимодействие волн, колеблющихся в одинаковых фазах; $б$ — взаимодействие волн, колеблющихся в разных фазах

складываться, и в этом случае интенсивность света усилится (рис. 22, a); при взаимодействии волн, колеблющихся в разных фазах, амплитуды волн вычитаются и интенсивность света уменьшится (рис. 22, $б$); если амплитуды колебаний двух волн равны по величине и противоположны по знаку, то волны гасят друг друга и поле зрения остается темным. Таким образом, для монохроматического света явление интерференции состоит только в изменении силы света.

В сложном белом свете, с которым мы обычно работаем при исследовании шлифов, вследствие усиления одних волн и ослабления или даже уничтожения других интерференционные явления приводят к появлению цветных эффектов в минерале, называемых, как сказано выше, интерференционной окраской.

Интерференционная окраска — свойство, которое используется для приближенного определения величины двойного лучепреломления минерала в наблюдаемом сечении. Определение двупреломления производится с помощью цветной номограммы Мишель-Леви (см. приложение), в основу построения которой положена формула $n_g - n_p = \frac{\Delta}{d}$. Согласно этой формуле график изменения двупреломления выражается наклонной прямой, которая представляет собой геометрическое место точек одинаковой силы двупреломления, связывающей две величины — разность хода Δ и толщину пластинки d (рис. 23). На номограмме по оси ординат откладывается толщина шлифа в миллиметрах, по оси абсцисс — разность хода в миллимикронах; радиальные прямые, расходящиеся из нулевой точки, дают величины двупреломлений, числовые значения которых нанесены вдоль верхнего и правого края номограммы.

Всю номограмму пересекают вертикальные цветные полосы, отвечающие некоторому, относительно небольшому, интервалу разностей хода. Цветные полосы объединены в четыре порядка, счет которых ведется слева направо. Границей между каждым порядком служит чувствительный фиолетовый цвет, переходный между двумя соседними — красным и синим. Первый порядок начинается с низких цветов интерференции: темно-серого, серого, белого, далее желтого и заканчивается красным. Первый фиолетовый цвет соответствует разности хода 550 $m\mu$.

Цвета интерференции второго и третьего порядка повторяются в одинаковой последовательности: начинаются с синего цвета, затем следуют цвета зеленый, желтый, красный. Фиолетовый цвет на границе второго и третьего порядка отвечает разности хода 1100 $m\mu$, на границе третьего и четвертого порядка — 1650 $m\mu$. Четвертый порядок отличается тусклыми цветами интерференции — голубоватыми, зеленоватыми, розоватыми. При дальнейшем увеличении разности хода интерферирующие волны дадут белый цвет высшего порядка.

Итак, при данной толщине шлифа, чем больше разность хода интерферирующих волн, тем выше порядок цветов интерференции и, следовательно, тем больше двупреломление минерала. Указанная зависимость позволяет по цветам интерференции приблизительно оценивать числовое значение двупреломления минерала, но для этого нужно научиться правильно определять порядок наблюдаемой интерференционной окраски, а также уметь оценивать толщину шлифа.

Оценка толщины шлифа. При обычных рядовых исследованиях оценка толщины шлифа производится по цветам интерференции кварца или плагиоклаза — минералов, широко распространенных в породах. Оба минерала при нормальной толщине шлифа (около 0,03 мм) в сечениях, близких к главному (т. е. с максимальным двупреломлением 0,009 и 0,010 соответственно для кварца и пла-

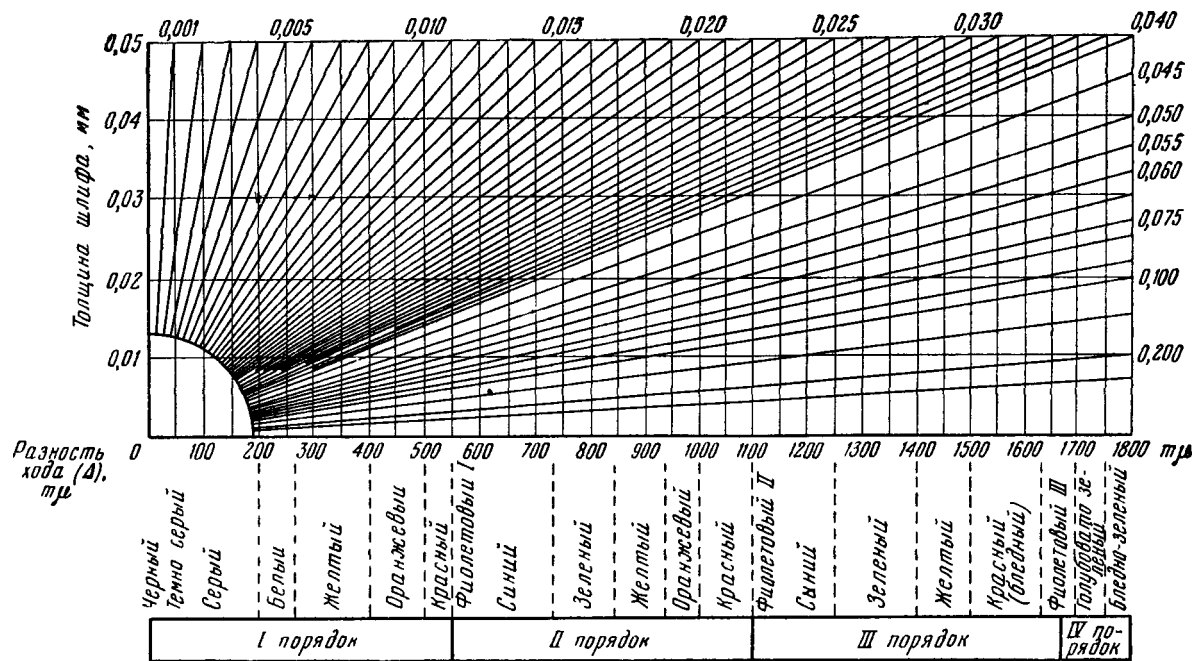


Рис. 23. Зависимость цвета интерференции минерала от толщины пластинки и величины двупреломления (схема номограммы Мишель-Леви).

гиоклаза), имеют белые цвета интерференции. Если в различных разрезах зерен этих минералов не наблюдается цветов интерференции выше серых или, наоборот, появляются желтые, красные и другие более высокие цвета, то, следовательно, в первом случае шлиф имеет толщину меньше 0,03 мм, во втором — больше 0,03 мм. Для того чтобы в цифрах оценить толщину исследуемого шлифа, нужно установить по номограмме место пересечения радиальной прямой, соответствующей величине двупреломления одного из указанных минералов с цветной полосой, которая соответствует наиболее высоким для него цветам интерференции в данном шлифе, и от этого пункта провести горизонтальную линию до пересечения с осью ординат, по которой и определить толщину шлифа*.

Определение порядка цветов интерференции. Порядок цветов интерференции в исследуемом сечении минерала можно установить двумя способами: «по каемкам» и с помощью компенсаторов.

Способ определения «по каемкам» очень прост. В шлифе выбирают зерно исследуемого минерала, периферическая часть которого скошена на клин. В пределах скоса толщина пластинки d переменная и, следовательно, переменная разность хода. Указанное обуславливает появление цветных каемок, представляющих собой последовательную смену

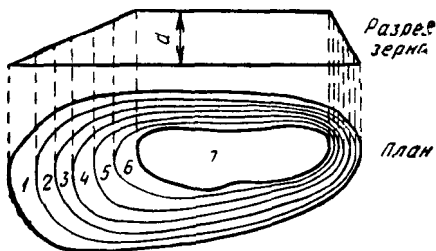


Рис. 24. Образование цветных каемок по периферии скошенных зерен: 1 — серый, 2 — белый, 3 — желтый, 4 — красный, 5 — синий, 6 — зеленый, 7 — желтый



Рис. 25. Компенсатор с постоянной разностью хода ($\Delta = 550 \text{ м}\mu$).

цветов интерференции от низких цветов первого порядка в тонкой периферической части зерна к более высоким в его внутренней части (рис. 24). Сопоставляя чередование цветов в каемках с цветной номограммой, легко прийти к выводу о порядке цвета интерференции в центральной части исследуемого зерна. Чем круче скошено зерно, тем уже цветные каемки; если край зерна вертикален, каемки отсутствуют. В этом случае вопрос о порядке

* В специальных работах по кристаллооптике описаны методы точного определения толщины шлифа

цвета интерференции минерала в данном сечении может быть решен только с помощью компенсатора.

Компенсатор — прибор, изменяющий разность хода интерферирующих волн и этим понижающий или повышающий интерференционную окраску минерала. Компенсаторы делают с постоянной и переменной разностью хода.

Компенсатор с постоянной разностью хода представляет собой пластинку, вырезанную из монокристалла кварца параллельно его

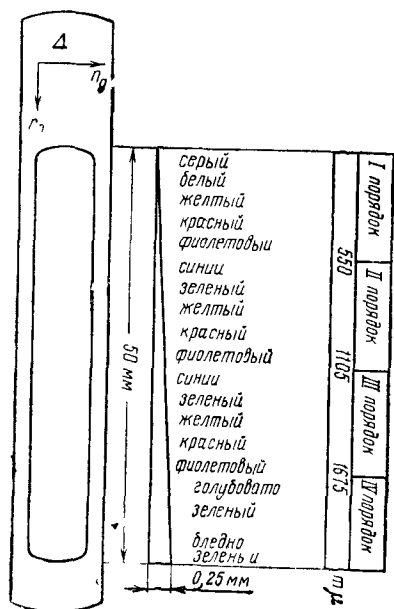


Рис. 26. Распределение цветов интерференции в кварцевом клине, введенном в прорезь тубуса микроскопа.

оптической оси (рис. 25). В этом сечении двупреломление кварца равно 0,009, что при толщине пластинки 0,06 мм дает разность хода, равную 550 мμ, а цвет интерференции чувствительный фиолетовый, отвечающий границе первого и второго порядка. При малейшем изменении разности хода этот цвет переходит либо в синий (при повышении разности хода), либо в красный (при понижении). Пластика кварца вклеена между двумя стеклами и заключена в металлическую оправу, на которой показано положение осей индикатрисы — вдоль длинной стороны оправы ось n_p , вдоль короткой ось n_g .

Компенсатор с переменной разностью хода представляет собой кварцевый клин, вырезанный из монокристалла кварца параллельно оптической оси. Изменение толщины клина приводит к изменению разности хода от тон-

кого конца к толстому и, следовательно, к постепенной смене цветов интерференции, в полном соответствии с номограммой Мишель-Леви, от светло-серого цвета первого порядка в тонкой части клина до зеленовато-розового четвертого порядка в его толстой части (рис. 26). Клин вклеен между двумя стеклами и заключен в металлическую оправу, на которой показано направление скоса и положение осей индикатрисы — по длинной оси n_p , по короткой n_g . Таким образом, компенсатор является эталоном с заранее известной разностью хода и положением осей индикатрисы.

Определение порядка цветов интерференции минерала с помощью компенсаторов основано на *правиле компенсации*. Содержание этого правила заключается в следующем: *если над минералом поместить компенсатор так, чтобы одноименные оси*

оптической индикатрисы минерала и компенсатора оказались параллельны, то результирующая разность хода будет равна сумме разностей хода минерала и компенсатора $\Delta = \Delta_m + \Delta_k$, соответственно цвет интерференции повысится и будет отвечать новому значению разности хода. В случае перекрещенного положения осей индикатрис минерала и компенсатора окончательная величина разности хода равна разности разностей хода минерала и компенсатора $\Delta = \Delta_m - \Delta_k$ или $\Delta = \Delta_k - \Delta_m$ (от большей величины отнимается меньшая). В этом случае суммарный эффект будет давать понижение цветов интерференции. При равенстве разностей хода минерала и компенсатора $\Delta_m = \Delta_k$ (оси индикатрисы перекрещены) суммарная разность хода равна нулю. Наступает полная компенсация и зерно становится темным.

Обычно для определения порядка цветов интерференции минералов с низким двупреломлением (не выше начала второго поряд-

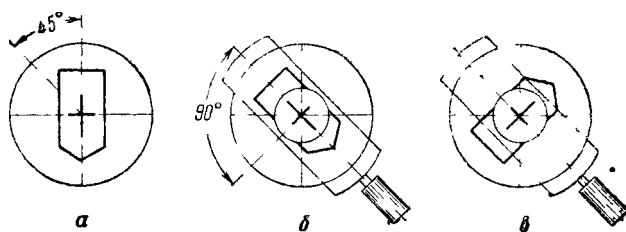


Рис. 27. Схема определения порядка цветов интерференции в исследуемом разрезе минерала.

ка) пользуются кварцевой пластинкой, для минералов с высоким двупреломлением — кварцевым клином.

Рассмотрим определение порядка цветов интерференции на примерах. Допустим, что цвет интерференции минерала в рассматриваемом разрезе зеленый. Определяем положение осей оптической индикатрисы исследуемого сечения. Для этого поворотом столика микроскопа ставим минерал на погасание, т. е. совмещаем оси индикатрисы с плоскостями колебаний поляризатора и анализатора (рис. 27, а). Поворотом столика микроскопа на 45° против часовой стрелки ставим ось индикатрисы, параллельную вертикальной нити, вдоль прорези тубуса микроскопа. Вставляем в прорезь компенсатор с постоянной разностью хода кварцевую пластинку (рис. 27, б). Получаем желтовато-зеленый цвет интерференции. Поворачиваем столик на 90° (компенсатор в прорези) — цвет интерференции становится белым (рис. 27, в). Белый цвет интерференции — неповторяющийся цвет первого порядка, следовательно, в первом случае наблюдалось повышение цветов интерференции, а во втором — понижение. Сопоставляя наблюдаемые эффекты с номограммой Мишель-Леви, нетрудно понять, что в рассматриваемом случае зеленый цвет интерференции минерала

соответствовал второму порядку, для которого разность хода равна 795 $m\mu$. Именно об этом свидетельствуют цвета интерференции, полученные в момент совмещения осей индикатрисы минерала и компенсатора:

795 (зеленый II) + 550 (фиолетовый I) = 1345 (желтовато-зеленый III);

795 (зеленый II) — 550 (фиолетовый I) = 245 (белый I).

Если бы зеленый цвет интерференции минерала соответствовал не второму, а третьему порядку, то, проведя последовательно описанные выше операции, для случая параллельного положения осей индикатрисы минерала и кварцевой пластинки получили бы зеленовато-розовый цвет:

1325 (зеленый III) + 550 (фиолетовый I) = 1875 (зеленовато-розовый IV).

Для перекрещенного положения осей:

1325 (зеленый III) — 550 (фиолетовый I) = 775 (зеленый II).

Как видим, для высокодвупреломляющего минерала нет достаточной ясности в наблюдаемых явлениях. Поэтому для минералов, двупреломление которых дает цвета интерференции конца второго порядка и выше, рекомендуется пользоваться кварцевым клином.

При работе с кварцевым клином задача сводится к получению *полной компенсации разности хода*. Порядок определения принципиально тот же, что и при работе с кварцевой пластинкой. Одну из осей индикатрисы минерала ставим параллельно прорези тубуса микроскопа и затем в прорезь осторожнодвигаем кварцевый клин острым концом вперед. Если цвета интерференции повышаются или картина неясная, поворачиваем столик микроскопа на 90° и, вынув компенсатор, снова начинаем медленно продвигать его через прорезь тубуса. В этом случае наблюдаем понижение цветов интерференции до полной компенсации разности хода. В момент компенсации минерал станет темным. Если закрепить компенсатор в этом положении и снять шлиф, то наблюдаемый цвет интерференции будет такой же, какой имел минерал ($\Delta_m = \Delta_k$). Медленно вытаскивая клин из прорези тубуса в обратном направлении, следим за проходящими цветами интерференции, сопоставляя их с номограммой. Особенно легко следить за сменой порядков по числу проходящих красных полос. Например, цвет интерференции минерала красный. После получения компенсации, убрав шлиф, видим красный цвет интерференции клина. Медленно вытаскиваем клин, наблюдая смену цветов интерференции. Видим, что, кроме бывшей в поле зрения, прошли еще две красные полосы. Следовательно, цвет интерференции минерала соответствовал красному третьего порядка, а разность хода — 1550 $m\mu$.

Как уже говорилось, двупреломление минерала является его константой только в тех сечениях, где лежат наибольшая n_g и наименьшая n_p оси оптической индикатрисы. Во всех остальных разрезах двупреломление имеет промежуточные значения, дости-

гая нуля в разрезах, перпендикулярных к оптической оси. Соответственно меняются цвета интерференции минерала в различных зернах от наиболее высоких до самых низких и совсем темных изотропных сечений. Поэтому, определяя двупреломление минерала, необходимо из всего разнообразия зерен в шлифе выбрать только те, которые дают наиболее высокие цвета интерференции при данной толщине шлифа. Однако и в этом случае нет гарантии, что выбранный разрез прошел строго вдоль главного сечения $n_g n_p$, что и делает метод приближенным.

Установив одним из вышеописанных способов порядок наиболее высоких цветов интерференции для исследуемого минерала (например синий II порядка), находим на номограмме место пересечения цветной полосы, соответствующей цвету интерференции минерала, с горизонтальной линией, отвечающей толщине шлифа (допустим 0,03 мм), и от места пересечения следуем по радиальной прямой вверх до рамки номограммы, где читаем величину двупреломления минерала, равную в данном случае 0,022 (рис. 28).

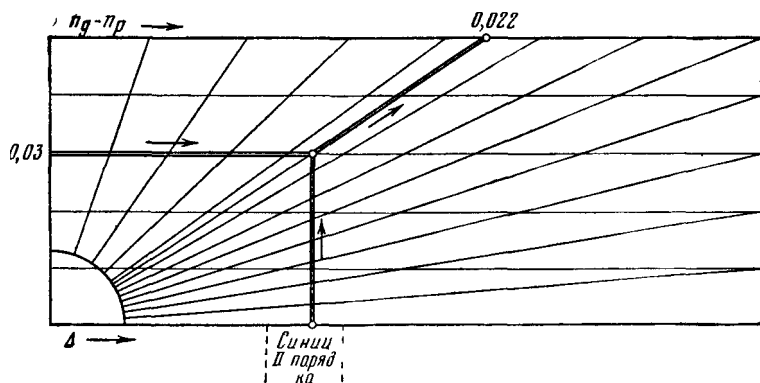


Рис 28 Определение цифрового значения двупреломления по номограмме Мишель-Леви.

Порядок работы при определении двупреломления минерала методом компенсации

1. По цветам интерференции кварца или плагиоклаза оценивают толщину шлифа.

2. Отыскивают в шлифе зерно исследуемого минерала с наиболее высокой интерференционной окраской. Для этого просматривают шлиф, перемещая его по поверхности столика микроскопа, переходя от одного поля зрения к другому. Каждое поле зрения наблюдают при поворотах столика микроскопа на некоторый угол, так как иначе легко пропустить нужное зерно, которое может случайно оказаться в положении погасания.

3. Устанавливают найденное зерно на крест нитей и затем поворотом столика микроскопа ставят минерал на погасание. В та-

ком положении оси индикатрисы минерала параллельны направлениям колебаний в николях.

4. От положения погасания поворотом столика микроскопа против часовой стрелки на 45° ставят минерал на максимальное просветление. При этом одна из осей индикатрисы окажется параллельной прорези тубуса микроскопа.

5. Вставляют в прорезь тубуса компенсатор (пластинку или клин), и по реакции компенсатора устанавливают порядок цветов интерференции.

6. По номограмме Мишель-Леви определяют цифровое значение величины двупреломления.

Данные об ориентировке оптической индикатрисы

Как известно из предыдущего, под ориентировкой оптической индикатрисы понимается расположение осей индикатрисы относительно кристаллографических направлений. При изучении минерала на плоском столике микроскопа представление об ориентировке индикатрисы дают знак удлинения и угол погасания.

Кристаллографическими направлениями, наблюдаемыми в плоскости шлифа, являются линии ограничения минерала, следы трещин спайности и двойниковых швов.

Наименование осей оптической индикатрисы в исследуемом сечении минерала определяют, применяя правило компенсации. Для этого ставят минерал на погасание, от момента погасания поворотом столика микроскопа на 45° против часовой стрелки совмещают исследуемую ось индикатрисы с прорезью тубуса микроскопа и затем вставляют в прорезь компенсатор. По реакции компенсатора приходят к выводу о наименовании исследуемой оси: если наблюдалось повышение цветов интерференции, то исследуемая ось меньшая из осей данного сечения, если понижение, то большая. Найденные таким способом оси индикатрисы обозначаются соответственно n'_r и n'_g . Истинные наименования осей индикатрисы n_g , n_m , n_r для минералов низших сингоний можно определить только в строго ориентированных разрезах преимущественно методом Е. С. Федорова.

Знак удлинения показывает, какая из осей эллиптического сечения оптической индикатрисы расположена вдоль длинной оси минерала. Если параллельно длинной оси минерала (или спайности) или под острым углом к ней располагается большая ось индикатрисы n'_g , то удлинение принято считать *положительным*; если меньшая ось n'_r , то *отрицательным*. Если оси индикатрисы образуют с длинной осью минерала углы, близкие к 45° , удлинение не определяется.

Порядок определения сводится к нахождению удлиненного разреза минерала и определению наименования оси индикатрисы, расположенной вдоль удлинения или под острым углом к нему.

Углом погасания минерала называется угол между одной из осей оптической индикатрисы n_g , n_m , n_p и какой-либо кристаллографической осью $[100]$, $[010]$, $[001]$. В условиях работы на плоском столике микроскопа приходится иметь дело не с углом погасания минерала, а с углами погасания отдельных его сечений. В этом случае измеряется угол погасания между одним из направлений световых колебаний n'_g или n'_p и следом какой-либо из кристаллографических плоскостей (границ минерала, трещины спайности), в которых обычно лежат кристаллографические оси. Если угол погасания исследуемого сечения минерала равен нулю, погасание называется прямым (рис. 29, а), если не равен нулю — косым (рис. 29, б).

Величина угла погасания зависит от ориентировки индикатрисы и сечения минерала, в котором сделаны измерения. Часто требуется установить только характер погасания минерала — прямое или косое.

В тех же случаях, когда величина угла погасания имеет диагностическое значение (например при определении пироксенов, плагиоклазов), замеры производятся в сечениях, определенно ориентированных относительно кристалло-

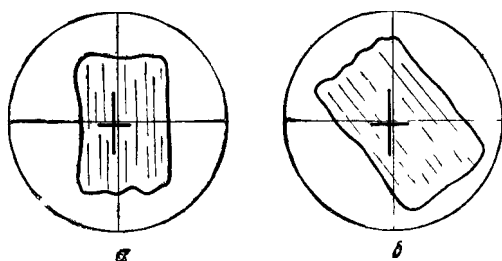


Рис. 29. Характер погасания минерала:
а — прямое, б — косое

графических или кристаллооптических направлений. Для того чтобы правильно выбрать такое сечение, необходимо ясно представлять себе тип ориентировки индикатрисы в исследуемом минерале (о чем было сказано выше) и на основании характера погасания минерала уметь составить представление о его сингонии.

В минералах средних сингоний с единичным направлением L_4 , L_3 , L_6 совпадает ось n_e индикатрисы. Поэтому все отчетливо удлиненные разрезы будут иметь прямое погасание (апатит, циркон, скаполит и др.). Для уточнения положения индикатрисы определяется знак удлинения минерала.

В минералах ромбической сингонии оси оптической индикатрисы совпадают с кристаллографическими осями, поэтому зерна минералов с четко выраженным призматическим габитусом или ясной спайностью будут иметь прямое погасание. Знак удлинения для минералов ромбической сингонии может быть как положительным (ромбические пироксены и др.), так и отрицательным (андалузит и др.).

В минералах моноклинной сингонии одна из осей индикатрисы n_g , n_m или n_p совпадает с второй кристаллографической осью, а две другие лежат в плоскости (010) , образуя характерные углы

с осями a и c . Ориентировка индикатрисы определяется углом погасания между третьей кристаллографической осью c и одной из осей индикатрисы, лежащей в плоскости (010) . Для моноклиновых пироксенов и амфиболов (рис. 30, a , b) замерять угол погасания следует в разрезе, который проходит параллельно плоскости главного сечения индикатрисы $n_g n_p$ и, следовательно, отличается наиболее высокими из возможных для данных минералов цветами интерференции. Направление c представлено в этом сечении си-

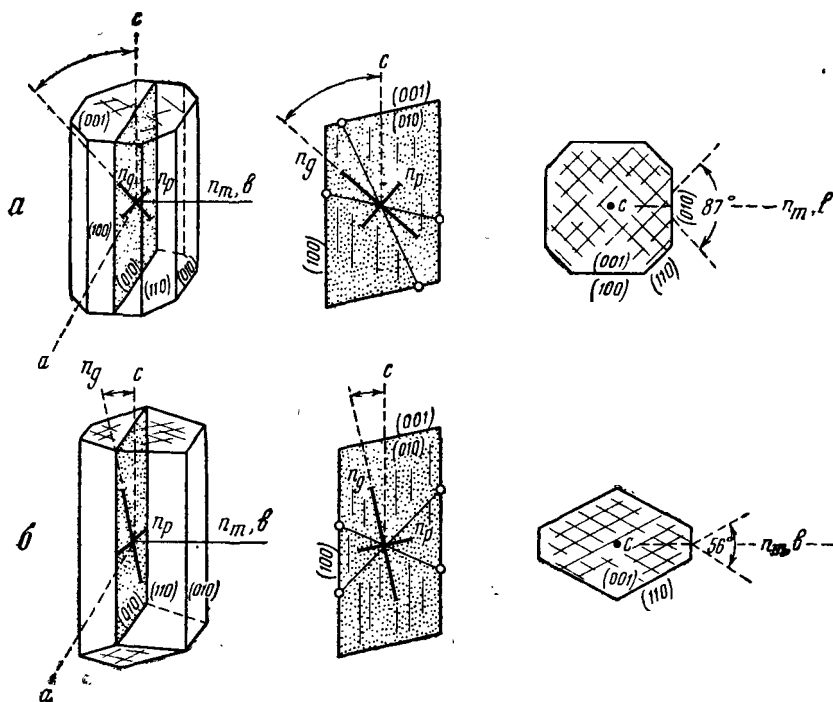


Рис. 30. Характер ориентировки оптической индикатрисы:
 a — в моноклиновых пироксенах, b — в моноклиновых амфиболах

стемам параллельных трещин спайности. Во всех других разрезах углы погасания будут меньше, причем в разрезе, параллельном оси b или, что то же, перпендикулярном к сечению $n_g n_p$, погасание всегда прямое.

В минералах триклинной сингонии, в общем случае, ни одна ось оптической индикатрисы не совпадает с кристаллографическими осями. Углы погасания во всех разрезах косые.

Порядок работы при определении угла погасания:

1. Находят разрез минерала с наиболее высокими цветами интерференции и системой четких параллельных трещин спайности. Выбранное зерно помещают на центр креста нитей.

2. Поворотом столика микроскопа ставят трещины спайности параллельно вертикальной нити окулярного креста (рис. 31, а). Берут отсчет на лимбе столика микроскопа.

3. Поворачивают столик микроскопа в любую сторону на угол меньше 45° до погасания минерала, т. е. до совмещения оси индикатрисы с вертикальной нитью окулярного креста (рис. 31, б). Берут второй отсчет. Разность отсчетов дает угол погасания.

4. Определяют наименование оси индикатрисы, с которой замечен угол погасания. Для этого от момента погасания поворотом

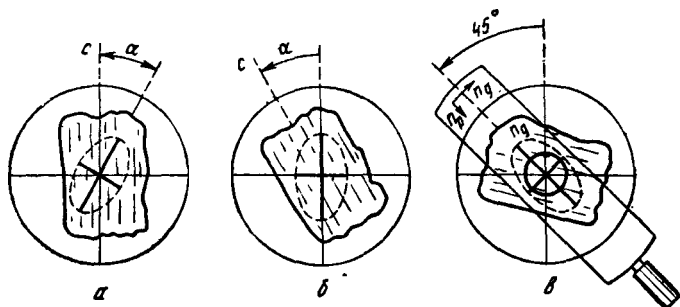


Рис. 31. Порядок определения угла погасания:

а — спайность совмещена с вертикальной нитью окулярного креста, б — минерал на погасании, в — определение наименования оси индикатрисы

столика микроскопа против часовой стрелки на 45° совмещают исследуемую ось с прорезью тубуса микроскопа. В прорезь вставляют компенсатор, и по реакции компенсатора определяют наименование оси индикатрисы (рис. 31, в). Запись результата измерений будет иметь следующий вид: $cn_g = 36^\circ$ или $cn_p = 6^\circ$.

Исследование плеохроизма

Для анизотропных окрашенных минералов характер абсорбции имеет важное диагностическое значение. Овладев методом определения наименования осей оптической индикатрисы, легко установить характер абсорбции минерала.

Порядок работы при изучении плеохроизма:

1. Находят зерно окрашенного минерала с четкими кристаллографическими направлениями (ограничениями или спайностью). Определяют положение осей индикатрисы и их наименование. Наблюдения рекомендуются сопровождать зарисовкой.

2. Ставят кристалл на погасание и затем выдвигают анализатор. Отмечают окраску минерала для данного, уже известного, направления.

3. Включают анализатор и поворотом столика микроскопа ставят минерал на второе погасание. Выключают анализатор и наблюдают окраску минерала для этого направления.

4. Результаты записывают. Для биотита, в частности, изменение окраски в зависимости от направления может быть записано следующим образом: по n_g темно-коричневая, по n_p светло-желтая, т. е. по n_g происходит более интенсивная абсорбция света, чем по n_p .

Некоторые особенности минералов, обнаруживающиеся в скрещенных николях

К таким особенностям относятся двойники, зональное строение, аномальные цвета интерференции и ряд других.

Двойник — закономерный сросток двух или нескольких индивидов одного и того же минерала, повернутых один относительно другого на 180° . Наиболее часто встречаются простые и полисинтетические двойники. Под микроскопом простой двойник представляет собой кристалл, разделенный двойниковым швом на две

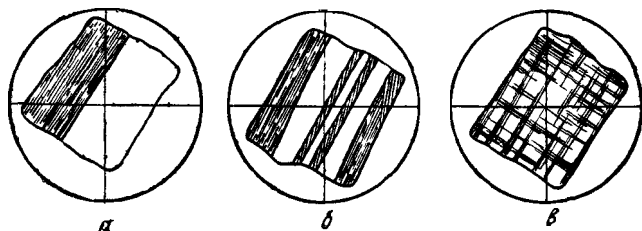


Рис. 32. Характер двойников, наблюдаемых в шлифе:

а — простые, *б* — полисинтетические, *в* — сложные (микрклишная решетка)

части. При повороте столика микроскопа одна часть гаснет, тогда как другая остается освещенной. Такие двойники встречаются в натриево-калиевых полевых шпатах (рис. 32, *а*). Полисинтетические двойники состоят из нескольких параллельных индивидов, гаснущих неодновременно в смежных двойниковых полосках. Особенно характерны для плагиоклазов (рис. 32, *б*). Встречается комбинация двух систем полисинтетических двойников, образующих решетчатые срастания, типичные для микроклиннов (рис. 32, *в*).

Зональное строение обнаруживается в ряде минералов, причем наиболее часто в плагиоклазах, пироксенах, амфиболах. Зональный минерал характеризуется наличием ряда зон, отличающихся несколько по составу, что сопровождается изменением оптических свойств минерала от зоны к зоне и, следовательно, изменением ориентировки индикатрисы. Под микроскопом зональное строение

минерала хорошо обнаруживается в виде концентрических зон различной ширины с неодновременным погасанием и несколько различной интерференционной окраской (рис. 33).

Аномальные цвета интерференции возникают в том случае, когда величина двупреломления минерала зависит от длины волны применяемого света. Так, если сила двупреломления для фиоле-

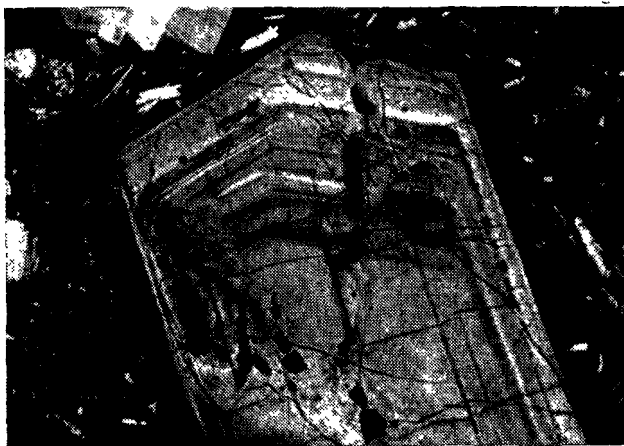


Рис. 33. Зональный плагиоклаз.

тового цвета больше, чем для красного, то возникают густо-синие цвета интерференции, что характерно для минерала цоизита; если сила двупреломления для красного цвета больше, чем для фиолетового, то появляются ржаво-бурые цвета интерференции, как у некоторых хлоритов; если кристалл положителен для одних и отрицателен для других длин волн, а для некоторых длин волн изотропен, то при малых разностях хода возникают чернильно-синие и фиолетовые тона, свойственные некоторым хлоритам и везувианам. Аномальные цвета интерференции не нашли отражения в таблице Мишель-Леви.

ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В СХОДЯЩЕМСЯ СВЕТЕ (КОНОСКОПИЧЕСКИЙ МЕТОД)

Коноскопический метод позволяет определять осьность минерала, его оптический знак и для двусных минералов — приблизительно величину угла оптических осей.

Принцип метода основан на том, что в сходящемся пучке лучей вдоль оптической оси микроскопа идет только один центральный луч, тогда как остальные лучи наклонены к оси микроскопа под различными углами, образуя конусообразные потоки. Указанное позволяет изучать оптические свойства анизотропного

минерала не только в плоскости шлифа, но одновременно и в несколько косых сечениях. В этом случае каждый луч расходящегося пучка будет перпендикулярен к различным сечениям минерала (различным сечениям его индикатрисы) и будет испытывать различное двупреломление. Возникает оптический эффект, называемый

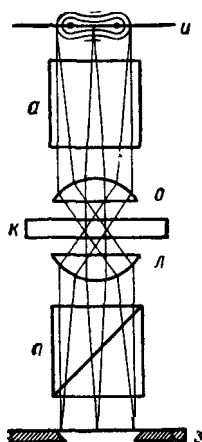


Рис. 34. Схема наблюдения интерференционной фигуры способом Лазо:

з — зеркало, л — линза Лазо, к — кристалл, о — объектив, а — анализатор, и — интерференционная фигура

интерференционной фигурой, по типу которой легко отличить оптически одноосные минералы от двуосных в разрезах, ориентированных определенным образом относительно элементов оптической индикатрисы. Особенно важны разрезы, перпендикулярные к оптической оси минерала, которые легко диагностируются в скрещенных николях вследствие отсутствия двупреломления.

Изучение минералов коноскопическим методом ведется при скрещенных николях с дополнительно введенным в осветительную систему микроскопа конденсатором (линзой Лазо), создающим сходящийся пучок лучей. Пройдя через кристалл, лучи становятся расходящимися. Чтобы их собрать, вставляют сильный объектив с сорока- или шестидесятикратным увеличением. Расположенный над объективом анализатор создает условия для интерференции поляризованных волн (рис. 34).

Полученное изображение рассматривают или непосредственно без окуляра (способ Лазо), или через окуляр, но с линзой Бертрана. При установке первым способом наблюдается истинное изображение маленькой четкой интерференционной фигуры; при втором способе изображение той же интерференционной фигуры обратное, размеры изображения больше, но четкость меньше.

Установка микроскопа для наблюдения в сходящемся свете:

1. При малом или среднем увеличении (объектив $3\times$ или $8\times$) в скрещенных николях находят темный разрез зерна изучаемого минерала, не реагирующий или почти не реагирующий на поляризованный свет при вращении столика микроскопа. Если минерал окрашен, то без анализатора такое зерно не должно обнаруживать плеохроизм. Найденное зерно ставят на центр креста нитей.

2. Меняют объектив на $40\times$ или $60\times$, осторожно наводят на фокус, тщательно центрируют. Центрировка производится с выключенным анализатором.

3. Создают хорошее освещение поля зрения: полностью открывают диафрагму, поднимают осветительную систему вертикальным винтом вверх до тех пор, пока не исчезнут из поля зрения все помехи. Осветитель должен быть обязательно защищен матовым стеклом.

4. Вводят линзу Лазо и скрещивают николи.

5. Наблюдают интерференционную фигуру одним из описанных выше способов.

Невыполнение хотя бы одного из перечисленных условий лишает возможности видеть фигуру интерференции.

**Интерференционная фигура
оптически одноосного минерала в разрезе,
перпендикулярном к оптической оси**

В разрезе, перпендикулярном к оптической оси одноосного минерала, интерференционная фигура имеет вид черного креста на светло-сером или белом фоне для низкодвупреломляющих минералов или на фоне цветных колец для высокодвупреломляющих минералов. При вращении столика микроскопа крест интерференционной фигуры не меняет положения, оставаясь совмещенным с нитями окулярного креста.

Причину появления интерференционной фигуры можно понять, пользуясь правилом индикатрисы. Центральный луч сходящегося света, идущий вдоль оптической оси минерала, встретит на своем пути круговое сечение индикатрисы и, следовательно, пройдет, не испытав двойного лучепреломления. В этом случае в центре поля зрения фиксируется темное пятно. Лучи, идущие наклонно к оптической оси минерала, встретят эллиптические сечения индикатрисы. Причем, чем больше угол наклона лучей относительно оптической оси минерала, тем больше разница в величине осей эллиптического сечения (рис. 35), т. е. тем больше разность хода и сила двупреломления минерала. Соединив лучи, идущие под одним углом наклона, общей поверхностью, получим коническую поверхность лучей с одинаковой разностью хода и одинаковой силой двойного лучепреломления. Сечение таких конусов полем зрения шлифа дает ряд концентрических цветных колец. Чем выше двупреломление минерала и чем толще шлиф, тем больше радужных колец наблюдается в поле зрения минерала, цве-

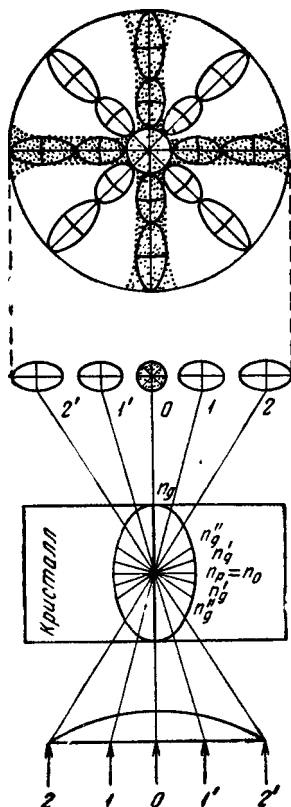


Рис. 35. Схема получения интерференционной фигуры одноосного оптически положительного минерала на разрезе, перпендикулярном к оптической оси.

та интерференции в которых последовательно меняются от низких в центре фигуры к более высоким на периферии.

Появление черного креста на фоне цветных колец объясняется следующими причинами.

Как известно из предыдущего, при прохождении света через одноосный кристалл колебания одной (необыкновенной) волны совершаются всегда в плоскостях главных сечений индикатрисы, проходящих через направление луча и оптическую ось минерала (по радиусам поля зрения), колебания другой (обыкновенной) волны — в перпендикулярном направлении в плоскости кругового сечения. При совпадении направлений колебаний в минерале с направлениями колебаний в поляризаторе и анализаторе зерно будет на погасании. А так как в сечении минерала, перпендикулярном к оптической оси, радиальных и перпендикулярных к ним направлений сколько угодно, то при любом повороте столика микроскопа эти направления будут совмещаться с плоскостями колебаний поляризатора и анализатора, давая в поле зрения микроскопа несмещающийся при вращении столика темный крест.

Определение оптического знака одноосного минерала

Так как в одноосном оптически положительном минерале n_e соответствует n_g , а в отрицательном n_e соответствует n_r , то задача сводится к определению наименования оси n_e , вдоль которой совершает колебания необыкновенная волна. Для этого, введя компенсатор в прорезь тубуса микроскопа, определяют, большая или меньшая ось соответствует n_e и тем самым устанавливают знак минерала.

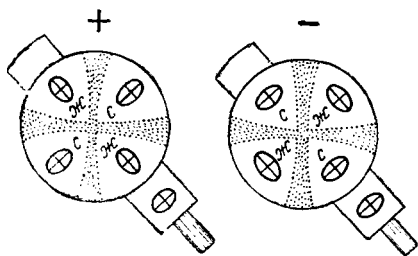


Рис. 36. Определение оптического знака одноосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси с помощью кварцевой пластинки

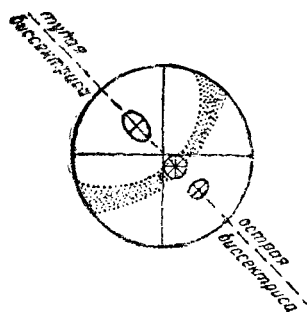


Рис. 37. Интерференционная фигура двuosного минерала на разрезе, перпендикулярном к оптической оси.

Если исследуемый минерал оптически положительный (по радиусам интерференционной фигуры расположена ось n'_g), то, вставив в прорезь тубуса микроскопа компенсатор с постоянной разностью хода (рис. 36) в квадрантах, расположенных вдоль длинной оси компенсатора, получим понижение цветов интерференции относительно фиолетового цвета компенсатора до бледно-желтого цвета первого порядка, так как в этом случае ось компенсатора n_p совпадает с осью n'_g минерала. В двух других квадрантах, где ось компенсатора n_g параллельна n'_g минерала, будет наблюдаться повышение цветов интерференции до синего второго порядка.

Если минерал оптически отрицательный (в направлении радиуса интерференционной фигуры расположена ось n'_p), то в квадрантах, расположенных вдоль длинной оси компенсатора, получим повышение цветов интерференции до синего второго порядка; в двух других квадрантах цвета интерференции будут бледно-желтые первого порядка.

Интерференционная фигура оптически двусного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

В разрезе, перпендикулярном к оптической оси, интерференционная фигура двусного минерала имеет вид темной полосы — изогри*, представляющей собой геометрическое место точек, где направления световых колебаний, пропускаемых минералом, совпадают с плоскостями колебаний в николях. Там, где нет этих совпадений, наблюдаются для низкодвупреломляющих минералов светло-серые и белые цвета интерференции, для минералов с высоким двупреломлением — цветные интерференционные линии.

При вращении столика микроскопа изогри меняет форму и положение, то искривляясь, то выпрямляясь. В момент совмещения плоскости оптических осей минерала с плоскостью колебаний поляризатора или анализатора (с нитями окулярного креста) изогри принимает вид прямолинейной темной полосы. При повороте столика микроскопа на 45° от этого положения (в любом направлении) изогри искривляется, приобретает вид гиперболической кривой, диагонально расположенной относительно нитей окулярного креста. В этом положении в вершине гиперболы находится выход оптической оси минерала и выпуклая часть гиперболы направлена в сторону острой биссектрисы оптической индикатрисы, а вогнутая — в сторону тупой биссектрисы. В данном случае след плоскости оптических осей будет располагаться вдоль прорези тубуса микроскопа (рис. 37).

* О причинах возникновения интерференционных фигур двусных минералов можно узнать в специальных руководствах по кристаллооптике.

По степени изогнутости изогриры приблизительно можно оценить величину угла оптических осей $2V$. Чем сильнее изогнута изогрира, тем угол оптических осей меньше; при увеличении угла оптических осей изогрира выпрямляется и при угле, равном 90° , приобретает прямолинейные очертания (рис. 38).

Определение оптического знака двусосного минерала

Оптический знак двусосного минерала определяется при диагональном положении изогриры, когда след плоскости оптических осей совпадает с направлением длинной стороны компенсатора. Если при введенном компенсаторе на выпуклой стороне изогриры

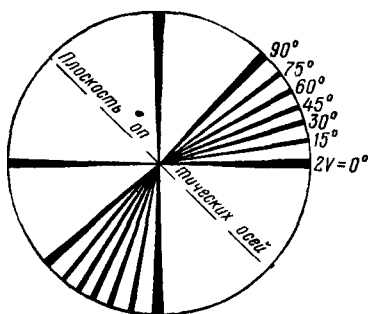


Рис. 38 Диаграмма для приближенной оценки величины угла оптических осей в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

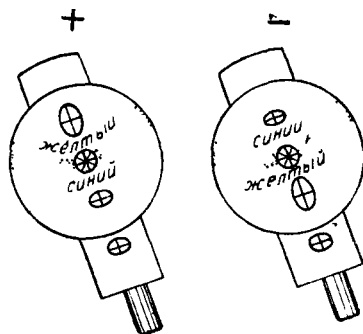


Рис. 39 Определение оптического знака двусосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси с помощью кварцевой пластинки.

появится синий, а на вогнутой — желтый цвет, минерал оптически положительный. Если распределение окрасок обратное, то минерал оптически отрицательный (рис. 39). При величине угла оптических осей, равном 90° (изогрира прямая), минерал оптически нейтральный.

В табл. 2 сведены кристаллографические и кристаллооптические характеристики кристаллов различных сингоний.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗМЕРА ЗЕРЕН И КОЛИЧЕСТВА МИНЕРАЛОВ В ШЛИФЕ

После того как все важнейшие породообразующие минералы в шлифе определены и каждый минерал в различно ориентированных разрезах узнается без труда, приступают к определению размеров зерен отдельных минералов и их количественных соотношений. Размеры минеральных зерен являются важным структурным признаком горной породы; знание количественных соотношений породообразующих минералов позволяет дать правильное название породе.

Т а б л и ц а 2

Кристаллографические и кристаллооптические характеристики кристаллов различных сингоний

Сингония	Кристаллографическая характеристика			Кристаллооптическая характеристика			Возможные константы
	симметрия	осевые единицы	углы между осями	оптический характер	форма оптической индикатрисы	ориентировка индикатрисы	
Кубическая	Несколько осей высшего порядка	$a_x = a_y = a_z$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Изотропные	Шар	Произвольная	Показатель преломления
Тетрагональная	Одна ось высшего порядка	$a_x = a_y \neq a_z$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Одноосные	Эллипсоид вращения	Ось n_e (оптическая ось) совпадает с осью симметрии высшего порядка	Показатели преломления n_e, n_o , двупреломление, оптический знак
Гексагональная, тригональная	То же	$a_1 = a_2 = a_3 \neq a_z$	$\alpha = \beta = 90^\circ$ $\gamma = 120^\circ$	»	То же	То же	То же
Ромбическая	Три оси второго порядка	$a_x \neq a_y \neq a_z$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	Двуосные	Трехосный эллипсоид	Все оси индикатрисы совпадают с кристаллографическими осями	Показатели преломления n_g, n_m, n_p , двупреломление, оптический знак, угол оптических осей
Моноклинная	Одна ось второго порядка	$a_x \neq a_y = a_z$	$\alpha = \gamma = 90^\circ$ $\beta \neq 90^\circ$	»	То же	Одна какая-либо ось индикатрисы совпадает с второй кристаллографической осью; две другие оси индикатрисы лежат в плоскости (010)	То же и угол погасания в ориентированном разрезе по (010)
Триклинная	Осей и плоскостей симметрии нет	$a_x \neq a_y = a_z$	$\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$	»	»	Оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими осями	То же и углы погасания в ориентированных разрезах

Определение размера зерен. При детальном исследовании размеры зерен определяются с помощью окуляр-микрометра, представляющего собой разделенную на сто частей микрометрическую шкалу-линеечку, нанесенную на стекло, вставленное в фокальную плоскость окуляра вместо креста нитей.

Прежде чем пользоваться такой линейкой, следует определить цену ее деления. Производится это с помощью объект-микрометра, представляющего собой шкалу-линеечку длиной в 1 или 2 мм, разделенную соответственно на 100 или 200 частей до 0,01 мм и нанесенную на стеклышко, вставленное в металлическую оправу. Объект-микрометр кладут на предметный столик микроскопа и очень точно фокусируют объектив на шкалу. Вращением столика микроскопа устанавливают шкалы окуляр-микрометра и объект-микрометра параллельно друг другу, совмещают нулевое деление шкалы объект-микрометра с началом шкалы окуляр-микрометра и затем определяют число делений окуляр-микрометра, укладывающееся в пределах шкалы объект-микрометра. Например, при объективе $3\times$ вся линейка объект-микрометра (2 мм) укладывается в 34,5 деления окуляр-микрометра (рис. 40, а). Разделив длину

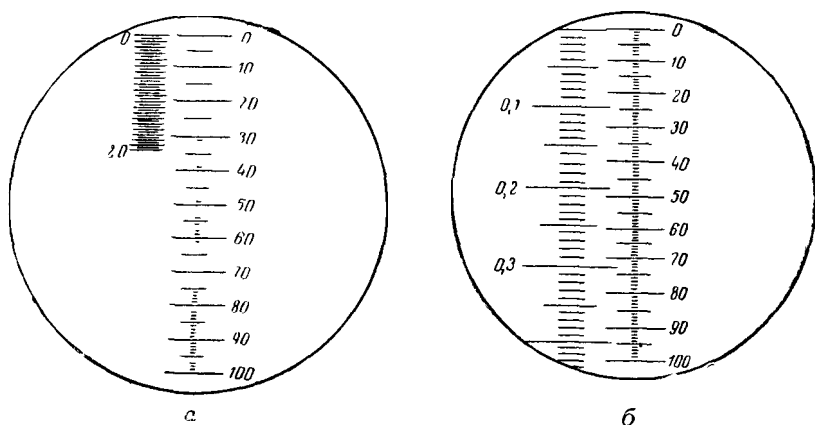


Рис. 40. Определение цены деления окуляр-микрометра:
а — при слабом объективе, б — при сильном объективе. Линейки окуляр-микрометра — в середине поля зрения; объект-микрометр — слева

объект-микрометра 2 мм на 34,5, получают цену одного деления окуляр-микрометра в миллиметрах. В данном случае цена деления окуляр-микрометра равна 0,058 мм. Другой пример. При объективе $40\times$ всей линейке окуляр-микрометра, разделенной на 100 частей, соответствует 0,43 мм объект-микрометра (рис. 40, б). Отсюда, разделив 0,43 мм на 100, получают цену одного деления окуляр-микрометра, равную 0,0043 мм.

Цену деления окуляр-микрометра определяют для различных увеличений микроскопа, так как с изменением увеличений окуляров и объективов цена деления изменяется.

В том случае, если характер исследований не требует точных измерений, можно окуляр-микрометром не пользоваться. Достаточно измерить с помощью объект-микрометра величину радиуса поля зрения микроскопа и затем сравнить с этим радиусом наблюдаемые в шлифе объекты. Величину радиуса поля зрения необходимо определить для каждого увеличения микроскопа и записать полученные данные в таблицу.

Определение процентного содержания порообразующих минералов в шлифе. При детальном исследовании такие определения производятся либо планиметрическим, либо линейным способом.

Планиметрический способ заключается в использовании квадратно-сетчатого окуляр-микрометра, с помощью которого подсчитывается количество клеточек, приходящихся на долю каждого минерала по всей площади шлифа. Цена деления стороны ячейки окуляр-микрометра определяется для нужного увеличения с помощью объект-микрометра.

Определение количества минералов в породе планиметрическим способом основано на том положении, что количественные соотношения суммарных площадей минерала пропорциональны объему этих минералов в породе. Планиметрический способ достаточно точный, но весьма трудоемкий.

Линейный способ подсчета осуществляется с помощью специальных счетных приборов, позволяющих механически суммировать общую длину сечений исследуемого минерала, наблюдаемых в срезе породы плоскостью шлифа. В качестве счетного прибора в настоящее время широко применяется интеграционный столик модели ИСА.

Линейный способ основан на прямой зависимости суммарной длины линии, проходящей через разрезы зерен исследуемого минерала в шлифе, от суммарной площади зерен этого минерала, которая пропорциональна объему минерала в породе. Общие длины линий для каждого минерала подсчитываются по серии параллельных счетных линий, пересекающих весь шлиф. Расстояние между линиями зависит от крупности зерен, слагающих породу (чем больше размер зерен, тем реже проходят счетные линии), и от степени детальности исследований.

При исследованиях, не требующих большой точности, для подсчета количественных соотношений минералов можно воспользоваться описанным ниже приемом. На поверхность покровного стекла тушью наносят тонкие параллельные линии на расстоянии, равном диаметру поля зрения, при котором будет производиться подсчет. Затем шлиф устанавливают так, чтобы в поле зрения поместилось начало верхней полосы. В пределах первого поля зрения на глаз определяют процентное содержание важнейших порообразующих минералов, подлежащих подсчету. Данные записывают в таблицу. Передвигая шлиф, последовательно оценивают содержание минералов в каждом поле зрения вдоль парал-

лельных линий по всей площади шлифа. Данные суммируют и затем подсчитывают средние арифметические значения процентного содержания каждого минерала в породе.

Количественные соотношения минералов в шлифе устанавливают только для полнокристаллических достаточно крупнозернистых пород.

При грубой глазомерной оценке количественных соотношений главных минералов в породе можно пользоваться эталоном, приведенным на рис. 41.

ПОНЯТИЕ О МЕТОДЕ Е. С. ФЕДОРОВА

Рассмотренный выше кристаллооптический метод исследования основан на изучении минералов в шлифах, закрепленных на предметном столике, вращающемся только в одной плоскости вокруг оптической оси микроскопа.

Е. С. Федоровым был разработан теодолитный метод исследования минералов при помощи сконструированного им прибора — столика Федорова. В первом варианте столик Федорова представлял собой вложенные одно в другое два кольца, вращающиеся вокруг двух взаим-

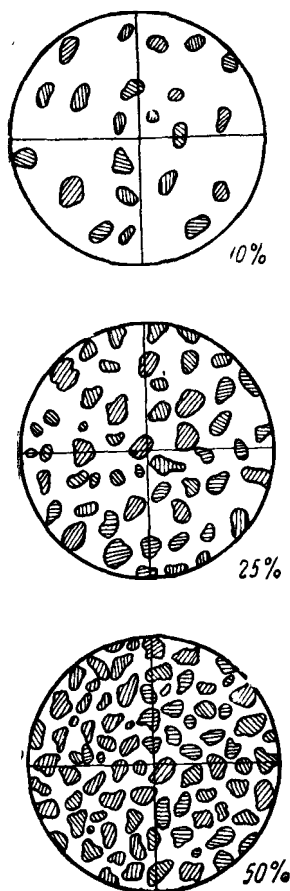


Рис. 41. Эталон для глазомерной оценки количественного содержания минерала в шлифе.

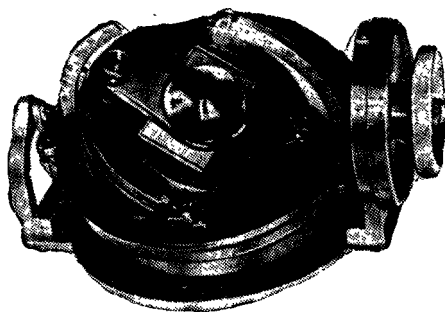


Рис. 42. Общий вид четырехосного федоровского столика.

но перпендикулярных осей. Позднее прибор конструктивно был усовершенствован и современные отечественные модели его представляют собой три кольца, вложенные одно в другое, вращение которых осуществляется с помощью четырех или пяти взаимно перпендикулярных осей (при работе классическим федоровским

методом достаточно иметь три оси). В центральной части столика между двумя стеклянными полусферами укрепляется обыкновенный петрографический шлиф. Для того чтобы при наклонах шлифа луч света, проходя через кристалл, не отклонился от своего пути, что резко изменит величину истинных углов в минерале, применяются специальные стеклянные сегменты, показатели преломления которых близки к показателям преломления важнейших породообразующих минералов (полевых шпатов, амфиболов, пироксенов).

Оси федоровского столика позволяют вращать шлиф и совмещать исследуемые в кристалле плоскости с плоскостью симметрии микроскопа, а направления — с оптической осью микроскопа и, таким образом, получать сферические координаты этих элементов, устанавливающие их пространственное положение. Модель четырехосного федоровского столика показана на рис. 42.

Метод Е. С. Федорова позволяет с большой точностью определять ориентировку оптической индикатрисы в кристалле, величину угла оптических осей, максимальное двупреломление минерала, изучать законы двойникования в плагиоклазах. В последнее время федоровский столик широко используется при микроструктурных исследованиях горных пород.

ПОРЯДОК ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В ШЛИФЕ

Приступая к определению минералов в шлифе, рекомендуется соблюдать некоторую последовательность в проводимых наблюдениях. Прежде всего следует установить по сумме легко определяемых признаков — цвету, рельефу, форме и т. д. — количество различных минералов, которые входят в состав исследуемой породы. При некотором опыте это легко удастся. Затем приступают к изучению каждого минерала отдельно по совокупности всех его свойств, определяемых при одном поляризаторе, в скрещенных николях и в сходящемся свете.

При одном поляризаторе определяют форму зерен, характер спайности, величину углов между трещинами спайности, цвет и плеохроизм, относительный показатель преломления (по рельефу, шагреновой поверхности, световой полоске), отмечают наличие псевдоабсорбции, если последняя имеется.

При скрещенных николях дополняют наблюдения о форме зерен, что особенно необходимо для бесцветных минералов, не имеющих четко выраженного рельефа (показатель преломления которых близок к показателю преломления бальзама). Далее определяют, изотропный минерал или анизотропный. Если минерал анизотропный, то устанавливают примерно силу двупреломления (на основании порядка цветов интерференции), характер погасания, угол погасания, знак удлинения. Все эти определения делаются в ориентированных разрезах, параллельных плоскости оптических осей для оптически двусосных минералов, или в разрезах, парал-

лельных оптической оси одноосных минералов. Указанные разрезы находят по максимальным цветам интерференции.

В сходящемся свете на разрезах, перпендикулярных к оптической оси, которые узнаются по отсутствию двупреломления, устанавливают ось минерала, оптический знак и для двuosных минералов — примерную величину угла оптических осей, используя для этого рис. 38.

Когда каждый минерал легко узнается, определяют размеры зерен. В заключение оценивают количественные соотношения минералов в шлифе.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Магматические горные породы образовались в результате охлаждения и затвердевания или кристаллизации естественного высокотемпературного расплава — магмы.

Очаги магмы периодически возникают под влиянием эндогенных процессов, в пределах земной коры и в подкоровых частях планеты, из которых в силу тектонических и других причин магматический расплав поднимается в верхние горизонты литосферы или изливается на ее поверхность в виде лавы из кратеров вулканов.

Магма недоступна непосредственному изучению. О ее составе и физических свойствах приходится судить на основании наблюдений над лавами, изучения состава и строения магматических пород, а также используя данные экспериментальных исследований. Согласно современным представлениям, магма — это сложная многокомпонентная система, состоящая из окислов кремния и веществ, химически эквивалентных силикатам алюминия, натрия, калия и кальция. В растворенном состоянии в магме присутствуют летучие компоненты (минерализаторы), главным образом H_2O , в меньшей степени CO_2 и в незначительных количествах HCl , HF , SO_2 , H_2BO_3 и др. По Р. Горансону, общее количество летучих компонентов в магме при условии высокой температуры и высокого внешнего давления может достигать 12%.

Важными свойствами магмы (и лавы) являются способность ее к переохлаждению с образованием стекла и вязкость, существенно влияющие на условия кристаллизации расплава и морфологию магматических тел. Вязкость магмы увеличивается при повышении содержания кремнезема, понижении содержания летучих компонентов, уменьшении температуры и увеличении внешнего давления. Обогащенные кремнеземом кислые магмы более вязки, менее подвижны, чем основные магмы, содержащие меньшее количество кремнезема.

В остывающей магме в процессе кристаллизации происходит отделение летучих компонентов от твердой фазы, концентрация их в остаточном расплаве и затем удаление из магматического очага по трещинам во вмещающие породы. В затвердевшей породе сохраняется лишь незначительная часть летучих компонентов в со-

ставе некоторых минералов. Таким образом, состав исходной магмы и состав образовавшейся из нее породы не будут идентичны. По относительному содержанию главного компонента — кремнезема магматические породы разделяются на ультраосновные, основные, средние, кислые.

Условия кристаллизации магмы различны, она может затвердевать на различной глубине в пределах земной коры и изливаться на ее поверхность. Породы, образовавшиеся на глубине, называются интрузивными, затвердевшие на поверхности — эффузивными. В зависимости от глубины образования выделяются породы глубинные — абиссальные и полуглубинные — гипабиссальные.

В составе земной коры магматические породы и преобразованные из них метаморфические породы играют решающую роль, составляя до 95% ее объема. Велика роль магматических образований в формировании разнообразных рудных и нерудных полезных ископаемых.

Глава I

ФОРМА ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магматические породы, образующиеся в различной геологической обстановке, отличаются специфическими признаками, к которым прежде всего относятся форма магматических тел и их взаимоотношения с вмещающими породами.

ФОРМА ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В зависимости от вязкости магмы, от структуры вмещающих пород и от тектонической обстановки, в которой происходит образование интрузивных горных пород, форма залегания их может быть разной. Большое число разнообразных факторов, определяющих форму интрузивных тел, затрудняет их классификацию. Пока все еще широко применяется простая и удобная для практического использования классификация Р. Дэли, согласно которой интрузивные тела на основании их взаимоотношений с вмещающими породами разделены на согласные и несогласные.

Согласные тела

Согласные интрузивные тела образуются в результате внедрения магмы по плоскостям напластования в толщу горизонтально залегающих или слабо наклонных осадочных пород. К группе согласных интрузивов относятся силлы, лакколиты, лополиты и факолиты (рис. 43).

Силл — пластообразная интрузивная залежь, размеры которой могут варьировать в широких пределах, но их мощность всегда

значительно уступает ширине и длине. Для интрузивных тел этого типа характерно групповое развитие. Силлы являются широко распространенной формой залегания основных изверженных пород, поскольку магма основного состава менее вязкая, более подвижная и поэтому легче проникает в толщу слоистых пород. В качестве примера такого типа интрузий следует назвать траппы Сибирской платформы, в составе которых отдельные силлы распространяются на площади в десятки тысяч квадратных километров.

Лакколит — караваяобразное тело с плоским основанием и куполообразной кровлей. Форма лакколита в плане, как правило, округлая, от сотен метров до нескольких километров в диаметре. Лакколиты могут быть сложены породами как основного, так и кислого состава.

Лополит — чашеобразное тело обычно очень крупных размеров, образующееся в результате накопления большого количества жидкой магмы, под тяжестью которой прогибаются нижележащие слои осадочных пород. Лополиты чаще всего сложены породами основного и ультраосновного состава.

Факолит — линзовидное тело, залегающее в ядре антиклинальной или синклинальной складки и образующееся одновременно со складчатостью. Тела такого типа встречаются редко.

Несогласные тела

Интрузивные тела, занимающие секущее положение по отношению к слоистости вмещающих пород, называются несогласными и, как правило, образуются в складчатых областях. К широко распространенным формам этого типа относятся дайки, интрузивные жилы, штоки, батолиты.

Дайка — плитообразное вертикальное или крутопадающее тело, имеющее относительно небольшую мощность при большой протяженности по простиранию и падению. Размеры даек колеблются в очень широких пределах. Самая крупная — «Большая дайка» в Родезии (Южная Африка) имеет мощность от 5 до 10 км и протяженность до 500 км. Сложена она основными породами. Как правило, дайки встречаются группами, образуя серии или свиты субпараллельных или радиальных тел.

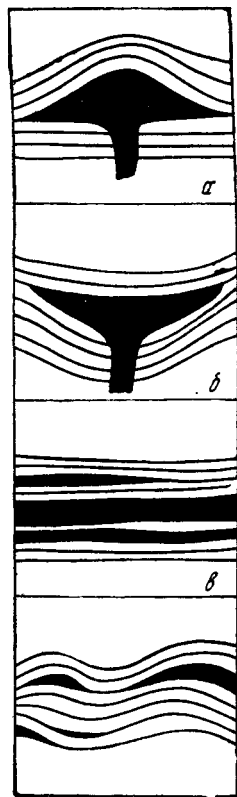


Рис. 43. Схематическое изображение согласных интрузивных тел (черное).

а — лакколит; б — лополит; в — силлы; г — факолиты

Жила отличается от дайки обычно извилистой формой, наклонным или даже горизонтальным залеганием и меньшими размерами

Шток — интрузивное тело, приближающееся к цилиндрической форме, с крутопадающими контактами. Площадь выхода на дневную поверхность штока, как правило, не превышает 100 км^2 . Штоки широко распространены в природе и могут быть сложены разнообразными по составу породами.

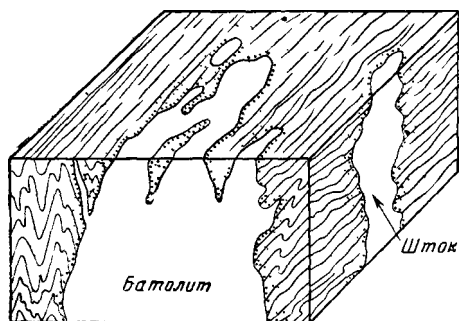


Рис 44 Схематическое изображение батолита и штока по Р. Дэли

Точка — контактовый ореол метаморфически пород

Батолит — огромное тело с куполообразной кровлей, осложненной углублениями и выступами (рис 44). Батолиты сложены породами гранитного состава и приурочены обычно к осевым частям складчатых структур, образуя выходы на дневную поверхность площадью в десятки и сотни тысяч квадратных километров.

До недавнего времени в вопросе о происхождении батолитов господствовала гипотеза Р. Дэли, согласно которой батолиты относились к сквозным бездонным плутонам, а механизм внедрения их объяснялся обрушением кровли, глыбы которой тонули в магме, перерабатываясь (ассимилировались) и, таким образом, магма прокладывала себе путь в верхние горизонты литосферы. Однако исследования Г. Клооса показали, что некоторые из плутонов, считавшиеся ранее батолитами, представляют собой согласные межформационные лакколиты, огромные по площади при относительно небольшой мощности. В последнее время установлено, что формирование некоторых батолитоподобных тел может быть связано с процессами метаморфизма, протекающими в глубинных частях земной коры. Таким образом, образование батолитов может происходить, по-видимому, в различной геологической обстановке и поэтому термин «батолит», как он понимался раньше, теряет свою определенность. Крупные гранитные тела теперь чаще называют массивами или плутонами.

ФОРМА ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Форма тел эффузивных пород зависит от характера вулканического извержения, от степени вязкости лавы и от рельефа земной поверхности, на которую происходило излияние. Выделяют следующие две группы эффузивных тел: 1) тела, связанные с излияниями по трещинам, — покровы, потоки, дайки и 2) тела, возникшие в результате деятельности вулканов центрального ти-

па, — потоки, купола, иглы, конусы, неки (жерловины), диатремы (трубки взрыва).

Покров — плоское тело, имеющее большое площадное распространение и сравнительно небольшую мощность. Покровы характерны для основных лав, способных заливать огромные площади. При многократных повторениях излияний лавы заполняют все пониженные формы рельефа, а наслоения многочисленных покровов формируют базальтовые плато — лавовые равнины, известные в Сибири, Индии, Африке, Южной Америке.

Поток — узкое, длинное тело, образованное застывшей лавой, форма которого полностью отражает название. Потоки образуются преимущественно по склонам вулканов и в результате заполнения лавой долин и оврагов. Состав лавы во многом определяет форму и размер потока. Потоки вязких кислых лав мощные, короткие; потоки основных лав значительно меньшей мощности, но большей протяженности.

Купол — караваяобразное, более или менее конусовидное, тело, образованное лавой среднего или кислого состава, выжатой из кратера вулкана. Образование куполов происходит и в настоящее время. Так, купол вулкана Безымянного на Камчатке, появившийся в 1956 г., до сего времени продолжает расти.

Игла — тело, вытянутое по вертикали, с небольшой площадью сечения и крутопадающими боковыми поверхностями. Такие тела возникают при извержении вязких лав, выжатых из подводящего канала в виде густой массы и в таком виде застывших на поверхности. Классическим примером является знаменитый пик Мон-Пеле (о-в Мартиника из архипелага Малых Антильских островов) высотой 375 м при диаметре 100 м.

Конус — образуется вокруг кратера вулкана в результате неоднократного излияния вязкой лавы, переслаивающейся с рыхлыми продуктами вулканической деятельности — пирокластами: пеплом, мелкими кусочками застывшей пористой лавовой породы (лапиллями), округлыми, грушевидными или закрученными кусками лавы (вулканическими бомбами) и т. п. Высота конуса вулкана Ключевская сопка на Камчатке достигает 4750 м.

Дайки и *неки* — формируются в результате заполнения лавой жерла вулкана (неки) или подводящей трещины (дайка). По условиям залегания они аналогичны интрузивным дайкам и штокам и поэтому являются как бы промежуточными звеньями, связывающими эффузивные и интрузивные образования.

Диатремы — морфологически аналогичны некам, но сложены не лавовыми потоками, а пирокластическим материалом с включением обломков окружающих пород. Диатремы возникают в результате взрывов вулканических газов при большом давлении и высокой температуре.

ПЕРВИЧНАЯ ОТДЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Заканчивая краткий обзор различных форм залегания магматических пород, следует отметить, что в природных условиях реконструировать форму магматического тела и понять условия его залегания дело обычно нелегкое. В этом вопросе помогает изучение *первичной отдельности*. Первичная отдельность возникает в уже затвердевшей магматической породе в результате сокращения ее объема в процессе окончательного охлаждения, что обуславливает появление закономерной системы трещин, располагающихся перпендикулярно или параллельно поверхностям охлаждения.

Для интрузивных пород наиболее детально изучены трещины первичной отдельности, развивающиеся в массивах, сложенных породами гранитного состава. В гранитных массивах выделяют три главные системы трещин: одна обычно пологая, параллельная поверхности кровли массива, и две крутопадающие, перпендикулярные к его кровле. Подобные трещины разбивают массив на блоки, форма которых зависит от величины действующих сил. Наиболее типична плитообразная отдельность, которая в процессе выветривания породы превращается в матрацевидную, а также параллелепипедальная, разбивающая породу на крупные прямоугольные или косоугольные блоки.

Для эффузивных пород основного состава, образующих покровы с обширными плоскими поверхностями охлаждения, характерны призматическая и столбчатая отдельности.

Кроме первичных трещин отдельности, в магматических породах, как и в породах любого другого генезиса, развиваются *трещины вторичной отдельности (кливаж)*, возникающие под влиянием нагрузки вышележащих толщ или направленных тектонических сил.

Изучение трещиноватости магматических пород имеет важное практическое значение по ряду причин: определенные системы трещин могут быть благоприятными структурными элементами при локализации рудных тел; необходимо учитывать расположение трещин в целике при добыче строительных материалов; большое значение имеет изучение трещиноватости пород при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях.

Глава II

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Вещественный состав магматических пород определяется их валовым химическим составом и их минеральным составом. Оба эти качества находятся в определенной зависимости друг от дру-

га, что позволяет по химическому составу приблизительно судить о минеральном составе породы, и наоборот, зная количественные соотношения минералов, получать представления о ее химическом составе.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Магматические горные породы состоят в основном из девяти элементов: O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H, которые слагают все главнейшие порообразующие минералы и поэтому называются «петрогенными».

Результаты химических анализов даются в виде процентных содержаний весовых количеств окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , сумма которых составляет более 98% всех магматических пород. Около 1,7% распределяется между TiO_2 , MnO , P_2O_5 , CO_2 , SO_2 , Cl, F; оставшиеся 0,3% включают все остальные элементы таблицы Менделеева, в том числе редкие элементы, содержания которых в породах часто так малы, что могут быть установлены только с помощью специальных анализов.

Роль главных окислов в составе магматических пород характеризуется данными, приведенными в табл. 3.

Как видим из таблицы, содержания главных окислов ограничены определенными интервалами, что и обуславливает более или менее постоянный состав каждого типа магматических пород.

Установлено, что для различных магматических пород характерны различные редкие элементы. Так, по данным А. П. Виноградова, для ультраосновных пород (перидотитов, дунитов) характерны Cr, Co, Ni; для основных пород (габбро, базальтов) Se, V, Cr, Co, Ni; для средних пород (диоритов, андезитов) B, F, V, Rb, Sr, Zr, Ba, Pb; для кислых пород (гранитов, гранодиоритов, риолитов) Li, Be, B, F, Rb, Zr, Ba, Ta, Tl, Pb, Th, U. Геохимическая роль редких элементов очень велика, так как они часто свидетельствуют о металлогенической специализации магматических комплексов, что имеет важное поисковое значение.

Таблица 3
Химический состав магматических горных пород

Окислы	Средние содержания для территории СССР, (по С. П. Соловьеву, 1970), вес %	Возможные содержания для обычных пород (по Ф. Кларку и Г. Вашингтону, 1924), вес. %
SiO_2	63,65	24—80
TiO_2	0,54	—
Al_2O_3	14,47	0—20
Fe_2O_3	2,18	0—13
FeO	3,19	0—15
MnO	0,07	—
MgO	3,70	0—30
CaO	4,28	0—17
Na_2O	3,51	0—14
K_2O	2,84	0—13
H_2O	1,47	0—0,3
P_2O_5	0,10	—
Сумма	100,00	

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Ведущая роль SiO_2 и Al_2O_3 определяет минеральный состав магматических пород, сложенных преимущественно алюмосиликатами и силикатами.

По генетическому признаку породообразующие минералы делятся на первичные и вторичные. *Первичные минералы* кристаллизуются из магматического расплава, *вторичные минералы* либо замещают первичные, либо возникают как новообразования, являясь главным образом продуктами постмагматических — пневматолитовых и гидротермальных процессов.

Первичные минералы по их роли в составе магматических пород делятся на главные, второстепенные и акцессорные.

Таблица 4

Схема классификации породообразующих минералов

Первичные минералы			Вторичные пост- магматические минералы
главные		акцессорные	
фемиче-кие (содержат много Fe, Mg)	салические (содержат много Si, Al)		
Оливины Пироксены: энстатит гиперстен диопсид авгит эгирин Амфиболы: обыкновенная роговая обманка базальтическая роговая обманка арфведсонит Слюды: биотит мусковит*	Натриево - калийные полевые шпаты (пла- гиоклазы): альбит— анортит Натриево - калийные по- левые шпаты: сандин ортотлаз микроклин Фельдшпатыды: нефелин лейцит Кварц	Ильменит Хромит Магнетит Сфен Апатит Циркон Турмалин	Серпентин Актинолит Хлорит Эпидот Серицит

* Мусковит Fe и Mg не содержит. В состав фемических минералов помещен условно как компонент группы слюд.

Главные породообразующие минералы слагают основную массу породы и определяют ее название. По химическому составу они разделяются на две группы: *салические минералы* — полевые шпаты, фельдшпатыды, кварц; главными химическими элементами их являются Si и Al; *фемические минералы* — оливины, пироксены, амфиболы, слюды — характеризуются высоким содержанием Fe и Mg.

Второстепенные минералы находятся в породе в незначительном количестве (1—5%). Их присутствие не отражается на об-

щем названии породы. В числе второстепенных могут быть любые минералы из состава главных.

Акцессорные минералы содержатся в породах обычно в ничтожно малых количествах в виде единичных мелких зерен и лишь в редких случаях образуют существенные скопления, иногда представляющие промышленный интерес (например апатит в нефелинсодержащих породах или магнетит в рудном габбро).

В табл. 4 отражена схема классификации породообразующих минералов в соответствии с вышеизложенными принципами.

Роль различных породообразующих минералов в составе магматических пород иллюстрируется табл. 5, составленной Т. Бартом на основании многих сотен анализов. Как видим, основная масса магматических пород сложена щелочными полевыми шпатами и плагиоклазами, на втором месте стоят кварц и пироксены.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Подавляющее большинство главных породообразующих минералов магматических пород (оливины, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты) представляют собой изоморфные ряды переменного химического состава. Одновременно с изменением состава

изменяются их свойства: цвет, твердость, плотность, показатели преломления, двупреломление, ориентировка оптической индикатрисы и другие, что делает условной границу между двумя соседними минералами одного изоморфного ряда. Для правильной диагностики минералов необходимо учитывать всю сумму их свойств. Важно также знать, что минералы, слагающие горную породу, представляют собой не случайные сочетания, а закономерные парагенетические ассоциации, образовавшиеся одновременно при общем процессе. Зная парагенетические ассоциации, можно избежать многих грубых ошибок при определении минералов. Большинство породообразующих минералов магматических пород играет существенную роль также и в составе метаморфических пород, что будет отмечаться в каждом конкретном случае.

Таблица 5
Средний минеральный состав магматических
горных пород
(по Т. Барту)

Минералы	Содержание, вес. %
Кварц	12,4
Щелочные полевые шпаты (ортоклаз, альбит)	31,0
Плагиоклазы	29,2
Оливин	2,6
Пироксены	12,0
Роговая обманка	1,7
Биотит	3,8
Мусковит	1,4
Нефелин	0,3
Магнетит, гематит, ильменит	4,1
Апатит	0,6
Сфен	0,3
Хлорит, серпентин	0,6
Сумма	100,0

Ниже приводится характеристика важнейших представителей породообразующих минералов магматических пород, знать которые необходимо для видового определения породы, выявления особенностей ее образования и объяснения присущих ей физико-механических свойств.

Фемические минералы

Группа фемических минералов представлена железо-магнетизальными силикатами и алюмосиликатами.

Существенной особенностью минералов этой группы является темная окраска — черная или зеленая различных оттенков, что позволяет называть их «цветными» или «меланократовыми» (греч. «меланос» — темный).

В количественном отношении фемические минералы значительно уступают силикатным (см. табл. 5), однако в отдельных типах пород они составляют большую их часть, а иногда целиком или почти целиком всю их массу.

Группа оливин

Оливин

$(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Ромбический.

$n_g = 1,669—1,975$; $n_m = 1,651—1,865$; $n_p = 1,636—1,827$.

$n_g - n_p = 0,033—0,048$.

Оптически двуосный. $2V$ около 90° .

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_g \parallel a$; $n_m \parallel c$.

Оливин является членом изоморфного ряда двух минералов — форстерита — Mg_2SiO_4 и фаялита — Fe_2SiO_4 . По структуре минералы этой группы относятся к островным силикатам, основой которых являются изолированные тетраэдры, с плотнейшей упаковкой кислородных ионов, обуславливающей большую плотность минералов и высокий показатель преломления. По мере увеличения железистости от форстерита к фаялиту закономерно увеличивается твердость, плотность, светопреломление и двупреломление минералов.

Макроскопически оливин узнается по темной, желтовато-зеленой или темно-зеленой окраске, стеклянному или жирному блеску, неровному, часто раковистому, излому, отсутствию спайности. Твердость 6,5—7. Плотность 3,21—4,34. Во вкрапленниках эффузивных пород оливин выделяется в виде короткопризматических кристаллов; в интрузивных породах образует зернистые агрегаты.

В шлифе оливин бесцветный. Форма зерен изометричная, реже ромбовидная, иногда осложненная короткими пинакондальными гранями по (010). Оливин во вкрапленниках эффузивных пород обнаруживает тонкие прерывистые трещинки спайности в одном направлении; в интрузивных породах, как правило, спайность не наблюдается. Рельеф минерала высокий, VI группы. Цвета интер-

ференции яркие, до третьего порядка. Относительно трещин спайности или направления, перпендикулярного пинакоидальным граням (010), дает прямое погасание.

Оливин минерал нестойкий. Под действием водных растворов легко изменяется. В эффузивных породах он замещается преимущественно красновато-бурым биотитоподобным минералом — иллингситом, в интрузивных породах — серпентином. Серпентин обычно развивается по извилистым трещинкам в оливине, с образованием весьма характерной петельчатой структуры. Часто процессы серпентинизации настолько интенсивны, что оливин почти весь замещается серпентином, в массе которого сохраняются лишь небольшие реликтовые зерна свежего оливина.

Оливин можно спутать с бесцветным моноклинным пироксеном и эпидотом. От первого он отличается формой зерен, отсутствием четко выраженных трещин спайности, прямым погасанием во всех разрезах, более высоким двупреломлением, большим углом оптических осей и продуктами вторичных изменений. Специфической особенностью эпидота в отличие от оливина является наличие слабого плеохроизма в желтовато-зеленоватых тонах и высокие, яркие, аномальные цвета интерференции, пятнами распределяющиеся по зерну.

Оливин характерен для основных и ультраосновных пород в парагенезисе с пироксенами и основными плагиоклазами. Форстерит — минерал контактово-метаморфических пород.

Группа пироксенов

Пироксены образуют изоморфные ряды ромбических и моноклинных минеральных видов, многочисленных и непостоянных по химическому составу. По кристаллохимической структуре минералы этой группы относятся к цепочечным силикатам, кремнекислородные тетраэдры которых соединены через ионы кислорода в непрерывные цепочки, вытянутые вдоль оси c . В полном соответствии с внутренней структурой характерен удлинённый призматический габитус минералов и совершенная спайность по призме (110), образующая систему трещин, пересекающихся под углом 87° . Все пироксены имеют рельеф VI группы и оптически двuosны.

Из группы пироксенов будут рассмотрены энстатит, гиперстен, диопсид, авгит, эгирин.

Энстатит

$\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Ромбический.

$n_g=1,660$; $n_m=1,653$; $n_p=1,651$; $n_g-n_p=0,009$.

Оптически двuosный, положительный. $2V=54^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_g\parallel c$.

Минерал бесцветный, серовато-белый с зеленоватым оттенком, реже буровато-зеленый. Блеск стеклянный, на плоскостях спай-

ности с перламутровым отливом. Спайность совершенная. Плотность 3,1—3,3. Твердость 5,5. В горных породах энстатит образует слабо удлиненные зерна.

В шлифе минерал бесцветный. Спайность обнаруживает в одном и в двух направлениях, что зависит от направления среза минерала плоскостью шлифа. Рельеф резкий. Цвета интерференции не выше белого. Погасание прямое. Удлинение положительное. Нередко энстатит образует закономерно ориентированные тончайшие пластинчатые вроски в моноклинном пироксене, имеющие сходство с полисинтетическими двойниками. Такие срастания рассматриваются и как продукт распада твердого раствора и как результат двойникования. В процессе вторичных изменений энстатит замещается серпентином. От гиперстена отличается отсутствием плеохроизма, оптическим знаком и углом оптических осей. От моноклинных пироксенов — прямым углом погасания и низкими цветами интерференции.

Энстатит — породообразующий минерал ультраосновных и основных пород — перидотитов, габбро-норитов. Встречается в базальтах и андезитах.

Гиперстен

$(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Ромбический.

$n_g=1,731$; $n_m=1,728$; $n_p=1,718$; $n_g-n_p=0,013$.

Оптически двуосный, отрицательный. $2V=45^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_g \parallel c$.

Минерал темно-зеленого и буро-черного цвета. Блеск стеклянный, иногда металлоидный. Спайность совершенная по призме. Плотность 3,3—3,5. Твердость 5—6.

В шлифе слабо плеохроирует от светло-зеленоватого цвета по n_g до светло-розового по n_p . Рельеф высокий. Цвета интерференции до оранжевого первого порядка. Погасание в удлиненных разрезах с тонкими трещинами спайности — прямое; в остальных разрезах угол погасания может достигать 10° . Удлинение положительное. Образует срастания с моноклинными пироксенами, аналогичные описанным для энстатита. Продукты вторичных изменений — серпентин, магнетит. От моноклинных пироксенов отличается слабым плеохроизмом, прямым погасанием и низкими цветами интерференции.

Гиперстен — минерал основных и ультраосновных пород, где он ассоциирует с моноклинными пироксенами, оливином и основными плагиоклазами. Встречается в контактово- и регионально-метаморфизованных породах.

Диопсид

$\text{Ca}, \text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклинный.

$n_g=1,695-1,721$; $n_m=1,672-1,701$; $n_p=1,664-1,695$;

$n_g-n_p=0,024-0,031$.

Оптически двуосный, положительный. $2V = 58-60^\circ$

Ориентировка оптической индикатрисы: $cn_g = 38-46^\circ$.

Цвет минерала серовато-зеленый или серый. Блеск стеклянный. Плотность 3,27—3,38. Твердость 5,5—6. Хрупкий. Спайность совершенная в двух направлениях. Кристаллы имеют короткопризматический габитус.

Минерал в шлифе бесцветный, иногда слабо-зеленоватый или сероватый. Образует неправильные слегка удлинённые зерна. В удлинённых разрезах наблюдается спайность в одном направлении, в поперечных разрезах — в двух направлениях под углом 87° . Рельеф высокий, положительный. Цвета интерференции до желтых второго порядка. Угол погасания косой. Знак удлинения не характерен. Наблюдаются простые и полисинтетические двойники.

В качестве продуктов вторичных изменений по диопсиду развивается светло-зеленая волокнистая роговая обманка (уралит), хлорит, эпидот, кальцит.

Диопсид в шлифах похож на авгит, но последний обычно окрашен интенсивнее. Если эти минералы образуют хорошо ограниченные кристаллы, то, как показал В. Н. Лодочников, они легко отличаются на разрезах, перпендикулярных удлинению, где авгит имеет вид равностороннего восьмиугольника, а диопсид характеризуется четырьмя сильно развитыми гранями пинакоида и четырьмя короткими гранями призмы (рис. 45).

На разрезах, параллельных (100), диопсид имеет прямое погасание и поэтому в этом случае его можно спутать с ромбическим пироксеном, от которого он отличается более высокими цветами интерференции. Кроме того, разрез по (100) — исключение, тогда как во всех остальных сечениях минерал обнаруживает косые погасания.

Диопсид встречается в ультраосновных и основных породах совместно с оливином, ромбическими пироксенами и основными плагиоклазами, а также в метаморфизованных карбонатных породах.

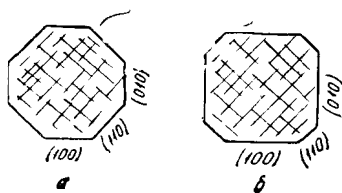


Рис. 45. Сечения моноклиновых пироксенов в разрезах, перпендикулярных к оси c (а — авгит, б — диопсид).

Авгит

$(Ca, Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ti, Al)_2[(Si, Al)_2O_6]$. Моноклинный.

$n_g = 1,703-1,761$; $n_m = 1,672-1,741$; $n_p = 1,671-1,735$; $n_g - n_p = 0,018-0,033$.

Оптически двуосный, положительный. $2V = 58-62^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $cn_g = 43-44^\circ$.

Цвет минерала черный, иногда с зеленоватым или буроватым

оттенком и сильным стекляннм блеском на гранях. Спайность по призме. Плотность 3,2—3,6. Твердость 5—6. Образует короткостолбчатые кристаллы с одинаково развитыми гранями призмы и пинакоидов. В интрузивных породах выделяется в виде неправильных зерен.

В шлифе слегка зеленоватый или буроватый. Спайность отчетливая; в разрезах, перпендикулярных призме, угол между трещинами спайности равен 87° .

Рельеф высокий, положительный. Цвет интерференции до зеленого второго порядка. Угол погасания, близкий к 45° , и поэтому удлинение нехарактерно. Авгит из глубинных магматических пород иногда содержит закономерные врослки пироксена иного состава, образовавшиеся в результате распада твердого раствора. Во вкрапленниках эффузивных пород встречаются зональные авгиты.

В постмагматическую стадию авгит замещается светло-зеленой волокнистой роговой обманкой, иногда эпидотом, хлоритом, кальцитом.

Авгит можно принять за эпидот, но для эпидота характерны аномальные цвета интерференции и иногда слабый плеохроизм.

Авгит — типичный минерал ультраосновных и основных пород, а также андезитов — эффузивных пород среднего состава.

Эгирин

$\text{Na, Fe}^{+3}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклинный.

$n_g = 1,800—1,836$; $n_m = 1,780—1,820$; $n_p = 1,750—1,776$; $n_g - n_p = 0,040—0,060$.

Оптически двуосный, отрицательный. $2V = 60^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $cn_p = 0—10^\circ$.

Особенностью химического состава эгириня является наличие щелочного элемента — Na. Эгирин образует преимущественно длиннопризматические или игольчатые кристаллы черного и темно-зеленого цвета. Черта светло-зеленая. Блеск стекляннй. Спайность совершенная по призме. Плотность 3,43—3,60. Твердость 5,5—6.

В шлифе густо окрашен. Плеохроирует от темно-зеленого цвета по n_p до буровато-зеленого или желтовато-бурого по n_g . Рельеф очень высокий VII группы. Цвета интерференции второго и третьего порядков. Погасание, близкое к прямому. Удлинение отрицательное.

Эгирин можно спутать с густоокрашенной зеленой роговой обманкой, от которой он отличается более высоким рельефом, высокими цветами интерференции, погасанием, близким к прямому, отрицательным удлинением и спайностью под углом 87° .

Эгирин характерен для щелочных магматических пород, таких как нефелиновые сиениты, щелочные граниты и др.

Группа амфиболов

Амфиболы образуют серии твердых растворов, важной химической особенностью которых является присутствие в их составе гидроксильной группы [OH], нередко вместе с F или Cl.

В структурном отношении амфиболы относятся к ленточным силикатам, основу строения которых составляют вдвоенные цепочки кремнекислородных тетраэдров $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$, вытянутые в направлении оси *c*. Внутренняя структура минералов находит отражение в их призматическом габитусе, а также в наличии совершенной спайности по призме (110) под углом 56° .

Наличие в амфиболах гидроксила, фтора и хлора указывает на то, что их кристаллизация как в магматических, так и в метаморфических породах происходит при участии летучих компонентов. Именно этим объясняется отсутствие амфиболов в основной массе эффузивных пород, кристаллизовавшихся на земной поверхности из лав, лишенных газов. В магматических породах часто наблюдается замещение пироксенов амфиболами, что свидетельствует о более поздней кристаллизации последних.

Из группы амфиболов рассмотрены обыкновенная роговая обманка, базальтическая роговая обманка и арфведсонит.

Обыкновенная роговая обманка

$\text{Ca}_2\text{Na}(\text{MgFe})_4(\text{AlFe})[(\text{SiAl})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$. Моноклинная.

$n_g = 1,664—1,704$; $n_m = 1,637—1,697$; $n_p = 1,630—1,678$; $n_g - n_p = 0,014—0,026$.

Оптически двуосная, отрицательная. $2V$ от 63 до 87° .

Ориентировка оптической индикатрисы: cn_g от 15 до 27° .

Минерал окрашен в темно-зеленый, почти черный, цвет. Черта белая с зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный. Спайность совершенная. Плотность $3,1—3,3$. Твердость $5,5—6$. Облик кристаллов призматический.

В шлифе плеохроирует от темно-зеленого и буровато-зеленого цвета по n_g до бледно-зеленого или зеленовато-желтого цвета по n_p , сохраняя общий тон окраски. Во вкрапленниках эффузивных пород идиоморфные кристаллы в сечениях, перпендикулярных длинной оси, дают ромбовидные или шестиугольные разрезы с четкой спайностью под углом 56° . В интрузивных породах обманка выделяется в виде удлиненных или неправильных зерен с шестоватыми окончаниями. Рельеф отчетливый, положительный. Цвета интерференции в зависимости от величины двупреломления минерала достигают оранжевого цвета первого порядка и зеленого цвета второго порядка. Угол погасания обычно около $15—20^\circ$. Удлинение положительное.

В эффузивных породах вкрапленники роговой обманки нередко опацифицируются: замещаются черным веществом, представляющим собой смесь из мельчайших зерен магнетита и пироксе-

на. Наличие опацификации является доказательством эффузивного происхождения породы.

В качестве вторичных минералов по роговой обманке развиваются хлорит, актинолит, эпидот, кальцит.

Обыкновенная роговая обманка легко узнается по типичным для нее признакам: форме, цвету, спайности, углу погасания. Этот минерал широко распространен в диоритах, гранодиоритах, сиенитах и других магматических породах, а также является главной составной частью некоторых метаморфических пород.

Базальтическая роговая обманка представляет собой разновидность роговой обманки с повышенным содержанием Fe_2O_3 и TiO_2 , что обуславливает более густую ее окраску и сильный плеохроизм от буровато-коричневого или красновато-бурого цвета по n_g до светло-желтого по n_p . Иногда базальтическая роговая обманка имеет зональную окраску — в центральной части кристалла бурую, в краевых частях зеленоватую. Нередко она опацифицирована. Двупреломление колеблется в широких пределах — от 0,018 до 0,070. Угол погасания $sp_g = 0-18^\circ$. Удлинение положительное. В разрезах, где видна одна система трещин спайности, базальтическая роговая обманка похожа на биотит, но на разрезах, перпендикулярных удлинению, отличается наличием амфиболовой спайности. Кроме того, оптически двуосна.

Базальтическая роговая обманка характерна для свежих эффузивных пород — андезитов.

Арфведсонит

$\text{Na}_3(\text{FeMg})_4(\text{FeAl})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$. Моноклинный.

$n_g = 1,698$; $n_m = 1,696$; $n_p = 1,693$; $n_g - n_p = 0,005$.

Оптически двуосный, переменного знака. $2V$ около 90° .

Ориентировка оптической индикатрисы: $sp_p = 14-20^\circ$.

Арфведсонит — щелочной амфибол с резко повышенным содержанием Na. Образует столбчатые кристаллы, шестоватые агрегаты и неправильные зерна черного цвета. Черта голубоватосерая. Спайность призматическая. Плотность 3,44. Твердость 5,5—6.

В шлифе сильно плеохроирует: по n_g зеленовато-желтый или серый цвет, по n_p густо-синий или зеленый, по n_m фиолетовый, синий, бурый. Рельеф резкий. Характеризуется очень низким двупреломлением, причем в скрещенных николях вследствие сильной дисперсии осей индикатрисы * не дает полного погасания, сохраняя фиолетово-бурый цвет интерференции. Удлинение отрицательное.

Арфведсонит — типичный минерал глубинных щелочных магматических пород (нефелиновых сиенитов), где встречается в ассоциации с нефелином и эгирином.

* Объяснение этого явления следует смотреть в специальных руководствах по кристаллооптике.

Группа слюд

Минералы группы слюд представляют собой алюмосиликаты сложного переменного состава с постоянным присутствием гидроксидов [ОН], который может замещаться F. Кристаллохимическая структура слюд характеризуется наличием плоских слоев или листов, состоящих из алюмоокислородных и кремнекислородных тетраэдров, скрепленных катионом K и в отдельных минеральных видах — катионами Mg, Fe, Al.

Благодаря однотипной внутренней структуре кристаллографические и физические свойства всех минералов этой группы очень близки. Все они кристаллизуются в моноклинной сингонии, образуя таблочки и чешуйки, расщепляющиеся на тончайшие упругие листочки.

Наличие гидроксидов и фтора в составе слюд, так же как и для амфиболов, свидетельствует о глубинных условиях их кристаллизации в присутствии летучих компонентов. В интрузивных породах слюды образуются обычно как позднемагматические минералы.

Наиболее распространенными минералами этой группы являются биотит и мусковит.

Биотит

$K_2(MgFe^{+2})_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$. Моноклинный.

$n_g = n_m = 1,605—1,696$; $n_p = 1,565—1,625$; $n_g - n_p = 0,040—0,080$.

Оптически отрицательный, почти одноосный, $2V$ близок к 0° , иногда до 10° .

Ориентировка оптической индикатрисы: $an_g = 0^\circ$, иногда до 9° .

Биотит черного или темно-бурого цвета, в тонких листочках слабо просвечивает. Блеск стеклянный с перламутровым отливом на плоскостях спайности. Спайность весьма совершенная по [001]. Плотность 3,02—3,12. Твердость 2—3. Облик кристаллов таблитчатый псевдогексагональный. В горных породах образует обычно тонкие упругие листочки.

В шлифе, в разрезах, перпендикулярных к плоскостям спайности, резко плеохроитует от коричневого, темно-бурого, буровато-красного, темно-зеленого цвета по n_g до бледно-желтого по n_p . В разрезах, параллельных плоскостям спайности (перпендикулярных к оптической оси), плеохроизм минерала отсутствует либо очень слабо выражен. Цвета интерференции очень высокие, но маскируются собственной окраской минерала. Погасание прямое. Вследствие тончайшего листоватого строения минерал имеет неравномерное «искристое» погасание. Удлинение положительное. В разрезах, параллельных плоскостям спайности, в conoscopie виден немного расходящийся крест. В биотите часто встречаются включения мелких зерен радиоактивных минералов, вокруг которых образуются густоокрашенные плеохроичные

ореолы. Наиболее типичным вторичным минералом по биотиту является хлорит.

В шлифе биотит можно спутать с турмалином, а также с базальтической роговой обманкой, отличительные признаки которой были отмечены выше. В отличие от турмалина биотит имеет весьма совершенную спайность и высокие цвета интерференции.

Биотит очень широко распространен. Это типичный минерал кислых и средних магматических пород, а также обычный минерал метаморфических пород.

Мусковит

$\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}]_2$. Моноклинный.

$n_g = 1,588 - 1,624$; $n_m = 1,582 - 1,619$; $n_p = 1,522 - 1,570$; $n_g - n_p = 0,036 - 0,054$.

Оптически двуосный, отрицательный. $2V$ от 35 до 50° .

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_k \parallel b$, $n_p \wedge c$.

Мусковит — бесцветная слюда, имеющая стеклянный или перламутровый блеск на плоскостях спайности. Растепляется на тонкие прозрачные упругие листочки — чешуйки. Плотность $2,76 - 3,10$. Твердость $2 - 3$.

В шлифе наблюдаются неправильные листочки, чешуйки, иногда удлиненные сечения с тонкими трещинами спайности. В этих разрезах минерал обладает отчетливой псевдоабсорбцией и высокими цветами интерференции до третьего порядка. В сечениях, параллельных плоскостям спайности, цвета интерференции низкие, обычно белые, желтые первого порядка. Погасание «искристое», прямое. Удлинение положительное. Минерал химически стойкий.

В качестве первичного минерала мусковит встречается редко и только в гранитах при условии кристаллизации их под давлением из магмы, насыщенной водой. В этом случае он образует единичные крупные чешуйки в промежутках между другими минералами. Для мусковита характерно отчетливое постмагматическое происхождение, особенно в условиях пегматитового процесса. Широко распространен в метаморфических породах.

Салические минералы

К группе салических минералов относятся полевые шпаты, фельдшпатида и кварц. Роль этих минералов в составе магматических пород резко неравноценна.

В отличие от фемических минералов все салические минералы, как правило, светлоокрашены, в шлифах бесцветны, имеют низкие показатели преломления и низкое двупреломление.

Группа полевых шпатов

Полевые шпаты — наиболее распространенные минералы земной коры, составляющие около 60% всей ее массы и являющиеся

главными компонентами большинства магматических, метаморфических и некоторых осадочных пород.

По химическому составу полевые шпаты представляют собой алюмосиликаты Na, K, Ca, имеют каркасную структуру и образуют изоморфные ряды. Макроскопически минералы этой группы мало отличаются друг от друга. Все они преимущественно светлоокрашенные — белые, розовые, красноватые, серые. Иногда встречаются темно-серые разности. Габитус кристаллов короткопризматический или таблитчатый. Легко узнаются по окраске, наличию совершенной спайности в двух направлениях по (010) и (001) под углом, близким к 90° , сильному стеклянному блеску на плоскостях спайности и высокой твердости, равной 6—6,5. Плотность полевых шпатов колеблется в пределах 2,5—2,7.

В соответствии с особенностями химического состава полевые шпаты образуют три изоморфных ряда: натриево-кальциевые полевые шпаты, или плагиоклазы, натриево-калиевые полевые шпаты и калиево-бариевые полевые шпаты. Последняя группа минералов не имеет существенного петрогенетического значения и поэтому здесь не рассматривается

Плагиоклазы

Плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии. Представляют собой непрерывный ряд твердых растворов двух компонентов — альбита $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортита $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. В зависимости от процентного содержания анортита все плагиоклазы разделяются по номерам на следующие минеральные виды: альбит № 0—10, олигоклаз № 10—30, андезин № 30—50, лабрадор № 50—70, битовнит № 70—90, анортит № 90—100. Таким образом, плагиоклаз, содержащий в своем составе 55% анортитовой составляющей, будет иметь номер 55 и называться лабрадором.

По количеству SiO_2 плагиоклазы делятся на кислые № 0—30, средние № 30—50 и основные № 50—100.

Крайние члены изоморфного ряда плагиоклазов характеризуются следующими оптическими константами:

Альбит: $n_g = 1,538$; $n_m = 1,531$; $n_p = 1,527$; $n_g - n_p = 0,010$.
 $2V = +75^\circ$.

Анортит: $n_g = 1,590$; $n_m = 1,585$; $n_p = 1,577$; $n_g - n_p = 0,013$.
 $2V = -77^\circ$.

В прямой зависимости от состава находится температура кристаллизации плагиоклазов: для альбита она равна 1100°C ; для анортита — 1550°C . Установлена зависимость ориентировки оптической индикатрисы от химического состава плагиоклазов, что наглядно видно из рис. 46.

В последние годы выявлена закономерная зависимость оптических свойств плагиоклазов (особенно ориентировки оптической индикатрисы) от степени упорядоченности распределения ионов

Al и Si в алюмокислородных тетраэдрических каркасных структурах этих минералов, которая в свою очередь зависит от условий их формирования. Так, плагиоклазы эффузивных пород, образующиеся при условии высоких температур и быстрой кристаллизации, характеризуются неупорядоченной внутренней структурой; плагиоклазы интрузивных пород, кристаллизующиеся

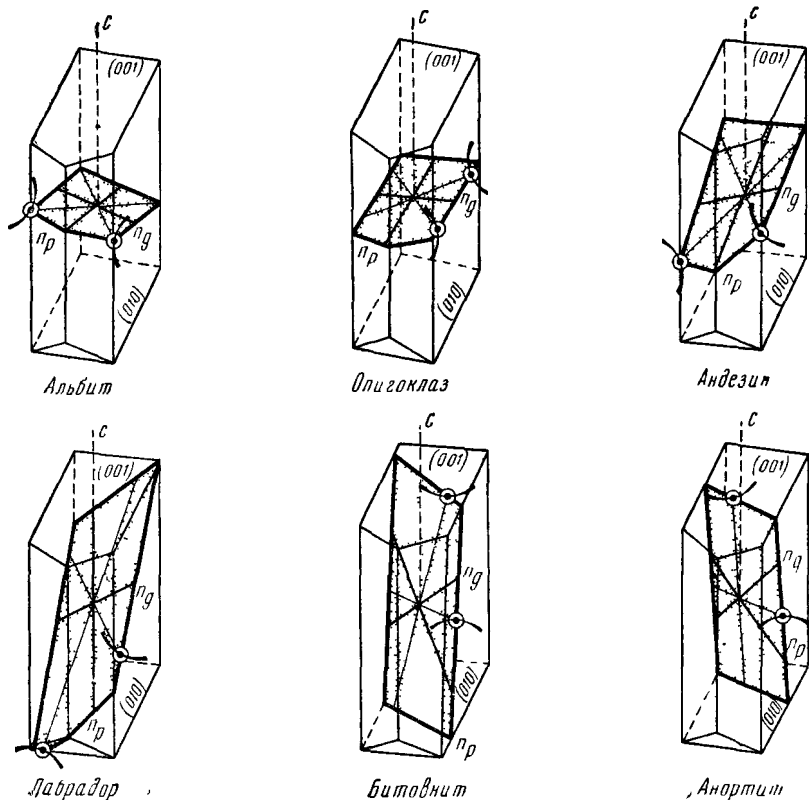


Рис 46. Изменение ориентировки оптической индикатрисы с изменением состава плагиоклазов. В альбите плоскость оптических осей почти перпендикулярна к оси c , в анортите — почти параллельна оси c , в плагиоклазах промежуточного состава занимает промежуточное положение.

при более низких температурах и медленном охлаждении, отличаются более высокой степенью упорядоченности структуры. Между полностью неупорядоченными и упорядоченными плагиоклазами существуют все переходы.

В шлифе наиболее характерны для плагиоклазов прямоугольные, иногда резко удлинённые сечения, однако встречаются также неправильные зерна. Спайность совершенная и проявляется в виде тонких трещин в одном или двух направлениях,

что зависит от разреза минерала, наблюдаемого в плоскости шлифа. Показатели преломления плагиоклазов близки к показателю преломления бальзама: кислые плагиоклазы относятся к III группе, средние и основные — к IV группе. Двупреломление низкое и соответственно цвета интерференции не выше белого или желтоватого цвета первого порядка. Очень типичны полисинтетические двойники, четко выделяющиеся в скрещенных николях в виде параллельных полосок, закономерно, через одну, гаснущих при повороте столика микроскопа.

В эффузивных и гипабиссальных породах, затвердевающих в условиях быстрого спада температур, часто образуются кристаллы с зональным строением (см. рис. 33). Внутренние зоны таких кристаллов, как правило, имеют состав, отвечающий более основным высокотемпературным разностям: внешние — более кислым, низкотемпературным. Условия образования зональных плагиоклазов рассматриваются в главе IV данного раздела.

В качестве продуктов вторичных изменений по кислым и средним плагиоклазам развивается серицит, по основным — тонкозернистый агрегат альбита и цонзита с примесью кальцита и серицита, известный под названием соссюрита.

Плагиоклазы в отличие от натриево-калиевых полевых шпатов имеют обычно правильные кристаллографические очертания, выше показатели преломления, четкие параллельные полисинтетические двойники и в качестве продуктов вторичных изменений — серицит, который по калиевым полевым шпатам, как правило, не развивается. От кварца несдвойникованный плагиоклаз отличается правильными очертаниями, наличием спайности, присутствием продуктов вторичных изменений и двуосностью.

Плагиоклазы широко распространены и в магматических и в метаморфических породах. Альбит характерен для щелочных магматических пород. Плагиоклазы, бедные анортитовой составляющей, присутствуют в кислых магматических породах — гранодиоритах, гранитах, средние плагиоклазы являются существенной составной частью диоритов и сиенитов; основные плагиоклазы типичны для габбро-базальтов. Таким образом, различные по составу плагиоклазы свойственны различным группам магматических пород, что определяет их важное классификационное значение и вызывает необходимость определять их номер.

Определение состава плагиоклазов по углам погасания (010) n_p в разрезах, перпендикулярных (010). Зависимость ориентировки оптической индикатрисы от химического состава плагиоклазов легла в основу определения их номера. Несколько отличающаяся ориентировка индикатрисы в неупорядоченных (высокотемпературных) и упорядоченных (низкотемпературных) плагиоклазах позволила построить для каждого генетического типа плагиоклазов самостоятельные кривые, что в значительной мере способствовало увеличению степени точности определения

состава этих минералов. Порядок определения по обеим кривым однотипен. Замеры производятся в зернах, представляющих собой серии полисинтетических альбитовых двойников, в каждой соседней паре которых индикатриса ориентирована симметрично относительно плоскости срастания (010). Симметричное расположение индикатрис в соседних сростках явствует из самой сущности двойника, который, как известно из предыдущего, представляет собой закономерное срастание двух или нескольких кристаллических индивидов, повернутых друг относительно друга на 180° (рис. 47).

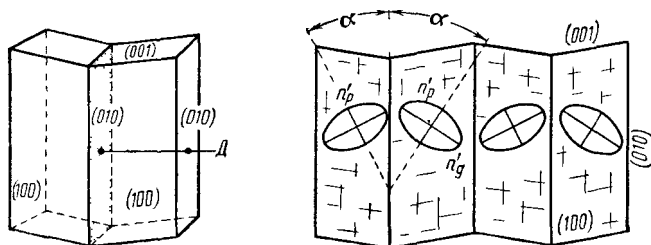


Рис. 47. Схема ориентировки индикатрисы в альбитовом двойнике.

Состав плагиоклазов определяется по максимальным углам симметричного погасания оси n_p' с линией двойникового шва, которая представляет собой след пересечения плоскости срастания двойника (010) с плоскостью шлифа, в положении, когда плоскость (010) перпендикулярна к плоскости шлифа. Подобные разрезы характеризуются тонкими четкими следами плоскости срастания между двойниковыми пластинками.

Порядок работы при определении состава плагиоклазов:

1. Находят в шлифе полисинтетически сдвойникованное зерно с возможно более тонкими следами двойниковых швов. Ставят зерно на крест нитей и поворотом столика микроскопа совмещают двойниковый шов с вертикальной нитью окулярного креста. Если плоскость срастания двойника имеет символ (010) и располагается перпендикулярно к плоскости шлифа, то в положении, когда след плоскости (010) параллелен вертикальной нити, все двойники будут иметь одинаковые белые или светло-серые цвета интерференции.

2. Поворачивают столик микроскопа против часовой стрелки на 45° . Двойниковые швы исчезают. Зерно выглядит как монокристалл.

3. Вставляют в прорезь тубуса микроскопа компенсатор-пластинку. Если компенсатор дает повышение окраски минерала (синие, желто-зеленые цвета) для всего зерна, то, следовательно, острый угол с двойниковым швом образует ось n_p' и плоскость

срастания имеет символ (010) . Такое зерно пригодно для замера, так как оно сдвойничено по альбитовому закону.

Особенно благоприятны для замеров разрезы, одновременно перпендикулярные к (010) и (001) . В этом случае след плоскости (001) обнаруживается в виде системы тонких прерывистых трещинок, образующих со следом плоскости (010) угол 86° (рис. 48).

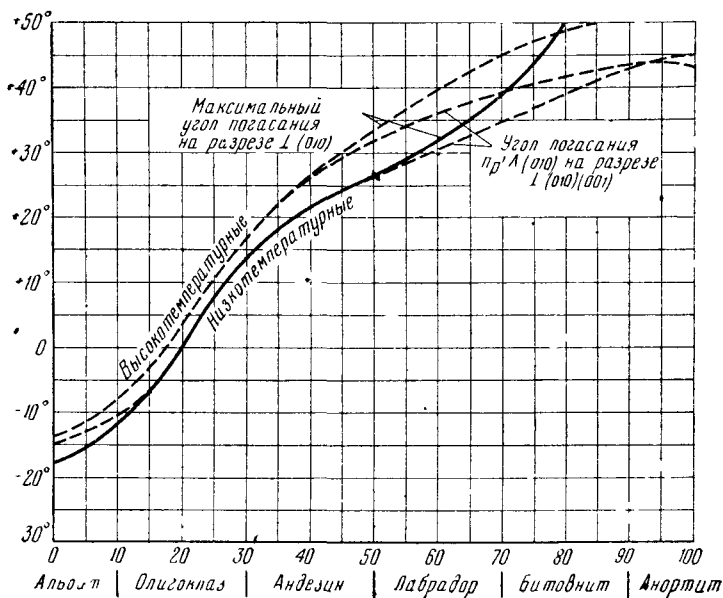
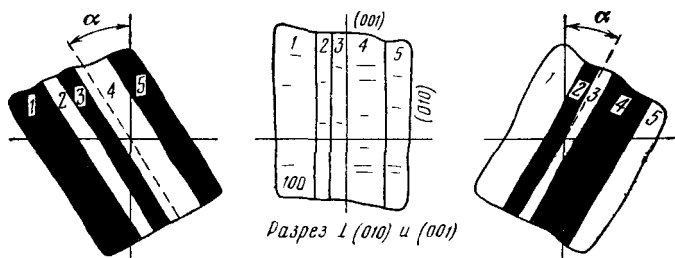


Рис. 48. Диаграмма для определения состава плагиоклазов.

4. Вынимают компенсатор и снова совмещают двойниковый шов с вертикальной нитью окулярного креста.

5. Определяют угол погасания сначала для одной системы двойников, затем для другой. Если разрез полисинтетически сдвойнированного плагиоклаза ориентирован правильно, то углы погасания для обеих систем двойников должны быть равны, погасание будет симметричным: $\alpha = \alpha_1$.

Необходимо сделать 5—6 замеров в различных зернах и взять наибольшее из полученных значений. Для разреза, перпендикулярного одновременно плоскостям (010) и (001), можно ограничиться одним замером. Определения рекомендуется сопровождать зарисовками.

6. По диаграмме, представленной на рис. 48, определяют состав плагиоклаза, используя кривую, соответствующую генетическому типу исследуемой породы. Если угол симметричного погасания оказался меньше 20° , то сначала следует определить показатель преломления минерала относительно бальзама и только после этого обращаться к диаграмме. Для плагиоклазов, показатель преломления которых меньше, чем у бальзама, состав определяют по углам погасания, отмеченным ниже нулевой линии на диаграмме: для плагиоклазов с показателем преломления выше, чем у бальзама, состав определяют по углам погасания, отмеченным выше нулевой линии. Например, при угле погасания, равном 10° , для первого случая состав плагиоклаза будет отвечать альбиту № 10, а для второго — олигоклазу № 29.

Натриево-калиевые полевые шпаты

В группе натриево-калиевых полевых шпатов выделяется несколько минеральных видов, среди которых широкое распространение имеют санидин и ортоклаз моноклинной сингонии и микроклин триклинной сингонии (табл. 6). По химическому составу эти минералы отвечают формуле $K[AlSi_3O_8]$, но, как правило, содержат примесь Na.

Т а б л и ц а 6

Оптические константы натриево-калиевых полевых шпатов
(по В. Тререпу)

Минералы	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$
Санидин: бедный Na	1,526	1,525	1,519	0,007	— 20°
богатый Na	1,531	1,530	1,525	0,006	— 50°
Ортоклаз: бедный Na	1,524	1,522	1,518	0,006	От — 70°
богатый Na	1,535	1,533	1,528	0,007	до — 84°
Микроклин	1,521—1,530	1,518—1,526	1,514—1,523	0,007	От — 70° до — 84°

Для минералов этой группы наиболее типична розовая окраска. В шлифе они бесцветны (как и все полевые шпаты), их показатели преломления ниже канадского бальзама (II группы), цвета интерференции низкие, серые.

Санидин встречается только в неизмененных эффузивных породах — риолитах, трахитах и фonoлитах, где он образует

хорошо оформленные водяно-прозрачные кристаллы. Санидин отличается от остальных минералов группы меньшим углом оптических осей и отсутствием продуктов вторичных изменений. Часто образует простые двойники.

Ортоклаз и микроклин характеризуются общими для натриево-калиевых полевых шпатов свойствами. В отличие от санидина оба минерала нередко образуют закономерные сростания с альбитом, который выделяется в виде тонких прожилковидных, веретенообразных, пятнистых и других включений, гаснущих одновременно при повороте столика микроскопа (см. рис. 67). Такие сростания называются «пертитовыми» и образуются либо как продукты распада высокотемпературного твердого раствора двух



Рис. 49. Двойниковая структура в микроклине. Увел. 20, николи +.

компонентов, либо в результате замещения калиевого полевого шпата альбитом. Для ортоклаза обычны простые двойники, микроклин нередко сдвойникован полисинтетически, причем одновременно по двум законам, что обуславливает его специфическое решетчатое строение, видимое в скрещенных николях (рис. 49). Если микроклин не сдвойникован, его нельзя отличить от ортоклаза без точного определения ориентировки оптической индикатрисы методом Е. С. Федорова.

Наиболее характерным процессом вторичных изменений ортоклаза и микроклина является «пелитизация» — замещение мине-

рала глинистым веществом, которое при наблюдении без анализатора имеет вид буровой пыли. Пелитизированные натриево-калиевые полевые шпаты легко отличаются от плагиоклазов. Следует еще раз подчеркнуть, что серицит по натриево-калиевым полевым шпатам не развивается, за исключением особых случаев интенсивного высокотемпературного гидротермального метаморфизма, называемого «грейзенизацией» (см. раздел IV). От плагиоклазов натриево-калиевые полевые шпаты отличаются также показателем преломления, более низкими серыми цветами интерференции, характером двойникования, появлением иногда пертитовых вростков альбита и обычно неправильными очертаниями зерен.

С кварцем натриево-калиевый полевой шпат спутать трудно, так как кварц имеет показатель преломления отчетливо выше бальзама, не имеет спайности, двойников, продуктов вторичных изменений и оптически одноосен.

Ортоклаз и микроклин находятся в ассоциации с комплексом минералов кислых и щелочных магматических пород, а также встречаются в некоторых породах метаморфического и осадочного генезиса.

При изучении физико-механических свойств горных пород следует иметь в виду, что основные плагиоклазы легче поддаются процессам выветривания, чем кислые плагиоклазы и натриево-калиевые полевые шпаты.

Группа фельдшпатидов

Фельдшпатиды — группа каркасных щелочных силикатов алюминия, которые кристаллизуются вместо полевых шпатов из магмы, недосыщенной кремнеземом при соответствующем избытке щелочей (K_2O и Na_2O).

Среди минералов этой группы наибольшим распространением пользуются нефелин и лейцит.

Нефелин

$Na_3K[Al_4Si_4O_{16}]$. Гексагональный.

$n_g = 1,529—1,546$; $n_p = 1,526—1,542$; $n_g - n_p = 0,003—0,005$.

Оптически одноосный, отрицательный.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_g \parallel c$.

Минерал светло-серый с желтым, красноватым или зеленоватым оттенком и жирным блеском. В породах образует изометричные зерна или сплошные зернистые массы. Спайность несовершенная, макроскопически не заметна и обнаруживается иногда только в шлифе. Плотность 2,6. Твердость 5—6. Хрупкий. Узнается легко при наличии на выветрелых поверхностях матовых пленок или корочек, представляющих собой продукты химического разложения нефелина.

В шлифе бесцветный. Разрезы плоскостью шлифа имеют вид широких прямоугольников, квадратов, реже шестиугольников. Показатель преломления нефелина очень близок к показателю преломления балласта и поэтому при одном поляризаторе минерал не виден. Цвета интерференции очень низкие, темно-серые. Относительно прямоугольных контуров кристалла или трещин спайности дает прямое погасание. Очень характерны мельчайшие включения иголок эгирина, часто располагающиеся длинными осями вдоль направления трещин спайности (последние могут быть и незаметны).

Нефелин замещается содалитом, канкринитом, цеолитами, серицитом.

В шлифе нефелин можно спутать с кварцем или ортоклазом, но от кварца он отличается правильной формой, низкими цветами интерференции, наличием продуктов вторичных изменений; от ортоклаза — формой, отсутствием совершенной спайности, более высокими показателями преломления. Совместно с кварцем никогда не встречается, так как при избытке кремнекислоты вместо нефелина кристаллизуется альбит.

Нефелин — типичный минерал щелочных интрузивных и эффузивных магматических пород — нефелиновых сиенитов и фonoлитов.

Лейцит

$K[AlSi_2O_6]$. Тетрагональный.

$n_g = 1,509$; $n_p = 1,508$; $n_g - n_p = 0,001$.

Оптически положительный. $2V$ очень мал.

Лейцит диморфен: при температуре выше 620° он имеет кубическую сингонию, ниже этой температуры преобразуется в тетрагональную модификацию. Бесцветный, светло-серый, иногда с желтоватым оттенком. Блеск стеклянный, на изломе жирный. Образует полиэдрические кристаллы тетрагон-триоктаэдри. В эффузивных породах на фоне серой основной массы выделяется в виде оплавленных шарообразных вкрапленников белого цвета. Спайность отсутствует. Плотность 2,45—2,50. Твердость 5—6. Хрупкий.

В шлифе бесцветен, легко узнается по округлым и восьмиугольным сечениям, полной или почти полной изотропности и отрицательному рельефу II группы.

Лейцит легко изменяется и переходит в свежих эффузивных породах в анальцит, а в сильно измененных — в псевдолейцит, представляющий собой псевдоморфозы ортоклаза и серицита или нефелина и альбита по лейциту.

Является типичным высокотемпературным минералом щелочных эффузивных пород. Вместе с кварцем не встречается. Ассоциирует с нефелином, эгирином, эгирин-авгитом.

Группа кварца

В группе кварца выделяется ряд полиморфных модификаций кремнезема (α -кварц, β -кварц, тридимит, кристобалит и др.), образующихся при различных температурных условиях. Низкотемпературная модификация α -кварц, или просто кварц, является одним из наиболее распространенных минералов земной коры.

Кварц

SiO_2 . Тригональный.

$n_g=1,553$; $n_p=1,544$; $n_g - n_p=0,009$.

Оптически одноосный, положительный.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_g \parallel c$.

Кристаллическая решетка кварца представляет собой каркасы, состоящие из кремнекислородных тетраэдров.

Кварц — минерал бесцветный, белый, серый, дымчатый. Блеск стеклянный. Излом раковистый. Спайность отсутствует. Плотность 2,65. Твердость 7. Во вкрапленниках эффузивных пород образует иногда короткопризматические дипирамидальные кристаллы гексагонального облика, представляющие собой псевдоморфозы по высокотемпературной гексагональной разновидности кремнезема. Часто такие кристаллы бывают корродированы позднее застывающей лавой. В интрузивных породах кварц образует зерна неправильной формы, так как кристаллизуется одним из последних, занимая оставшееся пространство между ранее выделившимися минералами.

В шлифе кварц бесцветный, прозрачный без спайности. Показатель преломления немного больше балъзама. Рельеф и шагреньевая поверхность не заметны (IV группа). Цвета интерференции серые, белые. Двойники не обнаруживаются. В деформированных породах кварц приобретает весьма характерное волнистое погасание. Этот минерал не имеет продуктов вторичных изменений и поэтому его присутствие увеличивает устойчивость породы к процессам выветривания.

По всем перечисленным свойствам кварц легко отличается от полевых шпатов, нефелина, лейцита. Кварц является существенной составной частью магматических горных пород кислого ряда, многих метаморфических и осадочных пород.

Акцессорные минералы

Ильменит (титанистый железняк) — FeTiO_3 . Тригональный. Образует таблитчатые и ромбоэдрические кристаллы. В породах встречается преимущественно в виде неправильных зерен или сплошных зернистых масс. Цвет железно-черный или стально-серый. Черта черная, иногда бурая. Блеск полуметаллический. Непрозрачный. Спайность несовершенная. Плотность 4,72. Твер-

дость 5—6. Обнаруживает слабые магнитные свойства. Похож на гематит, от которого отличается по черте и слабой магнитности.

В шлифе черный, непрозрачный. В отраженном свете желто-бурый. Замещается лейкоксеном — мелкозернистым агрегатом сфена.

Выделяется в магматических породах ультраосновного и основного состава, где иногда образует промышленные скопления.

Хромит — FeCr_2O_4 . Кубический. Цвет черный. Черта бурая. Блеск металлоидный. Спайность отсутствует. Плотность 4,0—4,8. Твердость 5,5—7,5. Обычно встречается в виде неправильных зерен.

В шлифе в отраженном свете — серый, непрозрачный.

Постоянный компонент ультраосновных пород — дунитов, перидотитов, пироксенитов. Встречается в парагенетической ассоциации с минералами группы платины.

Магнетит — $\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}\text{O}_4$. Кубический. В горных породах образует вкрапленные зерна и сплошные зернистые массы. Цвет железо-черный. Черта черная. Блеск полуметаллический. Спайность отсутствует. Непрозрачный. Магнитный. Плотность 4,9—5,2. Твердость 5,5—6.

В шлифе в отраженном свете — серый.

Широко распространен в породах различного генезиса. В основных и ультраосновных породах нередко играет роль главного породообразующего минерала.

Сфен (титанит) — $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]$. Моноклинный. Цвет желтый, бурый, зеленый, серый. Черта белая. Блеск алмазный, жирный. Спайность несовершенная. Твердость 5—6. Образует конвертообразные кристаллы, веретеновидные и неправильные зерна.

В шлифе буроватый, слабо плеохроирующий, иногда бесцветный. Рельеф и шагреневая поверхность высокие VII группы. Цвета интерференции — белые высшего порядка. Минерал довольно стойкий. От сходных с ним карбонатов отличается более высоким рельефом и отсутствием псевдоабсорбции.

Широко распространен в магматических и метаморфических породах.

Апатит — $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$. Гексагональный. Образует шестигранные призматические кристаллы и неправильные зерна. Цвет белый, зеленоватый. Блеск стеклянный. Спайность несовершенная. Излом неровный, раковистый. Твердость 5. Хрупкий.

В шлифе обнаруживается в виде удлинённых прямоугольных и шестиугольных разрезов или неправильных зерен. Рельеф и шагреневая поверхность отчетливые V группы. Цвета интерференции темно-серые. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Минерал стойкий.

В качестве акцессорного минерала встречается во всех группах магматических пород. В щелочных породах образует сплошные зернистые массы, дающие промышленные концентрации.

Встречается в метаморфических породах, а также в составе фосфоритов в осадочных породах.

Циркон — $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$. Тетрагональный. Часто содержит примеси радиоактивных элементов. Образует мелкие короткопризматические кристаллы, иногда с бипирамидальными окончаниями. Цвет желтый и буровато-красный. Блеск алмазный. Твердость 7—8.

В шлифе бесцветный. Рельеф высокий VII группы. Цвета интерференции яркие, высокие. Погасание прямое. Удлинение положительное. В биотите и роговой обманке вокруг кристаллов циркона обычно образуются темные плеохроичные ореолы вследствие разложения радиоактивных примесей.

Циркон распространен в кислых и щелочных породах. Минерал стойкий, поэтому при разрушении магматических пород попадает в осадочные породы и иногда образует россыпи.

Турмалин — $\text{Na}(\text{FeMg})_3\text{Al}_3[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}\text{OH}_3]$ — сложный боросиликат переменного химического состава. Тригональный. Образует хорошо оформленные удлиненные кристаллы, иногда игольчатые формы с резко выраженной штриховкой на гранях, параллельных длинной оси кристалла, с характерными поперечными сечениями в виде сферических треугольников. Для турмалина характерно исключительное разнообразие окраски, что объясняется изменчивостью его химического состава. В горных породах в качестве акцессорного минерала распространены преимущественно черные турмалины. Блеск стеклянный. Спайность практически отсутствует. Твердость 7—7,5.

В шлифе окрашен в коричневые, реже синие и зеленые цвета различных оттенков, иногда зонально распределяющиеся в кристалле. Отличается резким плеохронизмом с сильным поглощением обыкновенного луча, поэтому кристалл, поставленный удлинением перпендикулярно к плоскости световых колебаний поляризатора, становится темным, вдоль плоскости колебаний — светлым. Рельеф и шагреневая поверхность резкие. Цвета интерференции до второго порядка. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Минерал стойкий.

Широко распространен в пегматитах, встречается в гранитах, а также в некоторых метаморфических породах.

Вторичные минералы

Серпентин — $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5][\text{OH}]_4$. Моноклинный. Образует плотные, волокнистые или листоватые агрегаты. Окраска обычно бледно-зеленая различных оттенков. Блеск шелковистый, жирный. Твердость 2,5—3.

В шлифе бесцветный или чуть зеленоватый. Имеет волокнистое или пластинчатое строение. Показатель преломления близок к базальму. Двупреломление 0,004—0,006, что обуславливает низкие серые цвета интерференции.

Развивается по оливину.

Актинолит — $\text{Ca}_2(\text{MgFe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Моноклинный. Железо-магнезиальный амфибол светло-зеленого цвета. Образует резко удлиненные игольчатые кристаллы без концевых граней.

В шлифе плеохроирует от бледно-зеленого цвета по n_g до бесцветного по n_r . Характеризуется специфической амфиболовой спайностью под углом 56° . Рельеф отчетливый. Цвета интерференции в сечении $n_g n_r$ второго порядка. Угол погасания $sp_g = 14-17^\circ$. Удлинение положительное.

Встречается как продукт постмагматических изменений пироксенов. Широко распространен в качестве главного породообразующего минерала в метаморфических породах.

Хлорит (пеннин) — $(\text{MgFe})_5\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ — слюдоподобный магнезиально-железистый алюмосиликат сложного состава. Моноклинной сингонии. Обычно зеленого и темно-зеленого цвета. Спайность совершенная в одном направлении. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Твердость 2—2,5. Листочки гибкие, но не упругие. В шлифе имеет бледно-зеленую окраску с отчетливым плеохроизмом. Рельеф чуть выше бальзама. Очень характерны низкие аномальные цвета интерференции — чернильно-синие, фиолетово-серые, бурые.

Хлорит широко распространен во всех генетических группах горных пород, особенно в метаморфических породах. В магматических породах хлориты развиваются по биотиту, роговой обманке, пироксену, вулканическому стеклу.

Эпидот — $\text{Ca}(\text{AlFe})_3(\text{OH})(\text{SiO}_4)_3$. Моноклинный. Цвет обычно фисташково-зеленый. Блеск стеклянный, сильный. Спайность совершенная. Твердость 6,5. Выделяется в виде призматических кристаллов и неправильных зерен.

В шлифе бесцветный или слабо плеохроирующий от бесцветного до бледно-зеленовато-желтого цвета. Рельеф резкий VI группы. Интерференционная окраска аномальная, очень яркая — синяя, зеленая, красная, желтая, пятнами распределяющаяся по зерну. Эпидот похож на цоизит, но последний имеет индигово-синий цвет интерференции.

Эпидот и цоизит развиваются по пироксенам, амфиболам, иногда в небольшом количестве по основным плагиоклазам. Широко распространены в метаморфических породах.

Серицит — обогащенная водой тонкочешуйчатая разность мусковита. Минерал бесцветный или слабо-зеленоватый с шелковистым блеском. В шлифе имеет вид тончайших чешуек, рассеянных по плагиоклазам. В более крупных чешуйках обнаруживает свойства, аналогичные мусковиту. Серицит — типичный продукт вторичных изменений плагиоклазов. Широко распространен в некоторых типах метаморфических пород.

Каолинит и кальцит часто встречаются как вторичные минералы магматических пород. Описаны в разделе «Осадочные горные породы», для которых они типичны.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Особенности строения горных пород, зависящие от условий образования, выражаются в структурных и текстурных признаках.

Структура определяется степенью кристалличности и размерами зерен, а также формой и взаимными отношениями составных частей породы (минералов или минералов и вулканического стекла). Первая группа признаков часто достаточно отчетливо может быть установлена макроскопически и уже в поле позволяет судить о принадлежности породы к глубинному, гипабиссальному или эффузивному генетическому типу. Вторая группа структурных признаков относится к микроструктурам и требует изучения породы под микроскопом.

Текстура — совокупность признаков, определяемых расположением и распределением составных частей породы относительно друг друга в занимаемом ими пространстве. Текстуры, как правило, изучаются макроскопически, причем часто наиболее важные наблюдения получают именно в поле при изучении обнажений. Тип текстуры зависит и от условий кристаллизации и от влияния внешних факторов, особенно давления, на формирующуюся породу.

Структурные и текстурные признаки не всегда могут быть четко разграничены, иногда они сливаются. Особенно это касается пород, сложенных призматическими, отчетливо удлинненными кристаллами, субпараллельно (суб — почти) ориентированными в пространстве. Примером является пилотакситовая структура, характеризующаяся наличием мельчайших призматических кристаллов, образующих потоки (см. рис. 65).

СТРУКТУРЫ

Степень кристалличности — признак, на основании которого выделяют три типа структур: 1) полнокристаллические структуры, возникающие в глубинных условиях, обычно при медленном остывании магмы и часто при наличии летучих компонентов; 2) неполнокристаллические структуры, свойственные породам, кристаллизующимся в гипабиссальных, иногда поверхностных условиях; 3) стекловатые структуры, возникающие при быстром охлаждении магмы, что типично для лавовых образований.

В зависимости от размера зерен различают структуры *явнокристаллические (фанеритовые)*, зерна которых различимы невооруженным глазом, и *скрытокристаллические (афанитовые)*, зерна которых не различимы без микроскопа.

По абсолютным размерам зерен среди явнокристаллических пород выделяют: крупнозернистые (средний размер зерен более 5 мм), среднезернистые (1—5 мм) и мелкозернистые (0,5—1 мм).

По относительным размерам зерен различают **равномернозернистые** и **неравномернозернистые** структуры. Равномернозернистые структуры характеризуются более или менее одинаковым размером зерен основных пороодообразующих минералов (рис. 50). Среди неравномернозернистых структур выделяют порфировидные и порфировые структуры.

Порфировидные структуры обусловлены наличием относительно крупных кристаллов на фоне полнокристаллической основной массы породы (рис. 51).

Порфировые структуры характеризуются наличием хорошо образованных кристаллов — порфировых вкрапленников (фенокристаллов), погруженных в плотную афанитовую основную массу породы (рис. 52). Указанный тип структур образуется в две стадии: в начальную стадию на глубине выделяются наиболее тугоплавкие минералы, свободно растущие в магматическом расплаве; во вторую стадию в результате подъема магмы в верхние холодные слои земной коры или излияния лавы на поверхность и быстрого ее остывания образуется плотная, плохо раскристаллизованная основная масса породы.

Структура — существенный признак, определяющий физико-механические свойства породы. Наиболее прочными являются равномерно-мелкозернистые и равномерно-среднезернистые породы, тогда как породы такого же минерального состава, но крупнозернистой порфировидной структуры более податливы к разрушению, как при механическом воздействии, так и при резких колебаниях температур.

Форма минеральных зерен и их взаимные отношения зависят от кристаллографического габитуса и степени идиоморфизма минералов.

Габитус минералов может быть призматический, таблитчатый, игольчатый, чешуйчатый, зернистый и именно он создает общий структурный облик породы.

Идиоморфизм называется степень совершенства кристаллографических форм минералов, зависящая от порядка их выделения и их кристаллизационной силы. По степени идиоморфизма выделяют минералы **идиоморфные** (идиос — собственный), имеющие хорошо развитые грани; **гипидиоморфные** (гипо — под, не вполне), имеющие частично собственные грани, а частично контуры, подчиненные граням других минералов; **ксеноморфные**, или **аллотриоморфные** (ксено, аллэтриос — чуждый), не имеющие собственных граней, их контуры полностью подчинены формам других минералов (рис. 53).

Степень идиоморфизма во многих случаях позволяет судить о последовательности выделения минералов, так как большей частью идиоморфнее тот минерал, который выделяется раньше. Примером служат порфировые вкрапленники эффузивных или гипабиссальных пород, свободно растущие в магматическом расплаве и поэтому имеющие правильные кристаллографические формы.

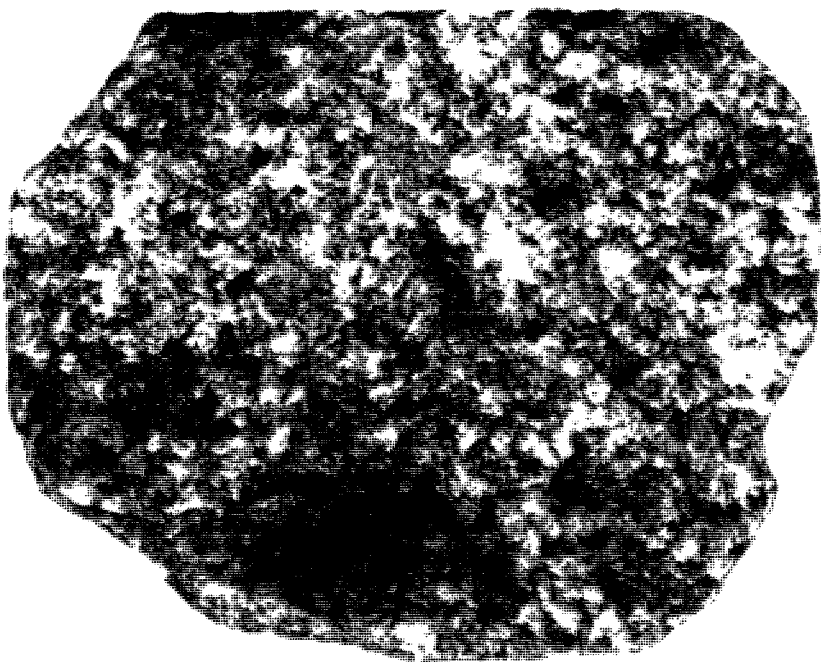


Рис. 50. Равномернозернистая структура в граните. Восточное Забайкалье.
Нат. вел.

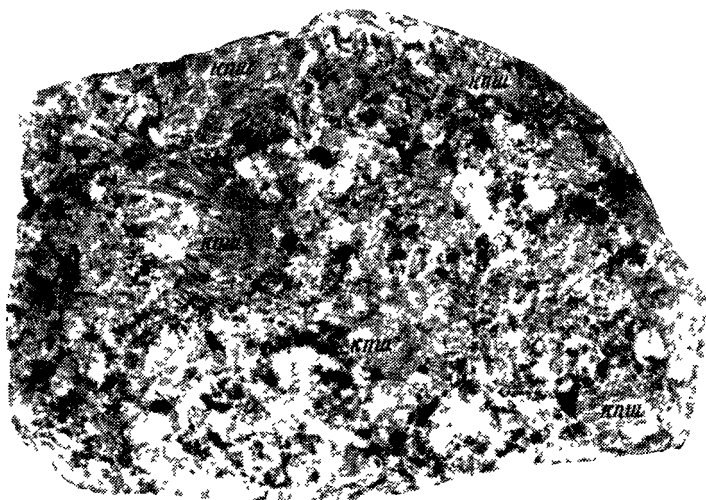


Рис. 51. Порфировидная структура в граните. В порфировидных выделениях—натриево-калиевые полевые шпаты. Восточное Забайкалье. Нат. вел.

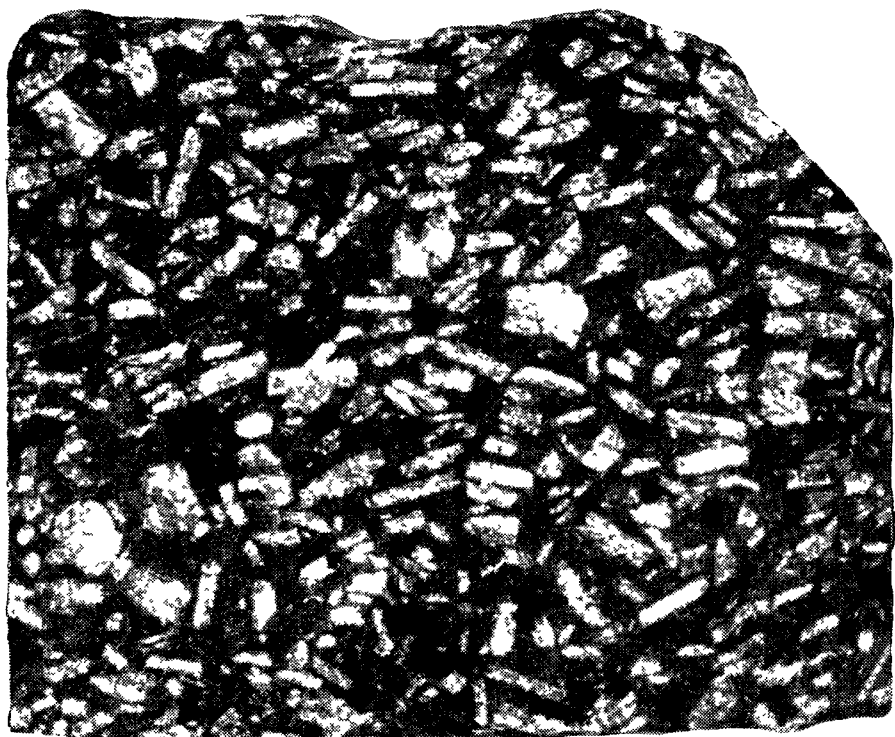


Рис. 52. Порфировая структура в диоритовом порфирите. Восточное Забайкалье.
Нат. вел.

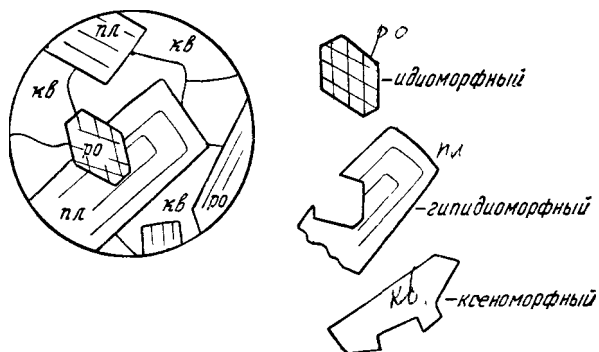


Рис. 53. Различная степень идиоморфизма минералов
(пл — плагиоклаз, кв — кварц, ро — роговая обманка).

Однако для суждения о последовательности выделения минералов в глубинных породах признак идиоморфизма недостаточен. На степень идиоморфизма существенное влияние оказывает кристаллизационная сила минералов или отдельных их граней, благодаря чему некоторые минералы в любых условиях приобретают идиоморфные формы, а другие почти всегда являются ксеноморфными. Так, высокой кристаллизационной силой объясняется правильная форма многих акцессорных минералов, в основной своей массе кристаллизующихся последними.

Разновидности явнокристаллических микроструктур

Равномернозернистые микроструктуры разделяются на отдельные типы на основании степени идиоморфизма главных породообразующих минералов, затем внутри каждого типа выделяются разновидности структур, обусловленные различным минеральным составом породы.

Для пород, размер минеральных зерен которых меньше 0,5 мм, а структурный рисунок аналогичен микроструктурам, описанным для явнокристаллических пород, к названию структуры прибавляется приставка «микро». Например, микрогаббровая, микрогранитовая и т. д.

Панидиоморфнозернистые структуры. Этот тип структур характеризуется достаточно совершенным идиоморфизмом всех минеральных зерен, слагающих породу. Структуры типичны для мономинеральных или почти мономинеральных пород — пироксенитов, дунитов, перидотитов (рис. 54).

Гипидиоморфнозернистые структуры. Этот тип структур отличается различной степенью идиоморфизма минералов и образует несколько разновидностей, среди которых наибольшее распространение получили следующие.

Офитовая (диабазовая) структура характеризуется наличием идиоморфны, натриево-калиевые полевые шпаты и кварц — ксенолов плагиоклаза, между которыми заключены резко ксеноморфные зерна пироксена (рис. 55). Характерна для диабазов.

Гранитовая структура — цветные минералы и плагиоклазы идиоморфны, натриево-калиевые полевые шпаты и кварц — ксеноморфны (рис. 56). Структура характерна для гранитов, гранодиоритов, кварцевых сиенитов, кварцевых диоритов.

Агпаитовая структура — идиоморфны нефелин и отчасти натриево-калиевый полевой шпат, ксеноморфны цветные минералы (рис. 57). Структура характерна для нефелиновых сиенитов.

Пойкилитовая структура характеризуется наличием многочисленных включений зерен одного или разных минералов в значительно более крупных зернах другого минерала. Включенные кристаллы беспорядочно ориентированы, часто имеют округлую

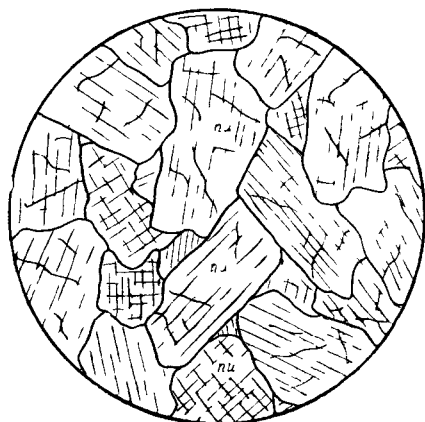


Рис. 54 Панидиоморфнозернистая структура в пироксените (пи — пироксен).



Рис. 55. Офитовая (диабазовая) структура в оливиновом диабазе. Промежутки между длинными свдвинутыми лейстами плагиоклаза (п.п.) заполнены ксеноморфными зернами пироксена (п.и.) и оливина (ол.), имеются выделения рудного минерала (ру) (по Ю. Ир. Половинкиной и др., 1948).

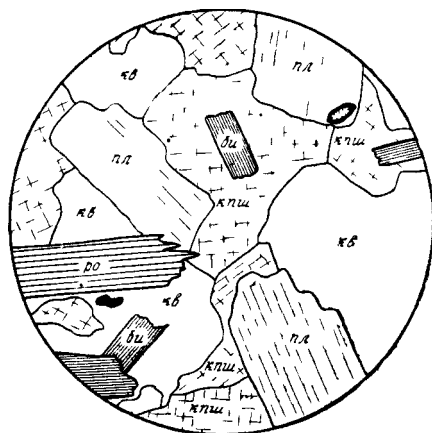


Рис. 56. Гранитовая структура в биотит-роговообманковом граните. (кв — кварц, п.п. — плагиоклаз, би — биотит, ро — роговая обманка; к.п.ш. — калевый полевой шпат) Цветные минералы и плагиоклазы отчетливо идиоморфнее калиевого полевого шпата и кварца (по Ю. Ир. Половинкиной и др., 1948)



Рис. 57. Агпайтовая структура в уртите. Промежутки между идиоморфными табличками нефелина (н.ф.) заполнены ксеноморфными зернами эгирина (эг.).

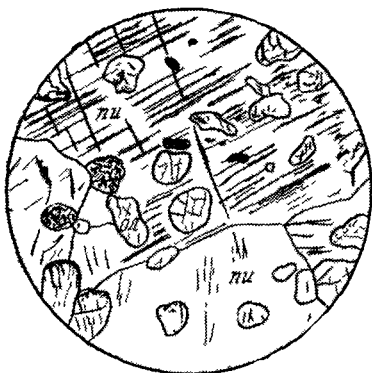


Рис. 58. Пойкилитовая структура в перидотите. Мелкие округлые зерна оливина (ол) заключены в крупных кристаллах пироксена (пи) (Г. М. Саранчина и Н. Ф. Шинкарев, 1967).



Рис. 59. Сидеронитовая структура в рудном пироксените. Порода состоит из зерен моноклинного пироксена (пи), промежутки между которыми заполнены магнетитом (м) (по Ю. Ир. Половинкиной, 1966)

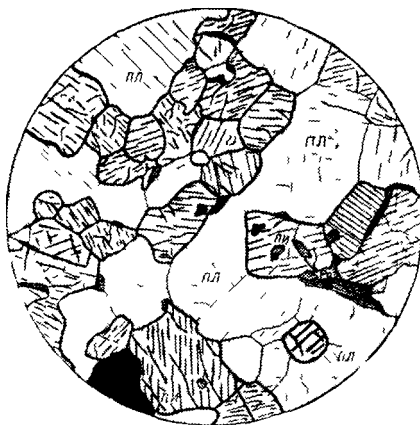


Рис. 60. Габбровая структура в нормальном габбро. Плаггиоклазы (пл) и пироксены (пи) в равной мере ксеноморфны (по Ю. Ир. Половинкиной, 1966).

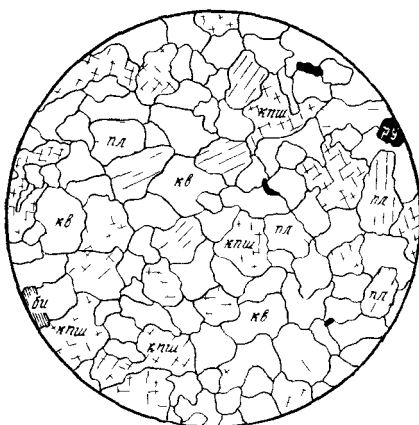


Рис. 61. Аплитовая структура в аплите. Плаггиоклазы (пл), калиевый полевой шпат (кпш) и кварц (кв) в равной мере ксеноморфны (по Ю. Ир. Половинкиной и др., 1948).

форму и образовались раньше, чем включающие их минералы (рис. 59). Встречается в породах различного состава.

Сидеронитовая структура характеризуется относительно идиоморфными зернами оливина, пироксенов, плагиоклазов, сцементированными резко ксеноморфными зернами рудного минерала (рис. 58). Структура характерна для пироксенитов, перидотитов, габбро.

Аллотриоморфнозернистые структуры. В этом типе структур минералы, слагающие породу, не имеют характерных кристаллографических очертаний. В зависимости от минерального состава пород выделяются следующие разновидности.

Габбровая структура характеризуется наличием ксеноморфных изометричных зерен плагиоклаза и пироксена (рис. 60). Структура типична для габбро.

Аплитовая структура определяется наличием ксеноморфных более или менее изометричных зерен полевых шпатов и кварца (рис. 61). Характерна для лейкократовых и аляскитовых гранитов и аплитов.

Скрытокристаллические и стекловатые микроструктуры

Структуры этой группы характеризуют основную массу плотных афанитовых пород, как порфировых, так и афировых (лишенных вкрапленников). Основная масса афанитовых пород может быть сложена целиком микролитами — мелкими кристалликами размером менее 0,05 мм, минеральную природу которых еще можно определить, микролитами и вулканическим стеклом или только стеклом. Разделение структур этой группы производится по форме микролитов, их расположению в пространстве и их количественному соотношению со стеклом, если последнее имеется.

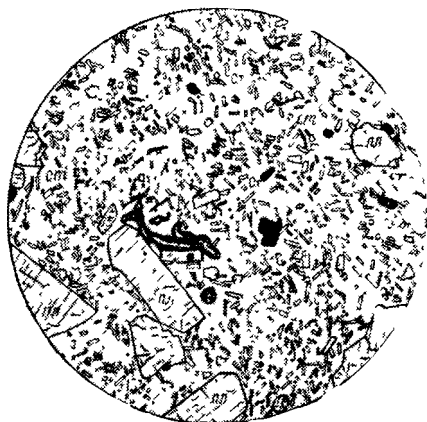


Рис. 62. Гиалопилитовая (андезитовая) структура основной массы андезита. Вкрапленники представлены плагиоклазом (пл). Основная масса состоит из стекла (ст), в котором рассеяны микролиты плагиоклаза (по Ю. Ир. Половинкиной, 1966).

Стекловатая (витрофировая) структура свойственна породам, состоящим в основном из вулканического стекла, в котором возможно присутствие редких микролитов. В породах со стекловатой структурой под микроскопом часто видно потокообразное (флюидальное) расположение стекла и микролитов. Стекловатая структура характерна для обсидианов, образующихся из кислых вязких лав.



Рис. 63. Интерсертальная (базальтовая) структура основной массы базальта. Общая структура породы микропорфировая. Во вкрапленниках кристаллы оливина (ол), пироксена (пк), плагиоклаза (пл); в основной массе таблички плагиоклаза (пл), промежутки между которыми заполнены стеклом (ст) (по Ю. Ир. Половинкиной и др., 1948).



Рис. 64. Фельзитовая структура в сочетании со сферолитовой в альбитофире. Во вкрапленниках альбит (аб); основная масса кварц-полевошпатового состава микрофельзитового строения с включением радиально-волоконистых сферолитов (сфе) (по Ю. Ир. Половинкиной, 1966).



Рис. 65. Пилотакситовая структура основной массы в пироксеновом андезите. Во вкрапленниках плагиоклаз (пл) и моноклинный пироксен (пм); в основной массе субпараллельно ориентированные микролиты плагиоклаза (по Ю. Ир. Половинкиной, 1966).

Гиалопилитовая (андезитовая) структура свойственна породе, в которой беспорядочно расположенные игольчатые микролиты плагиоклаза пропитаны стеклом, преобладающим над микролитами. Стекло может быть замещено продуктами его разложения. Структура характерна для андезитов, базальтов (рис. 62).

Интерсертальная (базальтовая) структура характеризуется беспорядочно расположенными микролитами плагиоклаза, небольшие угловатые промежутки между которыми заполнены стеклом или продуктами его разложения. Стекла значительно меньше, чем микролитов (рис. 63). Характерна для базальтов и их палеотипных аналогов.

Фельзитовая структура представляет собой тонкокристаллический агрегат кварца и полевого шпата, отдельные зерна которых трудно различимы. Иногда среди фельзитовой массы встречаются радиально-лучистые срастания волокон калиевого полевого шпата и кварца в виде сферических образований, называемых *сферолитами* (рис. 64). Структура характерна для риолитов, риолитовых порфиров и альбитофиров.

Пилотакситовая структура характеризуется субпараллельным расположением микролитов плагиоклаза, ориентированных в виде потоков. Между микролитами могут находиться зернышки цветных минералов и очень небольшое количество стекла (рис. 65). Характерна для андезитов, базальтов.

Трахитовая структура в отличие от пилотакситовой свойственна породам, состоящим из микролитов, представленных калиевым полевым шпатом. Последние ориентированы в виде потоков. Между микролитами может находиться небольшое количество стекла. Встречается в трахитах (см. рис. 87).

Микролитовая структура свойственна породам, состоящим из беспорядочно расположенных микролитов. Стекла нет (рис. 66). Встречается в породах различного состава.

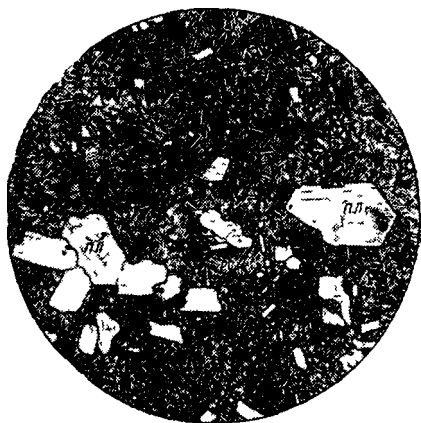


Рис. 66. Микролитовая структура основной массы в роговообманковом андезите. Во вкрапленниках — плагиоклаз (пл); основная масса представляет собой тонкий войлок микролитов плагиоклаза (по Ю. Ир. Половинкиной, 1966).

Некоторые типы структур с *закономерным срастанием минералов*:

Пертитовая структура характеризует закономерное прорастание калиевого полевого шпата альбитом. По форме вростков различают шнуровидные, прожилковые, пятнистые и другие пертиты (рис. 67, а).

Пегматитовая структура представляет собой сростки двух минералов, обычно кварца и калиевого полевого шпата, причем калишпат образует крупные выделения, проросшие одинаково ориентированными индивидами кварца (рис. 67, б).

ТЕКСТУРЫ

Выделяют два главных типа текстур: однородную и неоднородную.

Однородная (массивная) текстура характеризуется равномерным распределением минеральных компонентов в пространстве,

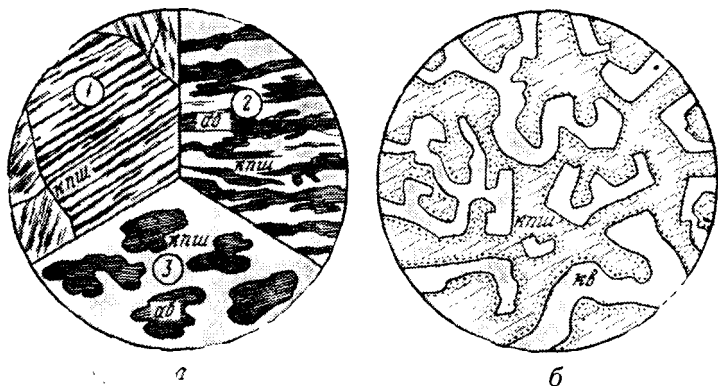


Рис. 67. Различные типы закономерных сростаний минералов:
а — пертитовые (1 — шнуровидный, 2 — прожилковый, 3 — пятнистый),
б — пегматитовые

при котором порода в любом участке имеет одинаковый состав и строение. Такая текстура свидетельствует об однородности условий кристаллизации в пределах всего формирующегося магматического тела. Подавляющее большинство магматических пород характеризуется массивной текстурой в отличие от широко распространенных слоистых текстур осадочных пород и сланцеватых текстур метаморфических пород.

Среди неоднородных текстур наиболее распространенными являются: такситовая, полосчатая, директивная, флюидальная, пористая, миндалекаменная.

Такситовая, или шлировая, текстура определяется наличием отдельных участков породы, отличающихся друг от друга по составу или по структуре, а иногда и по составу и по структуре одновременно.

Полосчатая текстура — разновидность такситовой, обусловлена чередованием полос разного состава. Очень характерна для габбро.

Директивная текстура характеризуется ориентированным субпараллельным расположением минералов в породе. Характерна для основных и щелочных пород.

Флюидальная текстура свойственна стекловатым и полустекловатым эффузивным породам, в которых отчетливы следы течения лавы.

Пористая текстура определяется наличием округлых или неправильных пустот. Возникает в результате выделения газов при кристаллизации эффузивных пород.

Миндалекаменная текстура образуется в эффузивной породе при заполнении пустот вторичными минералами — опалом, халцедоном, кварцем, хлоритом, цеолитами и др.

Породы однородной массивной текстуры отличаются большей устойчивостью к выветриванию и большей механической прочностью. Породы с неравномерным распределением минеральных компонентов, с флюидальной или пористой текстурой, легче разрушаются при выветривании и под воздействием внешних усилий, а также обнаруживают анизотропность гидрогеологических свойств.

Глава IV

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ

Для того чтобы понять причины образования структур магматических пород, необходимо познакомиться с главнейшими типами термических диаграмм, иллюстрирующими процессы кристаллизации силикатных расплавов. К таким типам относятся следующие диаграммы кристаллизации: 1) по закону непрерывного реакционного взаимодействия с образованием твердых растворов; 2) по закону эвтектики и 3) с образованием химического соединения с инконгруэнтной (скрытой) точкой плавления. Указанные выше диаграммы построены на основании экспериментального изучения двухкомпонентных (бинарных) силикатных систем, не содержащих паров и, следовательно, не зависящих от давления. Хотя такие системы не соответствуют сложным природным условиям кристаллизации магмы, тем не менее общую направленность процесса они отражают правильно.

Для построения простейших диаграмм кристаллизации пользуются двумя взаимно перпендикулярными осями, из которых ось ординат — температурная шкала, ось абсцисс — шкала составов. Кривая на диаграмме, отражающая начало кристаллизации и отвечающая составу расплава, называется *ликвидус* (жидкий); кривая, обозначающая конец кристаллизации и определяющая состав кристаллов, называется *солидус* (твердый). Линии ликвидуса и солидуса делят плоскость диаграммы на отдельные поля, в пределах которых устойчивы определенные фазы — физически однородные части системы (расплав, кристаллы). Положение лю-

бой точки в пределах диаграммы определяется составом и температурой и отражает состояние системы — ее фазы и их относительные количества.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ С ОБРАЗОВАНИЕМ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ

Твердый раствор (гомогенная фаза) имеет состав, который может изменяться непрерывно неограниченно или в известных пределах. Иначе, если два или несколько компонентов могут растворяться один в другом во всевозможных относительных количествах и затем такой раствор затвердеет, то получится и твердое тело, и раствор одновременно.

Свойствами твердых растворов, как известно, обладают все породообразующие минералы, дающие изоморфные ряды. Наиболее ярким примером кристаллизации с образованием твердых растворов с неограниченной смешиваемостью являются плагиоклазы.

Рассмотрим ход кристаллизации плагиоклазов для расплава из смеси двух компонентов: альбита в количестве 60 вес. % и анортита в количестве 40 вес. % (рис. 68). Как видно из диаграммы, чистый альбит начинает кристаллизоваться при температуре 1100°С, чистый анортит — при температуре 1550°С. Смесь альбита и анортита на диаграмме выражена точкой *p* и при температуре t_1 находится целиком в жидком состоянии. При понижении температуры до пересечения изотермы t_2 с кривой ликвидуса начнут выделяться кристаллы, обогащенные анортитом относительно исходного расплава. Состав первых кристаллов представлен точкой *b* на кривой солидуса и соответствует 25 вес. % альбита и 75 вес. % анортита. Таким образом, при температуре t_2 в равновесии будет находиться расплав состава p' и кристаллы состава *b*. Состав минеральных фаз можно проверить путем внезапного охлаждения (закалки) системы. При дальнейшем понижении температуры расплав будет взаимодействовать с выделившимися кристаллами и вся система начнет смещаться влево по линиям ликвидуса и солидуса, что и понятно, так как анортит постепенно удаляется из системы, а остаточная жидкость соответственно обогащается альбитом. При $t_3 = 1350^\circ\text{C}$ в равновесии находится расплав состава *c* и кристаллы состава *d*. Количественные соотношения кристаллов и расплава при температуре t_3 выразятся соответственно отношением отрезков $cp'' : p''d$. При

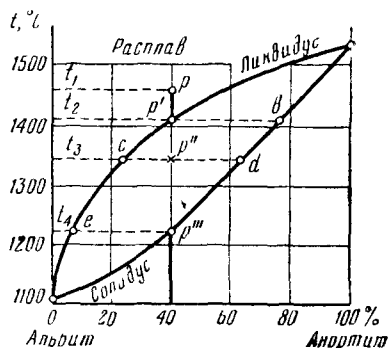


Рис. 68. Диаграмма кристаллизации с образованием твердых растворов в системе альбит—анортит (по Н. Боуэну).

нии температуры до пересечения изотермы t_2 с кривой ликвидуса начнут выделяться кристаллы, обогащенные анортитом относительно исходного расплава. Состав первых кристаллов представлен точкой *b* на кривой солидуса и соответствует 25 вес. % альбита и 75 вес. % анортита. Таким образом, при температуре t_2 в равновесии будет находиться расплав состава p' и кристаллы состава *b*. Состав минеральных фаз можно проверить путем внезапного охлаждения (закалки) системы. При дальнейшем понижении температуры расплав будет взаимодействовать с выделившимися кристаллами и вся система начнет смещаться влево по линиям ликвидуса и солидуса, что и понятно, так как анортит постепенно удаляется из системы, а остаточная жидкость соответственно обогащается альбитом. При $t_3 = 1350^\circ\text{C}$ в равновесии находится расплав состава *c* и кристаллы состава *d*. Количественные соотношения кристаллов и расплава при температуре t_3 выразятся соответственно отношением отрезков $cp'' : p''d$. При

$t_4 = 1225^\circ \text{C}$ жидкость полностью израсходуется, состав твердой фазы p''' будет отвечать составу исходного расплава p и кристаллизация системы на этом закончится. Как видим из диаграммы, выше линии ликвидуса система в любой точке соответствует жидкому состоянию, между линиями ликвидуса и солидуса в равновесии находятся и жидкость, и кристаллы, ниже линии солидуса — только кристаллы.

Итак, для бинарных систем, кристаллизующихся с образованием твердых растворов, можно отметить следующие особенности:

1. Кристаллы и расплав в течение всего процесса кристаллизации непрерывно взаимодействуют друг с другом с одновременным изменением состава и кристаллов и расплава в направлении обогащения менее тугоплавким компонентом (в данном примере — альбитом).

2. Первые кристаллы, выделившиеся из расплава, всегда богаче тугоплавким компонентом, чем исходный расплав; последние кристаллы отвечают составу исходного расплава.

3. Состав кристаллов, выделившихся в начальную и конечную стадии кристаллизации, а также температурный интервал процесса кристаллизации зависят только от состава исходного расплава.

В природных условиях при медленном спокойном процессе кристаллизации реакция между расплавом и твердой фазой доходит до конца с образованием однородных кристаллов, соответствующих составу исходного расплава. При нарушении равновесия за счет скачкообразного изменения температуры или за счет изменения состава расплава (вследствие притока нового вещества, удаления ранее образовавшихся кристаллов или других причин) равновесие нарушается, выделяющиеся кристаллы не успевают прореагировать с расплавом, что приводит к появлению зональных кристаллов. Состав зональных кристаллов меняется от зоны к зоне, четко свидетельствуя о последовательности выделения минеральных фаз. При нормально направленном ходе кристаллизации центральные части зональных кристаллов обычно обогащены более тугоплавким компонентом, в данном случае — анортитом, внешние зоны — более легкоплавким — альбитом. Зональные плагиоклазы характерны для пород, кристаллизовавшихся в гипабиссальных или поверхностных условиях, менее равновесных, чем глубинные условия кристаллизации. В плагиоклазах основного и среднего состава зональность выражена резче, чем в кислых плагиоклазах.

В случае резкого понижения температуры, что имеет место при вулканических извержениях, могут образоваться кристаллы любого промежуточного состава (например d) и стекло состава c .

Заканчивая рассмотрение схемы кристаллизации твердых растворов, следует упомянуть об очень важной системе двух ком-

понентов ортоклаз — альбит, которые дают твердые растворы только в ограниченных пределах при температуре выше 660°C . Ниже этой температуры происходит распад твердого раствора с выделением альбита в виде закономерно ориентированных перитовых вrostков в монокристалле ортоклаза.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ПО ЗАКОНУ ЭВТЕКТИКИ

Эвтектикой называется такое количественное соотношение двух или нескольких компонентов, при котором они кристаллизуются одновременно, сохраняя в течение всего процесса затвердевания постоянную и самую низкую (эвтектическую) температуру. Компоненты, кристаллизующиеся по закону эвтектики, не дают твердых растворов или химических соединений, а точка плавления эвтектической смеси значительно ниже, чем точка плавления каждого компонента в отдельности. Эвтектический тип кристаллизации очень широко распространен и имеет важное значение в петрогенезисе.

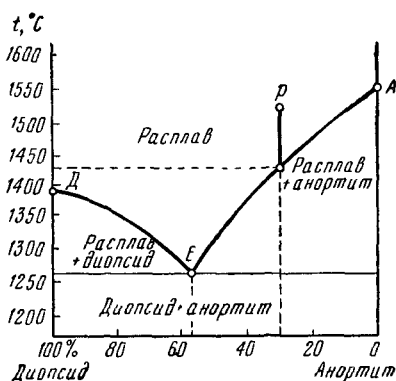


Рис. 69. Диаграмма кристаллизации по закону эвтектики в системе диопсид—анортит (по Н. Боуэну).

В качестве примера рассмотрим кристаллизацию расплава, состоящего из анортита и диопсида (рис. 69). Температура плавления чистого анортита 1550°C ; чистого диопсида 1391°C . Добавление к анортиту (или диопсиду)

второго компонента понизит температуру начала кристаллизации, и дальнейший ход процесса будет протекать по линиям ликвидуса AE или DE , что будет зависеть от наличия компонента, преобладавшего относительно состава эвтектики. Если начальный расплав отвечал составу в точке p (диопсида 30%, анортита 70%), то при понижении температуры до 1425°C начнут выделяться кристаллы чистого анортита при одновременном изменении состава расплава по кривой AE в направлении обогащения диопсидовой составляющей. В момент, когда состав расплава будет соответствовать точке E (диопсида 57,5%, анортита 42,5%), диопсид и анортит начнут выделяться одновременно в виде самостоятельных фаз с образованием эвтектики. Далее процесс кристаллизации будет протекать при постоянной эвтектической температуре, равной 1270°C . Если бы исходный расплав с самого начала отвечал составу эвтектики, то весь процесс кристаллизации протекал бы при температуре 1270°C с одновременным выделением анортита и диопсида до полного затвердевания расплава.

Отметим особенности эвтектического типа кристаллизации:

1. Первым выделяется из расплава тот компонент, который находится в избытке относительно эвтектики.

2. Количество кристаллов, выделившихся до начала эвтектической кристаллизации, зависит от состава исходного расплава.

3. Состав выделяющихся кристаллов постоянен в течение всего процесса кристаллизации.

4. Состав эвтектики и температура конца кристаллизации компонентов, находящихся в эвтектическом соотношении, всегда постоянны и не зависят от состава исходного расплава.

Диаграммы эвтектической кристаллизации позволяют объяснить природу ряда структур. В частности, компонент, выделяющийся первым, будет свободно расти в жидкой среде, образуя идиоморфные кристаллы. При достижении расплавом состояния эвтектики, начнется одновременная кристаллизация всех компонентов с образованием аллотриоморфнозернистых или графических структур.

Установлено, что большая часть магматических горных пород состоит из минеральных компонентов в эвтектических или анхивтектических (анхи — почти) соотношениях. Именно этим объясняется одновременное присутствие в порфировых вкрапленниках жильных или эффузивных пород различных минералов, кристаллизация которых начиналась почти одновременно. В качестве примера можно привести диоритовые порфиры, во вкрапленниках которых встречаются роговая обманка, биотит и средний плагиоклаз, или гранит-порфиры, во вкрапленниках которых находим кислый плагиоклаз, натриево-калиевый полевой шпат, кварц и т. д.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ С ОБРАЗОВАНИЕМ ХИМИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ, ПЛАВЯЩИХСЯ ИНКОНГРУЭНТНО

Химическим соединением с *инконгруэнтной* (скрытой) точкой плавления называется такое соединение, которое представляет собой кристаллы, устойчивые до определенной температуры, при достижении которой они начинают реагировать с расплавом, образуя кристаллы нового состава. Этот тип диаграмм имеет важное петрогенетическое значение, так как позволяет понять процесс кристаллизации в ряду фемических минералов.

В качестве примера рассмотрим систему форстерит — кремнезем с образованием пироксена клиноэнстатита состава $Mg_2Si_2O_6$. Температура кристаллизации чистого форстерита $1890^\circ C$, температура кристаллизации кремнезема $1713^\circ C$.

Допустим, что состав исходного расплава (рис. 70) обогащен форстеритом и отвечает соотношению компонентов в точке А (форстерита 75%, кремнезема 25%). При охлаждении расплава до температуры t_1 из расплава начнут выделяться кристаллы чистого форстерита, причем дальше процесс кристаллизации пойдет

по кривой ликвидуса с параллельным обеднением расплава форстеритом и обогащением кремнеземом (аналогично диаграмме эвтектики). Такой характер процесс будет сохранять до температуры 1557°C , при достижении которой расплав состава R (форстерита 68%, кремнезема 32%) начнет реагировать с кристаллами форстерита, образуя клиноэнстатит, до тех пор пока расплав полностью не израсходуется. В итоге образуется агрегат кристаллов форстерита и клиноэнстатита.

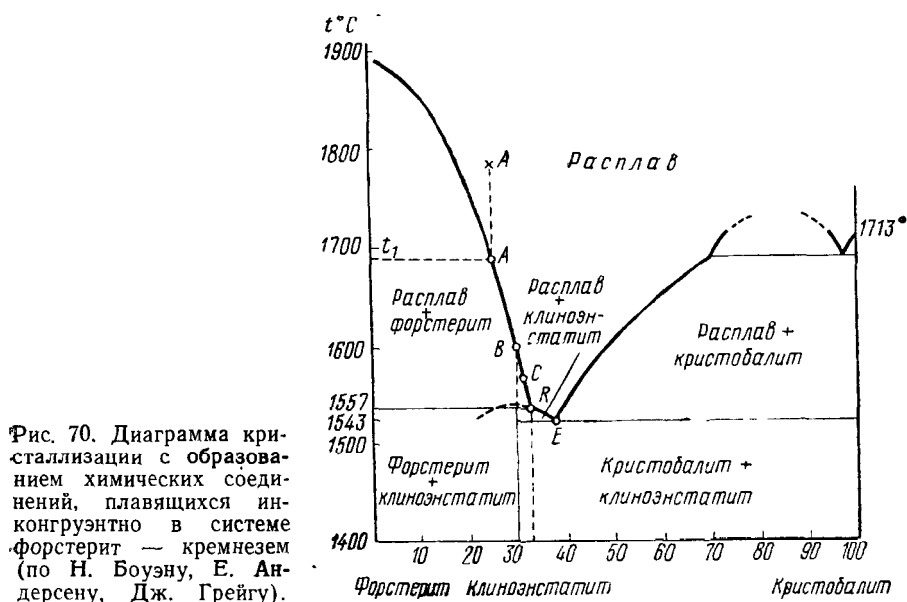


Рис. 70. Диаграмма кристаллизации с образованием химических соединений, плавящихся incongruently в системе форстерит — кремнезем (по Н. Боуэну, Е. Андерсену, Дж. Грейгу).

Если исходный расплав уже имел состав клиноэнстатита (точка B), то при понижении температуры до 1600°C , так же как и в рассмотренном выше случае, начнут выделяться кристаллы форстерита и процесс пойдет далее по линии ликвидуса до температуры 1557°C . При температуре 1557°C расплав начнет растворять форстерит с преобразованием его в клиноэнстатит. Реакция будет проходить до превращения всего форстерита в клиноэнстатит, причем весь расплав будет израсходован.

Для расплава, состав которого богаче кремнеземом, чем клиноэнстатитом (точка C), процесс кристаллизации будет отличаться от описанного тем, что после преобразования форстерита в клиноэнстатит, останется часть расплава состава R , из которого при понижении температуры начнут сразу же выделяться кристаллы клиноэнстатита с одновременным обогащением расплава кремнеземом. Когда температура системы достигнет 1543°C (точка E), а состав смеси будет соответствовать 87,5% клиноэнстатита и 12,5% крис-

тобалита, начнется одновременная кристаллизация этих двух компонентов с образованием эвтектики.

Процесс кристаллизации расплавов, обогащенных кремнеземом относительно эвтектики (правая часть диаграммы), не рассматривается, так как система клиноэнстатит — кристобалит большого значения для выяснения процессов образования магматических пород не имеет.

Рассмотренная диаграмма кристаллизации с инконгруэнтным плавлением объясняет последовательность выделения фемических минералов, в ряду которых (оливин — пироксен — роговая обманка — биотит) каждый последующий минерал образуется как продукт взаимодействия расплава с ранее выделившимся минералом. Если ранее выделившийся минерал не успел прореагировать с расплавом до конца (израсходован весь кремнезем из расплава, произошло резкое понижение температуры), то вокруг такого минерала начнут образовываться так называемые реакционные каемки, представленные минералом более поздней стадии кристаллизации. Направленность процесса сохраняется от оливина к биотиту, а сам процесс, как видим, носит прерывно реакционный характер.

Этот тип кристаллизации объясняет также причину, по которой выделяются различные фемические минералы в породах, принадлежащих по химическому составу к одной и той же группе, но кристаллизовавшихся в интрузивных и эффузивных условиях. Так, в диоритах, кристаллизация которых протекала в спокойных глубинных условиях, оливин успевает полностью прореагировать с расплавом и превратиться в пироксен или даже в роговую обманку (пройдя через стадию пироксена), тогда как во вкрапленниках андезитов оливин может сохраниться вследствие закалки или быстрого падения температуры расплава, когда времени для реакции было недостаточно.

Знакомство с главнейшими типами диаграмм кристаллизации показывает, что магматический расплав, а в ряде случаев и сами минералы, в ходе становления породы претерпевают закономерные превращения, неуклонно направленные на восстановление нарушенного физико-химического равновесия вследствие изменения термодинамических условий, что в конечном счете приводит к появлению горных пород более или менее определенного состава и структуры.

В настоящее время уровень науки и техники позволяет изучать трех- и четырехкомпонентные системы с участием летучих компонентов и при высоком давлении, что широко раздвигает рамки исследований, приближая условия эксперимента к природным.

РЕАКЦИОННЫЕ РЯДЫ МИНЕРАЛОВ

Данные экспериментальных исследований кристаллизации силикатных систем и изучение структур реальных горных пород позволили Н. Боуэну представить последовательность выделения

главнейших породообразующих минералов в виде двух реакционных рядов (рис. 71). Один ряд непрерывно-реакционный, свойственный полевым шпатам; другой ряд прерывно-реакционный, характеризующий железо-магнезиальные силикаты. В каждом из рядов вышестоящий минерал, реагируя с жидкой фазой, дает нижестоящий минерал. Стрелками (дополнение А. Н. Заварицкого) показано направление процесса кристаллизации.

Порядок выделения минералов в различных рядах зависит от состава расплава. Каждый минерал данного ряда с соответствующим минералом параллельного ряда образует эвтектику.

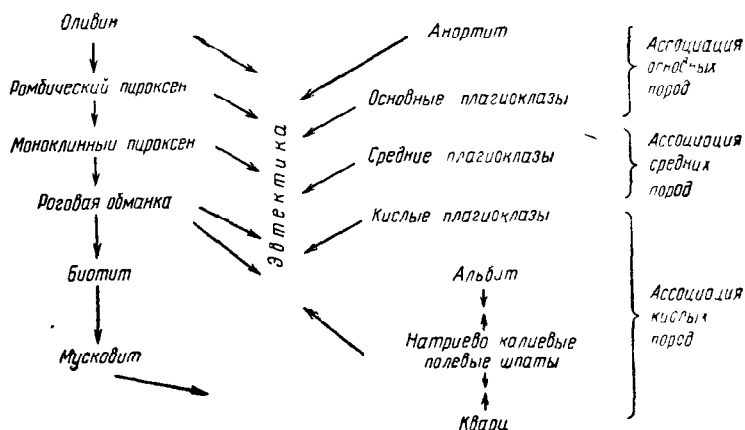


Рис. 71. Реакционные ряды минералов (по Н Боуэну с дополнениями А. Н. Заварицкого).

Реакционные ряды включают важнейшие породообразующие минералы и объясняют порядок их выделения и парагенезис. Из схемы Боуэна видно, что ассоциация оливинов, пироксенов и основных плагиоклазов обычна; все эти минералы относятся к начальной высокотемпературной стадии кристаллизации. Наоборот, кислые плагиоклазы, натриево-калиевые полевые шпаты и кварц вместе с оливином и пироксеном встречаться не должны, поскольку эти минералы принадлежат к крайним членам реакционных рядов и т. д.

Реакционный принцип Боуэна характерен для широко распространенной серии известково-щелочных пород с нормальной щелочностью и нормальным отношением магния и железа в феррических минералах. Однако, как показали работы Д. С. Коржинского и В. С. Соболева, повышение концентрации Na в расплаве сопровождается вытеснением Ca из плагиоклазов, что приводит роговую обманку, а затем и пироксен, в равновесие с кислыми плагиоклазами. В итоге вместо нормальных биотитовых гранитов могут возникнуть роговообманковые и даже пироксеновые граниты. Увеличение содержания Fe относительно Mg может привести к

обратной последовательности выделения ромбических и моноклинных пироксенов, поздней кристаллизации железистых оливинов и другим изменениям.

Глава V

КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Пока еще нет единой общепризнанной классификации магматических пород, удобной для практического использования. Трудность создания такой классификации объясняется разнообразием условий образования пород этой группы, а также отсутствием четких границ между отдельными видами и разновидностями пород, которые связаны между собой постепенными структурными и минеральными переходами.

Предложено большое число классификационных схем, основанных на различных признаках. Наиболее широкое признание получили классификации, в основу которых положены: 1) условия образования и залегания и структурные особенности пород, 2) химический состав и 3) количественные соотношения главнейших породообразующих минералов в породах.

Каждая классификация имеет свои положительные и отрицательные стороны, но все вместе они дополняют друг друга, позволяя наиболее полно охарактеризовать породу и найти ее положение в общем ряду магматических пород.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

В основе геолого-генетической классификации магматических пород лежит понятие о фациях, сформулированное М. А. Усовым. Согласно представлениям этого ученого, *фация отражает основные геологические особенности среды, в которой происходит формирование магматических пород.*

Главными факторами, определяющими фацию, являются прежде всего глубина образования породы и затем величина и форма остывающих магматических масс, что контролируется тектоническими структурами.

В зависимости от условий образования выделяют две основные группы магматических пород — интрузивные и эффузивные. В составе интрузивных пород в зависимости от глубины образования различают глубинные (абиссальные) и полуглубинные (гипабиссальные) породы. Каждая из выделенных групп отличается признаками, отражающими условия их формирования. К таким признакам относятся форма магматических тел и их взаимоотношения с вмещающими породами, а также структурно-текстурные особенности пород. Однако, учитывая структурный признак, следует иметь в виду, что иногда породы, имеющие однотипную структуру, могут кристаллизоваться в геологически различных условиях. Нап-

пример, эффузивные породы в центральных частях мощного покрова или потока остывают медленно и поэтому будут иметь полнокристаллические структуры, существенно не отличающиеся от структур гипабиссальных пород. Или другой пример: на глубине, но в зоне контакта с холодными вмещающими породами магма кристаллизуется достаточно быстро и структура образовавшейся породы может оказаться мелкозернистой, тоже существенно не отличающейся от структуры гипабиссальной или даже эффузивной породы и т. д. Сказанное, конечно, не умаляет значения структурного признака в качестве классификационного, но несколько ограничивает степень его надежности.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Химический состав магматических горных пород является основой ряда классификаций, подробному рассмотрению которых посвящен специальный раздел петрографии — петрохимия.

Химическая классификация магматических пород, основанная на количественном содержании в их составе кремнезема, является одной из самых ранних, но до настоящего времени не утративших своего значения. На основании этого принципа выделяются породы ультраосновные с содержанием SiO_2 менее 45%, основные 45—52%, средние 52—65%, кислые более 65%. Соотношения молекулярных количеств Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O позволяют дополнить характеристику породы и отнести ее к одному из следующих рядов:

1) известково-щелочному, или нормальному, где $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$;

2) пересыщенному щелочами $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$;

3) пересыщенному глиноземом $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Особенности химического состава пород отражаются на их минеральном составе. Породы, пересыщенные кремнеземом, содержат в своем составе свободный кварц; в породах, пересыщенных щелочами, наблюдается повышенное содержание щелочных полевых шпатов (ортоклаза, микроклина, альбита), обычны щелочные цветные минералы (эгирин, арфведсонит) и возможно появление фельдшпатидов (нефелина, лейцита). Как увидим из дальнейшего, группировка пород по содержанию кремнезема полностью соответствует выделению основных групп по минеральному составу.

При всей важности химических классификаций для региональных сопоставлений, а также для определения химического типа плохо раскристаллизованных пород самостоятельное значение их ограничено. По одному химическому составу без знания минерального состава и структуры назвать породу невозможно. Известно много примеров, когда породы близкого или даже аналогичного химического состава относились к совершенно различным генетическим группам пород — магматическим, осадочным или метаморфическим.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПО МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ

Классификация по минеральному составу проста и удобна, так как минеральный состав всех хорошо раскристаллизованных пород легко и надежно может быть определен под микроскопом. Затруднение вызывают, как было сказано, плохо раскристаллизованные породы, минеральный состав которых трудно определим, а количественная оценка минералов, слагающих породу, может быть произведена только очень приблизительно.

В данной книге принята классификация А. Н. Заварицкого, основанная на количественном соотношении главных породообразующих минералов с учетом химического состава, структур и геологических условий образования породы.

Важнейшими классификационными минералами являются полевые шпаты не только потому, что это наиболее распространенные минералы, присутствующие в огромном большинстве магматических пород, но также по той причине, что породы различного химического типа характеризуются наличием плагиоклазов более или менее определенного состава. Очень важны для классификации также количественные соотношения плагиоклазов и натриево-калиевых полевых шпатов (ортоклаза, микроклина, санидина). Вторым по распространенности и классификационному значению является кварц. Далее следуют железо-магнезиальные силикаты (оливин, пироксены, роговая обманка, биотит), имеющие важное значение, особенно при определении видового названия породы и, наконец, фельдшпатиды (нефелин, лейцит), типичные для немногочисленной, но весьма специфической группы щелочных пород.

По содержанию перечисленных минералов А. Н. Заварицкий разделил все магматические породы на семь групп, в каждую из которых входят близкие по химическому и минеральному составу породы интрузивной, эффузивной и жильной фаций. Название каждой группы составлено из названия наиболее распространенной интрузивной породы и ее эффузивного аналога. Эти группы следующие:

1) группа перидотитов*, по содержанию кремнезема соответствующая ультраосновным породам (гипербазитам);

2) группа габбро — базальтов, соответствующая основным породам (базитам);

3) группа диоритов — андезитов, соответствующая средним породам;

4) группа гранитов — риолитов и гранодиоритов — дацитов, соответствующая кислым породам;

5) группа сиенитов — трахитов, соответствующая средним породам;

* Эта группа А. Н. Заварицким названа группой бесполовошпатовых ультраосновных пород. В группе перидотитов известна только одна эффузивная порода — меймечит.

6) группа нефелиновых сиенитов — фонолитов, соответствующая щелочным породам;

7) группа щелочных габброидов — базальтоидов, соответствующая щелочным породам.

Особенности классификации интрузивных пород

Главной особенностью интрузивных пород является их полнокристаллическая, часто достаточно крупнозернистая структура, позволяющая со значительной степенью точности определять количественные соотношения слагающих ее минералов.

На рис. 72 представлена диаграмма, на основании которой по минеральному составу можно определить место каждой данной породы в общем ряду интрузивных пород. Вдоль верхней рамки диаграммы указано положение точек, соответствующих составам главнейших разновидностей пород; вдоль нижней рамки отмечено количество кремнезема, характеризующее эту разновидность; по вертикали против названия породы указаны процентные содержания наиболее характерных для нее минералов. Между каждой парой соседних пород имеются породы промежуточного состава, что находит отражение в их двойных названиях (габбро-диорит, гранодиорит, граносиенит и т. д.). Исключение составляет сиенит, который имеет переходные разности с габбро и диоритами (габбросиенит, сиенито-диорит).

Левая часть диаграммы от перидотита до сиенита отвечает ряду известково-щелочных (нормальных) пород; правая часть от сиенита до тералита соответствует щелочному ряду. Диаграмма иллюстрирует общую распространенность отдельных групп породообразующих минералов и их роль в составе отдельных разновидностей пород. Отчетливо видно также изменение состава минералов внутри группы, от более основных и тугоплавких представителей к более кислым и легкоплавким в серии плагиоклазов и от более железистых к менее железистым в серии цветных минералов.

Изменение минерального состава интрузивных пород и возможность появления промежуточных разностей между основными их представителями наглядно отражает схема, показанная на рис. 73.

В рамках помещены представители основных групп пород и указаны их типичные минеральные составы в процентах. Все группы, между которыми существуют породы промежуточного состава, соединены линиями, вдоль которых значками показано изменение содержания минералов в направлении от одной группы к другой. Например, вдоль линии, соединяющей группы гранита и диорита, показано, что от гранита к диориту количество кварца постепенно уменьшается ($кв>$), количество ортоклаза, микроклина уменьшается ($кпш>$), количество плагиоклаза растет ($пл<$), номер плагиоклаза увеличивается ($№ пл<$), количество цветных минералов растет ($фм<$). Например, если порода состоит из кварца в количестве 20%, ортоклаза — 20%, плагиоклаза № 30—45% и цвет-

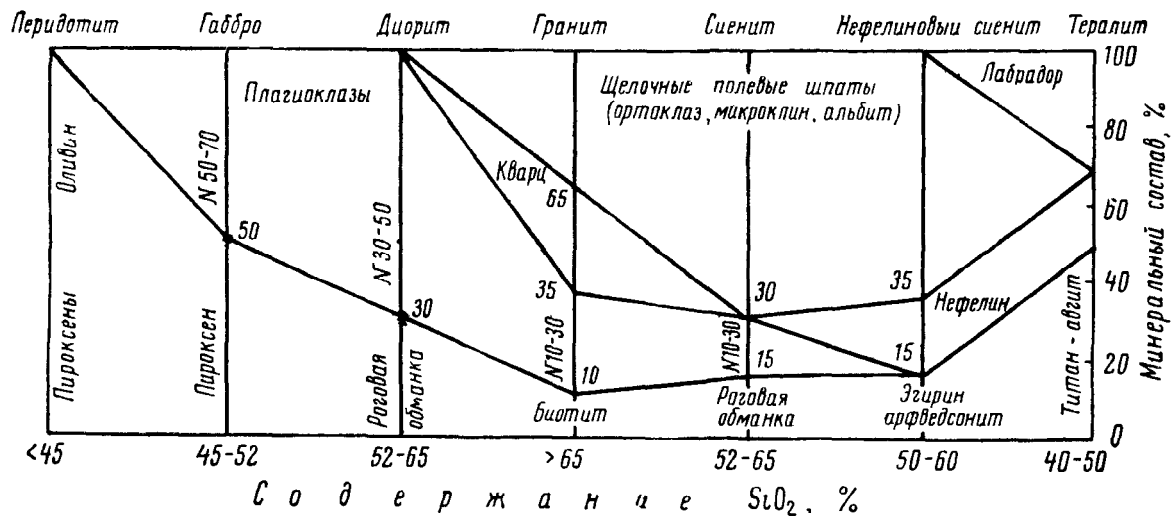


Рис. 72. Диаграмма количественно минерального состава главных интрузивных пород (А. М. Даминова, 1967).

ных минералов (роговой обманки и биотита) — 15%, то по схеме легко определить, что порода имеет промежуточный состав между гранитом и диоритом и назвать ее следует гранодиоритом.

Из рассмотрения рисунков 72 и 73 видим, что количественно-минеральная характеристика типичных разновидностей интрузивных пород достаточно определена. Изменение состава от одной

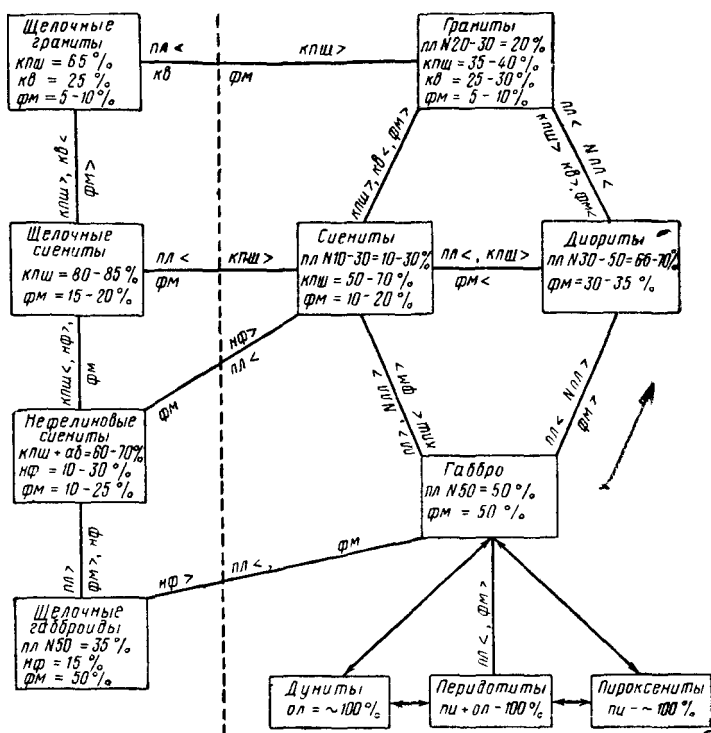


Рис 73. Схема изменения минерального состава главных интрузивных пород (пл — плагиоклазы, кпш — натриево-калиевые полевые шпаты, кв — кварц, фм — фемические минералы, пи — пироксены, ол — оливины, нф — нефеллин, аб — альбит; № 20—30 — состав плагиоклаза).

породы к другой, стоящей в ряду известково-щелочных пород, закономерно и соответствует реакционной схеме Боуэна. При переходе от пород основного состава (перидотитов, габбро) к более кислым (диоритам, гранитам) происходит постепенное уменьшение количества плагиоклазов, одновременно с изменением их состава. Между диоритами и гранитами начинают появляться натриево-калиевый полевой шпат и кварц, количество фемических минералов уменьшается параллельно с изменением их качественного состава. Следует отметить, что содержание цветных минералов в породе

менее всего устойчиво и может колебаться в значительных пределах, что отражается в названии породы. Порода с содержанием цветных минералов выше нормы принято называть *меланократовой*, с содержанием цветных минералов ниже нормы — *лейкократовой*. Так, гранит, в котором количество цветных минералов достигает 20—25%, называется меланократовым гранитом, тогда как габбро, содержащее 30 и 35% цветных минералов, называется лейкократовым габбро.

Несколько особняком стоит группа щелочных пород, содержащая в своем составе нефелин, повышенное количество щелочных полевых шпатов, щелочных амфиболов и щелочных пироксенов

Особенности классификации эффузивных пород

Выделение эффузивных пород в качестве «аналогов» соответствующих интрузивных представителей в известной мере условно. Фациальная обстановка формирования эффузивных пород отражается не только на их структуре, но и на их химическом и особенно минеральном составе. Расплав, из которого образуется эффузивная порода, в отличие от интрузивной породы лишен летучих компонентов. Иные условия температур и давлений являются причиной выделения несколько иного комплекса минералов (санидина вместо ортоклаза; базальтической роговой обманки вместо обыкновенной роговой обманки и т. д.). Порфиновые вкрапленники, широко распространенные в эффузивных породах, кристаллизуются первыми на глубине; основная масса — позднее в наземных условиях. Поэтому минералы вкрапленников, как правило, стоят в реакционном ряду выше минералов основной массы и часто выше минералов соответствующих интрузивных пород. Все это необходимо учитывать при определении места эффузивной породы в ряду магматических пород.

Для систематики эффузивных пород важное значение имеет степень их измененности, на основании которой породы делят на *кайнотипные* — свежие, неизменные и *палеотипные* — измененные. Оба термина возникли исторически как результат не совсем правильного представления о прямой зависимости степени измененности пород от их возраста (кайнотипные — современные, палеотипные — древние). Более поздними исследованиями было установлено, что и среди современных эффузивных образований встречаются в значительной мере измененные породы, и среди древних палеозойских пород не исключено наличие свежих разностей.

Породы кайнотипные и соответствующие им палеотипные представители получили несколько различные названия. Так, кайнотипная эффузивная порода, аналог габбро, называется базальт; палеотипная разновидность этой породы — базальтовый порфирит; кайнотипная разновидность эффузивного аналога гранита называется риолит (липарит); его палеотипная разность — риолитовый порфир или кварцевый порфир.

Термин *«порфирит»* употребляется для эффузивных пород, не содержащих натриево-калиевых полевых шпатов; термин *«порфир»* — для пород, имеющих в своем составе натриево-калиевые полевые шпаты.

Кайнотипные породы от палеотипных отличаются по ряду признаков. Для кайнотипных пород характерно: 1) наличие вулканического стекла в виде изотропной массы; 2) натриево-калиевые полевые шпаты представлены свежим водяно-прозрачным санидином; 3) роговая обманка — базальтическая; 4) биотит и роговая обманка часто опациитизированы; 5) оливин обычно замещается илдингситом; 6) хлорит и эпидот отсутствуют; 7) цвет породы в штуфе белый, светло-серый (для кислых пород), темно-серый, черный (для средних и основных пород).

Для палеотипных пород характерно: 1) замещение вулканического стекла вторичными минералами; 2) калиевые шпаты представлены ортоклазом или микроклином; 3) плагиоклазы альбитизированы, серицитизированы, соскуритизированы; 4) роговая обманка обыкновенная неопациитизированная; 5) оливин серпентинизирован; 6) обычны хлорит и эпидот; 7) вследствие широкого разветвления вторичных минералов кислые породы приобретают буроватый оттенок, основные — зеленоватый. Определение количественно-минерального состава эффузивных пород вследствие их слабой раскристаллизации и часто значительной степени измененности затруднено. Поэтому при диагностике таких пород приходится руководствоваться главным образом наличием тех или иных минералов во вкрапленниках и типом структуры основной массы. Разумеется, пытаться определить минеральный состав раскристаллизованной основной массы также необходимо.

В табл. 7 дана общая схема классификации важнейших интрузивных и эффузивных представителей магматических пород.

Особенности классификации жильных пород

Жильные породы разделяются на две подгруппы: породы асхистовые (нерасщепленные) и диасхистовые (расщепленные)*.

Асхистовые породы по минеральному составу аналогичны глубинным породам, с которыми они генетически связаны, отличаясь от них только структурой. Названия пород этой группы образуются из названия соответствующих им интрузивных пород с добавлением приставки «микро» или слов «порфир» или «порфирит» в зависимости от структуры породы. Приставка «микро» употребляется для пород, имеющих микрозернистую структуру (микрогранит, микродиорит, микрогаббро); слова «порфир» и «порфирит» употребляются для порфировых пород в том же значении, что и для эффузивных пород, а именно, «порфир» — для пород, содер-

* Термины «асхистовые» и «диасхистовые» — устаревшие. Сохраняются в петрографической номенклатуре только для удобства классификации.

Схема классификации магматических горных пород

Группа пород	Минеральный состав			Интрузивные породы	Эффузивные породы	
	кварц	полевые шпаты	фельдшпатиды		кайнозойные	палеозойные
Перидотиты (гипербазиты)	Нет	Нет	Нет	Дуниты и оливиниты Перидотиты Пироксениты	Меймечиты	
Габбро—базальты	Нет	Основной плагиоклаз	Нет	Габбро Нориты Анортозиты	Базальты Эффузивные до- литы	Базальтовые порфи- риты Эффузивные диабазы Спилиты
Диориты—анде- зиты	Нет или мало	Средний плагиоклаз	Нет	Диориты Кварцевые диориты	Андезиты Андезито-дациты	Андезитовые порфи- риты Кварцевые порфириты
Граниты—риолиты	С кварцем	Кислый плагиоклаз Натриево-калиевый полевой шпат	Нет	Граниты Плагиограниты Гранодиориты Щелочные граниты	Риолиты (липа- риты) Дацинты	Риолитовые порфиры Дацитовые порфиры
Сиениты—трахиты	Нет или мало	Кислый плагиоклаз Натриево-калиевый полевой шпат	Нет	Нормальные сиениты Щелочные сиениты	Трахиты	Трахитовые порфиры
Нефелиновые сиениты—фонолиты	Нет	Альбит Натриево-калиевый полевой шпат	Нефелин	Нефелиновые сиениты	Фонолиты	Фонолитовые порфиры
Щелочные габбро- иды—базальто- иды	Нет	Средний или основной пла- гиоклаз Натриево-калиевый полевой шпат	Нефелин	Эссекситы Тералиты	Трахибазальты Тефриты	
	Нет	Нет	Нефелин	Ийолиты Уртиты Якупирагиты		

жащих в своем составе натриево-калиевые полевые шпаты (гранит-порфир, сиенит-порфир); «порфирит» — для пород, в которых натриево-калиевые полевые шпаты отсутствуют (диорит-порфирит, габбро-порфирит).

Диасхистовые породы не имеют интрузивных аналогов и разделяются на породы лейкократовые — аплиты, пегматиты и породы меланократовые — лампрофиры.

Аплиты — мелкозернистые, светлоокрашенные породы, состоящие из таких же силикатных минералов, как и интрузивные породы, с которыми они ассоциируют. Если аплиты состоят из полевых шпатов и кварца, то они называются просто «аплиты». Для всех остальных жильных пород этого ряда добавляется название соответствующей интрузивной породы: диорит-аплит, сиенит-аплит и т. д.

Пегматиты отличаются от аплитов крупнозернистой, иногда гигантозернистой структурой и часто высоким содержанием минералов, кристаллизовавшихся при участии летучих компонентов: мусковита, лепидолита, турмалина, топаза, апатита и др. Пегматиты так же, как и аплиты, состоят из силикатных минералов, аналогичных минералам интрузивных пород, с которыми они родственны.

Названия пегматитов строятся по тому же принципу, что и названия аплитов: сиенит-пегматит, габбро-пегматит и т. д.

Лампрофиры бедны SiO_2 , отличаются повышенным количеством щелочей Na_2O , K_2O и обогащены MgO и FeO , что и определяет в их составе высокое содержание феррических минералов. Подавляющее большинство лампрофиров (67%) по химическому составу ближе всего стоит к группе щелочных габброидов. Свежие лампрофиры всегда темно-серого или черного цвета; измененные разности имеют бурый или зеленоватый оттенок. Структура лампрофиров мелкозернистая, полнокристаллическая, нередко порфировидная. Их характерной особенностью является наличие во вкрапленниках только феррических минералов, тогда как в основной массе породы могут присутствовать и феррические, и силикатные минералы. Классифицируются лампрофиры в зависимости от состава слагающих их феррических минералов (табл. 8).

Схема классификации лампрофиров

Таблица 8

Лампрофиры	Преобладающие минералы		Породы, с которыми связаны лампрофиры
	феррические	силикатные	
Керсантиты Спессартиты Минетта	Биотит Роговая обманка Биотит	Плаггиоклазы » Натриево-калиевые полевые шпаты То же Плаггиоклазы	Диориты » Сиениты
Вогезиты Камптониты	Роговая обманка Щелочные амфиболы и пироксены		» Щелочные габброиды

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Заканчивая рассмотрение классификации магматических горных пород, следует сказать о распространенности различных их типов в составе земной коры.

Вся земная кора может быть разделена на два типа областей — глубокие океанические впадины и континенты. Строение этих областей различно: дно океанов сложено однотипными по составу оливиновыми базальтами (океанитами), тогда как в строении континентов участвуют все известные магматические горные породы.

Представление об относительной распространенности в пределах континентов главных типов магматических горных пород дают подсчеты, произведенные С. П. Соловьевым (1952 г.) для территории Советского Союза и Р. Дэли (1933 г.) для территории США (табл. 9). Результаты подсчетов по двум крупнейшим территориям земного шара вполне сопоставимы.

С. П. Соловьевым установлено, что самыми распространенными среди интрузивных пород в пределах Советского Союза являются граниты и гранодиориты, занимающие более 84% площади, занятой интрузивными породами. Среди основных пород наибольшее развитие получили породы, близкие по составу к габбро (габброиды*). Несколько уступают им по площади перидотиты, дуниты и пироксениты. Диориты развиты незначительно. Щелочные интрузивные породы очень редки. Среди эффузивных образований основная масса принадлежит базальтам и затем андезитах, занимающим в сумме более 80% всей площади развития эффузивных пород. На втором месте стоят риолиты и совсем ничтожную роль играют щелочные эффузивы.

Приведенные данные имеют большое значение для установления характера магматической деятельности в различных геотектонических зонах и в различные геологические эпохи, а также помогают подойти к правильному решению проблемы образования магматических горных пород в целом.

Таблица 9

**Средние количества интрузивных и
эффузивных горных пород в % от общей
площади**
(по С. П. Соловьеву и Р. Дэли)

Породы	Количество пород, %	
	СССР	США
Интрузивные		
кислые	48,7	35,4
основные	2,3	4,4
		(+средние)
щелочные	0,4	—
Эффузивные		
кислые	13,5	12,8
основные	35,1	45,0
		(+средние)
щелочные	0,05	—

* С. П. Соловьевым не учтены траппы Сибири, занимающие площадь более 1,5 млн км², что сильно повысит роль основных пород, особенно среди излившихся

та *. Не исключается гетерогенное строение мантии с обособлениями как перидотитовых, так и эклогитовых зон или участков.

Базальтовый слой коры, как говорит само название, состоит из пород основного состава. В пределах океанов верхняя его часть доступна непосредственному изучению: мощность базальтового слоя под океанами не превышает 5—6 км, тогда как в пределах континентов она достигает 40 км.

Гранитный слой состоит преимущественно из пород гранитного состава и различных метаморфических пород. Этот слой развит только в пределах континентов и континентальных склонов. Мощность его колеблется от 10 км в пределах платформ до 30 км в складчатых областях.

Общая мощность земной коры на платформах составляет 30—40 км, в складчатых зонах достигает 40—70 км.

В настоящее время общепризнано, что Земля в целом представляет собой твердое тело, в пределах которого периодически возникают локальные очаги первичной магмы. Согласно этой гипотезе, очаги основной и, по-видимому, ультраосновной магмы образуются в нижнем слое коры или в верхнем слое мантии на глубинах порядка 50—100 км. Очаги кислой магмы возникают в пределах гранитного слоя в основании складчатых сооружений на глубине 10—30 км. Образование очагов первичной магмы происходит, как полагают, вследствие местного повышения температуры, притока глубинных растворов и других причин. Источниками тепла могут явиться тепловые конвекционные потоки, обусловленные гравитационным расслоением вещества Земли, энергия распада радиоактивных элементов, энергия различных химических и структурных превращений вещества Земли и др.

Существование самостоятельных основных и кислых магм подтверждается широким распространением соответствующих эффузивных пород, а также развитием определенных ассоциаций магматических пород, близких по химическому составу. В последнее время появляется все больше сторонников, разделяющих гипотезу А. Холмса о существовании первичной ультраосновной магмы.

ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Признание существования двух или даже трех первичных магм различного состава (кислого, основного, ультраосновного) еще не объясняет всего огромного разнообразия магматических пород, участвующих в строении земной коры. Изучение ассоциаций пород, их петрографических особенностей, а также экспериментальные исследования позволили прийти к выводу о наличии определенных физико-химических процессов, которые нарушают одно-

* Эклогит — очень плотная порода, состоящая главным образом из омфаци- та и граната. По химическому составу тождественна габбро

родность первичного магматического расплава, обуславливая образование различных по составу пород. Такими процессами являются дифференциация, ассимиляция и гибридизация.

Дифференциация магмы

Дифференциация магмы — это процесс разделения (фракционирования) однородного первичного расплава на различные по химическому составу обособления, из которых образуются горные породы разного минерального состава. Дифференциация может происходить в магматическую стадию до появления первых кристаллов в расплаве — магматическая дифференциация и в процессе выделения кристаллов из расплава — кристаллизационная дифференциация.

В условиях *магматической дифференциации* предполагается существование в разделенном состоянии двух жидких, несмешивающихся фаз, подобно разделению (ликвации) на два слоя тяжелых и легких жидкостей, например: масла и воды или силикатного и рудного расплавов в металлургическом процессе. Однако экспериментальные и петрографические данные не подтверждают сколько-нибудь существенную роль процессов ликвации в формировании значительных масс горных пород.

Главной причиной разнообразия магматических пород, по мнению большинства петрографов, является *кристаллизационная дифференциация*, реальность которой надежно доказывается как экспериментальными данными, так и петрографическими наблюдениями. Отделение кристаллов от расплава происходит под влиянием различных причин: 1) неравномерного охлаждения магматического расплава, вызывающего диффузию вещества; 2) отжимания расплава от кристаллов под влиянием тектонических сил; 3) отделения расплава от кристаллов путем фильтрации расплава во вмещающие породы; 4) отделения кристаллов под действием силы тяжести (гравитационное фракционирование).

Процесс гравитационного фракционирования является главным. При нормальном течении этого процесса происходит последовательное обогащение различных горизонтов магматического очага минералами, соответствующими порядку реакционных серий Н. Боуэна. Так, если магма была основного состава, то первыми начнут выделяться кристаллы оливина, которые благодаря высокой плотности будут погружаться на дно магматического бассейна. Вслед за оливином выделяются пироксены или основные плагиоклазы, или те и другие одновременно, что зависит от количественных соотношений в расплаве пироксеновой и плагиоклазовой составляющих. Вслед за слоем оливиновых пород будут формироваться оливин-пироксеновые, пироксеновые и пироксен-полевошпатовые породы или даже мономинеральные полевошпатовые породы — анортозиты. В процессе кристаллизации состав

расплава будет меняться, все более обедняясь магнием и железом и обогащаясь щелочами и кремнеземом. В конечном счете, в верхних частях остывающего очага расплав может приобрести состав, из которого начнут выделяться диориты, сиениты или даже граниты.

Процесс дифференциации может происходить как на глубине в магматическом очаге, так и в более высоких горизонтах земной коры в магматической камере. В результате дифференциации на глубине и последующего внедрения дифференциатов в верхние горизонты коры образуются многие разновидности магматических пород. Процесс дифференциации в камере *in situ* (на месте) приводит к формированию весьма специфических расслоенных (псевдостратифицированных) плутонов.

Теория дифференциации была разработана Н. Боуэном (1928) и предусматривала образование всех магматических пород, включая всю массу гранитов, из одной первичной родоначальной магмы основного состава.

С критикой гипотезы «одной магмы» выступил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, который, не отвергая значения процессов дифференциации для образования магматических пород, возражал против возможности формирования всех пород, близких по составу к гранитам (гранитоидам), за счет дифференциации основной магмы. Основываясь на расчетах, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг показал невозможность возникновения огромных масс гранитоидов в качестве конечного продукта дифференциации базальтовой магмы. Важным фактом, опровергающим идею Н. Боуэна, было также отсутствие каких-либо данных о сопряженности во времени и пространстве образования базальтовых и гранитных пород. На основании указанных наблюдений и обобщений Ф. Ю. Левинсон-Лессинг развил теорию существования двух первичных магм — базальтовой и гранитной, образующих самостоятельные очаги, в пределах которых эти магмы подвергаются дифференциации.

Ассимиляция и гибридизация

Ассимиляция — процесс полной переработки вмещающих пород, контактирующих с магмой или попадающих в магму в виде обломков (ксенолитов). Обладая запасом тепловой и химической энергии, магма расплавляет, растворяет вмещающие породы и тем самым изменяет свой состав. Наиболее активно этот процесс осуществляется при резко выраженном отсутствии химического равновесия между магмой и посторонней породой. Например, ассимиляция основной магмой кварцево-полевошпатовых пород с образованием плагиогранитов, гранодиоритов, диоритов или кислой магмой — карбонатных пород с образованием пород щелочного состава и т. д.

Если переработка ксенолитов происходила не до конца, то такой процесс называется *гибридизацией*, а возникающие породы —

гибридными. Процесс гибридизации приводит к образованию в участках, примыкающих к ксенолитам, «загрязненных» магматических пород, по составу существенно отличающихся от пород главной части массива.

АССОЦИАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магматические горные породы, получившие развитие в каком-либо районе, образуют не произвольные скопления, а закономерные ассоциации, связанные между собой во времени и пространстве и обладающие некоторыми общими чертами химического и минерального состава. Это послужило основанием для введения в петрографию понятий о родственных сериях магматических пород, о петрографических провинциях, магматических комплексах и магматических формациях.

Родственная серия — это совокупность магматических пород, близких по химическому и минеральному составу и генетически или парагенетически связанных между собой.

Петрографическая провинция — область (следовательно, географическое понятие), в пределах которой распространены породы какой-либо родственной серии.

Магматический комплекс — конкретная, занимающая определенное место в пространстве и времени ассоциация магматических пород и сопутствующих им метаморфических и рудных образований. Каждый магматический комплекс характеризуется определенным набором магматических пород, отличающихся особенностями состава, формы залегания и приуроченностью к тем или иным геологическим структурам. Названия магматическим комплексам даются по географическим наименованиям тех районов, где эти комплексы впервые были выделены и описаны.

Магматическая формация (или формационный тип) — это обобщенное понятие о природных ассоциациях горных пород и их производных, образовавшихся в один этап тектоно-магматического цикла развития земной коры в пределах подвижных зон — геосинклиналей или относительно устойчивых областей — платформ. Названия магматическим формациям даются по характерным для них типам пород, например спилито-диабазовая формация, гипербазитовая, гранитоидная и т. д. Конкретные магматические формации это то же самое, что и магматические комплексы.

В отечественной литературе наиболее широкое распространение получили понятия «магматический комплекс» и «магматическая формация».

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В Советском Союзе многие ведущие петрографы занимаются изучением закономерностей образования магматических форма-

ций и связанных с ними рудных проявлений. В установлении таких закономерностей большую роль сыграли работы Ю. А. Билибина и работы геологов его школы, получившие дальнейшее развитие в трудах Ю. А. Кузнецова, Г. Д. Афанасьева, Е. К. Устиева и др.

В развитии *подвижных зон* земной коры выделяют три главных этапа: ранний или собственно геосинклинальный, средний и поздний. Каждый этап отличается своим режимом тектонических движений, особенностями осадконакопления, метаморфизма, магматизма и специфической эндогенной минерализацией.

Ранний этап характеризуется общим прогибанием геосинклинали, накоплением мощных толщ морских осадков, обильными подводными излияниями основных лав и накоплением сопряженных с ними во времени и пространстве пирокластических пород того же основного состава. Ассоциация этих пород получила название спилито-диабазовой формации.

Несколько позднее, но еще в собственно геосинклинальный этап развития, по глубоким разломам в толщу осадочных и эффузивных пород проникают интрузии ультраосновного и основного состава, тяготеющие пространственно к областям развития спилито-диабазовой формации. Эти ассоциации пород представляют собой соответственно гипербазитовую и габбро-пироксенит-дунитовую формации.

В *средний этап* развития геосинклинали прогибание сменяется поднятием, в процессе которого происходит излияние лав среднего состава при постепенном увеличении роли кислых вулканических пород. Образующиеся комплексы пород составляют базальт-андезит-липаритовый (риолитовый) ряд формаций. В дальнейшем все больше начинает увеличиваться интенсивность складчатых процессов, которые сопровождаются общим поднятием суши и формированием крупных массивов (батолитов) гранодиоритового и гранитного состава, образующих ряд батолитовых гранитоидных формаций, занимающих огромные площади во многих складчатых структурах земного шара.

Поздний этап развития геосинклинали характеризуется продолжающимся поднятием суши с увеличением роли разрывных нарушений. Магматическая деятельность этого этапа проявляется в виде излияния лав среднего и особенно кислого состава и сопровождается образованием мощных толщ вулканогенно-обломочных пород. В это же время происходит формирование небольших трещинных интрузивов кислого, основного и иногда щелочного состава.

На территории Советского Союза имели место несколько тектоно-магматических циклов в докембрии, палеозое и мезо-кайнозое и хотя каждый из них отличался специфическими особенностями, но общая направленность процесса развития в пределах цикла сохранялась. Подвижность геосинклинальной области постепенно уменьшалась, поднятия все более начинали преобладать

над погружениями, а основной и ультраосновной магматизм сменялся кислым.

Платформенные условия развития земной коры характеризуются существенно иными чертами. Тектонические процессы здесь проявляются в виде пологих поднятий и погружений, сопровождающихся образованием многочисленных разрывных нарушений. Для таких участков характерны мощные наземные излияния базальтовых лав, сопровождавшиеся внедрением магмы в толщу осадочных и вулканических пород и формированием пластовых интрузивных залежей — силлов. Образующаяся эффузивно-интрузивная ассоциация пород основного состава, так называемая трапповая формация (швед. *trappar* — ступени лестницы; наблюдаются в обнажениях и обусловлены характером отдельности этих пород), получила весьма широкое развитие в пределах большинства платформ земного шара.

К типично платформенным образованиям относятся небольшие интрузии ультраосновных и щелочных пород, а также трубки взрыва, выполненные кимберлитами.

Изложенная выше схема, как всякая схема, лишь в общих чертах отражает сложные природные процессы, однако общая направленность и необратимость процесса развития земной коры и, следовательно, Земли в целом очевидна.

Изучение закономерностей образования магматических формаций необходимо для решения основных проблем петрогенезиса и рудогенезиса, и в настоящее время является наиболее прогрессивным направлением в развитии петрографии.

Глава VII

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГРУПП МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

ГРУППА ПЕРИДОТИТОВ (ГИПЕРБАЗИТОВ)

Горные породы группы перидотитов распространены в резко подчиненном количестве по отношению ко всем остальным типам пород и представлены почти исключительно в интрузивной фации. Эффузивные аналоги и жильные образования здесь крайне редки.

Для химического состава рассматриваемой группы характерно низкое содержание кремнезема (SiO_2 обычно 40—46%) и высокие содержания магния (MgO от 10 до 50%) и железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ до 12%). Количество CaO колеблется от 0,5 до 15%; Al_2O_3 2—4% и лишь изредка больше 10%; сумма K_2O и Na_2O ничтожна и только в пикритах превышает 1%.

Особенности химизма обуславливают специфику минерального состава пород, главными породообразующими минералами которых являются железо-магнезиальные силикаты — оливины и пиро-

ксены. Большую роль играют рудные минералы. Салические минералы в типичных разностях пород ультраосновного состава не встречаются.

Ультраосновные породы связаны постепенными переходами как внутри группы, так и с породами группы габбро.

Интрузивные породы

В зависимости от количественного содержания оливина в составе пород группы перидотитов выделяются дуниты и оливиниты, перидотиты и пироксениты. Наиболее распространенными среди ультраосновных пород являются перидотиты, количество которых во много раз превышает все остальные породы этой группы.

Дуниты и оливиниты — породы темно-зеленого, почти черного, цвета, на выветрелой поверхности которых образуется типичная бурая железистая корка. Структура пород равномерно-мелкозернистая или среднезернистая. Текстура массивная. Породы почти мономинеральные, состоящие из зерен оливина в количестве 85—100% с примесью магнетита в оливинитах или хромита в дунитах. В небольшом количестве могут присутствовать зерна моноклинных или ромбических пироксенов.

В шлифе оливиниты и дуниты представляют собой агрегаты изометричных или полиэдрических зерен оливина, часто пересеченных сеткой неправильных трещин, по которым развивается серпентин с образованием петельчатой или реликтовой структуры (рис. 75, а). Структура дунитов и оливинитов панидиоморфная; структура пород, содержащих повышенное количество рудных минералов, сидеронитовая.

Перидотиты — породы черные, иногда с зеленоватым оттенком, обычно среднезернистой структуры. Текстура массивная, нередко пятнистая или полосчатая вследствие обособления зерен разного размера. В составе перидотитов присутствуют оливин в количестве 30—70% и моноклинные или ромбические пироксены, или те и другие одновременно в количестве соответственно от 30 до 70% (рис. 75, б). Ромбические пироксены несколько более устойчивы, чем оливин, но и они довольно легко замещаются серпентином. По моноклинным пироксенам развивается актинолит, хлорит, кальцит. Наиболее типичной микроструктурой перидотитов является пойкилитовая, обусловленная включением зерен оливина в кристаллах пироксена. Разности, богатые магнетитом, имеют сидеронитовую микроструктуру.

Макроскопически перидотиты от дунитов отличаются по наличию в перидотитах зерен пироксена с совершенной спайностью и сильным стекляннм блеском, тогда как дуниты сложены оливинном — минералом, не имеющим спайности.

Пироксениты — породы черного цвета, в измененных разностях с зеленоватым оттенком. Структура пород средне- и крупнозерни-

стая. Текстура массивная или такситовая. Главными минералами пироксенитов являются ромбические или моноклинные пироксены, или те и другие одновременно. Типичные микроструктуры — панидиоморфнозернистая, призматически-зернистая и сидеронитовая.

Физико-механические свойства пород ультраосновной группы определяются наличием в их составе породообразующих минералов с большой плотностью, резко различным составом и широким

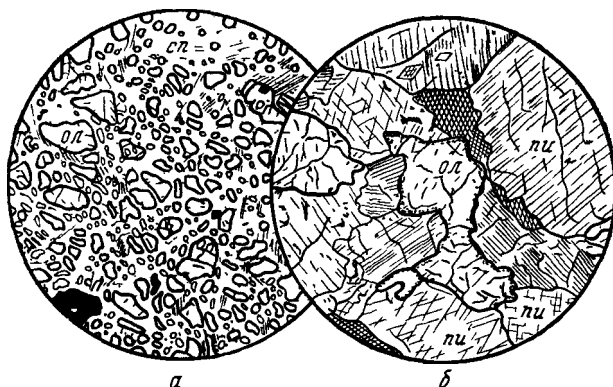


Рис. 75. Типичные представители группы перидотитов
а — серпентинизированный дунит, б — перидотит, состоящий из моноклинного пироксена (пн) и оливина (ол) (А. Н. Зава-рицкий, 1961)

развитием процессов вторичных изменений, особенно для разновидностей, содержащих в своем составе оливин. Сказанное обусловило широкие пределы изменения плотностей пород ультраосновной группы и наиболее высокие их значения. Средняя плотность пироксенитов, например, составляет $3,20 \text{ г/см}^3$, достигая $3,40 \text{ г/см}^3$ в разностях, обогащенных рудными минералами. Отмечается повышенная магнитность пород, значение которой возрастает с увеличением интенсивности процессов серпентинизации.

Условия залегания и образования. Ультраосновные породы образуются в складчатых областях и на платформах.

В складчатых областях ультраосновные породы приурочены к тектоническим структурам складчатого или чаще разрывного характера и соответственно имеют форму плоских, резко удлиненных, линзообразных или пластообразных крутопадающих тел. Такие тела сложены либо целиком оливин-пироксеновыми породами, либо представляют собой сложные многократные интрузивы, возникшие в результате последовательного внедрения магмы ультраосновного и основного состава. Весьма типичны для описываемых условий интенсивные процессы вторичных изменений, сопровождающиеся полным замещением оливина серпентином с превращением интрузивных пород в метаморфические — серпентиниты.

Приуроченность к линейным тектоническим структурам обусловила развитие поясов ультраосновных пород, прослеживающихся на сотни километров и известных во многих частях земного шара. В Советском Союзе наиболее крупным является уральский платиноносный габбро-пироксенит-дунитовый пояс протяженностью до 700 км при ширине от 10 до 30 км (рис. 76, см. вкладку). Аналогичные ассоциации пород, образующие линейные зоны меньшего масштаба, известны в Закавказье к северу от оз. Севан, в Саянском хребте и других местах. За рубежом к числу образований, подобных описанному, относятся знаменитый серпентинитовый пояс, протягивающийся через Гватемалу, Кубу и Пуэрто-Рико, перидотитовый пояс Аппалачей (США), серпентинитовый пояс Восточной Австралии (Новый Южный Уэльс) и др.

Образование крупных тел и поясов ультраосновных пород в настоящее время многие исследователи связывают с внедрением самостоятельной перидотитовой магмы и выделяют их в качестве гипербазитовой формации. Сложные многократные интрузивы, состоящие из генетически тесно связанных ультраосновных и основных пород, рассматриваются в качестве продуктов дифференциации основной магмы и относятся к габбро-пироксенит-дунитовой формации.

В платформенных условиях породы ультраосновной группы участвуют совместно с габброидами в строении псевдостратифицированных плутонов, имеющих форму лополитов и лакколлитов. Такого типа интрузивы известны на Кольском полуострове (Мончетундра, Волчья тундра, Чуна) и в других местах. Классическим примером является огромный Бушвельдский платиноносный лополит в Южной Африке, площадь выхода которого достигает 25 000 км². В основании лополита локализуются пластообразные залежи перидотита и пироксенита, чередующиеся с залежами хромита и породами из группы габбро общей мощностью 750—900 м. Выше располагается «главная» зона, сложенная габброидами мощностью до 7000 м. Самая верхняя часть лополита сложена средними и кислыми породами — диоритами и плагиогранитами мощностью более 2500 м. Как видим, для всего Бушвельдского лополита характерна четко выраженная стратификация пород, напоминающая слоистость осадочных серий.

Представление об условиях формирования ультраосновных пород на платформах не вызывает особых дискуссий. Считается, что их образование, как было сказано выше, связано с процессом гравитационной дифференциации базальтовой магмы, в результате которой происходило накопление кристаллов оливина и пироксена, опускавшихся на дно магматической камеры. Этот генетический тип ультраосновных пород образуется на ранних этапах развития древних платформ и относится к формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий.

Жильные и эффузивные породы

Жильные и эффузивные представители группы ультрабазитов получили крайне ограниченное распространение. К жильным породам относятся пикриты, пикритовые порфиристы, кимберлиты; к эффузивным — меймечиты.

Пикриты — породы черные, плотные, мелкозернистые, состоящие из оливина, авгита, гиперстена, небольшой, но постоянной, примеси плагиоклаза и некоторых других минералов. Разности, где оливин и авгит замещены вторичными минералами, называются пикритовыми порфиристами. Пикриты и пикритовые порфиристы по условиям образования, как правило, связаны с породами группы габбро.

Кимберлиты — брекчиевидные породы зеленовато-серого или голубовато-серого цвета, включающие обломки магматических пород — перидотитов, дунитов, пироксенитов, эклогитов — и обломки вмещающих пород, сцементированных либо породой ультраосновного состава, либо сильно серпентинизированной и карбонатизированной массой. Главные породообразующие минералы кимберлитов — оливин и бронзит (минерал из группы пироксенов). Из числа второстепенных минералов следует отметить темно-красный гранат пироп. Этот минерал, будучи очень стойким, сохраняется в тяжелой фракции аллювиальных и делювиальных отложений и поэтому используется при поисках выходов кимберлитов, представляющих собой единственный источник коренных месторождений алмазов.

Кимберлиты образуют трубчатые тела (трубки взрыва, диатремы) от десятков до нескольких сотен метров в диаметре, которые прослеживаются на значительную глубину, где сливаются, как установлено горными работами, с дайкообразными телами ультраосновных пород. Трубки взрыва приурочены к крупным разломам в кристаллическом фундаменте древних платформ. Предполагается, что источником кимберлитов является перидотитовый слой верхней мантии.

Меймечиты известны только в одном пункте, на севере Сибирской платформы в бассейне р. Меймечи. Эти породы состоят из черного вулканического стекла, содержащего порфиновые выделения оливина. Установление эффузивной природы меймечитов принципиально важно, так как наряду с другими фактами свидетельствует о существовании самостоятельных очагов магмы ультраосновного состава.

Полезные ископаемые. С группой ультраосновных пород генетически связаны многочисленные полезные ископаемые, среди которых важнейшими являются хром и платина. В Советском Союзе месторождения этих руд сконцентрированы на Урале.

Среди нерудных полезных ископаемых большое значение имеют тальк, асбест (Баженовское месторождение на Урале). Исключительный интерес представляют месторождения алмазов, гене-

тически связаны с кимберлитами. В нашей стране алмазоносные кимберлиты обнаружены в 1954 г. в Якутии. За рубежом самые крупные месторождения алмазов известны в Претории близ города Кимберли в Южной Африке.

ГРУППА ГАББРО—БАЗАЛЬТОВ

Эффузивные породы основного состава являются самыми распространенными среди всех магматических горных пород. Широкое развитие в группе габбро—базальтов получили также гипабиссальные и жильные породы, тогда как интрузивные породы редки. На территории Советского Союза интрузивные породы основного состава (включая ультраосновные породы) занимают всего около 2,3% площади развития всех интрузивных пород.

Химический состав габбро—базальтов характеризуется следующими данными: SiO_2 45—52%; Al_2O_3 16—18%; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 10,5—12%; CaO 10,5—11,5%; MgO 6,5—8,5%; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 3,5%.

Главными породообразующими минералами группы являются пироксены и основные плагиоклазы. Габброиды геологически и петрографически связаны постепенными переходами с породами группы перидотитов, диоритов—андезитов, сненитов—трахитов и щелочных габброидов—базальтоидов.

Интрузивные породы

В составе габброидов по содержанию феррических минералов выделяется несколько разновидностей, среди которых важнейшими являются габбро, нориты и анортозиты.

Габбро — порода в свежем состоянии темно-серого или почти черного цвета, что объясняется темной окраской неизмененных плагиоклазов и высоким содержанием цветных минералов. В результате вторичных изменений плагиоклазы приобретают светло-серый и зеленовато-серый цвет, что соответственно сказывается и на общей окраске породы. Для габбро характерна равномернoзернистая, средне- или крупнозернистая структура. Текстура массивная, часто полосчатая с чередованием полос, в разной степени обогащенных феррическими минералами и плагиоклазами (рис. 77).

Типичное габбро состоит примерно из равного количества ла-

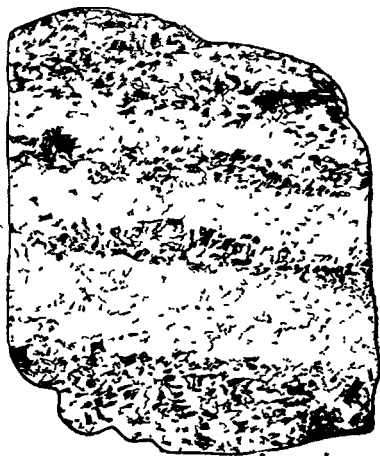


Рис. 77. Полосчатое габбро (А. Н. Заварицкий, 1961).

брадора № 50—70 и моноклинового пироксена, обычно диаллага*. Однако следует отметить, что для пород группы габбро характерны неустойчивые количественные соотношения минералов с отклонениями в ту или другую сторону и образованием лейкократовых и меланократовых разностей. В качестве второстепенных минералов могут присутствовать: оливин, ромбический пироксен, бурая роговая обманка, биотит. Постоянными компонентами габброидов являются рудные минералы: магнетит, титаномagnetит, ильменит, образующие иногда скопления промышленного значения. Часто встречается апатит.



Рис. 78. Оливиновое габбро (пл — плагиоклаз, пи — пироксен, ол — оливин, м — магнетит) (А. Н. Заварицкий, 1961).

Под микроскопом плагиоклазы имеют вид широкотаблитчатых, изометричных или удлинённых кристаллов с широкими полосками полисинтетических двойников, часто замещённых соссюритом. Моноклиновые пироксены образуют неправильные буроватые или зеленоватые зерна, иногда сдвойникованные, нередко замещённые по периферии, а иногда и в пределах всего зерна светло-зеленой тонковолокнистой роговой обманкой (уралитом). В случае интенсивной соссюритизации плагиоклазов или уралитизации пироксенов породу называют «соссюритовое» или «уралитовое» габбро.

Некоторые разновидности габбро содержат в своем составе оливин (рис. 78), иногда образующий оплавленные зерна, окруженные реакционными каймами ромбического пироксена и включенные в кристаллы моноклинового пироксена. Для габбро типична габбровая структура, часто встречается сидеронитовая структура.

Нориты отличаются от габбро наличием ромбического пироксена (гиперстена) вместо моноклинового пироксена. Между габбро и норитами существуют породы промежуточного состава, называемые *габбро-норитами*.

Анортозиты представляют собой лейкократовые породы, состоящие почти из одного основного плагиоклаза лабрадора или битовнита, причем разности, состоящие из лабрадора, называются *лабрадоритами*. В анортозитах в количестве 10—15% может присутствовать пироксен или оливин. Обычным аксессуарным минералом является магнетит, заполняющий промежутки между кристаллами плагиоклаза. Структура анортозитов крупно-, иногда гигантозернистая, панидиоморфнозернистая, сидеронитовая. Тек-

* Диаллаг — моноклиновый пироксен с хорошо развитой отдельностью по (100).

стура массивная или директивная с субпараллельным расположением кристаллов плагиоклаза.

Физико-механические свойства пород из группы габбро заметно отличаются от пород ультраосновной группы. Для пород группы габбро плотность не превышает $2,99 \text{ г/см}^3$, временное сопротивление сжатию $2000\text{—}2800 \text{ кг/см}^2$. Габбро характеризуется низкой пористостью и поэтому незначительной способностью к водопоглощению. Эта порода отличается большой прочностью и достаточно высокой стойкостью против выветривания. Измененное габбро теряет эти качества и становится породой технически малоценной.

Условия залегания и образования. Как известно из предыдущего, габбро и перидотиты генетически связаны между собой, образуя в геосинклинальных зонах единую габбро-пироксенит-дунитовую формацию, а в областях древних платформ — формацию дифференцированных габбро-норитовых интрузий. Поэтому сказанное об условиях залегания и образования ультраосновных пород, относящихся к указанным формационным типам, в равной мере справедливо и для габброидов. Здесь мы только подчеркнем отличительные черты описываемой группы.

Обычной формой залегания габброидов являются лополиты и лакколлиты, реже встречаются дайки. Размеры выходов отдельных крупных интрузивов достигают нескольких сотен и тысяч квадратных километров, что особенно типично для платформенных условий. В этом случае габброиды являются, как правило, главным компонентом дифференцированных массивов. Например, на Колском полуострове, в пределах Украинского кристаллического массива, в Саянах (Лысогорский интрузив) (рис. 79). За рубежом к такого типа интрузивным телам относится уже упоминавшийся ранее Бушвельдский лополит, а также лополит Дьюлус в Канаде и др. В геосинклинальных зонах получили развитие сложные интрузии, классические примеры которых известны на Урале.

Особняком стоят анортозиты, слагающие огромные массивы на Украине, в США, Норвегии и в ряде других мест. Генезис этих пород неясен. Отсутствие эффузивов плагиоклазового мономинерального состава позволяет некоторым ученым высказывать предположение об образовании таких пород в процессе дифференциации основной магмы, что приводило к накоплению кристаллов плагиоклаза, которые затем внедрялись в виде кашеобразной массы в верхние горизонты литосферы.

Полезные ископаемые. С интрузивными породами основного состава связана большая группа магматических месторождений, образующихся в процессе формирования интрузива. В этих условиях граница между породой и рудой часто становится неопределенной, хотя нередко образуются пластообразные или линзовидные рудные тела, самостоятельно залегающие в теле массива.

К важнейшим месторождениям этого типа относятся сульфидные медно-никелевые и титаномagnetитовые руды. Мелкозернистое габбро используется для строительных целей. Лабрадорит

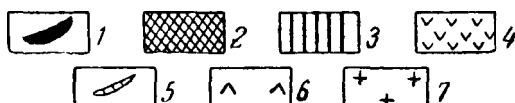
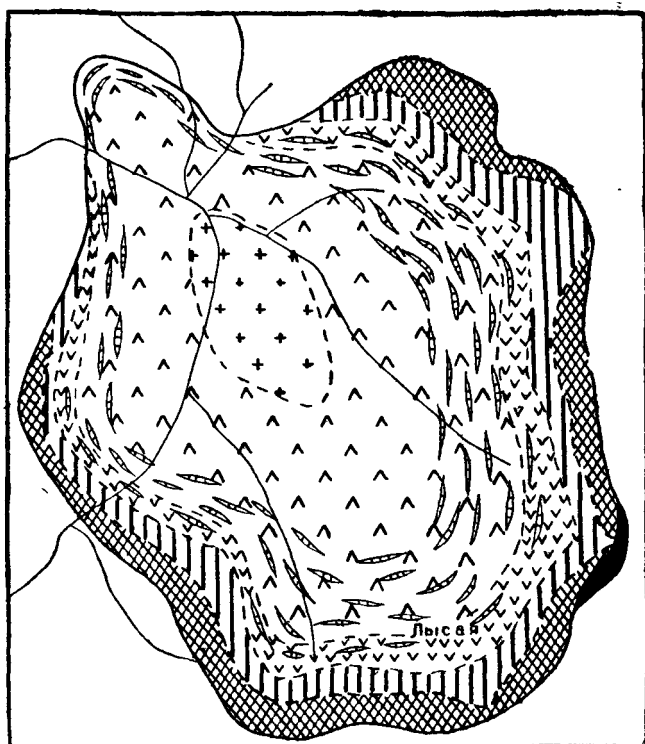


Рис. 79. Схема строения Лысогорского габбро-пироксенит-дуניתового массива (по И. М. Волохову и В. М. Иванову. Ю. А. Кузнецов, 1964):

1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — пироксениты; 4 — нориты и габбро-нориты; 5 — горнблендиты и анортозиты (в прослоях и линзах); 6 — роговообманковое габбро; 7 — кварцевое габбро; днориты и кварцевые днориты

представляет собой высококачественный материал для изготовления памятников, облицовки монументальных сооружений и других отделочных работ.

Жильные, гипабиссальные и субвулканические породы

Среди жильных пород основного состава выделяют две группы. К первой группе (асхистовых) относят микрогаббро, габбро-порфиры, долериты и диабазы; ко второй группе (диасхистовых) диабаз-пегматиты.

Микрогаббро и габбро-порфириды по составу отвечают габбро, но имеют в первом случае микрогаббровую структуру, во втором — порфировую структуру с вкрапленниками моноклинных пироксенов и плагиоклазов.

Долериты и диабазы — породы мелкозернистые, по составу аналогичные габбро, но с типичной долеритовой или офитовой (диабазовой) микроструктурой. Долеритами называют свежие, неизменные породы, диабазами — палеотипные разновидности. Интенсивно альбитизированные, амфиболизированные, хлоритизированные диабазы имеют отчетливый зеленоватый оттенок.

Диабаз-пегматиты представляют собой крупно- и гигантозернистые породы, состоящие из плагиоклазов (более кислых, чем в габбро), пироксенов, амфиболов, апатита, титаномагнетита и незначительного количества ортоклаза и кварца. Последние два минерала обычно образуют микропегматитовые сростания.

В складчатых областях эти породы слагают дайки и небольшие гипабиссальные тела. На платформах они являются одним из основных компонентов трапповой формации, образуя силлы, субвулканические тела, дайки и жилы.

Эффузивные породы

Наиболее широко распространенными представителями эффузивных пород основного состава являются кайнотипные базальты и палеотипные базальтовые порфириды.

Базальты — породы черного цвета, очень плотные, скрытокристаллические или тонкозернистые, иногда порфировые, но чаще лишенные вкрапленников. Текстура массивная, пористая, миндалекаменная. Под микроскопом во вкрапленниках видны хорошо образованные кристаллы авгита и битовнита. В базальтах, содержащих пониженное количество кремнезема, в составе вкрапленников выделяется оливин.

Основная масса базальтов сложена микролитами лабрадора и авгита примерно в равных количествах, со значительной примесью зерен магнетита. Обычным компонентом основной массы является темно-бурое вулканическое стекло. Для базальтов типична интерсертальная структура, реже встречается гиалопилитовая и еще реже стекловатая структура (рис. 80).

Свежие породы, аналогичные по составу базальтам, но полнокристаллические, имеющие долеритовую, офитовую или пойкило-офитовую структуру, называют *эффузивными долеритами*. Отличить эффузивные долериты от жильных долеритов можно только путем детального изучения условий их залегания в природной обстановке.

Базальтовые порфириды представляют собой палеотипные разновидности соответствующих кайнотипных пород. В базальтовых порфиритах плагиоклазы частично или полностью соскритизированы или альбитизированы, пироксены замещены актинолитом, хлори-

том, эпидотом и кальцитом. Вулканическое стекло нацело разложено и замещено хлоритом. Обилие зеленых вторичных минералов придает породам отчетливый зеленоватый оттенок. Структурный рисунок базальтовых порфиритов аналогичен их кайнотипным разностям.



Рис. 80. Базальт (пл — плагиоклаз, пи — пироксен, ст — стекло). Камчатка. Увел. 20, николи +.

Эффузивные диабазы — отчетливо зернистые палеотипные породы, аналогичные по составу и структуре жильным диабазам, от которых отличаются условиями залегания.

Спилиты — зеленовато-серые афанитовые породы, представляющие собой весьма специфические разновидности базальтовых порфиритов, сформировавшиеся в условиях подводных излияний. Спилиты обычно лишены вкрапленников и состоят из беспорядочно расположенных удлинённых микролитов (лейст) альбита, обильных рассеянных зерен магнетита и мелких зерен авгита, в разной степени замещенного вторичными минералами. Вулканическое стекло всегда разложено в агрегат мельчайших чешуек хлорита. Структура породы интерсертальная или спилитовая. Последняя характеризуется резко удлинённой формой микролитов плагиоклаза. Для спилитов довольно обычно наличие миндалинов, выполненных хлоритом, кальцитом, реже кварцем, халцедоном, эпидотом.

Физико-механические свойства базальтов и их палеотипных аналогов. Объемный вес эффузивных пород этой группы изменяется от 2,7 до 3,3 г/см³. Временное сопротивление сжатию колеблется в широких пределах — от 1100 до 5000 кг/см². Преобладают базальты с временным сопротивлением сжатию 2000—2500 кг/см². Наличие вулканического стекла и высокая пористость породы понижают ее прочность. Базальты — породы очень стойкие к выветриванию, особенно те разновидности, которые имеют микрокристаллическую структуру и не содержат стекла. Выветрелые базальты приобретают красновато-бурый или зеленоватый оттенок и распадаются на остроугольные обломки.

Условия залегания и образования. Базальтовая лава, как менее вязкая, легко растекается по поверхности Земли, образуя покровы и потоки, нередко огромные по площади и значительные по мощности. Обнажения базальтов часто имеют вид черных гигантских уступов или ступеней, разбитых вертикальными трещинами, образующими весьма характерную столбчатую или базальтовую отдельность.

Основные эффузивные породы геосинклинальных зон, слагающие спилито-диабазовую формацию, получили широкое распространение на всех континентах во многих складчатых структурах. В Советском Союзе они известны на Урале, в Восточном Казахстане, на Алтае и в других местах. Породы этой формации отличаются однообразием химического и минерального составов, что свидетельствует об их кристаллизации из недифференцированной базальтовой магмы.

В платформенных условиях в результате массовых трещинных излияний основной лавы образуются обширные мощные покровы базальтов, слагающие в ассоциации с субвулканическими пластовыми интрузиями долеритов и диабазов трапповую формацию. Широкое развитие получили траппы на Сибирской платформе, где они занимают огромную площадь более 1,5 млн. км², при суммарной мощности до 2000—3000 м. Траппы представляют собой серию почти горизонтально залегающих осадочных и туфогенных пород, переслаивающихся с покровами базальтов. Вся серия пород насыщена пластовыми телами (силлами) и прорвана многочисленными дайками долеритов и диабазов. Мощность покровов изменяется в широких пределах — от 1—2 до 15—20 м, достигая в исключительных случаях 40 м. Известны случаи, когда мощность пластовых интрузий превышала 350 м.

Обширные территории заняты траппами в пределах Африканской, Южно-Американской, Австралийской, Индийской платформ.

Полезные ископаемые. Среди траппов Сибирской платформы имеются дифференцированные интрузивы, образование которых часто сопровождалось отделением из магмы и локализацией рудных компонентов. Именно с такого типа интрузиями генетически связаны Норильское и Талнахское сульфидные медно-никелевые месторождения. Под действием постмагматических растворов трап-

повой магмы в пустотах пород могут образоваться кристаллы ценного оптического сырья — исландского шпата (район Нижней Тунгуски).

Базальты и диабазы используются в строительном деле, для изготовления брусчатки, а также в качестве сырья для каменного литья, которое в настоящее время превратилось в специальную отрасль промышленности, называемую «петрургия». В последние годы базальты широко применяются для производства минеральной ваты, представляющей собой хороший теплоизоляционный материал.

ГРУППА ДИОРИТОВ — АНДЕЗИТОВ

В группе диоритов — андезитов, так же как и в группе габбро — базальтов, наиболее широкое развитие получили породы эффузивной фации, на долю которых приходится 23% от всей массы магматических пород, тогда как на долю интрузивных пород только около 2%.

Химический состав пород этой группы характеризуется содержанием SiO_2 от 52 до 65%; количество Al_2O_3 аналогично породам габбровой группы и равно 16—17%; содержание железа, магния и кальция несколько меньше, а щелочей больше, чем в группе габбро: $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 9,0—10,0%; MgO 4,5—6,0%; CaO 8,0—8,5%; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ до 5%. Типичными пороодообразующими минералами групп являются средние плагиоклазы и роговая обманка.

Диориты и андезиты связаны петрографически постепенными переходами, с одной стороны, с габбро и базальтами, с другой стороны — с гранитами и риолитами. Известны разновидности, переходные к группе сиенитов — трахитов.

Интрузивные породы

Наиболее распространенными разновидностями в составе интрузивных пород рассматриваемой группы являются диориты и кварцевые диориты.

Диориты — породы серого цвета, обычно более светлоокрашенные, чем габбро. Состоят из плагиоклаза № 35—50 в количестве 65—70% и роговой обманки, иногда вместе с пироксенами или биотитом, составляющими в сумме около 25—30%. Структура диоритов равномернозернистая, средне- или мелкозернистая. Текстура массивная или такситовая, обусловленная наличием обособлений (шлиров), обогащенных фемическими минералами. Для диоритов типичны глыбовая и матрацевидная отдельности.

Плагиоклаз в диоритах часто имеет зональное строение, что не характерно для габбро. В центральных частях кристаллов состав плагиоклаза более основной (до лабрадора), в периферических зонах соответствует олигоклазу. Роговая обманка зеленая или реже бурая, образует удлинённые или неправильные зерна, по

периферии нередко замещенные бледноокрашенной волокнистой разностью амфибола. Пироксен представлен обычно диопсидом, но встречаются диориты, содержащие авгит или гиперстен. Для диоритов характерно повышенное содержание аксессуарных минералов: апатита, магнетита, сфена, — количество которых достигает 5%.

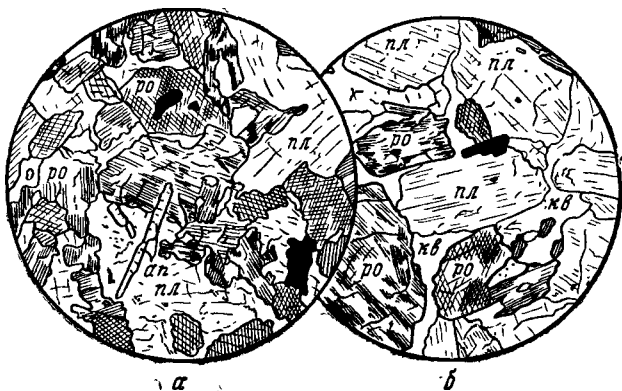


Рис. 81. Диориты:

а — меланократовый диорит; б — кварцевый диорит (п.л. — плагиоклаз, ро — роговая обманка, кв — кварц, ап — апатит) (А. Н. Заварицкий, 1961)

Разности, переходные к габбро (габбро-диориты), отличаются большей основностью плагиоклазов (до андезин-лабрадора № 45—55) и повышенным содержанием фемических минералов (рис. 81, а).

Кварцевые диориты характеризуются постоянным присутствием кварца в количестве от 5 до 20%, более кислым составом плагиоклазов (№ 30—35) и меньшим содержанием цветных минералов (рис. 81, б). Эти породы представляют собой разновидности, переходные к плагиигранитам, или при наличии калиевого полевого шпата — к гранодиоритам. Структура диоритов гипидиоморфная, причем, как правило, плагиоклаз идиоморфнее фемических минералов. В кварцевых диоритах отчетливо выражена ксеноморфность кварцевых зерен.

Физико-механические свойства диоритов характеризуются следующими данными: объемный вес $2,9 \text{ г/см}^3$, временное сопротивление сжатию $1800\text{—}2400 \text{ кг/см}^2$. Наиболее прочны диориты с мелко- и среднезернистой структурой, массивной текстурой и с повышенным содержанием роговой обманки. Разности, включающие биотит, отличаются пониженной прочностью. В целом диориты отличаются большей прочностью, чем граниты и сиениты.

Условия залегания и образования. Диориты образуются в различных условиях, что находит отражение в их составе, структуре и форме интрузивных тел. Выделяют три генетические группы диоритов.

1. Диориты с повышенной основностью, образующиеся в небольших количествах в числе относительно кислых дифференциатов основной магмы в составе псевдостратифицированных плутонов. В качестве примера можно назвать Тагильский массив на Урале.

2. Диориты, представляющие собой наиболее типичные и устойчивые по составу и структуре разности, слагающие мелкие лакколиты, штоки и дайки, что позволяет считать их продуктами кристаллизации из небольших самостоятельных очагов магмы среднего состава.

3. Диориты и кварцевые диориты краевой фации гранитных и гранодиоритовых массивов, представляющие собой продукт ассимиляции гранитной магмой вмещающих карбонатных пород. Этот процесс сопровождается обогащением кислой магмы кальцием, нарушает существующее в ней равновесие, приводит к ее десиликации, выделению роговой обманки и более основных, обычно зональных, плагиоклазов. Форма интрузивных тел, сложенных диоритами, в данном случае определяется в значительной мере контурами того массива, к которому диориты приурочены. Этот генетический тип пород получил наиболее широкое распространение.

Полезные ископаемые. С диоритами ассоциируют некоторые месторождения железных и медных руд, образовавшиеся в контакте магматических пород с известняками. Примером такого типа месторождений могут служить широко известные Турьинские рудники на Урале.

Жильные породы

Жильные породы диоритовой группы представлены микродиоритами, диоритовыми порфиритами, аплитами и лампрофирами. Все эти породы образуют жилы и дайки среди диоритовых и гранитных массивов и генетически с ними связаны.

Микродиориты и диоритовые порфириты распространены очень широко и отличаются от глубинных диоритов только структурой. Микродиориты характеризуются равномерно-микрозернистой, призматически-зернистой структурой и состоят из среднего плагиоклаза и зеленой роговой обманки. Диоритовые порфириты отличаются от микродиоритов наличием порфировых вкрапленников, представленных зональными плагиоклазами и роговой обманкой.

Диорит-аплиты встречаются редко, обычно в виде очень небольших жил, и характеризуются низким содержанием или полным отсутствием фемических минералов и аплитовой структурой.

Лампрофиры представлены спессартитами и керсантами. *Спессартиты* — роговообманковые лампрофиры, получившие среди меланократовой серии жильных пород наиболее широкое распространение. Вкрапленники спессартитов представлены идиоморфными удлиненными кристаллами темно-зеленой роговой обманки и нередко диопсида. Основная масса состоит из призматических кристаллов роговой обманки и плагиоклаза. *Керсанти* — слюдяные лампрофиры, содержащие вкрапленники красновато-бурого биотита и иногда авгита или оливина. В основной массе присутствуют плагиоклаз, биотит и в подчиненном количестве — калиевый полевой шпат.

Эффузивные породы

Излившиеся аналоги диоритов представлены андезитами и их измененными разновидностями — андезитовыми порфиритами. Аналогами кварцевых диоритов являются андезито-дациты и кварцевые порфириты. Андезиты образуют постепенные переходы к базальтам через промежуточные разновидности андезито-базальтов, получивших весьма широкое распространение.

Андезиты — породы серого, темно-серого или желтовато-серого цвета, порфировой структуры, с плотной афанитовой основной массой. Под микроскопом в андезитах часто обнаруживается флюидальная текстура, которая макроскопически не всегда заметна.

Во вкрапленниках андезиты содержат плагиоклазы, роговую обманку, авгит, гиперстен, биотит. Плагиоклазы образуют таблитчатые, идиоморфные кристаллы, с особенно типичной для этих пород, резко выраженной многократной зональностью. В центральных частях кристаллов плагиоклазы могут иметь состав лабрадора, в периферических зонах — андезина и даже олигоклаза. Роговая обманка вкрапленников, обыкновенная или базальтическая, образует резко удлиненные, густоокрашенные, зеленые или бурые кристаллы, часто окруженные опацитовой каймой (рис. 82). В андезитах с повышенной основностью появляются вкрапленники авгита или гиперстена, в разностях, переходных к кислым породам, — вкрапленники биотита. Наиболее широким распространением пользуются пироксеновые андезиты.

Основная масса андезитов состоит из микролитов плагиоклаза и обычно светлоокрашенного вулканического стекла с показателем преломления, близким к показателю преломления бальзама. В основной массе постоянно присутствуют мелкие зерна магнетита и игольчатые кристаллики апатита. Микроструктура основной массы преимущественно гиалопилитовая (андезитовая), реже пилотакситовая или стекловатая. Текстура андезитов массивная или пористая.

Андезитовые порфириты отличаются от андезитов обилием продуктов вторичных изменений, вследствие чего плагиоклазы

вкрапленников становятся мутными, белыми, резко выделяющимися в образце на фоне темной зеленоватой основной массы.

Под микроскопом устанавливается интенсивное замещение плагиоклазов серицитом и соссюритом, что затушевывает их зональность. По роговой обманке и пироксенам развиваются вторичная бледно-зеленая волокнистая роговая обманка и хлорит,



Рис. 82. Роговообманковый андезит (пл — плагиоклаз, пи — пироксен, ро — роговая обманка). Камчатка. Увел. 20, николи +. Во вкрапленниках идиоморфные кристаллы базальтической роговой обманки, окруженные опацитовой каймой.

часто образующие полные псевдоморфозы. Вулканическое стекло разложено и замещено агрегатом тончайших чешуек хлорита. В породах с миндалекаменной текстурой поры могут быть выполнены кварцем, эпидотом, хлоритом или кальцитом.

Андезито-дациты и кварцевые порфириды отличить от андезитов и андезитовых порфиритов под микроскопом трудно. Единственным петрографическим признаком является более низкий показатель преломления стекла в андезито-дацитах ($n=1,504—1,529$). Самым надежным способом определения этих пород является химический анализ.

Физико-механические свойства андезитов почти аналогичны свойствам базальтов. Объемный вес андезитов $2,7—3,1 \text{ г/см}^3$. Временное сопротивление сжатию $1400—2500 \text{ кг/см}^2$. Андезиты, содержащие в своем составе большое количество роговой обманки или пироксенов, отличаются более высокими техническими качествами, чем биотитсодержащие разновидности.

Условия залегания и образования. Андезиты образуют преимущественно обширные лавовые потоки, реже купола (вулкан Ши-

вélуч на Камчатке), пики (Мон-Пеле на о-ве Мартиника), силлы и мелкие субвулканические тела.

В составе лав современных вулканов Тихоокеанского вулканического пояса преобладающими эффузивными породами являются андезиты. В пределах Советского Союза андезиты и андезито-базальты получили развитие в зоне молодой складчатости Камчатско-Курильской дуги, в Закарпатье, на Кавказе, в Крыму. Андезитовые порфириты участвуют в строении многих древних складчатых сооружений Урала, Алтая, Саян и др.

Установлена закономерная ассоциация пироксеновых андезитов и андезитовых порфиритов с базальтами, как в районах современной вулканической деятельности, так и в древних складчатых областях. Указанное позволяет предполагать генетическое родство андезитовой и базальтовой магм и рассматривать появление андезитовой магмы в качестве продукта кристаллизационной дифференциации магмы основного состава. Высказываются также предположения о возможности образования андезитовой магмы в результате смешения двух магм основного и кислого состава.

Полезные ископаемые. К областям развития средних эффузивов приурочены некоторые гидротермальные месторождения сульфидов свинца и цинка. Известны месторождения золота, возникшие в процессе гидротермальной переработки (пропилитизации) андезитов. Сами андезиты применяются как ценный строительный и кислотоупорный материал.

ГРУППА ГРАНИТОВ — РИОЛИТОВ И ГРАНОДИОРИТОВ — ДАЦИТОВ

Горные породы рассматриваемой группы занимают более 60% площади развития всех магматических пород, причем на долю пород интрузивного облика приходится около 50%, а на долю излившихся более 10% этой площади. Такое соотношение глубинных и излившихся пород является существенной особенностью группы в отличие от рассмотренных выше основных и средних пород, в составе которых эффузивные фации резко преобладают.

Химический состав группы гранитов — риолитов характеризуется наиболее высоким содержанием кремнезема SiO_2 65—75%, повышенным содержанием щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 8,5—9% (в щелочных гранитах до 11—12%) и небольшим содержанием железа, магния и извести: $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 2,0—6%, $\text{MgO} < 0,5\%$, CaO 0,5—1,5%.

Характерной особенностью минерального состава пород этой группы является постоянное присутствие свободного кварца, преобладание натриево-калиевых полевых шпатов над плагиоклазами и низкое содержание феррических минералов.

Одной из важнейших особенностей гранитов является их гетерогенность — возможность возникновения двумя путями: в процессе кристаллизации из расплава и в результате метаморфических преобразований ранее существовавших пород с образованием

анатектических и метасоматических гранитов (см. раздел IV). Однако четкие петрографические критерии, на основании которых можно было бы выделять породы различного генетического типа, отсутствуют, поэтому термин «гранит» — чисто петрографическое понятие для обозначения массивных полнокристаллических пород соответствующего состава, безотносительно к условиям их образования.

Интрузивные породы

Породы из группы гранитов разделяются по характеру полевых шпатов на ряд разновидностей, из которых наиболее широким распространением пользуются собственно граниты и гранодиориты. Плагิโอграниты и щелочные граниты имеют подчиненное развитие.

Граниты — породы светлоокрашенные: розовые, розовато-серые, светло-серые, иногда темно-красные (карельские рапакиви).

По структуре — полнокристаллические, мелко-, средне-, крупнозернистые, часто порфировидные.

Текстура гранитов преимущественно массивная, но нередко разновидности с шлировой или гнейсовидной текстурой. Для гранитов характерна плитообразная и глыбовая отдельности, переходящие при выветривании в матрацевидную или подушкообразную.

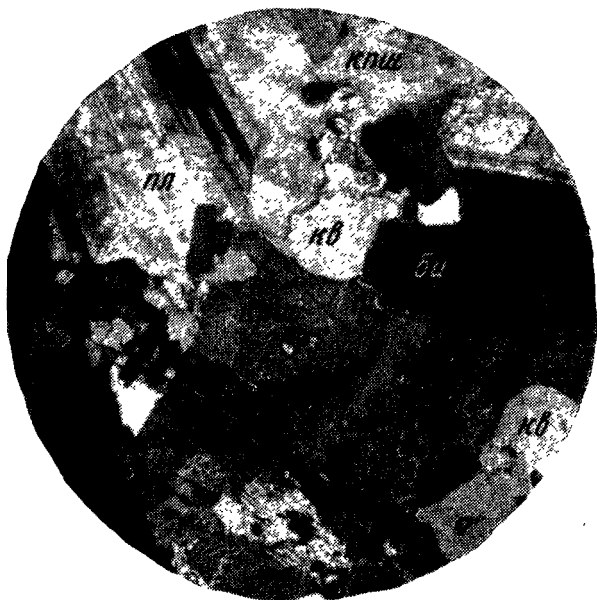
Главными составными частями гранитов являются кварц (25—30%), натриево-калиевый полевой шпат (35—40%), плагиоклаз (20—25%) и биотит, иногда совместно с роговой обманкой (5—10%). Наличие стеклянно-прозрачных, серых или дымчатых зерен кварца помогает легко определять гранитоиды макроскопически, но внутри группы разделение пород возможно только под микроскопом.

Натриево-калиевые полевые шпаты представлены микроклином или ортоклазом, нередко с пертитовыми вростками альбита. По форме выделения это обычно резко ксеноморфные зерна, образовавшиеся на последних этапах кристаллизации расплава. В отличие от остальных интрузивных пород в гранитах натриево-калиевые полевые шпаты часто выделяются в виде порфировидных кристаллов размером 2—3 см по длинной оси, представляющих собой, как правило, более поздние метасоматические образования. Натриево-калиевые полевые шпаты часто в той или иной степени пелитизированы.

Плагииоклазы имеют состав олигоклаза № 10—30 и выделяются в виде таблитчатых кристаллов, обычно идиоморфных относительно натриево-калиевых полевых шпатов. Плагииоклазы, как правило, полисинтетически сдвойникованы, незональны, часто серицитизированы. Кварц образует резко ксеноморфные зерна, в деформированных разностях пород с неравномерным «волнистым» погасанием. Биотит является постоянным компонентом гранитов,

выделяется в виде чешуек, иногда обесцвеченных, мусковитизированных или хлоритизированных. На втором месте среди цветных минералов стоит зеленая роговая обманка. По степени идиоморфизма биотит и роговая обманка занимают положение, аналогичное плагиоклазам (рис. 83). В составе некоторых разновидностей гранитов появляются диопсид и гиперстен. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, магнетит — по времени выделения

Рис. 83. Биотитовый гранит (пл — плагиоклаз, кпш — калиевый полевой шпат, кв — кварц, би — биотит). Восточное Забайкалье. Увел. 20, николи +.



близки к фемическим минералам и нередко тесно с ними ассоциируют. Для гранитов, кристаллизовавшихся из магмы, обогащенной летучими компонентами, характерно появление пневматолитовых минералов: мусковита, лепидолита, турмалина, флюорита.

Формы выделения главных породообразующих минералов гранитов обуславливают развитие типичной для этих пород гипидиоморфнозернистой гранитовой структуры.

Плагиограниты относятся к гранитоидам, в которых полевой шпат целиком, или почти целиком, представлен олигоклазом № 20—30. В отличие от нормальных гранитов эти породы окрашены в серые тона, что объясняется отсутствием розовых натриево-калиевых полевых шпатов. Цветные минералы представлены зеленой роговой обманкой и биотитом, иногда пироксеном. Из акцессорных минералов особенно типичен сфен. Структура породы гипидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом плагиоклазов.

Гранодиориты от гранитов отличаются меньшим содержанием кварца (20—25%), повышенным количеством фемических минералов (15—20%), в составе которых начинает преобладать роговая обманка над биотитом; более основным составом плагиоклаза № 30—40 и, что важно, количественным преобладанием плагиоклаза (45—50%) над натриево-калиевым полевым шпатом (20—25%). Характерно также повышенное содержание акцессорных минералов: сфена, апатита, магнетита. Структура породы гипидиоморфнозернистая (рис. 84).

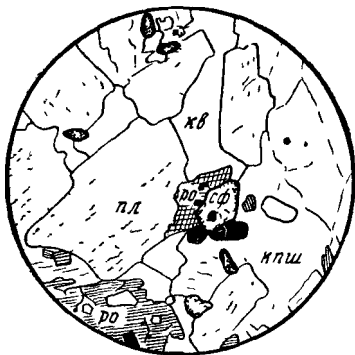


Рис. 84. Гранодиорит с типичной гипидиоморфнозернистой структурой (пл — плагиоклаз, кпш — калиевый полевой шпат, ро — роговая обманка, кв — кварц, сф — сфен) (А. Н. Заварицкий, 1961).

Щелочные граниты — породы редкие. Встречаются в ассоциации с серией щелочных пород. По внешнему виду и структурно-текстурным особенностям не отличаются существенно от нормальных гранитов. По составу характеризуются щелочным комплексом минералов, присутствующих в следующих количествах: натриево-калиевый полевой шпат (пертит) и иногда альбит 65%, фемические минералы (биотит, арфведсонит, эгирин, эгирин-авгит) 5—10%.

Физико-механические свойства гранитов определяются следующими данными. Объемный вес 2,8—3,3 г/см³. Временное сопротивление сжатию в среднем около 1500—2000 кг/см², для

особо прочных гранитов достигает 2300—3700 кг/см². Плотность переменная и увеличивается от лейкократовых гранитов к меланократовым биотит-роговообманковым. Благоприятными признаками, определяющими высокую прочность гранитов, являются: равномернозернистая, мелко- или среднезернистая структура, свежесть полевых шпатов, сравнительно незначительное содержание слюды, повышенное количество кварца и такое расположение его зерен, когда они образуют как бы «остов породы» (по Левинсону-Лессингу). Крупнозернистая или порфировидная структура, а также раздробленность породы вследствие динамометаморфизма отрицательно влияют на прочность гранитов.

Условия залегания и образования. Различное происхождение гранитов определило морфологию слагаемых ими тел, их условия залегания, характер контактов, внутреннее строение и другие особенности. По сумме указанных признаков гранитные тела делятся на три типа.

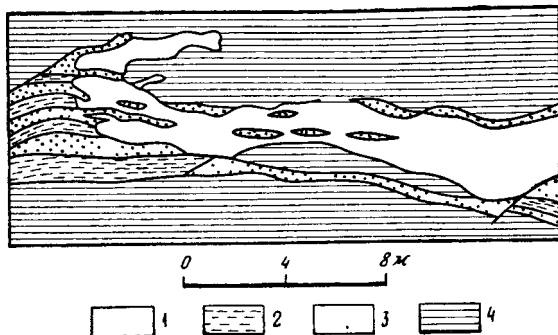
К *первому типу* относятся относительно небольшие штоки, лакколиты, дайки, имеющие резкие секущие контакты с вмещающими породами. Формирование таких тел происходило в гипабиссальных условиях, на глубинах порядка первых километров.

Второй тип гранитных тел представлен крупными плутонами (батолитами) в плане грубоовальной или неправильной формы, залегающими обычно в ядрах складчатых сооружений. Формирование таких тел происходило на глубинах порядка 10—15 км. Гранитные тела второго типа по ряду признаков в свою очередь разделяются на две группы.

К *первой группе* относятся несогласные тела, вокруг которых вмещающие породы под воздействием высокотемпературного маг-

Рис. 85. Батолит гранитов, замещающий осадочные отложения. Бретань (по Г. Барроу. Р. Дэли, 1936).

1 — граниты, 2 — силурийские и девонские сланцы, 3 — силурийские песчаики, 4 — филлиты Сеи-Ло. В гранитах видны реликты прослоев песчаника, сохранившие первоначальное простирание



матического расплава преобразуются в породы контактово-метаморфизованные. Такие граниты во внутренних эндоконтактовых частях массивов нередко приобретают мелкозернистую структуру, возникающую вследствие быстрой кристаллизации магмы при соприкосновении с холодной вмещающей породой. Для гранитов этой группы типична гипидиоморфная структура, появление зональных плагиоклазов, отчетливо проявленные поствагматические изменения минералов и некоторые другие особенности. Формирование таких массивов происходило после завершения складкообразования или реже — в процессе складчатости.

Особенностями массивов *второй группы* прежде всего является их согласное залегание с вмещающими складчатыми структурами, о чем убедительно свидетельствуют реликты прослоев осадочных пород, включенные в граниты и сохраняющие свое первоначальное простирание (рис. 85). Второй не менее важный признак — отсутствие резких секущих контактов с вмещающими породами, вместо которых широко развиты зоны и поля инъекционных гнейсов. Последние представляют собой глубоко метаморфизованные осадочные породы, пропитанные по сланцеватости жилообразными обособлениями гранитного материала. Нередко наблюдается определенная зависимость химического состава гранитов этой группы от состава вмещающих пород. Обращает на себя внимание также развитие в гранитах гранобластических (метаморфических) структур, замещение плагиоклазов микроклином и другие особенности.

Массивы гранитов второго типа имеются во всех складчатых зонах Мира. В Советском Союзе подобные массивы известны в пределах Енисейского кряжа, на Дальнем Востоке, в Забайкалье, на Алтае, на Кавказе, на Урале, в Средней Азии.

К последнему, *третьему, типу* гранитных тел относятся мигматит-плутоны, представляющие собой огромные бесформенные массы гранитов и гранито-гнейсов, тесно ассоциирующие с метаморфическими породами, кристаллическими сланцами и представляющие собой наиболее глубинные образования. Мигматит-плутоны обнажаются в глубоко эродированных частях древних докембрийских щитов Алданского, Анабарского, Украинского, Балтийского, Канадского, Южно-Африканского и др.

Исключительное разнообразие условий залегания гранитов явилось причиной продолжительной, острой дискуссии об условиях их образования *. На первых этапах существования этой проблемы господствовала точка зрения, согласно которой все граниты рассматривались в качестве пород интрузивных, образовавшихся в результате внедрения магмы в верхние слои литосферы из глубинных очагов. Ученых, развивавших гипотезу о происхождении гранитов только путем кристаллизации из расплава, стали называть «магматисты». К наиболее последовательным магматистам относились Н. Боуэн, П. Ниггли, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и др. Однако с позиций данной гипотезы невозможно было объяснить способ вытеснения магмой тех огромных объемов вмещающих пород, которые ранее занимали это пространство («проблема пространства»). Р. Дэли пытался объяснить процесс завоевания пространства путем обрушения кровли, погружения огромных глыб вмещающих пород в магматический расплав и их ассимиляции. По мнению Г. Клооса, к такому же результату могло привести механическое раздвигание пород вследствие внедрения магмы под напором в ослабленные зоны земной коры. Однако эти представления не раскрывали всего многообразия природных явлений, возникающих в процессе формирования крупных масс гранитов, и вынуждали искать новые объяснения наблюдаемым фактам.

В 30-х годах текущего столетия стало развиваться направление в петрографии, согласно которому образование пород гранитного облика объяснялось метаморфическими преобразованиями (метасоматозом, гранитизацией) любых пород, без перехода их в расплавленное состояние. Такая точка зрения особенно привлекала тем, что позволяла легко решить проблему пространства. Появились ученые, которые начали полностью отвергать возможность магматического происхождения гранитов (Р. Перрен, М. Рубо, Х. Баклунд, Д. Рейнольдс и др.) и поэтому получили название

* Подробно эти вопросы освещены в книгах «Проблема образования гранитов» Сборник статей, т. 1, 2 Изд-во иностр. лит., 1949, 1950, «Труды Первого петрографического совещания», 1953; К. Менерт. Мигматиты и происхождение гранитов Изд-во «Мир», 1971

«гранитизаторы», «метасоматисты» или «трансформисты». В Советском Союзе эта гипотеза не нашла широкой поддержки.

По мере развития дискуссии о проблеме гранитов и накопления экспериментального материала по изучению плавления различных силикатных систем и естественных горных пород все больше стало утверждаться представление о возможности образования гранитов либо путем переплавления пород, слагающих глубинные зоны земной коры (анатексис, палингенез), либо в результате «магматического замещения», идея которого развивается Д. С. Коржинским.

В настоящее время большинство ученых пришло к выводу о том, что граниты могут образоваться любым из указанных выше способов в зависимости от тех геологических условий, в которых происходил процесс*.

С позиций таких представлений гранитные тела первого типа и плутоны первой группы второго типа рассматриваются в качестве интрузивных образований. Плутоны второй группы второго типа и мигматит-плутоны относятся либо к метасоматическим, либо к анатектическим образованиям.

Полезные ископаемые. С магматическими гранитами и гранодиоритами парагенетически связан очень большой комплекс важнейших рудных и некоторых нерудных полезных ископаемых. Гранитная маγμα отличается высоким содержанием летучих компонентов, которые, отделяясь от расплава в процессе затвердевания породы, выносят олово, вольфрам, молибден, золото, свинец, цинк, а также некоторые неметаллические полезные ископаемые — барит, флюорит, мусковит, образуя высокотемпературные пневматолитовые, гидрогермальные и контактово-метасоматические месторождения. Сами граниты являются хорошим строительным и облицовочным материалом, легко поддающимся обработке и шлифовке. Особенно славится красный гранит рапакиви, широко используемый для облицовочных и отделочных работ.

Жильные породы

Из всей обширной серии жильных пород гранитного ряда отметим важнейшие их разновидности: для группы асхистовых — микрограниты и гранит-порфиры, для группы диасхистовых — аплиты и пегматиты

Микрограниты отличаются от гранитов только структурой — микрогранитовой, микроаплитовой или микропегматитовой. Особенностью *гранит-порфиров* является порфировая или порфировидная структура с вкрапленниками кварца, полевых шпатов, иногда биотита и роговой обманки, выделяющимися на фоне основной массы, аналогичной по составу и структуре микрогранитам.

* Вопросы образования гранитов в процессе метаморфизма и анатексиса рассматриваются в разделе «Метаморфические горные породы»

Аплиты — очень светлые, равномернозернистые, мелко- и тонкозернистые породы, образующие многочисленные дайки и жилы, секущие гранитные массивы. Аплиты состоят из кварца и полевых шпатов, в незначительном количестве могут присутствовать чешуйки биотита, мусковита и редкие мелкие кристаллики апатита, циркона и магнетита. Структура породы аллотриоморфнозернистая аплитовая.

Пегматиты — породы неравномернозернистые, крупнозернистые, иногда гигантозернистые, часто с типичным графическим прорастанием кварца и полевых шпатов. Пегматиты залегают в виде даек, жил, шпир, линзовидных трубообразных тел, достигающих иногда значительных размеров и локализующихся, как правило, близ кровли гранитных массивов. Пегматиты и аплиты часто тесно ассоциируют друг с другом, совместно участвуя в строении одного и того же интрузивного тела, образуя постепенные переходы от одной породы к другой. Среди пегматитовых образований наиболее распространенными являются гранитные пегматиты, в составе которых А. Е. Ферсман выделял пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. Пегматиты чистой линии залегают в гранитах и состоят из минералов, тождественных составу гранитных пород, т. е. из кварца, натриево-калиевого полевого шпата, плагиоклаза (альбита или олигоклаза), небольшого количества биотита. Кроме этих главных минералов, в пегматитах чистой линии в разных количествах концентрируются мусковит, турмалин, топаз, берилл, лепидолит, флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов. Комплекс перечисленных минералов определяет высокий промышленный интерес к этим образованиям.

С пегматитами связаны месторождения мусковита в Мамском районе Восточной Сибири, полевого шпата в Карелии, берилла, драгоценных и полудрагоценных камней на Урале и ряд других. Пегматиты линии скрещения образуются всегда за пределами гранитных массивов и не имеют перечисленных выше полезных ископаемых.

По вопросу об образовании пегматитов имеется две резко различные гипотезы. Так, согласно представлениям А. Е. Ферсмана, пегматиты образуются в закрытых системах из остаточных расплавов, обогащенных летучими компонентами — парами воды, фтором, хлором, что способствует росту гигантских кристаллов и накоплению редких минералов. Иная гипотеза была предложена А. Н. Заварицким, который, основываясь на данных физической химии и геологических наблюдениях (нахождении пегматитов в виде локальных обособлений в массе гранитов, полном соответствии их минерального состава составу вмещающих пород, замещении аплитовых жил пегматитами и обилии в их составе минералов, содержащих летучие компоненты), пришел к выводу об образовании гранитных пегматитов в результате метасоматической переработки пород кварц-полевошпатового состава. По мнению

А. Н. Заварицкого, в пегматитовом процессе главную роль играют не расплавы, а горячие газо-водные растворы, под действием которых вначале происходила перекристаллизация породы, а затем начинали действовать процессы замещения с возникновением метасоматических новообразований.

Эффузивные породы

Излившиеся аналоги нормальных гранитов представлены риолитами (липаритами) и их палеотипными разностями — риолитовыми порфирами или иначе — кварцевыми порфирами; эффузивные аналоги гранодиоритов называются дациты и дацитовые порфиры. Широко распространены в этой группе стекловатые породы — обсидианы, пемза, перлиты и др.

Риолиты (липариты) — плотные породы, белого, желтоватого, сероватого цвета или в случае стекловатой структуры основной массы очень темные, с бурым, красноватым, зеленоватым оттенком. Среди риолитов встречаются как афировые, так и порфировые разности. Для риолитов очень характерна флюидальная текстура в виде извилистых струй и потоков, которые особенно хорошо видны под микроскопом.

В составе вкрапленников могут присутствовать как совместно, так и отдельно кварц, водяно-прозрачные полевые шпаты и редкие мелкие чешуйки биотита. Наличие кварца во вкрапленниках позволяет легко отличить риолиты от любых эффузивных пород. Полевые шпаты вкрапленников представлены идиоморфными кристаллами андезина или олигоклаза и санидина. Последний является типоморфным минералом кайнотипных эффузивов кислого и щелочного состава и в других породах не встречается. Кварц образует обычно оплавленные, корродированные зерна, хотя нередко идиоморфные кристаллы короткопризматического габитуса с бипирамидальными окончаниями. Вкрапленники цветного минерала присутствуют в ничтожно малом количестве и представлены биотитом, таблички которого иногда окружены опалитовой каймой. Из аксессуарных минералов в незначительном количестве встречаются магнетит, реже — циркон и апатит.

Основная масса риолитов состоит из кварца и калиевого полевого шпата и имеет фельзитовую, реже сферолитовую или стекловатую структуру. Основная масса полнокристаллических разностей микрогранитовая или гранофировая.

Риолитовые порфиры, или, как их иначе называют, *кварцевые порфиры*, — породы, в которых натриево-калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом или микроклином; плагиоклаз имеет состав олигоклаза или андезина, вулканическое стекло раскристаллизовано в фельзитовый субмикроскопический агрегат полевого шпата и кварца с примесью бесцветного хлорита. Структура основной массы риолитовых порфиров аналогична структуре риолитов.

Дациты и дацитовые порфиры отличаются от риолитов и риолитовых порфиров отсутствием во вкрапленниках натриево-калиевых полевых шпатов. Обычны кварц, зональные илагиоклазы, состав которых в ядрах кристаллов может соответствовать лабрадору, биотит, роговая обманка и пироксены. Основная масса фельзитовая, содержащая в своем составе натриево-калиевый полевой шпат и кварц. Если основная масса дацитов не содержит калиевого полевого шпата и по структуре приближается к пилотакситовой, то такие дациты по составу близки к кварцевым диоритам. Среди эффузивных пород кислого состава широко распространены вулканические стекла. В зависимости от содержания воды выделяются следующие их разновидности: *обсидианы* — темные, часто черные, породы со стекляннм блеском и характерным раковистым изломом, почти не содержащие воды; *перлиты* — вулканические стекла с типичной скорлуповатой отдельностью, в составе которых появляется вода в количестве 3—4%; *пехштейны* — черные породы со смоляным блеском, содержащие воду в количестве до 10%. *Пемза* — легкая, светло-серая или белая пористая порода, представляющая собой вспенившееся стекло кислых лав.

Физико-механические свойства липаритов и кварцевых порфиров характеризуются следующими данными. Объемный вес 2,4—2,6 г/см³. Временное сопротивление сжатию для прочных пород 2500—3500 кг/см²; для слабых пород снижается до 500—1100 кг/см². Прочность липаритов и кварцевых порфиров определяется высоким содержанием кварца, свежестью полевых шпатов, полнокристаллической структурой основной массы. Породы стекловатые, пористые, выветрелые, характеризуются пониженной прочностью.

Условия залегания и образования. Риолиты и риолитовые порфиры образуют лавовые потоки, купола и иногда субвулканические дайки.

Извержения кислых лав сопровождаются накоплением обильного пирокластического материала в виде пепла, лапилли, вулканических бомб, что объясняется большой вязкостью кислой магмы, быстро застывающей в кратере вулкана в виде пробки. Поднимающаяся насыщенная газами лава взрывает такую пробку, что сопровождается образованием большого количества вулканического обломочного материала.

Кислые лавы встречаются совместно со средними и основными лавами при последовательных извержениях из одного кратера. Указанное позволяет предполагать, что образование кислых лав может происходить как в результате дифференциации основной магмы из одного магматического очага, так и в результате последовательных поступлений магмы из самостоятельных очагов, которыми могли являться переплавленные блоки сиала.

Полезные ископаемые. Из состава эффузивных пород описываемой группы наиболее широкое применение получила пемза —

в качестве абразивного, изоляционного и легкого строительного материала. Обсидиан и перлит используются как наполнители бетона. Обсидиан применяется для изготовления бутылочного стекла.

ГРУППА СИЕНИТОВ — ТРАХИТОВ

Горные породы группы сиенитов — трахитов занимают не более 0,6% всей площади развития магматических пород и представлены как в интрузивной, так и в эффузивной фациях.

Химический состав пород группы сиенитов — трахитов характеризуется следующими данными: SiO_2 52—65%, Al_2O_3 12—18%, содержание щелочей повышенное ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 10—12%, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 4—5%, CaO 2—4%, MgO 1—2%).

Особенностью минерального состава пород является высокое содержание натриево-калиевых полевых шпатов и отсутствие кварца, который встречается только в разностях, переходных к гранитам. В группе сиенитов — трахитов имеются породы нормального и щелочного ряда, связанные постепенными переходами с породами группы габбро — базальтов, гранитов — риолитов, диоритов — андезитов и нефелиновых сиенитов — фонолитов.

Интрузивные породы

В составе интрузивных пород рассматриваемой группы выделяются две основные разновидности: нормальные сиениты и щелочные сиениты, причем последние значительно преобладают.

Нормальные сиениты — породы светлоокрашенные в розоватые и сероватые тона, что зависит от цвета полевых шпатов. Структура породы равномернозернистая, средне- или крупнозернистая, иногда порфириовидная. Текстура — обычно массивная, изредка встречаются сиениты с директивной или такситовой текстурой. Внешне сиениты очень похожи на граниты, отличаясь от них отсутствием кварца и повышенным содержанием цветных минералов.

Сиениты состоят из ортоклаза или микроклина в количестве 50—70%, олигоклаза или андезина 10—30% и зеленой роговой обманки, вместе с которой или самостоятельно иногда присутствуют биотит и авгит. Общее количество цветных минералов соответствует 10—20%. Могут встречаться единичные зерна кварца. Если количество кварца достигает 10—15%, то порода называется кварцевым сиенитом, при дальнейшем увеличении содержания кварца осуществляется переход в граносиенит и затем в гранит. Разумеется, параллельно будут изменяться количественные соотношения главных породообразующих минералов. Разновидности, переходные к габбро, называются габбро-сиенитами, переходные к диоритам — сиенито-диоритами.

Щелочные сиениты отличаются от нормальных сиенитов присутствием альбита вместо олигоклаза, широким развитием перти-

товых полевых шпатов и появлением щелочных цветных минералов — эгирина, эгирин-авгита, арфведсонита. В разностях, переходных к нефелиновым сиенитам, в составе породы в небольшом количестве появляются фельдшпатоиды — нефелин и содалит

Структура нормальных сиенитов и щелочных сиенитов обычно гипидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом кристал-

лов плагиоклаза и цветных минералов относительно калиевых полевых шпатов.

Если в породах, соответствующих по составу габбро-сиенитам, плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы, целиком включенные в зерна калиевых полевых шпатов, то такая структура называется монцонитовой, а породы, имеющие ее, — монцонитами (рис. 86). Встречаются сиениты с аллотриоморфнозернистой структурой. При наличии порфирированной структуры во вкрапленниках присутствуют ортоклаз или микроклин.

По физико-механическим свойствам сиениты близки к гранитам, несколько уступая им в прочности по причине отсутствия кварца.

Рис. 86 Монцониты с монцонитовой структурой. Идиоморфные кристаллы плагиоклаза (пл) включены в зерна натриево-калиевого полевого шпата (кпш) (по Ю. Ир Половинкиной и др., 1948)

Условия залегания и образования. Нормальные сиениты обычно образуются в краевых фациях гранитных или реже габбровых массивов и изредка слагают самостоятельные небольшие штоки и дайки. В качестве примера довольно крупных сиенитовых массивов, площади выходов которых достигают 150—200 км², можно назвать массивы горы Высокой и горы Благодать на Урале

Щелочные сиениты встречаются в ассоциации с нормальными сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Районами развития щелочных сиенитов являются: Ильменские горы на Урале, Ждановский район на Украине, Кольский полуостров, Саяны, Алтай

Полезные ископаемые. С нормальными сиенитами генетически связаны контактово-метасоматические месторождения магнетита и медных руд на Урале (гора Благодать и гора Высокая).

Жильные породы

Асхистовые жильные породы группы сиенитов — трахитов представлены *микросиенитами* и *сиенит-порфирами нормального и щелочного ряда* и по составу аналогичны соответствующим интрузивным породам. Структура основной массы этих пород может

быть трахитовая, микроаллотриоморфно-зернистая, в кварцсодержащих разностях — микрогранитовая.

Диасхистовые жильные породы представлены нормальными и щелочными лейкократовыми сиенит-аплитами и сиенит-пегматитами, а также лампрофирами, к которым относятся минетта и вогезиты.

Сиенит-аплиты нормального ряда состоят из щелочного полевого шпата и кислого плагиоклаза; сиенит-аплиты щелочного ряда — породы почти мономинеральные полевошпатовые. Структура сиенит-аплитов микроаллотриоморфнозернистая.

Сиенит-пегматиты представляют собой крупно- или гигантозернистые, существеннополевошпатовые породы, которые часто содержат в своем составе редкоземельные минералы.

Минетта — слюдяной лампрофир черного цвета, состоящий из красно-бурого биотита, ортоклаза, акцессорного апатита и рудных минералов. Отличительной особенностью этой породы является наличие идиоморфных вкрапленников биотита. Обычно минетта является сильно измененной породой, трудно отличимой от керсантитов.

Вогезит — темно-серый мелкозернистый лампрофир, состоящий в основном из зеленой роговой обманки и ортоклаза. В выветрелом состоянии трудно отличим от спессартита.

Эффузивные породы

Кайнотипные эффузивные аналоги сиенитов нормального ряда представлены трахитами, палеотипные — трахитовыми порфирами.

Эффузивные аналоги сиенитов образуют серию переходных разностей, среди которых наибольшим распространением пользуются трахибазальты и трахиандезиты.

Трахиты — порфировая, реже афировая, светлоокрашенная, сероватая или розоватая порода, состоящая, как правило, из тонкокристаллической основной массы, среди которой наблюдаются порфировые выделения кристаллов водяно-прозрачных полевых шпатов (санидина и плагиоклаза № 30—40) и иногда в незначительном количестве — цветных минералов (биотита, роговой обманки, пироксенов). Макроскопически трахит похож на риолит и отличается от него только отсутствием вкрапленников кварца. Для трахитов наиболее типична трахитовая микроструктура, характеризующаяся наличием удлинённых микролитов санидина, ориентированных в виде потоков (рис. 87). Если калиевый полевой шпат в основной массе трахитов представлен изометрическими, беспорядочно расположенными микролитами, то такая структура называется ортофировой. В трахитах стекло обычно отсутствует, а если встречается, то в небольшом количестве. Текстура трахитов массивная, флюидальная, пористая, миндалекаменная.

Трахитовые порфиры. Разница между трахитовыми порфирами и трахитами та же, что и между риолитами и риолитовыми пор-

фирами: санидин превращен в каолинизированный и альбитизированный ортоклаз или микроклин, как правило, с пергитовой структурой; плагиоклазы замещены серицитом; цветные минералы полностью разложены в мелкозернистый агрегат хлорита, эпидота, кальцита.

Эффузивные аналоги сиенитов образуют серию переходных разностей, среди которых значительным распространением пользуются

трахибазальты, трахиандезиты, трахириолиты. Необходимо особо упомянуть о *кератофирах* — палеотипных порфировых породах, состоящих почти целиком из альбита.

Условия залегания и образования. Трахиты и трахитовые порфиры образуют мощные потоки и иногда купола, что объясняется большой вязкостью щелочной лавы. Иногда встречаются дайки и пластовые залежи.

Трахиты встречаются среди вулканических пород в Закавказье, на Урале. Кератофиры развиты значительно шире, генетически связаны со спилитами, совместно с которыми они образуют спилито-кератофировую формацию.



Рис 87 Трахиты с трахитовой структурой (по Ю. Ир. Половинкиной и др., 1948).

Полезные ископаемые. Со спилито-кератофировыми толщами пространственно ассоциируют некоторые медноколчеданные месторождения Урала и Кавказа. Среди трахитов встречаются алунитовые месторождения, образующиеся под влиянием сернокислых фумарол. Трахиты используются как ценный кислотоупорный материал и отчасти в качестве строительного камня.

ГРУППА НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ — ФОНОЛИТОВ

На долю горных пород группы нефелиновых сиенитов — фонолитов приходится около 1% от всех магматических пород. В составе группы известны представители интрузивной и эффузивной фаций, причем первые преобладают.

Химический состав пород характеризуется высоким содержанием алюминия Al_2O_3 20—22% и щелочей $Na_2O + K_2O$ 13—16%, при существенном преобладании Na над K, и пониженным количеством кремнезема SiO_2 50—60%. Количества железа и кальция колеблются в значительных пределах: $FeO + Fe_2O_3$ 2,5—10%, CaO 0,5—6%. Примечательно повышенное содержание летучих компонентов и редких элементов (P, F, Cl, Ti, Zr, Ta, Nb и др.)

Недосыщенность пород кремнеземом приводит к образованию фельдшпатидов, а избыток щелочей вызывает появление щелочных фемических минералов.

Нефелиновые сиениты — фонолиты геологически и петрографически тесно связаны с серией щелочных пород из группы сиенитов — трахитов, щелочных гранитов и щелочных габброидов — базальтоидов.

Интрузивные породы

Нефелиновые сиениты представляют собой породы с весьма неустойчивыми количественными соотношениями главных породообразующих минералов и разнообразием структурно-текстурных особенностей. Указанное привело к выделению многочисленных разновидностей, получивших особые названия, обычно соответствующие названию того района, где эта порода была впервые описана, например: в Хибинах — хибиниты, близ г. Мариуполя (ныне г. Жданов) — мариуполиты, в районе Миаса — миаскиты и т. д. Характеристика всех этих разновидностей в задачу краткого курса не входит.

Нефелиновые сиениты — породы серого или светло-серого цвета, часто с зеленоватым или розоватым оттенком, средне- или крупнозернистой структуры, с массивной или трахитоидной текстурой. Последняя обусловлена более или менее параллельным расположением кристаллов полевого шпата. Нефелиновый сиенит состоит из щелочных полевых шпатов 65—70%, нефелина около 20%, цветных минералов 10—15%. С уменьшением роли полевых шпатов нефелиновые сиениты постепенно переходят в бесполовошпатовые породы, лейкократовая часть которых сложена целиком нефелином (эти породы будут рассмотрены в составе группы щелочных габброидов).

Полевые шпаты нефелиновых сиенитов представлены обычно микроклин-пертитом или ортоклаз-пертитом с обильными вросками альбита. Нередко присутствуют удлиненные таблитчатые кристаллы очень свежего позднего эпимагматического альбита. Нефелин образует идиоморфные кристаллы или неправильные зерна, иногда по периферии замещенные канкринитом или содалитом. Наиболее типичным фемическим минералом нефелиновых сиенитов является эгирин, образующий длиннопризматические или неправильные кристаллы, а также мелкие тонкоигольчатые включения в нефелине. В отдельных разновидностях нефелиновых сиенитов встречаются эгирин-авгит, арфведсонит или лепидомелан. Акцессорные минералы разнообразны и обильны, что очень характерно для всех пород рассматриваемой группы. Наиболее высокие концентрации образуют сфен, апатит и циркон. Интересной особенностью некоторых разновидностей нефелиновых сиенитов является присутствие в их составе магматического кальцита в количестве до 4—5%, а также появление, иногда в значительных

количествах, титано-цирконо-силикатов (лампрофиллита, астрофиллита, эвдиалита, эвколита и др.).

Структура нефелиновых сиенитов преимущественно гипидиоморфнозернистая с переменным идиоморфизмом калиевых и фемических минералов. В случае резко выраженного идиоморфизма нефелина и полевых шпатов относительно цветных минералов развивается агапитовая структура.

Условия залегания и образования. Нефелиновые породы залегают в виде лополитов, лакколлитов, штоков, как правило, небольшого размера, лишь в отдельных случаях площадь выхода их достигает нескольких сотен квадратных километров. Иногда нефелинсодержащие породы встречаются в краевых фациях сиенитовых и гранитных интрузивов.

Для нефелиновых пород наиболее характерны платформенные условия формирования, реже области завершённой складчатости, представляющие собой конечный этап превращения геосинклинали в платформу. Структурами, контролирующими положение отдельных массивов, являются, как правило, глубинные разломы.

На платформах нефелиновые сиениты ассоциируют с ультраосновными породами и щелочными габброидами, часто образуя сложные псевдостратифицированные плутоны. В качестве примера можно назвать наиболее крупный из известных Хибинский плутон, площадь выхода которого занимает более 1300 км². На рис. 88 видно концентрически-зональное строение этого плутона, отдельные зоны которого сложены нефелиновыми породами различного состава.

В зонах завершённой складчатости нефелиновые сиениты образуются преимущественно в составе краевых фаций гранитных и сиенитовых массивов в тесной ассоциации с карбонатными породами или в виде небольших самостоятельных интрузивов, залегающих среди карбонатных осадков.

Нефелиновые сиениты в количественном отношении, как было отмечено выше, играют резко подчиненную роль, но распространены они довольно широко, встречаясь во многих районах мира. В Советском Союзе имеется несколько провинций развития щелочных пород, среди которых наибольшей известностью пользуется Кольский полуостров с массивами Хибинским, Ловозерским и др., Ильменские горы на Урале, щелочные интрузивы близ г. Жданова в Приазовье, на юго-востоке Тувы и др. За рубежом нефелиновые сиениты описаны из многих районов Норвегии, Гренландии, Бразилии, Южной Африки.

По вопросу о генезисе нефелинсодержащих пород существует несколько точек зрения. Наиболее широкое признание получили ассимиляционная и дифференциационная гипотезы. Ассимиляционная гипотеза была впервые предложена Р. Дэли и далее развивалась многими авторами, в числе которых следует назвать С. Шэнда, Д. С. Белянкина, Е. А. Кузнецова. Согласно представлениям этих ученых, щелочные нефелиновые породы образовались

в процессе глубинной ассимиляции карбонатных пород кислой или основной магмой, что приводило к десиликации магмы и кристаллизации фельдшпатондов вместо полевых шпатов. В соответствии с дифференциационной гипотезой щелочные породы представляют собой конечный продукт магматической или кристаллизационной дифференциации основной или щелочно-ультраосновной магмы, которая происходила в условиях, благоприятствовавших

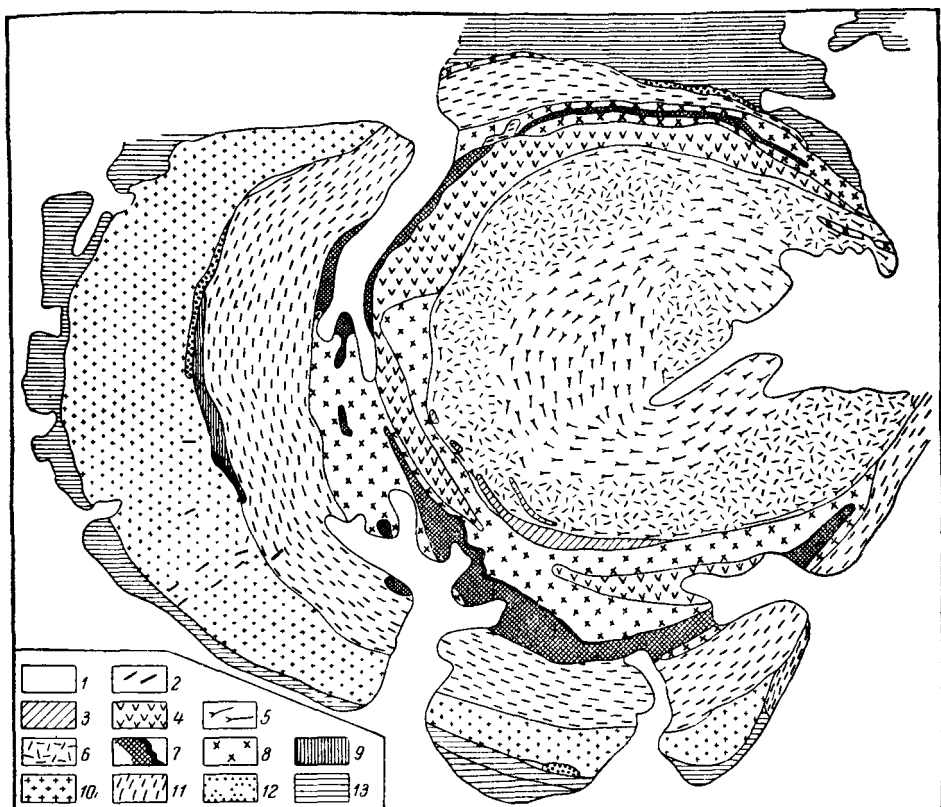


Рис. 88. Схематическая геологическая карта Хибинского плутона (по Н. А. Елисееву, Ю. А. Кузнецов, 1964).

1 — четвертичные отложения; 2 — молодые жилные породы; 3 — мелкозернистые слюдяно-эгирин-роговообманковые сиениты; 4 — среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 5 — трахитондные фойяиты; 6 — массивные фойяиты; 7 — ийолит-уртиты, малиньиты, луяриты; 8 — пойкилитовые нефелиновые сиениты; 9 — щелочные сиенито-порфиры; 10 — трахитондные нефелиновые сиениты; 11 — массивные нефелиновые сиениты; 12 — щелочные нефелиновые сиениты; 13 — вмещающие породы

отделению щелочей из расплава и накоплению летучих компонентов в очагах магнеообразования. В результате в верхних горизонтах литосферы по глубинным разломам поступали отдельные порции магматического расплава различного состава, которые и формировали сложные кольцевые или слоистые интрузивы типа Хибинского или Ловозерского.

Жильные породы

Среди асхистсовых жильных пород, генетически связанных с массивами нефелиновых сиенитов, наиболее распространенными являются микросиениты или иначе — тингуанты и нефелин-сиенитовые порфиры.

Тингуанты — породы обычно афанитовые, состоящие из нефелина, натриево-калиевого полевого шпата, эгирина, арфведсонита.

Нефелин-сиенитовые порфиры отличаются от тингуантов только полнокристаллически-порфировой структурой. Во вкрапленниках нефелин-сиенитовых порфиров встречаются ортоклаз, иногда санидин, нефелин, основная масса состоит из эгирин-авгита, щелочного амфибола и полевых шпатов.

Из диасхистовых пород следует назвать *нефелин-сиенитовые пегматиты*, важной особенностью которых является наличие в их составе минералов тантала, ниобия, редких земель и титано-цирконо-силикатов: пирохлора, эвдиалита, астрофиллита и др.

Эффузивные породы

Кайнотипные эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов представлены *фонолитами*, породами светло-серого или зеленоватого цвета, с характерными для них вкрапленниками санидина и нефелина, иногда диопсида, эгирина и щелочного амфибола. Основная масса фонолитов состоит в основном из тех же минералов, что и нефелиновые сиениты, но с повышенным содержанием акцессорных минералов.

В лейцитовых фонолитах во вкрапленниках выделяется лейцит. Нефелин в этом случае присутствует только в основной массе. Измененные фонолиты называются *фонолитовыми порфирами*.

Условия залегания и образования. Эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов образуют небольшие потоки, купола и дайки, приуроченные к глубинным разломам в земной коре. Лейцитовые фонолиты формируются в особых геологических условиях — в областях опускания на внутренней стороне дугообразных горных сооружений.

Полезные ископаемые. С комплексом нефелинсодержащих пород связаны апатитовые руды, одно из месторождений которых мирового значения приурочено к Хибинскому массиву. Иногда с этим же комплексом ассоциируют ценные месторождения графита (Ботогольский голец в Восточной Сибири), титаномагнетитовые руды и промышленные месторождения редких элементов. Последние концентрируются в нефелин-сиенитовых пегматитах. Породы, содержащие в большом количестве нефелин и лейцит, используются в качестве сырья для получения алюминия, в стекольном производстве и керамической промышленности.

ГРУППА ЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ — БАЗАЛЬТОИДОВ

Щелочные габброиды и базальтоиды представляют собой группу очень редких пород. Их химический состав по содержанию кремнезема, железа, кальция и магния приближается к составу габбро-базальтов, существенно отличаясь от них лишь резко повышенным содержанием щелочей ($K_2O + Na_2O$ до 7—10%).

В соответствии с особенностями химического состава для щелочных габброидов и базальтоидов характерно появление натриево-калиевых полевых шпатов, нефелина, лейцита. Группа щелочных габброидов — базальтоидов состоит из очень большого количества разновидностей, имеющих особые названия, среди которых будут кратко рассмотрены только важнейшие.

Интрузивные породы

Главными представителями щелочных габброидов являются эссекситы, тералиты, ийолиты, уртиты, якупирангиты. Все щелочные габброиды имеют серый, темно-серый до черного цвет, средне- или крупнозернистую структуру, массивную или трахитоидную текстуру.

Эссекситы состоят из титан-авгита, основного или среднего плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Часто присутствуют оливин, биотит, щелочной амфибол, иногда нефелин, содалит. Количество фемических минералов достигает 40%. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, характеризующаяся идиоморфизмом фемических минералов и плагиоклаза относительно калиевых полевых шпатов и нефелина.

В составе *тералитов* (нефелиновых габбро) присутствуют титан-авгит 50%, лабрадор 35% и нефелин 15%.

Ийолиты состоят из нефелина и авгита или эгирин-авгита примерно в равных количествах. При повышении содержания нефелина до 80—85% породы переходят в *уртиты*, при понижении нефелина до 20% — в *якупирангиты*.

Условия залегания и образования. Щелочные габброиды, как было сказано, ассоциируют с щелочными нефелинсодержащими породами, участвуя в строении сложных массивов и лишь изредка образуя самостоятельные мелкие штоки и дайки. Некоторые разновидности этих пород установлены в щелочном комплексе Колеского полуострова, в Алданском районе, Казахстане, Тянь-Шане.

Условия образования щелочных габброидов аналогичны нефелиновым сиенитам, поскольку генетически эти породы тесно связаны. То же можно сказать и о полезных ископаемых.

Эффузивные породы

Породы рассматриваемой группы макроскопически имеют обычно серую, темно-серую или черную плотную основную массу, на фоне которой слабо выделяются мелкие фенокристаллы фемических минералов.

ческих и силикатных минералов. В качестве примеров представителей ультращелочных пород рассмотрим трахибазальты и тефриты.

Трахибазальты соответствуют по составу эссекситам. Во вкраплениях могут содержать оливин, пироксены, щелочные амфиболы, средние или основные плагиоклазы, отчасти щелочные полевые шпаты, иногда фельдшпаты. Структура основной массы гиалопилитовая, пилотакситовая или трахитовая.

Тефриты соответствуют по составу тералитам. В качестве главных компонентов присутствуют оливин, авгит, агирин-авгит, основные плагиоклазы, лейцит, нефелин. В основной массе, кроме перечисленных минералов, может встречаться санидин и стекло. Для микроструктуры основной массы характерны идиоморфные микролиты пироксена, плагиоклаза и лейцита и ксеноморфные выделения санидина, нефелина и стекла.

Условия залегания и образования. Щелочные базальтоиды залегают в виде небольших потоков и даек. Иногда встречаются штокообразные тела, представляющие собой жерловые выполнения. Формируются совместно с ранее описанными эффузивными щелочными породами и в тех же условиях.

НЕСИЛИКАТНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Заканчивая описание магматических горных пород, следует упомянуть о несиликатных магматических образованиях, генетически связанных с основными и щелочными породами. Хотя эти породы редки, но практически очень важны, так как некоторые из них являются рудами железа, никеля, меди, фосфора и редких земель.

Ферролиты — магматические магнетитовые руды, ассоциирующие с габбро и образующиеся в качестве конечного продукта эволюции основной магмы.

Сульфидолиты состоят в основном из пирротина с примесью халькопирита и пирита. Ассоциируют с норитами и образуются из сульфидного расплава, отделившегося от силикатной магмы путем ликвации.

Апатитолиты — апатитовые породы, тесно связанные с нефелиновыми сиенитами и щелочными габброидами.

Карбонатиты — породы, состоящие главным образом из кальцита или доломита, иногда с примесью сидерита или анкерита. Карбонатиты характеризуются повышенной концентрацией тантала, циркония, редких и рассеянных элементов. Встречаются в платформенных условиях в ассоциации с ультраосновными и щелочными основными породами.

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ К ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ ОПИСАНИЮ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Описание любой горной породы должно содержать все необходимые данные для полноценной характеристики ее состава и строения, отвечать задачам исследования и не быть перегружено излишними подробностями. Для того чтобы описание было последовательным и четким, рекомендуется придерживаться некоторого плана, учитывая, конечно, что жесткие стандарты при изучении многообразных природных объектов обычно неприемлемы.

Описывая магматическую горную породу, как и породу любого другого генезиса, необходимо освещать следующие ее признаки: 1) цвет при изучении в образце, 2) минеральный состав, 3) структуру, 4) текстуру, 5) степень измененности и др.

Особенности строения полнокристаллических равномернозернистых и неполнокристаллических порфировых пород вынуждают несколько индивидуализировать порядок их описания как в образцах, так и в шлифах.

Макроскопическое описание

Порода полнокристаллическая равномернозернистая. Цвет — существенный признак породы, в известной мере отражающий ее минеральный состав и часто характерный для пород определенного магматического комплекса.

Минеральный состав породы — важнейшая ее особенность, определяющая большинство ее физико-механических свойств. Макроскопически минералы узнают на основании суммы признаков: цвета, блеска, формы зерен, характера спайности, излома, твердости и т. п. Установив минеральный состав породы, глазомерно определяют количественные соотношения главных минералов и далее описывают каждый минерал отдельно. Указывают преобладающие размеры зерен, характерные свойства минералов, с особым вниманием к признакам, свидетельствующим о наличии продуктов вторичных изменений: помутнению полевых шпатов, серпентинизации оливина, хлоритизации и амфиболизации фемических минералов и т. д.

Описывая структуру породы, отмечают преобладающие размеры зерен, степень однородности строения породы, пегматитовые прорастания, катаклаз и другие особенности.

При описании текстуры породы особо отмечают наличие полосчатости, гнейсовидности, ориентированного расположения минералов, помня, что анизотропность сложения породы резко меняет ее физико-механические свойства. Как известно из предыдущего, текстурные признаки особенно отчетливо выявляются в обнажении, хотя иногда их можно наблюдать в образце и даже в шлифе. Внешние признаки общей измененности, выветрелости, породы проявляются в ее осветлении, нарушении монолитности, появлении

мелкой трещиноватости, бурых потеков, корочек ожелезнения на плоскостях трещинок и т. д.

Порода неполнокристаллическая порфировая. При описании породы с порфировой структурой (так же, как и порфировидной) прежде всего визуально определяют количество вкрапленников в процентах ко всей массе породы, для чего можно использовать эталон, приведенный на рис. 41. Далее устанавливают минеральный состав вкрапленников, отмечают количественное преобладание отдельных минеральных видов и характер распределения вкрапленников в основной массе: равномерное, кучное и т. д., затем описывают каждый минерал отдельно.

В заключение дают характеристику структуры и текстуры основной массы, ее цвет, плотность, пористость, флюидальность. В итоге проведенных наблюдений логически подходят к выводу о названии породы, которое ставят перед описанием.

Макроскопическое описание породы нуждается в обязательном микроскопическом изучении, в процессе которого уточняются особенности минерального состава, строения и названия породы.

Описание породы в шлифе

Порода полнокристаллическая равномернозернистая. Определяют минералы, слагающие породу, и разделяют их на главные, аксессуарные и вторичные. Глазомерно или с помощью приборов в зависимости от степени детальности исследований подсчитывают процентные содержания главных минералов. Далее дают описание свойств каждого минерала, начиная с главных. Последние располагают по степени идиоморфизма или в порядке убывания их количества.

Определяя минерал, необходимо проверить все его кристалло-оптические свойства, чтобы не ошибиться в диагностике, в описании же следует отражать только те свойства, которые являются *специфической особенностью* этого минерала в *данной* породе, т. е. свойства переменные. К таким свойствам относятся: форма и размеры зерен, цвет и плеохроизм, для изоморфных минералов (плагноклазов, пироксенов, амфиболов) углы погасания в ориентированных разрезах, на основании которых по соответствующим диаграммам определяют состав минералов. Такие оптические константы, как величина максимального двупреломления, осьность, оптический знак минерала и т. п., приводятся только в том случае, если они необычны. Описывая кварц, например, следует сказать о форме и размерах зерен, наличии или отсутствии волнистого погасания, но говорить о том, что кварц имеет максимальное двупреломление, равное 0,009, и, следовательно, белые цвета интерференции или что он одноосный положительный, не следует. При описании каждого минерала отмечают также все особенности его микроструктуры: степень идиоморфизма, взаимоотношения с дру-

гими минералами, различные типы взаимных прорастаний, образование реакционных каемок, процессы коррозии, оплавления и т. п. Характеризуя продукты вторичных изменений, отмечают общую степень измененности породы. Подробно описывают структуру и текстуру породы и, наконец, по сумме признаков определяют ее название.

Порода неполнокристаллическая порфировая. Для породы, имеющей порфировую структуру, глазомерно оценивают общую площадь, занимаемую вкрапленниками в данном сечении ко всей

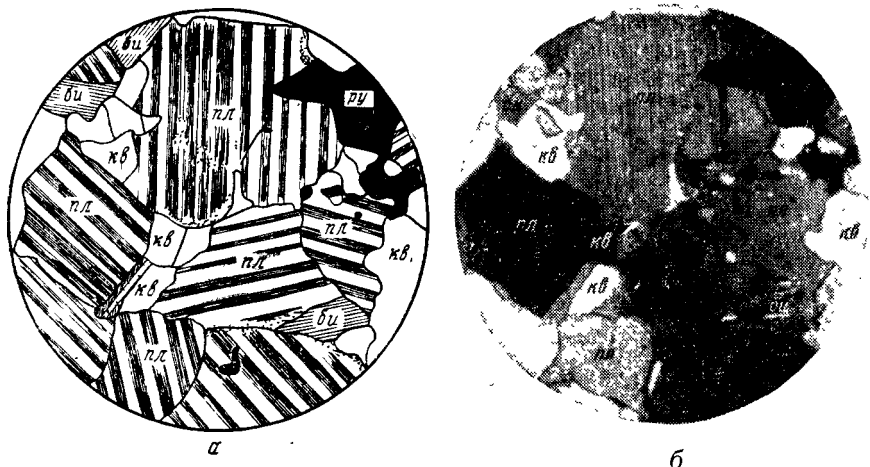


Рис. 89. Пример зарисовки горной породы:

а — зарисовка шлифа; *б* — тот же участок шлифа под микроскопом; в плагиоклазах (пл) двойники нанесены условно (кв — кварц, би — биотит, ру — рудный минерал)

площади шлифа. Эти соотношения сохраняются и для объемов, поэтому полученные выше данные можно принимать в качестве количественных отношений объема вкрапленников ко всему объему породы. Перечисляют минералы вкрапленников в порядке их убывания и затем описывают вкрапленники по схеме, данной для минералов полнокристаллических пород.

Приступая к описанию основной массы, прежде всего характеризуют степень ее кристалличности. Перечисляют минералы из состава микролитов, отмечая преобладающие. Микролиты списывают, как правило, с меньшей детальностью, чем вкрапленники. При наличии вулканического стекла указывают его цвет, величину относительного показателя преломления, количество рудной примеси, степень замещения вторичными продуктами. Следует иметь в виду, что показатели преломления вулканических стекол кислого, среднего и щелочного состава меньше показателя преломления бальзама (иногда для стекла среднего состава — равны ему);

показатель преломления стекол основного состава выше бальзама.

На основании состава минералов, их формы, расположения в породе и количественного соотношения микролитов и стекла, если последнее имеется, называют структуру основной массы породы. Отмечают текстурные признаки: наличие полосчатости, флюидальности, пористости, миндалин, перлитовых трещин и т. п.

Если порода афировая, то ее описание производится так же, как описание основной массы порфировой породы.

В итоге макроскопического и микроскопического изучения породы дается ее обобщенное описание. Оно не будет полноценным без иллюстративного материала. Поэтому желательно сопровождать описание микрофотографиями или зарисовками. Пример зарисовки приведен на рис. 89.

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

«Осадочные породы можно определить как геологические тела, возникающие на поверхности Земли и несколько глубже ее, при свойственных для этих горизонтов небольших температурах и давлении, путем преобразования отложений, возникших за счет продуктов выветривания, жизнедеятельности организмов и иногда за счет материала вулканического происхождения» (Рухин, 1969, стр. 32).

Наука об осадочных породах — литология — изучает вещественный состав и особенности строения осадочных пород, рассматривает вопросы их классификации, условия возникновения и процессы преобразования.

Изучение осадочных пород имеет большое практическое значение. Многие осадочные породы представляют собой ценные полезные ископаемые. Это — уголь, горючие сланцы, руды алюминия, железа, марганца, фосфориты, различные соли, глины, известняки и т. п. С некоторыми рыхлыми осадочными породами (россыпями) связаны месторождения золота, платины, олова и других металлов. Направленные поиски полезных ископаемых осадочного происхождения должны проводиться на базе палеогеографических исследований. Бесплезно искать, например, уголь на территории, где в рассматриваемый период времени простиралось глубокое море, также бесплодны поиски соляных залежей там, где господствовал влажный холодный климат. В различных физико-географических условиях образуются определенные типы осадочных пород, поэтому петрографические исследования являются одной из главнейших предпосылок палеогеографического анализа. Особенно велико ее значение при стратиграфическом расчленении немых (лишенных органических остатков) толщ.

Осадочные породы необходимо изучать при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. В осадочных породах заключены подземные воды. Их качество и характер циркуляции зависят от состава, пористости, трещиноватости и ряда других свойств осадочных пород. Чаще всего именно осадочные породы являются основаниями, на которых возводятся различные инженерные сооружения: заводы, мосты, плотины, дороги и т. п. При строительстве этих сооружений необходимо предварительное ис-

следование физико-механических и несущих свойств грунтов, которые в значительной степени обусловлены их минеральным составом, структурами и текстурами.

Физические свойства пород находятся в тесной связи с их петрографическими особенностями, поэтому без детального изучения осадочных пород невозможна геологическая интерпретация результатов геофизических исследований.

При изучении осадочных пород наряду с макроскопическим их описанием и исследованием под микроскопом используются различные лабораторные методы. Необходимость такого комплексного изучения обусловлена тонкозернистым или аморфным строением многих минералов осадочного происхождения, вследствие чего кристаллооптический метод, обычно вполне достаточный для диагностики минерального состава кристаллических пород, не дает здесь достоверных результатов. В последнее время значительное развитие получили физические методы исследования минералов осадочных пород. В числе этих методов первостепенную роль играют рентгеноструктурный, термический и электронно-микроскопический анализы, краткая характеристика которых приводится ниже.

Рентгеноструктурный анализ дает представление о строении кристаллической решетки минерала путем анализа картины дифракции прошедших через кристалл рентгеновских лучей.

В качестве источника рентгеновского облучения используются специальные трубки (двухэлектродные лампы), работающие на высоком напряжении. Раскаленная нить катода выделяет поток электронов, которые несутся с большой скоростью к аноду. На поверхности анода происходит торможение электронов и в результате возникают рентгеновские лучи.

При прохождении через кристаллическое вещество рентгеновские лучи претерпевают дифракцию, которую можно упрощенно рассматривать как отражение их от плоских сеток пространственной решетки. Полученная дифракционная картина дает возможность судить о величине межплоскостных расстояний, о размерах элементарной ячейки и характере симметрии кристалла.

Диагностика минералов основана на сопоставлении дифракционной картины исследуемого минерала с эталонными. Данные структурного анализа учитываются при классификации минералов и имеют большое значение для определения новых минеральных видов.

Термический анализ основан на наблюдении термических эффектов (поглощения или выделения тепла), обусловленных фазовыми превращениями вещества в процессе его нагревания. Исследуемый материал измельчают и нагревают до температуры 1000—1200° С (иногда до 1600° С) в специальной электропечи. При нагревании образца в нем будут происходить различные процессы (обезвоживание, диссоциация молекул, плавление, окисление, перекристаллизация и пр.), сопровождающиеся экзотермическими

(с выделением тепла) и эндотермическими (с поглощением тепла) реакциями. Одновременно с образцом нагревают инертный эталон (например фарфор, окись магния или др.), температура которого будет повышаться равномерно. Изменение разности температуры нагреваемого образца и эталона регистрируется и автоматически записывается при помощи термопары, преобразующей тепловую энергию в электроток.

Полученная термограмма позволяет диагностировать минерал путем сравнения ее с термограммами известных минералов. Параллельно с кривой нагревания может регистрироваться кривая потери веса образца при прокаливании, также помогающая идентифицировать определяемый минерал.

Электронномикроскопический анализ дает возможность изучать форму и строение очень мелких минеральных частиц.

Разрешающая способность светового микроскопа ограничивается природой света. При самых оптимальных условиях световой микроскоп вследствие явлений дифракции позволяет наблюдать частицы размером около одной трети длины световой волны, что составляет не менее 0,2 микрона. Длина волн электронных лучей во много раз короче, чем световых лучей. Поэтому с помощью электронных микроскопов можно получить значительно бóльшие увеличения (до 200 000 раз), а их разрешающая способность достигает 10 ангстрем.

В электронном микроскопе в отличие от обычного вместо стеклянных линз применяются электромагнитные или электростатические, а вместо лучей видимого света — поток электронов. Источником электронов служит раскаленная вольфрамовая нить (катод). С помощью конденсорной линзы пучок электронов направляется на исследуемый объект. При столкновении с атомами вещества электроны рассеиваются под различными углами. Через находящуюся за объектом апертурную диафрагму объективной линзы пройдут и достигнут экрана лишь те электроны, которые отклонились на очень малые углы. Полученное на флюоресцирующем экране изображение фиксируется с помощью фотопленки.

Исследование минералов при помощи электронного микроскопа производится прямым путем — изучением их в суспензиях или косвенным — изучением реплик (отпечатков поверхностей частиц).

Кроме охарактеризованных выше лабораторных методов, при изучении осадочных пород широко применяются химический анализ, электроннографический метод структурного анализа, гранулометрический анализ, исследование минералов в иммерсионных жидкостях и др.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Формирование осадочных пород происходит в поверхностной зоне Земли, в так называемой зоне осадкообразования, охватывающей верхнюю часть литосферы, гидросферу и нижние части атмосферы. Процесс этот длительный и сложный. Рассматривая его, можно выделить следующие более или менее четко выраженные стадии: 1) выветривание, 2) перенос и отложение продуктов выветривания, 3) диагенез и 4) эпигенез*.

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Выветриванием называют процессы разрушения горных пород на поверхности Земли и в ее верхнем слое. Главными факторами выветривания являются различные атмосферные агенты и жизнедеятельность организмов. В результате выветривания возникает материал, за счет которого образуются осадочные породы. Различают два типа выветривания — физическое и химическое.

Физическое выветривание. В результате физического выветривания происходит механическое раздробление массивной породы на обломки различных размеров. Главными факторами этого процесса являются резкие колебания температуры, механическое воздействие воды, льда и ветра.

Горные породы состоят из зерен различных минералов, имеющих разные коэффициенты линейного и объемного расширения. Так, например, при нагревании гранитной породы на 50°С кварцевые зерна увеличиваются на 0,005 своего объема, в то время как объем зерен ортоклаза увеличивается лишь на 0,008. Неравномерное расширение и сжатие в результате суточного колебания температуры ослабляет связь между отдельными минеральными зернами, в результате чего в монолитной породе возникают мельчайшие трещины, и она постепенно распадается на обломки больших или меньших размеров вплоть до песка и мелкой пыли.

Значительное разрушающее воздействие оказывают на породу силы кристаллизации. В холодное время года вода, проникающая в трещины, замерзает. При переходе в твердое состояние объем воды увеличивается приблизительно на 9%. Образовавшиеся при этом кристаллы льда расширяют трещины, ускоряя тем самым процесс разрушения породы. Аналогичное расклинивание трещин происходит также в результате кристаллизации в них легкорастворимых соединений — кальцита, гипса, галита и ряда других минералов.

* В настоящее время отсутствует единое мнение о наименовании последней стадии. Учитывая, что термин «эпигенез» имеет широкое значение, некоторые авторы предлагают называть начальный этап преобразования породы катагенезом, а более глубокие ее изменения — метагенезом.

Большую разрушительную работу производят волны морских прибоев, воды горных рек, движущиеся ледники, ветер, несущий частицы песка.

В тектонически активных зонах образование складчатых и разрывных дислокаций сопровождается интенсивным механическим раздроблением горных пород. Возникающие при этом системы трещин нарушают их монолитное строение и способствуют дальнейшей дезинтеграции.

Химическое выветривание. Процессы, протекающие при химическом выветривании, приводят к изменению химического и минерального состава пород. Основная движущая сила этих процессов заключается в неустойчивости минералов магматического происхождения в зоне осадкообразования, физико-химические параметры которой существенно отличаются от более глубоких горизонтов литосферы, в условиях которых формировались магматические породы.

Химическое выветривание обусловлено наличием в зоне осадкообразования кислорода, воды и углекислоты.

С присутствием кислорода воздуха, а также кислорода, растворенного в грунтовых водах, связаны окислительные процессы. Окислению наиболее легко подвергаются различные закисные и сернистые соединения, а также органические вещества. В процессе окисления изменяется первоначальная окраска породы, обычно появляются желтые, бурые и красные тона. Породы темно-серого цвета богатые органическими соединениями, обесцвечиваются. Иногда окисленные породы становятся пористыми вследствие выноса растворимых соединений. Кислород, избыточный в воздухе и в воде, проникает по порам в породы на различную глубину, обычно соответствующую уровню грунтовых вод. В торфяниках, например, эта глубина почти совпадает с поверхностью Земли, в других условиях кислород может опускаться до 1 км и более.

Весьма существенным фактором химического разложения является вода. Химическая активность воды зависит от степени ее диссоциации на ионы H^+ и OH^- . В зависимости от концентрации ионов H^+ и OH^- изменяются свойства воды. Природные воды могут быть кислотными или щелочными. Кислотность или щелочность воды определяется величиной pH , представляющей собой логарифмический показатель концентрации водородных ионов, взятый с обратным знаком: $pH = -\lg H^+$. При $pH > 7$ воды считаются щелочными, при $pH < 7$ — кислыми, если $pH = 7$, реакция нейтральная. Чем выше значение pH , тем более прочно связанные с анионами катионы минералов могут быть замещены при гидролизе. От величины pH зависит также и характер продуктов выветривания. Так, например, каолинит образуется в кислой среде, а другой глинистый минерал — монтмориллонит — в щелочной. Кислая среда характерна для болот и торфяников, слабощелочная — для морских вод, резкощелочная — для вод соленых озер.

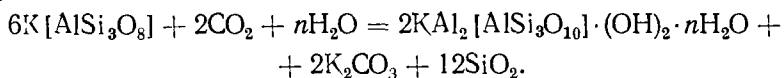
Действие воды как фактора химического выветривания значи-

тельно усиливается в том случае, когда она содержит в растворе уголекислоту. Вода, насыщенная уголекислотой, разлагает силикаты. В результате этого процесса образуются глинистые минералы и карбонаты. Последние, при наличии в воде уголекислоты, переходят в хорошо растворимые бикарбонаты и выносятся в виде растворов из зоны реакции.

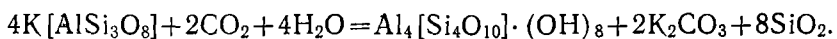
Большую роль при химическом выветривании играют организмы. В процессе их жизнедеятельности образуется уголекислый газ и ряд других соединений, способствующих химическому разрушению пород. Важным фактором выветривания являются также гуминовые кислоты, возникновение которых связано с бактериальным разложением органических остатков. Вытесняя из силикатов катионы, гуминовые кислоты образуют гуматы алюминия и железа, обладающие значительной растворимостью. Таким образом, благодаря гуминовым кислотам могут передвигаться труднорастворимые элементы — алюминий и трехвалентное железо. Выносу продуктов труднорастворимых соединений способствует также восстановительная функция гуминовых кислот, так как закисные соединения железа, марганца и некоторых других элементов растворяются значительно лучше, чем их окислы.

В результате воздействия рассмотренных выше агентов химического выветривания происходит окисление минералов, их гидратация (т. е. образование минералов, более богатых водой), а также разложение минералов сложного состава с образованием новых минеральных видов и выносом в растворенном состоянии различного рода соединений.

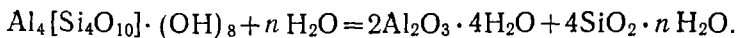
В качестве примера подобного рода процессов рассмотрим схему разложения полевых шпатов под воздействием воды и растворенной в ней уголекислоты. На первом этапе химического выветривания полевые шпаты переходят в глинистые минералы типа гидрослюда:



Часть калия в форме K_2CO_3 выносятся растворами. При более глубоком разложении калий может быть вынесен целиком и образует другой глинистый минерал — каолинит:



В странах с влажным тропическим и субтропическим климатом происходит дальнейшее разложение каолинита с образованием гидроокислов алюминия и окислов кремния (процесс латеритизации):



При разрушении пород, содержащих магнезиальные силикаты (пироксены, амфиболы и др.), формируются глинистые минералы группы монтмориллонита.

Железосодержащие минералы (магнетит и др.) при выветривании окисляются и гидратизируются, переходят в окислы и гидроокислы железа. В зоне химического разложения сульфидных месторождений цветных минералов и железа происходит растворение и переотложение ряда рудных минералов, что приводит к резкому обогащению руд (образование зон вторичной цементации).

Коры выветривания. В определенных тектонических и климатических условиях в результате химического выветривания на месте залегания материнских пород возникает кора выветривания, состоящая из новообразованных и унаследованных от материнских пород минералов, в то время как вещества, перешедшие в раствор, выносятся за пределы зоны выветривания.

Важнейшими предпосылками для образования кор выветривания являются обилие тепла и влаги. Химическое выветривание протекает наиболее энергично при более высокой температуре (известно, что при повышении ее на 10°C скорость всех химических реакций увеличивается примерно в 2—2,5 раза). Не менее важную роль играет большое количество метеорных осадков, способствующих гидролизу силикатов и алюмосиликатов и обеспечивающих вынос веществ, перешедших в раствор. Наряду с особенностями климата огромное значение имеет характер рельефа и тектонический режим территории. Химический процесс в зоне выветривания завершается лишь в случае длительного сохранения продуктов разрушения на месте их образования, что может осуществиться лишь на территории с равнинным или слабо расчлененным рельефом при условии ее статического положения или медленного поднятия.

Современные коры выветривания достигают наибольшего развития в зоне влажных тропиков. Мощность коры выветривания может измеряться здесь многими десятками метров, а в ее строении наблюдается отчетливая зональность. Нижний горизонт обычно сложен почти свежей породой, затронутой лишь процессами механического разрушения (образование щебенки, дресвы). Выше следует горизонт глинистых минералов группы гидрослюд (при разложении гранитов) или группы монтмориллонита (при разложении габбро, базальта). Характерной чертой этого горизонта является сохранение основных признаков строения исходной породы. Третий горизонт сложен каолинитом или монтмориллонитом и отличается от предыдущего горизонта пятнистой окраской, обусловленной локальным распространением гидроокислов железа. Венчается кора выветривания зоной накопления охр или бурых железняков и латеритов.

В областях умеренно влажного климата Северной Америки, Европы и Азии современная кора выветривания маломощна и достигает максимум 1—1,2 м, отождествляясь практически с почвенным покровом. В горных районах тектонически активных областей сколько-нибудь развитой коры выветривания, как правило, нет.

Процессы физического и химического выветривания тесно связаны между собой и обычно проявляются совместно. Интенсивность действия каждого из этих процессов зависит от физико-географических условий, от состава пород и продолжительности выветривания. Так, на первых этапах выветривания обычно преобладают факторы, ведущие к механическому разрушению горных пород. При раздроблении монолитной породы на мелкие обломки резко увеличивается поверхность ее соприкосновения с окружающей средой и тем самым значительно усиливается активность процессов химического разложения. Физическое выветривание проявляется наиболее интенсивно в высоких широтах и в зонах пустынь, там, где существуют резкие колебания температуры и породы не защищены растительным покровом. Химическое выветривание превалирует в условиях жаркого и влажного климата.

Выветривание создает материал, из которого образуются осадочные породы. В результате рассмотренных выше процессов возникают продукты двух типов: 1) обломочные частицы различной крупности за счет минералов, устойчивых в условиях земной поверхности, 2) истинные и коллоидные растворы, из которых образуются минералы осадочного происхождения.

Процессы выветривания приводят к образованию месторождений полезных ископаемых. К их числу принадлежат месторождения алмазов, золота, хромита, каолина, бокситов, никеля, кобальта, марганца. В результате химического выветривания происходит обогащение сульфидных месторождений цветных металлов.

ПЕРЕНОС И ОТЛОЖЕНИЕ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ (СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ)

Процессы переноса и отложения осадочного материала неразрывно связаны и составляют единую стадию осадкообразования — *седиментогенез*.

Преобладающая часть продуктов выветривания выносится из зоны выветривания и отлагается вдали от места разрушения материнских пород. Основными агентами переноса являются текущие воды, движущийся лед и ветер. Значение этих агентов различно для различных климатических зон. В связи с этим целесообразно рассмотреть условия осадкообразования раздельно в зонах гумидного, аридного и нивального климата. Гумидный климат характеризуется преобладанием количества метеорных осадков над испарением и температурными условиями, разрешающими существование воды в жидкой фазе по крайней мере в течение теплой части года; аридный (засушливый) климат отличается преобладанием испарения над массой атмосферных осадков; нивальный (ледовый) — отсутствием воды в жидкой фазе и отрицательными температурами на протяжении почти всего года.

Седиментогенез в областях с гумидным климатом. Главным агентом переноса и осаждения продуктов выветривания в областях с гумидным климатом являются текущие воды — дождевые, талые и реки.

Продукты механического раздробления, образующие обломки различного размера, вплоть до коллоидальных частиц, переносятся водными потоками различными способами: 1) путем волочения по дну, 2) в виде грубой механической взвеси, 3) в виде коллоидных (золи) и субколлоидных (суспензии) растворов

Продукты химического выветривания образуют истинные или коллоидные растворы. Форма переноса различных групп химических соединений имеет избирательный характер (Страхов, 1960). Минералы, слагающие глины, переносятся главным образом в виде суспензий, а также в виде золь и механических взвесей. Соединения железа, марганца, фосфора и многих микроэлементов (ванадия, хрома, никеля, кобальта, меди и др.) переносятся в виде коллоидных растворов или суспензий. Карбонаты кальция и магния, а также кремнезем переносятся главным образом в виде истинных ненасыщенных растворов. Значительные массы карбонатов перемещаются также в виде механической взвеси горными реками. Хлориды и сульфаты калия, натрия, кальция, магния и некоторых других элементов переносятся исключительно в виде истинных растворов, причем концентрация этих растворов в речных (золи) и субколлоидных (суспензии) растворов.

Перенос осадочного материала сопровождается частичным его отложением еще в процессе перемещения. Осаждение продуктов механического раздробления на пути переноса происходит под влиянием гравитационных сил и наступает в тот момент, когда гидродинамическая энергия текущей воды становится неспособной передвигать частицы определенного диаметра.

В результате переноса и отложения дождевыми и талыми водами образуются делювиальные (на склонах) и пролювиальные (у подножия склонов) осадки. Перенос в данном случае осуществляется обычно на небольшое расстояние, поэтому частицы, слагающие эти осадки, слабо окатаны и плохо сортированы.

Речные воды перемещают громадное количество осадочного материала. Подсчеты показали, что все реки земного шара выносят за один год в конечные бассейны седиментации — моря, озера, океаны — около 13 млрд. т продуктов механического раздробления и около 5 млрд. т продуктов химического разложения материнских пород. Кроме того, значительное количество осадочного материала (аллювий) отлагается в руслах и долинах рек. Гранулометрический состав аллювиальных осадков зависит главным образом от скорости течения реки. Для равнинных рек, скорость движения воды в которых обычно не превышает 0,5—1 м/сек, характерны песчаные и глинистые осадки, для горных рек, где скорость движения воды значительно больше (5—10 м/сек), — грубозернистые. Наибольшая часть осадочного материала отлагается

в дельтах рек. Здесь, кроме песчано-глинистых осадков, частично осаждаются продукты коллоидных растворов, а в заболоченных дельтах иногда накапливается органическое вещество.

Основная масса продуктов физического и химического выветривания осаждается в конечных водоемах стока — морских бассейнах и озерах.

В процессе осаждения материала из растворов большую роль играют организмы, обладающие способностью извлекать из морской воды и концентрировать в теле, скелете или раковине кремнезем, карбонаты, фосфор и другие вещества. После гибели таких организмов на дне водоемов образуются кремнистые, карбонатные, фосфатные осадки.

Особое значение имеет наземная и водная растительность, концентрирующая углерод. Обширные заболоченные леса дали начало торфу и ископаемым углям, а фитопланктон морей и лагун послужил материалом для образования нефти.

Седиментогенез в областях с аридным климатом. Главным агентом переноса в областях с аридным климатом является ветер.

Ветер возникает благодаря неравномерному нагреванию воздуха. Перенос обломочного материала ветром характеризуется специфическими особенностями по сравнению с аналогичными процессами, происходящими в водной среде. Различие это обусловлено значительно меньшей плотностью воздуха, в силу чего транспортирующая способность ветра примерно в 300 раз меньше, чем воды, двигающейся с такой же скоростью. Тем не менее перенос и отложение осадочного материала ветром играет важную роль. Так, например, в Среднем и Южном Каспии эоловая пыль составляет в донных осадках по весу 13%. О дальности переноса ветром пирокластического материала говорит тот факт, что пепловые частицы, выброшенные в атмосферу во время извержения кавказских вулканов, образовали мощные слои туфов в Воронежской области.

Мелкие частицы переносятся ветром во взвешенном состоянии, а песчинки, гравий и мелкая галька перемещаются главным образом путем перекачивания. В процессе переноса обломочные частицы окатываются и сортируются по размеру. Эоловые пески являются наиболее отсортированными. В результате деятельности ветра образуются барханы и дюны, песчаные гряды и бугры.

В областях с засушливым климатом осадки выпадают редко и обычно в виде кратковременных обильных ливней. У подножия гор после таких ливней возникают веерообразные конусы выноса обломочного материала. Процессы дезинтеграции горных пород проходят в аридных зонах настолько интенсивно, что коренные породы возвышенностей часто оказываются полностью погребенными под собственными обломками.

Преобладание испарения над количеством выпадающих осадков создает благоприятные условия для химического отложения

легкорастворимых соединений в озерах и лагунах. Существует определенная климатическая закономерность распространения озерных осадков: содовые озера с невысокой минерализацией воды располагаются на периферии аридной зоны, сульфатные озера с более высокой минерализацией — в полупустынях и хлоридные озера с высокой минерализацией вод — в центральных частях аридных зон (в пустынях).

В лагунах при небольшой концентрации растворов осаждаются кальцит, при увеличении концентрации — последовательно доломит и гипс с примесью карбонатов и, наконец, при концентрации выше 27% осаждаются хлориды и сульфаты.

Седиментогенез в областях с нивальным климатом. В нивальной зоне главным агентом переноса является движущийся лед. Второстепенное значение имеет перемещение и накопление обломков на склонах под действием силы тяжести, а по периферии ледников — под действием воды, образовавшейся в результате таяния льда.

В настоящее время ледники занимают около 10% поверхности суши, покрывая территории полярных областей и вершины высоких гор. В эпохи материковых оледенений роль ледников была значительно больше. Скорость движения ледников изменяется в широких пределах. Так, например, ледник Федченко движется со скоростью 0,5—0,8 м в сутки, ледники Альп 0,1—0,4 м, Гималаев 2,0—3,5 м, а скорость движения ледников Гренландии достигает 10—38 м в сутки. В результате движения ледников на их поверхности и внутри льда перемещается различный обломочный материал: от тонких глинистых частиц до глыб огромного размера. Этот материал отлагается при таянии и отступании ледника в виде различных моренных образований, представляющих собой смесь глины и песка с гравием и валунами. Характерной особенностью морен является полное отсутствие сортировки материала. С деятельностью ледниковых вод связаны такие образования, как флювиогляциальные пески и ленточные глины.

Следует отметить важную транспортирующую роль айсбергов и припайных льдов, образующихся на границе с сушей и неоднократно взламывающихся приливно-отливными течениями и сильными штормами.

Общее количество обломочного материала, переносимого ледниками, не подсчитывалось. Имеющиеся единичные определения свидетельствуют о значительной роли ледников как фактора переноса и отложения продуктов физического выветривания (например некоторые альпийские ледники выносят в год более 6000 м³ обломочного материала).

На склонах гор в областях с нивальным климатом, помимо переноса и отложения обломочного материала льдом, происходит перемещение и накопление продуктов морозного выветривания, образующих порой обширные каменные россыпи.

ОСАДОЧНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА

Понятие об осадочной дифференциации вещества ввел в литологию Л. В. Пустовалов в 1940 г.

Сущность представления об осадочной дифференциации заключается в том, что при разрушении материнских пород, а также при последующем переносе и отложении осадочного материала происходит его разделение (дифференциация) по размеру частиц, плотности и химическим свойствам. В результате этого в бассейнах конечного стока отлагается не пестрая смесь всевозможных компонентов, а происходит их раздельное накопление, что обуславливает формирование осадков определенного состава.

Л. В. Пустовалов различает два типа осадочной дифференциации: механическую и химическую. Одновременно он подчеркивает единство этих процессов, выражающееся в том, что они могут протекать одновременно, взаимно перекрывая друг друга.

Механическая дифференциация проявляется в сортировке обломочных частиц в зависимости от их размера, формы и плотности, обусловленной уменьшением энергии потоков, переносящих обломочный материал.

Крупные и более тяжелые обломки отлагаются вблизи места их образования, в то время как мелкие и более легкие частицы уносятся от области сноса значительно дальше. В результате такой сортировки горные области окаймляются полосой грубообломочных осадков, сменяющихся по мере удаления от источника сноса последовательно песчаными и глинистыми отложениями. Сортировка обломочных частиц по плотности приводит к образованию россыпных месторождений золота и платины, приуроченных к горным участкам рек, характеризующимся высокой подвижностью водной среды.

Дальность переноса зависит также в определенной степени и от формы обломочных частиц: сферические частицы, обладая высокой скоростью падения, оседают первыми, в то время как пластинчатые чешуи вследствие большой их плавучести уносятся дальше. Примером могут служить пластинки слюды, namного «обгоняющие» зерна других минералов.

Химическая дифференциация вещества заключается в последовательном осаждении соединений из водных растворов соответственно их растворимости. Л. В. Пустовалов разработал схему, показывающую очередность выпадения в осадок различных компонентов, формирующих главные типы осадочных пород (рис. 90). Вещества, характеризующиеся плохой растворимостью, — окислы алюминия, железа, кремния и марганца — выпадают в осадок вблизи места разрушения материнских пород при незначительном изменении физико-химических условий среды. В современную эпоху рассматриваемые соединения отлагаются почти исключительно на континентах либо в прибрежной части морей. Лучше растворимы карбонаты; они могут перемещаться в виде ионных растворов

на значительные расстояния. Наиболее легко растворимые соединения — соли переносятся далеко от места разрушения материнских пород и осаждаются в конечных водоемах лишь в результате значительного увеличения их концентрации в растворе. Указанные процессы приводят к тому, что в природе локально существуют определенные типы осадочных пород — карбонатные, кремнистые, фосфатные, железистые, галоидные и др.

Продукты осадочной дифференциации, соседние по расположению в рассмотренной выше схеме, обычно встречаются совместно. Так, например, гипсы часто переслаиваются с доломитами и каменной солью, но никогда не ассоциируются с бурыми железняками и фосфоритами.

Н. М. Страхов подчеркивает, что осадочная дифференциация действительно играет большую роль в образовании и распределении в земной коре осадочных пород и полезных ископаемых, но в то же время считает, что схема, предложенная Л. В. Пустоваловым, не учитывает многих реально действующих факторов и поэтому не отражает действительного хода осадкообразования. Дифференциация осадочного вещества зависит не только от химических свойств самого вещества, но в значительной мере и от условий среды, в которой происходит перенос и отложение осадочного материала. Таким образом, подчеркивается роль климатического и тектонического факторов, характера жизнедеятельности организмов, физико-химических параметров водной среды, в которой происходит осаждение осадков и т. д. Перечисленные факторы в конкретных геологических условиях вызывают отклонения от рассмотренной выше схемы.

Например, соленые морские воды способствуют коагуляции коллоидных частиц железа и марганца, вследствие чего последние отлагаются в прибрежной зоне совместно с песчаными осадками. В рассматриваемом случае возникают породы, сложенные одновременно продуктами химической и механической дифференциации.

Значительные изменения в схему осадочной дифференциации вносит жизнедеятельность организмов, в определенных условиях концентрирующих ряд соединений и способствующих накоплению их в осадке (например образование углей).

Большую роль играет тектонический фактор. Условия образования осадков в геосинклинальных зонах и на платформах существенно различны. Для геосинклиналей характерна значительная большая скорость накопления осадков, чем на платформах, пре-

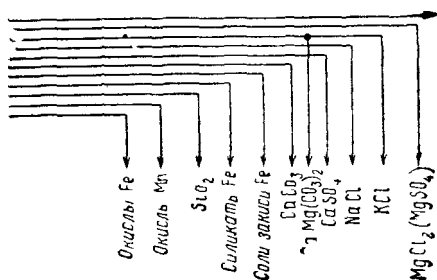


Рис. 90. Схема химической осадочной дифференциации вещества (по Л. В. Пустовалову).

обладание обломочного материала над хомогенным, активное проявление вулканической деятельности, оказывающей существенное влияние на ход осадкообразования.

В процессе развития Земли роль отдельных факторов претерпевала значительные изменения. Это привело, например, к существенному изменению условий накопления железных руд. Как показал Н. М. Страхов, осадочные железные руды в докембрии представляли собой отложения, удаленные от берега. В более молодых породах этот тип руд отсутствует, широкое распространение приобретают мелководные оолитовые железняки, а в мезозойскую эру появляются и континентальные железные руды.

Процесс дифференциации вещества неотъемлемо связан с диалектически противоположным процессом его интеграции. Осадочный материал, поступающий в зону осадкообразования из различных источников сноса, смешивается. В результате одновременного осаждения обломочного, хомогенного и биогенного вещества образуются породы смешанного состава (гибридные).

ДИАГЕНЕЗ

Диагенез — совокупность процессов, превращающих осадок в породу. Сущность этих процессов состоит в физико-химическом уравнивании сложной и многокомпонентной системы реакционноспособных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры.

Твердые вещества, осаждающиеся и неподвижно сохраняющиеся на дне бассейна, образуют осадок. По представлениям Н. М. Страхова (1960), свежесформированный илистый (глинистый) осадок обычно представляет собой рыхлое насыщенное водой полужидкое тело, имеющее весьма разнообразный химико-минералогический состав. Важнейшим свойством такого осадка является отсутствие физико-химического равновесия между слагающими его твердыми, жидкими и газообразными веществами. Так, наряду с наличием в осадке свободного кислорода и различных богатых кислородом соединений, таких, как (SO_4^{2-}) , $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{nH}_2\text{O}$ и др., здесь присутствуют разлагающиеся остатки животных и растений, создающие восстановительную среду. Развивающиеся в осадке микроорганизмы поглощают и выделяют в процессе жизнедеятельности различные химические соединения — сероводород, углекислоту и др., вступающие в реакции с компонентами осадка.

В результате указанных выше процессов существенно изменяется состав иловой воды. Если в момент образования осадка насыщающая его вода не отличалась по составу от наддонной воды бассейна седиментации, то в ходе диагенетического преобразования она лишается сульфатов, свободного кремнезема и обогащается H_2S , CH_4 , CO_2 , NH_3 и другими соединениями. Существенно изменяется концентрация водородных ионов (pH) и окислительно-восстановительный потенциал (Eh). Специфический характер иловой

воды приводит к ее взаимодействию с наддонной водой. Из наддонной воды в иловый раствор интенсивно диффундируют и поглощаются осадком O_2 , (SO_4^{2-}) и связанные с сульфатным ионом Ca^{+2} и Mg^{+2} . В то же время накопившиеся в илах газы (CO_2 , NH_3 , H_2S , CH_4 и т. п.), а также некоторые другие вещества медленно диффундируют в наддонную воду.

В результате диагенеза происходит образование аутигенных минералов вследствие увеличения концентрации в иловом растворе того или иного вещества до стадии насыщения. Вначале реакции в осадке протекают в присутствии достаточного количества кислорода и воды. В эту первую окислительную фазу осаждаются гидроокислы железа и марганца, фосфатные минералы, глауконит. По мере накопления новых порций осадка среда становится восстановительной и окисные соединения переходят в закисные. К восстановительной фазе приурочено образование сульфидов и силикатов железа, кальцита, доломита, сидерита и ряда других минералов.

Одновременно с образованием диагенетических минералов происходит их перераспределение в осадке — растворение в одних местах и отложение в других. Причиной перераспределения вещества осадка является неравномерное изменение в различных его частях Eh, pH и концентрации иловых растворов, вызванное присутствием разлагающихся органических остатков, а также пятнистым расположением первичного материала в осадке. Например, при значениях $pH=8$ и более растворяются кремнистые минералы и выпадает нерастворимый в щелочной среде $CaCO_3$. В участках с низким pH $CaCO_3$ растворяется, а в осадок выпадает SiO_2 . В результате перераспределения вещества образуются конкреции (кальцитовые, сидеритовые, фосфатные, марказитовые и др.), а также пятна, линзы и прослои, обогащенные теми или другими минералами.

Рассмотренные Н. М. Страховым процессы, протекающие на стадии диагенеза глинистого осадка, отложившегося в субаквальных (морских или озерных) условиях, дают основание считать, что движущей силой диагенетических преобразований является физико-химическая неуравновешенность осадка. Все эти процессы идут за счет энергии, заключенной в самом осадке.

Процессы диагенеза весьма многообразны, они зависят существенно как от условий, в которых протекает диагенез, так и от состава осадка. Последний определяет физико-механические свойства пород, образовавшихся в результате диагенеза. Н. М. Страхов высказал предположение, что в гумидных зонах в результате процессов диагенеза пески и алевролиты уплотняются слабо и могут оставаться рыхлыми и сыпучими, глины теряют текучесть, но еще вполне пластичны и только карбонатные и кремнистые породы подвергаются литификации (окаменению).

Значительно отличаются от рассмотренной выше схемы процессы диагенеза, протекающие в субаэральных условиях, т. е. там,

где превращение осадка в породу идет не под покровом воды, а на поверхности Земли. В таких условиях происходит формирование лёсса, континентальных песчано-глинистых отложений, известковых туфов и ряда других пород. Во всех случаях субаэрального диагенеза его процессы будут сильно ослаблены, а в ряде случаев не проявляются совершенно.

ЭПИГЕНЕЗ

Эпигенезом называется совокупность процессов, изменяющих осадочные породы в период их существования до начала выветривания или до перехода в метаморфические породы.

В результате эпигенеза преобразуется строение породы, разрушаются одни минералы и возникают другие, более устойчивые в новых условиях.

В отличие от диагенетических процессов, вызванных внутренней неустойчивостью осадка при изменении физико-химических параметров обстановки, причины эпигенеза обусловлены воздействием на породу внешних сил. Основные факторы эпигенеза — давление вышележащих толщ, возрастание температуры, связанное с погружением породы, напряжения, возникающие при горообразовательных процессах, подземные воды, циркулирующие в осадочных породах.

Эпигенез проявляется повсеместно как на платформах, так и в геосинклинальных областях. Мощность осадочной толщи может быть различной — от первых сотен метров до 2—4 км. Судя по глубине залегания и непосредственным замерам в буровых скважинах, эпигенетические изменения происходят при температуре от 30—50 до 150—200° С и давлении от 100—200 до 1 500—2 000 атм*.

В разрезах, характеризующихся большой мощностью отложений, проявляется эпигенетическая зональность, отражающая зависимость аутигенного минералообразования от глубины залегания пород. Подобная зональность установлена А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым в мезозойских и верхнепалеозойских отложениях складчатой зоны Западного Верхоянья**. Здесь (сверху вниз по разрезу) выделены следующие четыре зоны, характеризующиеся определенными структурно-минералогическими признаками, физико-механическими свойствами пород и степенью переработки углей: 1) зона неизмененного глинистого цемента, 2) зона хлоритового и хлорито-кварцевого цемента, 3) зона кварцево-регенерационного цемента, или зона кварцитовидных структур, 4) зона кварцево-регенерационного и слюдистого цемента. Каждая из последующих зон соответствует большему уровню погружения и ин-

* Н. В. Логвиненко. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.

** А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов. Зоны эпигенеза в терригенных комплексах мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. Докл. АН СССР, т. 103, № 6, 1955.

тенсивности дислокаций, а также более длительному пребыванию в погруженном состоянии.

В последние годы сходного типа зональность установлена в мощной серии среднекаменноугольных терригенных пород Донецкого бассейна, в осадочном покрове восточной части Русской платформы и Западно-Сибирской низменности, а также в других регионах.

В зависимости от интенсивности эпигенетического преобразования пород выделяют различные стадии этого процесса: 1) стадию начального эпигенеза, 2) стадию глубинного эпигенеза и 3) стадию метагенеза.

Свойственные каждой стадии ассоциации новообразованных минералов отражают, с одной стороны, термодинамические условия определенных ступеней эпигенеза, а с другой — зависят от состава исходных пород. С целью выяснения характера эпигенетических преобразований в петрографически разнородных типах отложений в последние годы в учение об эпигенезе введено понятие о фациях регионального эпигенеза *.

Фации регионального эпигенеза характеризуются ассоциациями новообразованных минералов, возникших при определенном химико-минералогическом составе исходных пород.

В песчаниках, сложенных стойкими минеральными компонентами — кварцем, кислыми плагиоклазами и натриево-калиевыми полевыми шпатами, а также в глинах каолинитового состава возникают кварц и на более поздних стадиях — диксит и пирофиллит. Иная картина наблюдается в породах, характеризующихся более разнородным исходным составом и наличием нестойких минералов — биотита, роговой обманки, пироксенов, плагиоклазов основного состава, обломков эффузивов и пр. В этом случае начиная с самых ранних стадий изменения пород происходит интенсивное разложение нестойких компонентов и синтетическое и метасоматическое образование новых минералов, устойчивых в данных термодинамических условиях. В зависимости от состава исходных пород возникают вторичные эпигенетические минералы: кварц, альбит, хлорит, гидрослюда, цеолиты, эпидот и др.

Фации регионального эпигенеза не могут рассматриваться как равновесные системы, что отличает их от фаций регионального метаморфизма. Возникающие в процессе эпигенеза минеральные ассоциации содержат наряду с новообразованными минералами многочисленные, в разной степени устойчивые реликтовые компоненты, находящиеся в состоянии незавершенного приспособления к данным термодинамическим условиям. Чем более глубинные изменения претерпевают породы, тем отчетливее проявляются в них вновь приобретенные минералогические и структурные особенности.

* А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1963

Учение об эпигенезе имеет большое практическое значение. В частности, оно играет определенную роль при поисках и разведке нефтяных коллекторов, а также при изучении миграции и формирования залежей нефти.

Выщелачивание отдельных минералов и переотложение растворившегося материала приводит к изменению пористости и проницаемости пород. В ряде случаев присутствие в разрезах среди плотных литифицированных пород рыхлых песчаников, а иногда и песков, обусловлено процессами растворения в стадию эпигенеза ранее возникшего цементирующего материала.

Однако наиболее обычным следствием эпигенетического преобразования является уплотнение породы, связанное с уменьшением ее пористости и проницаемости вследствие структурных и минеральных изменений. Характер изменения пористости и объемного веса глинистых пород в зависимости от

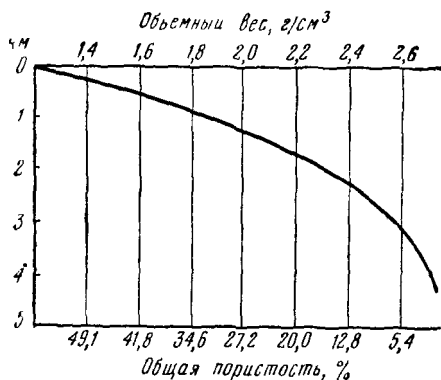


Рис 91. Зависимость пористости и объемного веса глинистых пород от глубины их погружения.

глубины их погружения показан на рис. 91. Уменьшение пористости и увеличение объемного веса, т. е. уплотнение глинистых пород, происходит более или менее плавно до глубины 3—3,5 км, а затем наблюдается резкий перелом кривой. Исследования показали, что изменение физических свойств обусловлено в данном случае минеральными преобразованиями, осуществляющимися в глинистых породах при погружении их на глубину 3—4 км (переход монтмориллонита в иллит).

Глава II

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В настоящее время еще не создана единая общепринятая классификация осадочных пород. Это связано с многообразием процессов, участвующих в образовании осадочных пород, а также с недостаточной изученностью пород этой группы вследствие того, что их углубленное исследование стало возможным лишь по мере развития различных лабораторных методов.

Осадочные породы классифицировались по их происхождению, вещественному составу или иным признакам. Многие из предло-

женных ранее классификаций не получили широкого распространения из-за трудности их практического использования. Примером такой классификации может служить классификационная схема, созданная в тридцатые годы В. М. Батуриным, принявшим за основу фазы исходного вещества, участвовавшего в образовании осадков (твердые продукты разрушения, осадки коллоидных или истинных растворов, пирокластический материал).

Л. В. Пустовалов (1940) предложил классифицировать осадочные породы, исходя из теории осадочной дифференциации вещества. Согласно этому принципу он выделяет продукты механической дифференциации — обломочные породы и продукты химической дифференциации — железистые, марганцевистые, кремнистые и карбонатные породы. Глины, по представлению автора классификации, полигенетичны и помещены поэтому как в первую, так и во вторую группу. Особые группы составляют породы смешанного состава и продукты эпигенеза. Недостатком классификации Л. В. Пустовалова является искусственное разделение группы глин и недостаточное внимание к роли биологического фактора в формировании осадочных пород.

Значительно более широким распространением пользуются классификации, основанные на генетическом принципе. Из материала, изложенного в предыдущей главе, мы видим, что осадочные породы формируются в результате трех основных процессов: за счет осаждения обломочного материала, химическим путем и в результате жизнедеятельности организмов. Эти процессы положены в основу классификации В. И. Лучицкого, выделившего группы обломочных, органогенных и химических пород. Несмотря на кажущуюся согласованность этой классификации с тремя главными факторами образования осадочных пород, она имеет существенные недостатки. Так, например, глины необоснованно отнесены к группе обломочных пород, в то время как современные данные об условиях образования глинистых минералов свидетельствуют о том, что они в значительной мере являются продуктами химического разложения материнских пород. Согласно рассматриваемой классификации одна и та же порода может оказаться в различных группах (например известняки химического и органогенного происхождения).

В учебнике принята классификация, предложенная М. С. Швецовым (1958), которая представляется на данном этапе достаточно научно обоснованной и удобной для практического использования. Согласно этой классификации, выделены три основные генетические группы осадочных пород: 1) обломочные, 2) глины, 3) химические и биохимические.

Обломочные породы образуются из продуктов механического разрушения материнских пород и слагаются главным образом реликтовыми минералами, перешедшими в осадочные породы без изменения химического состава. К этой группе относятся грубо-обломочные, песчаные и алевролитовые породы.

Глинистые породы — продукты химического разложения минералов материнских пород. Образование глинистых осадков происходит главным образом за счет коагуляции суспензий.

Химические и биохимические породы слагаются минералами, осаждающимися из истинных или коллоидных растворов либо чисто химическим путем, либо при прямом или косвенном участии организмов. Породы этой группы образуются из продуктов химического разложения минералов материнских пород. К рассматриваемой группе относятся алюминиевые, железистые, марганцевые, кремнистые, фосфатные, карбонатные, сульфатные, галоидные породы и каустобиолиты.

В каждой из этих групп породы подразделяются на более мелкие категории, исходя из различных признаков. Обломочные породы классифицируют по величине слагающих их обломков и далее по минеральному составу, глинистые породы — по характеру преобразования глинистого вещества и минеральному составу. В группе химических и биохимических пород главным классификационным признаком является их химико-минералогический состав.

Кроме однородных пород, которые можно легко отнести к одной из трех основных групп, существуют и иногда имеют большое практическое значение породы смешанного состава, содержащие два или более генетически разнородных компонентов (например глинистые и обломочные частицы, карбонатные и глинистые и пр.). В современной литературе нет ясности относительно места смешанных пород в классификационной схеме. Одни исследователи считают целесообразным выделение пород смешанного состава в самостоятельную группу, подчеркивая при этом особые условия их образования и существенно иные свойства. Другие рассматривают породы смешанного состава совместно с «чистыми», относя их к соответствующему типу в зависимости от преобладания того или иного компонента.

Особое место занимают породы, содержащие помимо продуктов физического и химического выветривания пирокластический материал, образовавшийся при вулканических взрывах. Такие породы называют вулканогенно-осадочными. Они занимают промежуточное положение между породами осадочными и изверженными. Наибольшим распространением пользуются вулканогенно-обломочные породы, включенные М. С. Швецовым в группу обломочных. Некоторые исследователи выделяют группу вулканогенно-осадочных пород в самостоятельный тип.

Трудность последовательного использования генетического принципа для классификации осадочных пород заключается в том, что нередко одна и та же порода может быть образована различными способами. В связи с этим предложены классификационные схемы, основанные на генезисе и вещественном составе пород одновременно, позволяющие избежать крупных генетических групп, включающих породы разнообразного происхождения. Со-

гласно этому принципу, Н. М. Страхов (1960) выделяет следующие основные группы осадочных пород: 1) обломочные, 2) глиноземистые (аллитные), 3) железистые, 4) марганцевые, 5) фосфатные, 6) кремнистые, 7) карбонатные, 8) соли, 9) каустобиолиты. Н. В. Логвиненко (1967), принимая за основу классификацию Н. М. Страхова, выделяет глинистые породы в особую группу.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Различные осадочные породы играют в земной коре неодинаковую роль. Представление об относительной распространенности главнейших их типов дают подсчеты, выполненные в последние годы советскими и американскими геологами. Некоторые результаты таких подсчетов приведены в табл. 10.

Т а б л и ц а 10
Распространенность главнейших типов осадочных пород

Породы	Количественные соотношения пород, %		
	на платформах (по материалам М. Хорна и Г. Слака, 1966)	в геосинклинальных зонах (по материалам Л. Б. Роннова и А. А. Ярошевского, 1967)	на континентах в среднем (по материалам А. А. Беуса, 1970)
Глинистые . . .	53,0	53,0	53,0
Песчаные . . .	28,0	24,8	25,4
Карбонатные . .	16,0	21,8	20,8
Эвапориты . .	3,0	0,4	0,8

Как видно из таблицы, подсчеты, произведенные разными авторами на различных территориях земного шара, дали весьма близкие результаты. Установлено, что самыми распространенными среди осадочных пород являются глины и аргиллиты, на втором месте стоят пески и песчаники, на третьем — карбонатные породы (преимущественно известняки).

Глава III

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Осадочный материал возникает за счет разрушения различных пород — магматических, метаморфических или ранее существовавших осадочных. По мере развития Земли увеличивается площадь, покрытая осадочными породами, и вследствие этого значение последних как источника осадочного материала, постепенно возра-

стает. Однако на ранних этапах развития нашей планеты вся ее поверхность была покрыта породами магматическими, которые и послужили первичным источником осадочного материала.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Сравнение химического состава магматических (см. табл. 3) и осадочных (табл. 11) пород показывает, что процентные соотношения главных окислов, слагающих те и другие породы, близки по своим значениям.

В отличие от пород магматических в осадочных породах содержится больше воды, углекислоты и органического углерода, что

отражает характер процессов в зоне осадкообразования, насыщенной этими компонентами.

Другой важной особенностью состава осадочных пород является высокое содержание в них кальция, что пока не находит достаточного обоснования. Весьма характерно также увеличение содержания калия и уменьшение натрия, не компенсируемое избытком натрия в океане. Это приводит к некоторому дефициту натрия в стратисфере и гидросфере относительно состава магматических пород. Указанная особенность также является проблемой, требующей специального исследования.

Окислительные условия, господствующие на поверхности

Земли, определяют преобладание в осадочных породах Fe_2O_3 относительно FeO , а также высокое содержание в них сульфатной серы.

Все указанные выше особенности осадочных пород наиболее ярко выражены в платформенных отложениях, являющихся продуктом глубокого выветривания и далеко зашедшей дифференциации. В отличие от них геосинклинальные осадки испытали менее существенные изменения и по своему составу ближе к породам, из которых они образовались.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Если сравнить средний минеральный состав магматических и осадочных пород, то мы увидим, что он окажется резко различным. Магматические породы сложены силикатами и алюмосиликатами, образовавшимися в глубоких зонах земной коры и поэто-

Таблица 11

Средний химический состав
осадочных пород
(по Ф. Кларку, с изменениями)

Компоненты	Содержание, %
SiO_2	58,53
Al_2O_3	13,07
FeO	2,00
Fe_2O_3	3,37
MgO	2,51
CaO	5,44
Na_2O	1,10
K_2O	2,81
H_2O	4,28
CO_2	4,94
C	0,65
Прочие	1,30
	100,00

му неустойчивыми на ее поверхности (см. табл. 4). Эти минералы содержатся в осадочных породах в незначительном количестве или полностью отсутствуют в них. В то же время имеется большая группа минералов, характерных исключительно для осадочных пород. Наконец, существуют минералы, встречающиеся как в магматических, так и в осадочных породах. Сказанное выше иллюстрируется табл. 12.

Таблица 12

Средний минеральный состав осадочных пород
(по М. С. Швецову)

Минералы	Содержание, %	Условия образования минералов
Оливин	—	Минералы, образующиеся в глубоких зонах земной коры и поэтому неустойчивые в условиях земной поверхности
Биотит	—	
Роговая обманка	—	
Авгит	—	
Анортит	—	
Магнетит	0,07	Минералы, встречающиеся как в магматических, так и в осадочных породах, но резко преобладающие в первых. В небольшом количестве могут возникать в зоне осадкообразования
Титанит и ильменит	0,02	
Альбит	4,55	
Ортоклаз	11,02	
Кварц	34,80	Минералы, образующиеся как из магматических расплавов, так и осадочным путем. В зоне осадкообразования устойчивы
Светлые слюды	15,11	
Глинистые минералы	14,51	Минералы, образующиеся преимущественно осадочным путем
Железистые осадочные минералы	4,00	
Доломит (частично сидерит)	9,07	
Кальцит	4,25	
Гипс и ангидрит	0,97	
Фосфатные минералы	0,35	
Органическое вещество	0,73	
	99,45	

Источником осадочного материала кроме магматических пород могут также служить породы метаморфические и более древние — осадочные. Многие минералы метаморфических пород, образовавшиеся в условиях высоких давлений и температур, оказываются неустойчивыми в зоне осадконакопления и разлагаются. Однако некоторые из типичных метаморфических минералов переходят в осадочные породы без изменения химического состава и встречаются в последних в качестве акцессорных.

Рассматривая минеральный состав осадочных пород, можно выделить две различные по своему происхождению группы минералов: 1) реликтовые и 2) минералы осадочного происхождения.

К первой группе относятся минералы магматические и метаморфические, перешедшие в осадочные породы в неизменном или частично измененном состоянии. Такие минералы называют реликтовыми, обломочными, а также терригенными (тегга — земля), т. е. поступившими в седиментационный бассейн с суши. Эти минералы образовались за пределами бассейна осадконакопления и являются аллотигенными — принесенными в этот бассейн из областей, служивших источником питания. Зерна реликтовых минералов в результате механической обработки в процессе переноса в водной или воздушной среде обычно несут следы окатанности, т. е. имеют сглаженные углы и криволинейные очертания.

Породообразующими в осадочных породах являются лишь наиболее устойчивые при химическом выветривании реликтовые минералы. Это кварц, полевые шпаты (главным образом натриево-калиевые и кислые плагиоклазы), слюды. Аллотигенные компоненты могут быть также представлены обломками магматических метаморфических и более древних осадочных пород. Менее устойчивые и неустойчивые магматические и метаморфические минералы частично или полностью разрушаются в процессе формирования осадочной породы и обычно не встречаются в древних породах (так, например, оливин появляется только в отложениях плейстоцена или в современных осадках).

Терригенные минералы слагают группу обломочных горных пород, а в глинах и породах биогенного и химического происхождения могут присутствовать в качестве примеси.

Минералы осадочного происхождения относятся к группе аутигенных, т. е. образовавшихся на месте (*in situ*), в осадке или в породе. Подавляющая их часть возникает в процессе осадконакопления (это так называемые седиментационные минералы), меньшее количество формируется в результате диагенетических и эпигенетических процессов.

Аутигенные минералы можно узнать в породе по ряду признаков. Для них характерны идиоморфные кристаллы или, наоборот, причудливые «лапчатые» очертания зерен. Аутигенные минералы выполняют поры, каверны и трещины в породе, замещают или регенерируют обломочные зерна, образуют оолиты, сфероиды, микроглобулы и ряд других специфических форм.

Некоторые из аутигенных минералов (кальцит, доломит) имеют широкое распространение и слагают мощные осадочные толщи, другие концентрируются в виде отдельных пластов, линз и стяжений (минералы группы кремнезема, алюминия, фосфаты, пирит, сидерит, глауконит и др.), третьи встречаются в осадочных породах редко, присутствуя в них в виде цемента, вкрапленников или отдельных стяжений (флюорит, барит, цеолиты и др.).

Особое место занимают глинистые минералы. Одни исследователи считают, что минералы этой группы представляют собой главным образом новообразованные (аутигенные) продукты, возникшие либо в ходе седиментации, либо в процессе диагенеза и эпи-

генеза. Другие полагают, что глинистые минералы зарождаются еще в области мобилизации вещества на водосборных площадях и испытывают в процессе переноса и отложения лишь более или менее значительные преобразования.

В отличие от минералов магматических, в составе которых наиболее широко распространены силикаты и алюмосиликаты, минералы, образовавшиеся осадочным путем, являются во многих случаях более простыми химическими соединениями — солями, окислами и гидратами окислов. Если также учесть, что довольно часто осадочные породы, состоящие из аутигенных минералов, мономинеральны, то становится ясно, что такие породы представляют собой готовый химический продукт, который можно использовать для нужд промышленности или сельского хозяйства. Рассеянные в магматических минералах (характеризующихся обычно сложным химическим составом) железо, фосфор, марганец, алюминий и другие элементы, накапливаясь в процессе осадкообразования, создают залежи полезных ископаемых.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Главными породобразующими компонентами осадочных пород являются:

- 1) реликтовые минералы и обломки пород;
- 2) минералы осадочного происхождения;
- 3) органические остатки;
- 4) вулканогенный материал.

Ниже рассмотрены породобразующие компоненты, за исключением реликтовых минералов, которые были охарактеризованы в главе, посвященной магматическим породам.

Минералы осадочного происхождения

Группа кремнезема

Наиболее распространенные минералы этой группы — опал, халцедон и осадочный кварц.

Опал

$\text{Si}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Аморфный.
 $n = 1,406—1,460$.

Состав непостоянен. Содержание воды колеблется от 2 до 13—14%, достигая иногда 34%. При нагревании часть воды теряется. Опал чаще всего бесцветен или молочно-белый, но иногда может в зависимости от примесей быть желтым, красным, голубым или черным. Блеск стеклянный до воскового. Полупрозрачные разновидности характеризуются опалесценцией. Плотность 1,9—2,5. В свежих забоях горных выработок нередко мягок, но на поверхности быстро

твердеет (максимальная твердость 5—6) и становится хрупким. Излом раковистый.

В шлифе бесцветен. Обычно изотропен, но иногда слабо дву-преломляет вследствие внутренних напряжений. Показатели преломления изменяются в широких пределах в зависимости от содержания воды, но их значения всегда намного ниже, чем у канадского бальзама. Характерны отрицательный рельеф и ясно выраженная шагреневая поверхность (первая группа по Лодочникову). С помощью полоски Бекке опал можно легко отличить от аморфного фосфата, характеризующегося резким положительным рельефом. От галита, флюорита и цеолитов опал отличается отсутствием спайности. Шагреневая поверхность позволяет отличить опал в шлифе от глинистых минералов и канадского бальзама.

Осадочный опал отлагается в морских водоемах. Он входит в состав многих кремнистых пород, а также выполняет пустоты и трещины в глинах, песчаниках и известняках. Опал слагает скелеты диатомовых водорослей, радиолярий и губок. Известны натечные формы опала в виде сталактитов и кремнистых туфов. Опал легко переходит в халцедон и кварц. Этот минерал распространен преимущественно в кайнозойских породах, в мезозойских встречается реже, в палеозойских отсутствует.

Халцедон

SiO_2 . Сингония не установлена.

$n_e = 1,538—1,543$; $n_o = 1,530—1,533$; $n_e - n_o = 0,008—0,010$.

Оптически одноосный, положительный.

Оrientировка оптической индикатрисы: $n_e \parallel c$.

Халцедон является волокнистой или скрытокристаллической разновидностью кварца. Некоторое различие в физических и оптических свойствах этих минералов объясняют наличием в халцедоне субмикроскопических пустот и небольшой примесью тонкорассеянного опала. Цвет белый, серый, светло-желтый, бурый, зеленый. Плотность 2,6. Твердость 6. Спайности не обнаруживает. Излом раковистый до занозистого.

В шлифе бесцветный. Цвета интерференции серые до белых. Имеются три разновидности халцедона, различающиеся по ориентировке оптической индикатрисы. У собственно халцедона волокнистые кристаллы имеют прямое погасание и отрицательный знак удлинения, у кварцина — прямое погасание и положительное удлинение, у лютецита — косое погасание (до 30°) к направлению удлинения. Минералы группы халцедона наблюдаются в шлифах в виде веерообразных пучков, сферолитов, микрозернистых корочек вокруг обломочных зерен, колломорфных выделений и т. д.

Халцедон можно спутать в шлифе с гипсом. Отличительным признаком являются более высокие, чем у гипса, показатели преломления (у гипса они всегда ниже 1,530). В сомнительных случаях вопрос может быть решен при помощи микрохимической ре-

акции на кальций. В микрозернистых агрегатах халцедон очень похож на кварц, от которого отличается только более низким светопреломлением.

Халцедон является продуктом раскристаллизации опала, а также выпадает непосредственно из растворов, отлагаясь в порах и кавернах различных пород. Иногда образует псевдоморфозы по другим минералам или органическим остаткам. Встречается обычно совместно с опалом и кварцем.

Кварц

В осадочных породах присутствует кварц терригенный — магматического происхождения и кварц осадочный, образующийся в условиях поверхности земной коры.

В настоящем разделе охарактеризован кварц осадочного происхождения. Кристаллооптические константы кварца приведены в главе, посвященной магматическим минералам (см. стр. 94).

Зерна магматического кварца, перешедшие в осадочные породы, обычно изометричные и более или менее окатаны. Осадочный кварц отличается от них отсутствием включений и неправильной формой, обусловленной формой той полости, в которой он отлагался. Иногда при заполнении пустот и трещин в породах образуются агрегаты довольно крупных кристаллов длиннопризматического габитуса. В эпигенетически измененных песчаниках можно встретить каемки обрастания вокруг обломочных зерен магматического кварца, представленные аутигенным кварцем, имеющим ту же оптическую ориентировку, что и обломочное зерно.

В шлифах кварц можно спутать со сходными по характеру двупреломления полевыми шпатами. Однако последние имеют спайность, плагиоклазы обычно полисинтетически sdвойникованы, для натриево-калиевых полевых шпатов характерен более низкий показатель преломления, чем у канадского бальзама, в то время как у кварца он выше. В микрозернистых агрегатах кварц похож на гипс. Для последнего в отличие от кварца характерны спайность, более низкие показатели преломления, двуосность.

Осадочный кварц отлагается непосредственно из растворов, а также образуется в результате перекристаллизации опала и халцедона. Он широко распространен в кремнистых породах, заполняет трещины, поровые пространства и другие полости в песчаниках и известняках.

Группа карбонатов

Минералы группы карбонатов имеют широкое распространение в осадочных породах. Наиболее важную роль среди них играют кальцит и доломит. Значительно реже встречаются сидерит, родохрозит, магнезит, анкерит.

Кальцит

CaCO_3 . Тригональный.

$n_o=1,658$; $n_e=1,486$; $n_o-n_e=0,172$.

Оптически одноосный, отрицательный.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_e \parallel c$.

Бесцветный или белый, при наличии механических примесей серый, желтый, розовый или голубоватый. Блеск стеклянный. Плотность 2,7. Твердость 3. Характерным диагностическим признаком является растворимость с бурным вскипанием в 10%-ной соляной кислоте. В осадочных породах кальцит встречается в виде зерен различной крупности, а также слагает оолиты и разнообразные органические остатки.

В шлифе кальцит бесцветен. В достаточно крупных зернах хорошо выражена спайность по ромбоэдру, наблюдающаяся в виде пересекающихся под острым углом трещин. Рельеф зависит от ориентировки сечения; в разрезах, параллельных оптической оси, видна отчетливая псевдоабсорбция. Интерференционная окраска белая высшего порядка. Иногда наблюдаются полисинтетические двойники. В карбонатных породах, сложенных кальцитом, зерна последнего обычно имеют неправильную «лапчатую» форму с характерными извилистыми контурами (рис. 92). В породах микрозернистого строения наблюдается агрегатная поляризация — отсутствие полного погасания при повороте столика микроскопа вследствие различной ориентировки мелких кристалликов кальцита.

Кальцит образуется в осадочных породах, или выпадая непосредственно из растворов, или как продукт жизнедеятельности организмов. Интенсивность осаждения кальцита из морской воды зависит от количества растворенной в ней углекислоты. Удаление CO_2 из раствора создает обстановку, благоприятную для выпадения CaCO_3 в осадок. Растворимость CO_2 понижается при низком давлении и высокой температуре водной среды. Наиболее благоприятные условия для осаждения кальцита — мелководные теплые моря.

Ромбическая модификация карбоната кальция называется *аррагонитом*. От кальцита арагонит отличается двусосностью и характерной игольчатой или волокнистой формой кристаллов. В условиях земной поверхности арагонит неустойчив и быстро переходит в кальцит.

Доломит

$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Тригональный.

$n_o=1,679$; $n_e=1,500$; $n_o-n_e=0,179$.

Оптически одноосный, отрицательный.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_e \parallel c$.

Бесцветный, белый, часто с желтоватым или бурым оттенком. Блеск стеклянный. Плотность 2,8. Твердость 3—4. В 10%-ной соляной кислоте вскипает только в порошке и при нагревании. Круп-

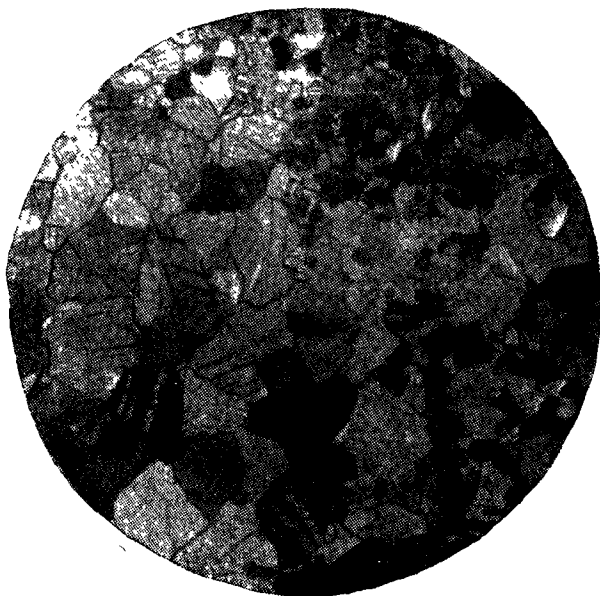


Рис. 92. Кальцит. Увел. 35, николи +.

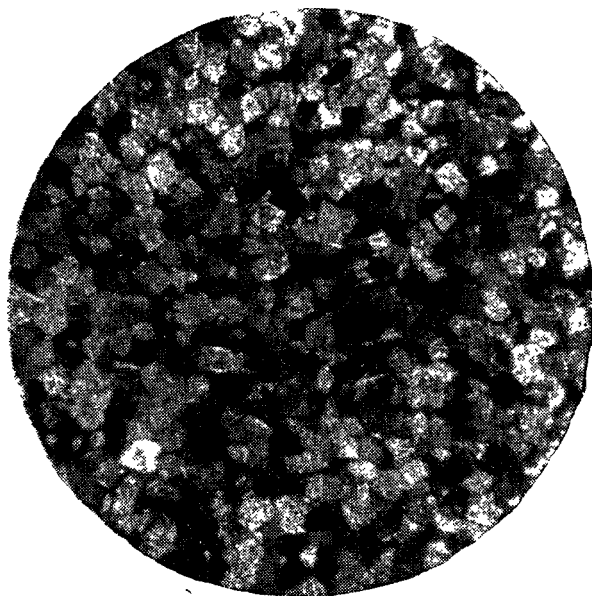


Рис. 93. Доломит. Увел. 35, николи +.

ные кристаллы встречаются редко, более обычны мелкозернистые или пелитоморфные образования.

В шлифе доломит бесцветный. Характерны псевдоабсорбция и высокие цвета интерференции. Полисинтетические двойники встречаются значительно реже, чем у кальцита. Порода, сложенная доломитом, обычно имеет вид мозаичного агрегата более или менее однородных по величине ромбоэдрических зерен. В отличие от кальцита доломит, как правило, не образует кристаллов с извилистыми очертаниями. Ромбоэдры доломита иногда имеют зональное строение и содержат непрозрачные включения в центре кристалла (рис. 93).

Доломит образуется либо как первичный химический осадок, либо в результате эпигенетической доломитизации известняков. Минерал доломит слагает породу того же названия.

Сидерит

FeCO_3 . Тригональный.

$n_o = 1,875$; $n_e = 1,633$; $n_o - n_e = 0,242$.

Оптически одноосный, отрицательный.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_e \parallel c$.

Серовато-белый, серый с зеленоватым оттенком, вследствие процессов окисления становится бурым. Блеск стеклянный. Плотность 3,5—3,9. Твердость 4—4,5. Холодная соляная кислота на сидерит почти не действует; в горячей соляной кислоте он растворяется, раствор при этом окрашивается в желто-зеленый цвет за счет образования хлористого железа. Макроскопически сидерит отличается от других карбонатов большей плотностью, нерастворимостью в холодной соляной кислоте и характерной бурой окраской, возникающей в результате перехода сидерита в водные окислы железа.

В шлифе сидерит бесцветен или окрашен в бурые цвета. В отличие от кальцита и доломита показатели преломления сидерита во всех сечениях выше, чем у канадского бальзама. Цвета интерференции высокие. Сидерит встречается в виде ромбоэдров, удлиненных шестигранников, микрозернистых агрегатов, оолитов и сферолитов.

Образование сидерита происходит в восстановительных условиях, возникающих в осадке в конечную стадию диагенеза. Железо поступает в осадок главным образом в окисной форме и восстанавливается там органическим веществом. В связи с этим сидерит обычно ассоциирует с битуминозными глинами и алевролитами, а также с каменным углем. Минерал сидерит слагает породу того же названия, образует конкреции, линзообразные, гнездовидные и неправильной формы скопления в других породах.

Рассмотрев диагностические признаки наиболее распространенных карбонатов, можно констатировать, что все они характеризуются рядом специфических особенностей, позволяющих легко отличить их под микроскопом от любых других минералов. Карбо-

наты оптически одноосны, отрицательны, имеют очень высокое двупреломление, обуславливающее появление белой интерференционной окраски высшего порядка, переходящей на тонких срезах в перламутровые цвета. Характерно явление псевдоабсорбции. Насколько просто отличить карбонаты в шлифе от других минералов, настолько трудно различать их между собой, особенно в случае мелкозернистого строения породы. Однако имеется ряд признаков, помогающих определить карбонат под микроскопом. Эти признаки могут быть суммированы следующим образом.

1. Показатели преломления сидерита во всех сечениях выше, чем у канадского балласта, в то время как у кальцита и доломита n_e меньше 1,540.

2. Различная форма зерен для кальцита, доломита и сидерита.

3. Для кальцита характерны полисинтетические двойники, для доломита — кристаллы зонального строения.

4. Породы, сложенные кальцитом, обычно имеют неравномернозернистую структуру, породы, сложенные доломитом и сидеритом, — равномернозернистую.

5. Сидерит часто окрашен в бурый цвет водными окислами железа, образовавшимися при его разложении.

В тех случаях, когда указанные признаки в породе не наблюдаются, прибегают к дополнительным лабораторным исследованиям. Наиболее эффективными методами при определении карбонатов являются иммерсионный и термический анализы; в некоторых случаях применяются микрохимические анализы.

При исследовании карбоната в иммерсионных жидкостях достаточно определить показатель преломления обыкновенной волны $n_o = n_g$, величина которого во всех сечениях минерала имеет одно и то же значение.

Кривые нагревания некоторых карбонатов показаны на рис. 94. На термограмме кальцита эффект эндотермической реакции его диссоциации имеет максимум при температуре около 940°C . Для доломита кривая нагревания имеет более сложную конфигурацию с двумя максимумами эндотермической реакции — при температурах 760 и 940°C . Кривая нагревания сидерита характеризуется эндотермическим пиком при температуре с максимумом около 540°C и наличием экзотермического эффекта при температуре около 750°C .

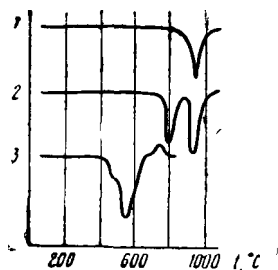


Рис. 94. Кривые нагревания карбонатных минералов:

1 — кальцит; 2 — доломит;
3 — сидерит

Группа глинистых минералов

Глинистые минералы играют в составе осадочных пород исключительно важную роль. Они слагают глины, а также могут находиться в качестве примеси в песчаниках, алевролитах, известня-

ках и многих других породах, существенно изменяя их физико-химические свойства.

Минералы этой группы относятся к водным алюмосиликатам. Наиболее широкое распространение имеют каолинит, монтмориллонит и гидрослюда.

Глинистые минералы в подавляющем большинстве случаев характеризуются слоистым строением кристаллической решетки. Благодаря структурному подобию глинистых минералов получили широкое распространение так называемые смешанно-слойные минералы, в которых отдельные кристаллы образованы элементарными слоями различных типов. Наиболее часто наблюдаются сочетания гидрослюдистых и монтмориллонитовых слоев, гидрослюдистых и каолинитовых и пр. Смешанно-слойные образования наряду с изоморфизмом определяют широкие колебания состава глинистых минералов.

Диагностика глинистых минералов представляет значительные трудности, обусловленные очень малым размером их частиц. В связи с этим изучение минерального состава глин стало возможным лишь после введения в практику исследования пород рентгеноструктурного, электронномикроскопического, термического и ряда других лабораторных методов. Кристаллооптическое исследование глинистых минералов в шлифе дает хорошие результаты только в случае сравнительно однородного состава глины, а также при изучении глинистых минералов в цементе песчанников, где глинистое вещество обычно значительно лучше раскристаллизовано.

Каолинит

$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Триклинный.

$n_g = 1,56—1,57$; $n_p = 1,55—1,56$; $n_g - n_p = 0,006—0,007$.

Белый, иногда с буроватым или зеленоватым оттенком. Плотность 2,6. Твердость около 1. На ощупь жирный. Встречается в виде мелоподобных плотных агрегатов.

В шлифе каолинит бесцветный. Рельеф заметный, положительный. Характерно низкое двупреломление, в тонкочешуйчатых агрегатах кажется почти изотропным. Иногда каолинит образует довольно крупные чешуйки веерообразной или червеобразной формы (рис. 95). В этом случае форма чешуек и их оптические константы позволяют достаточно уверенно диагностировать каолинит в шлифе.

На электронномикроскопических снимках каолинит имеет вид четко ограниченных шестиугольных непрозрачных листочков.

Кривые нагревания каолинита (рис. 96) характеризуются интенсивной эндотермической реакцией в интервале $550—610^\circ\text{C}$ и четким и интенсивным экзотермическим эффектом при температуре $920—1000^\circ\text{C}$.

Каолинит образуется за счет разложения слюд, полевых шпатов, фельдшпатидов и некоторых других силикатов в процессе их



Рис. 95. Каолинит.

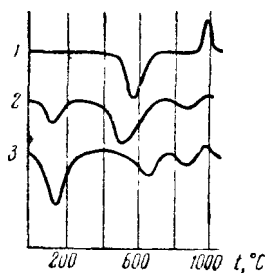


Рис. 96. Кривые нагревания глинистых минералов:

1 — каолинит; 2 — гидрослюда (гидромусковит); 3 — монтмориллонит

выветривания и переноса продуктов разрушения. На земной поверхности каолинит устойчив в условиях кислой среды. Каолинит слагает каолиновые глины, входит в состав полиминеральных глин, иногда присутствует в цементе обломочных пород.

Гидрослюды

$K_{1-1,5}Al_4[Si_{7-6,5}Al_{1-1,5}O_{20}](OH)_4$. Моноклинные.
 $n_g = 1,57—1,61$; $n_p = 1,54—1,57$; $n_g - n_p \approx 0,03$.

Минералы этой группы отличаются от собственно слюд пониженным содержанием калия и большим содержанием кремнезема и воды.

Гидрослюды бесцветные, зеленоватые, бурые. Блеск стеклянный до матового. Характерна весьма совершенная спайность по (001).

В шлифе гидрослюды бесцветные или светло-зеленые. В последнем случае наблюдается слабый плеохроизм. Показатели преломления изменяются в зависимости от химического состава гидрослюд, но они всегда немного выше, чем у каолинита. Диагностическими признаками гидрослюд при изучении их в шлифах являются сравнительно высокие цвета интерференции (обычно желтые или оранжевые) и удлиненная форма чешуек. Последние нередко имеют субпараллельную ориентировку; в этом случае порода в шлифе погасает при повороте столика микроскопа как один кристалл. Отмечается значительное сходство гидрослюд с серицитом.

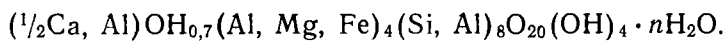
В связи с чрезвычайно тонкозернистостью гидрослюд оптические методы при диагностике минералов этой группы малоэффективны, так как различить отдельные минералы в шлифе практически невозможно. Удовлетворительная идентификация минералов этой группы может быть достигнута лишь при совместном применении нескольких методик.

На электронномикроскопических снимках частицы гидрослюд имеют вид непрозрачных или полупрозрачных чешуек удлиненной или изометричной формы. На кривых нагревания гидрослюд наблюдается, как видно на рис. 96, три эндотермических и одна экзотермическая реакция.

Наиболее характерными диагностическими признаками обладает один из минералов группы гидрослюд — глауконит, который встречается в виде зерен агрегатного строения, интенсивно окрашенных в ярко-зеленые или буроватые цвета. При скрещенных николях глауконит (в отличие от похожего на него хлорита) остается зеленым, что объясняется не только яркостью окраски глауконита, но и совпадением с ней его цветов интерференции.

Гидрослюды образуются при разложении слюд и некоторых других силикатов (например полевых шпатов). Не исключена возможность синтеза гидрослюд за счет монтмориллонита в результате адсорбции последним калия из морской воды. В некоторых случаях гидрослюды возникают при диагенезе в процессе изменения других глинистых минералов. Гидрослюды являются главными породообразующими минералами многих глин.

Монтмориллонит



$$n_g = 1,50—1,53; n_p = 1,48—1,51; n_g - n_p = 0,02.$$

В связи с явлениями изоморфизма в зависимости от присутствия тех или иных обменных катионов химический состав монтмориллонита значительно изменяется. Цвет белый или зеленоватый, но может иметь также другую окраску в зависимости от примесей. Блеск матовый, иногда восковидный. Плотность от 2,2 до 2,9. Твердость 1,5—2,5. Активно поглощает воду и другие вещества. Во влажном состоянии характерно вспучивание и резкое увеличение объема.

В шлифе монтмориллонит бесцветный. В отличие от каолинита и гидрослюд его показатели преломления ниже, чем у канадского бальзама. Двупреломление монтмориллонита характеризуется желтовато-оранжевыми цветами интерференции, близкими цветам интерференции гидрослюд. Размеры кристалликов монтмориллонита обычно очень малы и в шлифе они не видны даже при больших увеличениях. На электронномикроскопических снимках для монтмориллонита характерны бесструктурные облаковидные массы или комковатые агрегаты с расплывчатыми очертаниями.

Кривая нагревания монтмориллонита (см. рис. 96) свидетельствует об интенсивной эндотермической реакции с максимумом в интервале 150—180°С, затем имеется еще две эндотермические реакции и одна экзотермическая.

Монтмориллонит образуется в условиях щелочной среды в морских осадках и в коре выветривания. Слагает бентонитовые глины, являющиеся продуктом разложения вулканического пепла.

Иногда монтмориллонит служит цементирующим материалом в песчаниках.

К группе монтмориллонита кроме собственно минерала монтмориллонита относятся также бейделлит и нонтронит. Минералы этой группы широко распространены в осадочных породах, а в некоторых глинах играют роль главных породообразующих.

Группа железистых минералов

Шамозит

$\text{Fe}_{3,6}^{+2} \text{Al}_{1,6} (\text{Mg}, \text{Fe}^{+3})_{0,8} \cdot (\text{Si}_{2,6} \text{Al}_{1,4}) \text{O}_{10} (\text{OH})_8$. Моноклинный.

$n_g = 1,63—1,66$; $n_p = 1,62—1,65$; $n_g - n_p = 0,010—0,012$.

Оптически двуосный, отрицательный.

Зеленый, темно-зеленый, зеленовато-желтый или бурый. Плотность 3. Твердость 3. Спайность хорошая в одном направлении. Встречается в виде бобовин или сплошных землистых масс.

В шлифе плеохроирует от желтовато-зеленого до бледно-зеленого. Рельеф заметный, положительный, двупреломление низкое. Характерно мелкочешуйчатое, волокнистое или оолитовое строение. Шамозит легко окисляется. Эта особенность затрудняет его определение в шлифах, так как образовавшиеся гидроокислы железа делают породу малопрозрачной.

Шамозит является наиболее распространенным представителем группы железистых хлоритов (лептохлоритов). Лептохлориты образуются химическим путем в морских и континентальных условиях. Вероятно, чаще всего они представляют собой продукты диагенетических процессов. Минералы этой группы иногда слагают крупные железорудные залежи.

Пирит и марказит

FeS_2 .

Пирит и марказит являются полиморфными разновидностями сернистого железа. Для пирита (кубическая сингония) характерны ограненные кристаллы кубической формы, для марказита (ромбическая сингония) — радиально-лучистые и волокнистые образования. Плотность пирита 4,9 — 5,2, марказита 4,6 — 4,9. Твердость пирита 6—6,5, марказита 5—6.

Минералы эти непрозрачны. В отраженном свете имеют золотисто-желтый цвет с характерным металлическим блеском.

Сернистые соединения железа являются широко распространенными аутигенными образованиями, возникающими в осадочных породах, главным образом в диагенетическую, реже в эпигенетическую стадию. Они встречаются в тонкорассеянном состоянии в виде отдельных кристаллов или зерен неправильной формы, образуют конкреции, оолиты, а также псевдоморфозы по животным и растительным остаткам.

Гематит

Fe_2O_3 . Тригональный.

Цвет черный, стально-серый или красный. Характерным признаком является вишнево-красная черта, которую дает гематит на белой фарфоровой пластинке. Плотность 5,2. Твердость 5 — 6. В осадочных породах гематит встречается в виде микрозернистых агрегатов, чешуйчатых выделений и натечных образований, а также слагает конкреции, оолиты и псевдоморфозы по другим железосодержащим минералам.

В шлифе гематит непрозрачен или полупрозрачен. В отраженном свете красный.

Гематит возникает при окислении пирита, сидерита и некоторых других минералов. Широко распространен в коре выветривания, развивающейся в условиях жаркого сухого климата. В обломочных породах иногда образует цементирующее вещество. В результате регионального метаморфизма железосодержащих осадочных толщ дает скопления промышленного масштаба.

Гидроокислы железа

Наиболее распространенные минералы этой группы — гётит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и гидрогётит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Макроскопически и в шлифе эти минералы трудно отличимы друг от друга. Гидрогётит представляет собой скрытокристаллический гётит, содержащий абсорбционную или капиллярную воду. Минерал такого же, как у гидрогётита, химического состава ранее называли «лимонитом». Однако в настоящее время название «лимонит» обычно применяется как собирательное для обозначения скрытокристаллических гидроокислов железа, ближе не исследованных.

Окраска и цвет черты гётита и гидрогётита изменяются от охряно-желтого до красновато-бурого. В порошковатых разностях эти минералы пачкают руки. Встречаются они в виде землистых агрегатов, примазок, корочек, волокнистых выделений, различных натечных форм, оолитов, конкреций и т. д.

В шлифах гётит и гидрогётит почти непрозрачны. В отраженном свете желтовато-бурые, бурые.

Гидроокислы железа образуются при разложении железосодержащих минералов в диагенетическую и эпигенетическую стадии, а также в озерах, болотах и других водоемах осаждением из растворов или в результате биогенных процессов. Эти минералы в виде более или менее значительной примеси широко распространены в осадочных породах. Иногда они образуют значительные скопления, слагая основную массу железорудных осадочных месторождений.

Группа марганцевых минералов

Осадочные марганцевые минералы представлены окислами, гидроокислами и карбонатами. Наиболее распространенными

являются псиломелан $m\text{MnO} \cdot l\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, пиролюзит MnO_2 и манганит $\text{MnO}_2 \cdot \text{Mn}(\text{OH})_2$.

Все эти минералы черного цвета. Встречаются в виде земляных масс, оолитов, натечных образований, дендритов, листоватых и игольчатых агрегатов. В шлифе непрозрачны, в отраженном свете черные, стально-серые, кроме манганита, который в порошке и в шлифе красно-бурый.

Значительно менее распространен родохрозит MnCO_3 , минерал розового цвета, образующий почковидные или шаровидные агрегаты радиально-лучистого или концентрически-слоистого строения. В присутствии кислорода родохрозит легко окисляется и переходит в гидроокислы марганца.

Марганцевые минералы имеют небольшое распространение, но иногда дают скопления промышленного значения. Характерен парагенезис марганцевых минералов с железистыми.

Группа гидроокислов алюминия

Диаспор

HAlO_2 . Ромбический.

$n_g = 1,730—1,752$; $n_m = 1,705—1,725$; $n_p = 1,682—1,706$;

$n_g - n_p = 0,04—0,05$.

Цвет белый, бесцветный, в зависимости от примесей может быть зеленоватым, бурым, желтым. Плотность 3,2—3,5. Твердость 6—7. В осадочных породах встречается в тонкошелушчатых агрегатах с размером частиц менее 0,1 мм. Иногда образует бобовины и оолиты.

В шлифе диаспор бесцветен, при содержании Fe и Mn слабо окрашен в розовый цвет и плеохроирует. Отличительными диагностическими признаками диаспора являются высокий рельеф и яркие цвета интерференции, напоминающие цвета интерференции мусковита и ангидрита.

Бёмит

$\text{AlO}(\text{OH})$. Ромбический.

$n_g = 1,65—1,67$; $n_m = 1,65—1,66$; $n_p = 1,64—1,65$;

$n_g - n_p = 0,015$.

Белый, светло-желтый. Плотность 3. Твердость 3,5—4. Образует тонкодисперсные агрегаты и оолиты.

В шлифе бесцветный. Рельеф положительный. Скрытокристаллические разности почти изотропны вследствие очень мелких размеров перекрывающих друг друга кристалликов.

Гидраргиллит (гиббсит)

$\text{Al}(\text{OH})_3$. Моноклинный.

$n_g = 1,58—1,60$; $n_m = n_p = 1,56—1,58$; $n_g - n_p = 0,02$.

Цвет различный в зависимости от примесей, чаще всего красный, обусловленный присутствием гидроокислов железа. Плотность 2,3. Твердость 2,5—3,5. Встречается в виде чешуйчатых, землистых или тонковолокнистых масс, иногда образует оолиты и пизолиты.

В шлифе гидраргиллит бесцветный. Рельеф положительный. Цвета интерференции обычно не выше белых и желтых первого порядка вследствие малого размера частиц. Гидраргиллит можно спутать в шлифе с каолинитом и кварцем, от которых он отличается более высокими цветами интерференции, а от кварца и более резким положительным рельефом.

Гидроокислы алюминия образуются в процессе химического выветривания магматических пород и, возможно, водно-осадочным путем. Минералы этой группы слагают важные в промышленном отношении аллитовые породы — латериты и бокситы.

Группа фосфатных минералов

Фторапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 \cdot \text{F}$.

Гидроксилапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 \cdot \text{OH}$.

$n_o = 1,603—1,646$; $n_e = 1,598—1,644$.

$n_o - n_e = 0,005—0,008$.

Кроме фторапатита и гидроксилапатита к группе осадочных фосфатов относятся франколит, даллит, курскит и ряд других минералов. Изотропная разновидность фосфата кальция называется «коллофан». Все осадочные фосфаты сходны по химическому составу и близки по своим кристаллооптическим свойствам, поэтому в полевых условиях, а также при микроскопическом изучении в шлифах обычно не удается диагностировать каждый из названных выше минералов в отдельности.

Цвет фосфатных минералов различен в зависимости от содержащихся в них примесей, чаще всего он серый или черный, обусловленный наличием органического вещества. Плотность 3. Твердость 5. Осадочные фосфаты обычно образуют скрытокристаллические или землистые агрегаты.

В шлифе бесцветны или слабо окрашены в желтоватые тона. Показатели преломления значительно выше, чем у канадского балъама. Цвета интерференции темно-серые. Благодаря низкому двупреломлению и очень мелким размерам частиц фосфатные минералы часто выглядят в шлифе как изотропные, и лишь изучение их под электронным микроскопом показало, что те разновидности, которые считались ранее аморфными, в действительности состоят из очень мелких, прекрасно образованных кристаллов. Для раскристаллизованных разновидностей фосфатов характерно волокнистое, сферолитовое и оолитовое строение; иногда наблюдаются тонкоиглольчатые агрегаты или крустификационные оболочки вокруг обломочных зерен.

Фосфатные минералы образуются главным образом путем хи-

мического осаждения в морях. Минералы рассматриваемой группы входят в состав фосфоритов — горных пород, имеющих большое промышленное значение.

Группа сульфатов

Наиболее распространенные минералы этой группы — гипс и ангидрит, значительно реже встречаются целестин и барит.

В отличие от многих других минералов осадочного происхождения сульфаты обычно образуют довольно крупные кристаллы, поэтому их визуальная и микроскопическая диагностика, как правило, не представляет большой трудности.

Гипс

$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$n_g = 1,529—1,531$; $n_m = 1,523—1,526$; $n_p = 1,519—1,521$;

$n_g - n_p = 0,010$.

Оптически двусосный, положительный. $2V = 58^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $cn_g = 52^\circ$.

Белый, бесцветный, иногда окрашен механическими примесями в голубые, желтые или красноватые тона. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Спайность совершенная по двум направлениям. Плотность 2,3. Твердость 2. Образует довольно крупные кристаллы таблитчатого облика; последние нередко дают характерные двойники, имеющие вид «ласточкиных хвостов». Для гипса, развивающегося в пустотах и трещинах, характерно волокнистое строение и шелковистый блеск (такая разновидность гипса называется «селенит»). Иногда гипс встречается в виде тонкозернистых и землистых агрегатов, а также слагает цемент (нередко пойкилитовый) в песчаниках.

В шлифе гипс бесцветен. Рельеф выражен слабо, отрицательный; цвета интерференции от серого до белого. Удлинение волокон отрицательное.

Гипс в шлифах можно принять за кварц или халцедон. Отличить его от этих минералов можно по более низкому показателю преломления, двусосности и наличию трещин спайности. Следует иметь в виду, что гипс легко теряет воду и переходит при этом в ангидрит. Частичная дегидратация гипса может иметь место даже при том незначительном нагревании, которое происходит при изготовлении шлифов. В результате дегидратации гипс переходит в новую модификацию — полугидрат гипса ($2\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), которая характеризуется более высоким светопреломлением и двупреломлением.

Ангидрит

CaSO_4 . Ромбический.

$n_g = 1,609—1,618$; $n_m = 1,574—1,579$; $n_p = 1,569—1,574$; $n_g - n_p = 0,040$.

Оптически двуосный, положительный. $2V=42^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_p \parallel c$; $n_m \parallel b$; $n_g \parallel a$.

Белый, серый, светло-розовый, светло-голубой. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по двум направлениям под прямым углом. Плотность 3. Твердость 3,0—3,5. В отличие от гипса не чертится ногтем. Как правило, встречается в виде сплошных мелкозернистых агрегатов; крупные кристаллы образуются редко, они обычно имеют таблитчатый, игольчатый или призматический облик.

В шлифе ангидрит бесцветный. Рельеф резкий, положительный. Цвета интерференции яркие, высокие, пестрые. Погасание прямое.

Ангидрит легко определяется в шлифах благодаря характерным ярким цветам интерференции, положительному рельефу и хорошей спайности. Он легко переходит в гипс, поэтому эти минералы часто находятся в породе совместно. Для того чтобы выяснить, имеется ли в ангидритовой породе примесь гипса, необходимо проверить зерна с низкими серыми интерференционными окрасками. Такие окраски могут быть как у зерен гипса, так и у зерен ангидрита определенной оптической ориентировки. Решить вопрос можно путем сравнения их рельефа, у гипса рельеф отрицательный — у ангидрита — положительный.

Рассмотренные выше сульфаты образуются в засоленных бассейнах хемогенным путем. Гипс и ангидрит слагают породы того же названия, широко распространенные в соленосных отложениях.

Группа хлоридов

Галит

NaCl . Кубический.

$n=1,544$.

Бесцветный, белый или окрашен примесями в различные цвета. Блеск стеклянный. Плотность 2,1. Твердость 2,5. Спайность совершенная по кубу. Величина кристаллов колеблется в широких пределах — от долей миллиметра до 10 см и более. Галит легко диагностируется макроскопически по кубической форме кристаллов, соленому вкусу, хорошей растворимости и невысокой твердости.

В шлифе бесцветный. Оптически изотропен. Рельеф выражен слабо. Иногда кристаллы галита имеют зональное строение.

Сильвин

KCl . Кубический.

$n=1,490$.

Белый, красный, синий. Блеск стеклянный. Плотность 2. Твердость 1,5—2. Спайность совершенная по кубу. Отличается от галита горько-соленым вкусом.

В шлифе бесцветный. Оптически изотропен. Рельеф резкий, отрицательный. Зерна сильвина обычно явно ксеноморфны по отношению к галиту.

Карналлит

$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Ромбический.

$n_g = 1,496$; $n_m = 1,476$; $n_p = 1,467$; $n_g - n_p = 0,029$.

Оптически двуосный, положительный. $2V = 70^\circ$.

Мясо-красный, желтый. Плотность 1,6. Твердость 2—3, очень хрупок. Излом раковистый. Карналлит гигроскопичен, на воздухе расплывается, теряет форму и характерный для свежего излома стеклянный блеск. Встречается в виде зернистых агрегатов.

В шлифе бесцветный. Рельеф резкий, отрицательный. Цвета интерференции желтые, оранжевые, синие. В зернах карналлита нередко наблюдаются включения галита, ангидрита и доломита, а также пузырьков жидкости или газа. Типично наличие полисинтетических и решетчатых двойников.

Хлориды образуются химическим путем. Они слагают породы, получившие название солей, а также встречаются иногда в виде линз или отдельных кристаллов в других осадочных породах, главным образом в песчаниках и глинах. В том случае, когда содержание солей превышает 0,3% от веса сухой породы, ее считают засоленной.

Физико-механические свойства такой породы зависят от состава и содержания солей. При выщелачивании последних обычно изменяются плотность породы, способность ее к деформации, прочность, устойчивость и водопроницаемость.

Осадочные полевые шпаты

Полевые шпаты осадочного происхождения образуют регенерационные каемки вокруг обломочных зерен, а также встречаются в виде отдельных кристаллов в порах, трещинах и кавернах различных пород. Осадочные полевые шпаты отличаются идиоморфной формой кристаллов, малыми их размерами и отсутствием продуктов разложения. Аутигенные полевые шпаты наблюдаются преимущественно в эпигенетически измененных породах.

Осадочные цеолиты

Осадочные цеолиты (морденит, анальцим, гейландит, ломонтит и др.) встречаются в виде очень мелких единичных кристаллов, друзовидных образований, а также псевдоморфоз по плагиоклазам, обломкам эффузивов и вулканическому стеклу.

В шлифе бесцветны, характеризуются низким светопреломлением — от 1,46 до 1,54 и очень низким двупреломлением — от 0,001 до 0,012. Часто (но не всегда) цеолиты имеют правильную кристал-

лографическую форму; некоторые из них обладают совершенной спайностью.

Цеолиты обычно встречаются в эпигенетически измененных песчаниках, содержащих вулканогенный материал основного и среднего состава.

Органические остатки в осадочных породах

Осадочные породы нередко содержат органические остатки животного и растительного происхождения. В некоторых карбонатных и кремнистых породах, а также в углях они могут быть породообразующими. Изучение органических остатков помогает правильно назвать породу, отличить ее от другой, макроскопически похожей. В ряде случаев это изучение необходимо для определения структурного типа породы и всегда очень существенно для выяснения условий ее образования.

Основными признаками, которые могут быть использованы при определении органических остатков в шлифах, являются такие их особенности, как минеральный состав, форма и микростроение раковин. Учитывая то, что в шлифах мы, как правило, имеем дело с обломками раковин и наблюдаем разнообразные их сечения, органические остатки при петрографическом изучении пород обычно определяются лишь до класса. Фораминиферы, ostracodes, мшанки могут быть определены в шлифах до вида. Выводы об их распространении используют с целью стратиграфического расчленения разрезов (эту задачу обычно выполняют микропалеонтологи).

Ниже рассматриваются характерные признаки наиболее часто встречающихся в осадочных породах органических остатков.

Органические остатки животного происхождения

Фораминиферы. Скелет кальцитовый. Формы раковин чрезвычайно разнообразны — от однокамерной до сложно построенной многокамерной (рис. 97). Размеры раковин варьируют от микроскопических до довольно крупных, достигающих нескольких сантиметров. У подавляющего количества фораминифер стенки раковин имеют микрозернистое строение. Такие раковины выделяются в шлифе темным цветом. Фораминиферы могут быть породообразующими. Они известны с палеозоя и до нашего времени.

Радиолярии. Скелет опаловый. Раковина имеет вид округлой сетки или сетчатого колпачка (рис. 98). Некоторые раковины несут шипы. Опал, слагающий скелет радиолярий, легко переходит в халцедон и кварц, реже замещается кальцитом. В этом случае сетчатое строение исчезает и раковины превращаются в сплошные халцедоновые и кальцитовые шарики. Радиолярии можно спутать с диатомеями (см. стр. 220), от которых они отличаются более крупными размерами (от нескольких десятых миллиметра до

3 мм). Радиоларии являются породообразующими в радиоларитах, встречаются в опоках и яшмах. Радиоларии известны с кембрия до нашего времени.

Губки. Первичный скелет опаловый, но опал часто замещается халцедоном, кварцем или кальцитом. В ископаемом состоянии

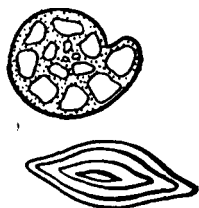


Рис. 97. Фораминиферы.



Рис. 98. Радиоларии.

обычно сохраняются лишь иглы — спикулы, имеющие вид тонких трубочек с полым центральным каналом. Спикулы могут быть одно-, двух- и трех- или четырехлучевые (рис. 99). Породы, сложенные целиком спикулами губок, — спонголиты встречаются редко. Обычно спикулы присутствуют в небольшом количестве среди другого органогенного детрита. Губки известны с кембрия до нашего времени.

Кораллы. Скелет кальцитовый, иногда с примесью магнезита. В шлифе кораллы имеют вид круп-

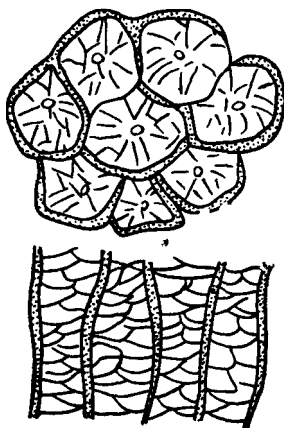


Рис. 100. Кораллы.

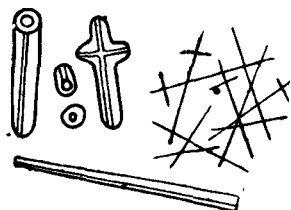


Рис. 99. Спикулы губок.

ноячеистых сеток (рис. 100). Скелетные части, слагающие стенки сеток, имеют обычно микрозернистое строение и выделяются более темным цветом на фоне кристаллов кальцита, выполняющих внутренние полости. Одиночные кораллы живут на различных глубинах и в разных условиях; рифостроющие кораллы встречаются в теплых тропических водах до глубины 50 м. Кораллы известны с раннего палеозоя до нашего времени.

Остракоды. Скелет кальцитовый. Раковины мелкие (обычно не более 1 мм), состоят из двух выпуклых створок (рис. 101). В проходящем свете створки прозрачны, так как построены из тончайших кальцитовых фибр. При скрещенных николях стенки створок остаются светлыми, а у более крупных экземпляров наблюдается волнистое погасание. Форма раковин остракод и их малые размеры



Рис. 101. Остракоды.

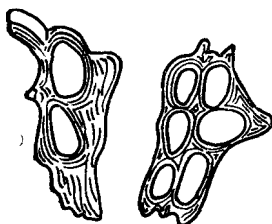


Рис. 102. Мшанки.

позволяют отличать в шлифе остракоды от других органических остатков. Остракоды являются породообразующими начиная с палеозоя и до нашего времени.

Мшанки. Скелет кальцитовый. Характерно крупная чешуеобразная структура скелета (рис. 102). Перегородки между ячейками светлые

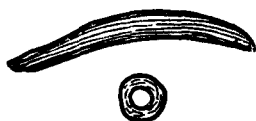


Рис. 103. Брахиоподы.

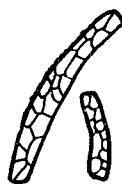


Рис. 104. Перекристаллизованный обломок раковины пелециподы или брахиоподы.

со слабо заметным волокнистым строением, при скрещенных николях они не изменяются. В большинстве случаев мшанки — обитатели прибрежного мелководья. Остатки мшанок часто являются породообразующими, иногда они слагают рифы. Мшанки известны с силура до настоящего времени.

Брахиоподы. Скелет чаще всего кальцитовый. Для брахиопод характерна довольно крупная двустороннесимметричная раковина, иногда снабженная полыми иглами. Наблюдаемые в шлифе обломки таких раковин обычно имеют вытянутую слегка изогнутую форму и характерное волокнистое строение стенки (рис. 103). Остатки брахиопод могут быть породообразующими. Брахиоподы были ши-

роко развиты начиная с нижнего палеозоя до мела, затем их значение резко снижается.

Пелециподы. Раковины пелеципод могут быть кальцитовыми или арагонитовыми. Так как арагонит минерал нестойкий, то структура пелециподовых раковин часто не сохраняется. В шлифах древних пород пелециподовый детрит обычно имеет вид изогнутых



Рис. 105. Форма «слепка» с внутренних полостей гастроподы.

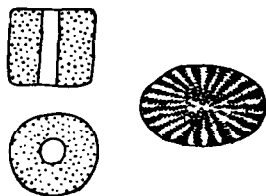


Рис. 106. Иголокожие.

полосок, выполненных сравнительно крупными кристаллами кальцита (рис. 104). Пелециподы характерны для морских мелководных и пресноводных отложений. Появились пелециподы в палеозое. В мелу и триасе могут быть породообразующими.

Гастроподы. Раковины гастропод состоят чаще всего из арагонита и в древних породах всегда перекристаллизованы. Отличить в шлифах гастроподы от пелеципод можно лишь по характерной форме «слепков» полостей (рис. 105). Гастроподы обитают в разнообразных условиях и существуют с палеозоя до нашего времени.

Иглокожие. Скелет кальцитовый. Форма обломков чаще всего округлая или прямоугольная, строение их тонкопористое (рис. 106). Характерным признаком иглокожих является то, что отдельные скелетные части их (членики морских лилий, иглы и щитки морских ежей) представляют собой монокристаллы кальцита и при повороте столика микроскопа погасают целиком как один кристалл. Иголокожие в отдельных случаях могут быть породообразующими. Известны от палеозоя и до настоящего времени.

Остатки позвоночных. Кости и зубы позвоночных, а также остатки панцирных рыб определяются по форме обломков и их минеральному составу. Все эти органические остатки состоят из фосфатных минералов, изотропных или с низкими темно-серыми цветами интерференции. В последнем случае при повороте столика микроскопа характерно волнистое погасание. Остатки позвоночных обычно не являются породообразующими (кроме редко встречающихся «костяных брекчий»), но в виде разрозненных обломков наблюдаются в породах нередко и иногда характерны для определенных слоев. Встречаются с палеозоя.

Органические остатки растительного происхождения

Диатомеи. Диатомовые водоросли — мельчайшие одноклеточные растения, заключенные в тонкий пористый панцирь, состоящий из опала. В шлифе скорлупки диатомей заметны лишь при больших увеличениях. Для них характерен тончайший узор и разнообразная форма — круглая, овальная, треугольная и т. д. (рис. 107). От радиолярий отличаются меньшими размерами и отсутствием ши-

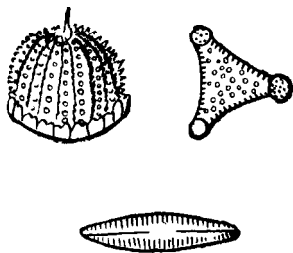


Рис. 107. Диатомеи.

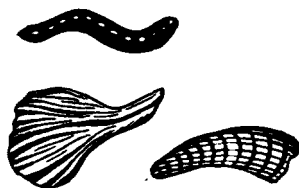


Рис. 108. Многоклеточные водоросли.

пов. Диатомеи встречаются только с юры, преимущественно в кремнистых и глинисто-кремнистых породах. В карбонатных породах они обычно не сохраняются. Остатки диатомовых водорослей являются породообразующими — слагают породы диатомиты.

Многоклеточные водоросли. Синезеленые, зеленые и багряные водоросли сложены микрозернистым кальцитом. Форма и строение водорослей весьма разнообразны. Чаще всего они имеют вид непрозрачных образований со следами более светлых канальцев и ячеек (рис. 108). Скелетные остатки водорослей могут быть породообразующими. Синезеленые водоросли известны с протерозоя, зеленые имели наибольшее распространение в мезозое, а багряные — в третичных отложениях.

Остатки высших растений. Ткани высших растений при определенных условиях захороняются и образуют значительные скопления в виде торфа и углей. Отдельные мелкие обрывки растительных тканей могут быть встречены в различных породах. Обычно они непрозрачны, окрашены в бурые, красновато-бурые или черные тона. Растительный детрит чаще всего имеет удлиненную форму и ориентирован субпараллельно плоскости напластования породы. Иногда сохраняется клеточное строение растительной ткани. В ряде случаев в породах присутствуют споры, пыльца и смоляные тельца, имеющие вид полупрозрачных комочков, желтых или оранжевых в отраженном свете.

Вулканогенный материал в осадочных породах

Вулканогенный (пирокластический) материал извергается на земную поверхность во время вулканических взрывов. В его состав могут входить обломки вулканического стекла, кристаллов различных минералов и эффузивных пород.

Обломки вулканического стекла (вулканический пепел) обычно имеют небольшие размеры — от 0,01 до 1 мм и характеризуются остроугольными причудливо изогнутыми формами — рогульчатыми, серповидными, клинообразными и т. п. (рис. 109). В более крупных обломках стекла может наблюдаться пузырчатая или флюидальная текстура. Вулканические стекла в условиях земной поверхности легко подвергаются раскристаллизации и замещению более стойкими минералами. При разложении кислых стекол образуются кварц и полевые шпаты, при разложении основных — хлорит, цеолиты и глинистые минералы группы монтмориллонита.

Кристаллы различных минералов (кварца, полевых шпатов, пироксенов, амфиболов) характеризуются оскольчатой остроугольной формой, иногда сохраняют идиоморфные очертания. В результате оплавления они имеют также характерные «бухтообразные» углубления.

Обломки эффузивов обычно округлой, овально-вытянутой или веретенообразной формы. Размеры их различны — от мельчайших частиц до крупных глыб диаметром в несколько метров.

Вулканический материал может присутствовать в том или ином количестве в виде примеси в осадочных породах. При значительном его содержании возникают вулканогенно-осадочные породы.

Помимо пирокластического материала при извержении вулканов выделяются растворы и газы, изменяющие минеральный состав осадочных пород. В ряде случаев такие поступления вулканогенного материала являются причиной возникновения месторождений полезных ископаемых.

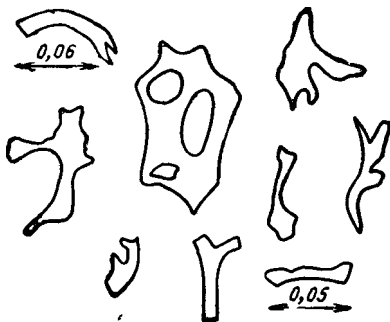


Рис. 109. Форма пирокластических обломков вулканического стекла (размер в мм).

Глава IV

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Структура осадочной породы определяется размером и формой ее минеральных компонентов, *текстура* — их взаимным расположе-

нием и ориентировкой в пространстве. Структура и текстура характеризуют строение породы.

Изучение особенностей строения осадочных пород имеет большое значение при решении вопросов стратиграфии, тектоники, палеогеографии. Не меньшую роль играет изучение структур и текстур при геологической интерпретации данных геофизических исследований, а также в грунтоведении и гидрогеологии, так как физико-механические свойства осадочных пород зависят не только от состава, но также от их строения.

СТРУКТУРЫ

В настоящее время отсутствует единая классификация структур осадочных пород. В связи с этим представляется наиболее удобным рассмотреть отдельно структуры обломочных, глинистых, химических и биохимических пород.

Структуры обломочных пород

Для того чтобы охарактеризовать структуру обломочной породы, необходимо определить размеры и форму обломочных зерен, строение цементирующего материала и взаимное отношение обломков и цемента.

Размер зерен. При петрографическом изучении обломочных пород чаще всего используется десятичная классификация структур, принцип построения которой заключается в том, что конечные размеры, характеризующие ее основные подразделения, превосходят друг друга в 10 раз (табл. 13).

Многие исследователи, основываясь на изменении гидродинамических, минеральных и иных свойств обломочных частиц, за верхний и нижний пределы псаммитовой структуры принимают 2 и 0.05 мм.

Определенный структурный тип устанавливается для породы в том случае, когда содержание в ней какой-либо фракции (песчаной, алевроитовой и др.) превышает 50% общего количества обломочных компонентов.

В случае неоднородного гранулометрического состава возможны структуры переходного типа (например алевропсаммитовая).

Величина зерен оказывает заметное влияние на прочность обломочных пород. Как правило, породы, состоящие из более мелких зерен, имеют большую прочность и устойчивость к выветриванию, чем породы такого же минерального состава, но более крупнозернистой структуры. Среди обломочных сцементированных

Таблица 13

Структуры обломочных пород

Диаметр обломочных зерен, мм	Структура
>1	Псефитовая (грубо-обломочная)
1—0,1	Псаммитовая (песчаная)
0,1—0,01	Алевроитовая
<0,01	Пелитовая

пород наиболее устойчивы и прочны равномерно-среднезернистые и мелкозернистые песчаники, а также алевролиты. Песчаники грубо- и крупнозернистой структуры и грубообломочные породы выветриваются и разрушаются значительно легче. Зависимость прочности пород от их гранулометрического состава показана на примере верхнеюрско-нижнемеловых песчаников долины верхнего Амура (табл. 14).

Таблица 14

Изменение прочности пород в зависимости от их гранулометрического состава
(по Н. С. Красиловой)

Структурный тип песчаников	Прочность пород, кг/см ²		
	в воздушно-сухом состоянии	в водонасыщенном состоянии	после замораживания
Гравелистые песчаники	500	400	250
Мелкозернистые песчаники	1100	800	750

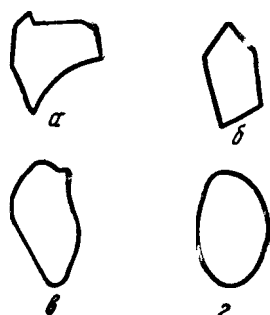


Рис. 110. Форма обломочных зерен:

а — оскольчатая; б — угловатая, в — полукатанная, г — окатанная

Следует отметить, что, несмотря на явную связь, прямой математической зависимости между гранулометрическим составом породы и ее инженерно-геологическими свойствами не существует вследствие разнообразия факторов, определяющих эти свойства.

Форма зерен. Характеризуя форму зерен в обломочных породах, необходимо уделить особое внимание степени окатанности обломочных частиц, которая зависит от первоначальной формы минеральных выделений (в материнской породе), размеров зерен, а также от расстояния и характера транспортировки обломочного материала. Обломки больших размеров окатываются быстрее, чем мелкие, зерна мельче 0,1 мм практически не окатываются совсем. Обычно выделяют зерна оскольчатой, угловатой, полукатанной и окатанной формы (рис. 110). Кроме степени окатанности необходимо отметить степень сферичности обломочных зерен — их изометричность, удлиненность или уплощенность.

Форма обломочных зерен изменяется также в процессе эпигенеза в результате их частичного растворения или, наоборот, регенерации, а иногда также и деформации под воздействием давления вышележащих толщ и ряда других факторов. Общая тенденция эпигенетических структурных изменений выражается обычно в максимальном сближении обломочных зерен, что приводит к уплотнению породы и уменьшению ее пористости. Подобные структуры образуются в результате частичного растворения минераль-

ных зерен, а иногда и их пластической деформации, сопровождающейся изменением строения кристаллической решетки.

В познании вторичных эпигенетических структур большую роль сыграли работы А. В. Копелиовича, в которых эти структуры были впервые описаны наиболее детально*. Основными из них являются следующие структуры:

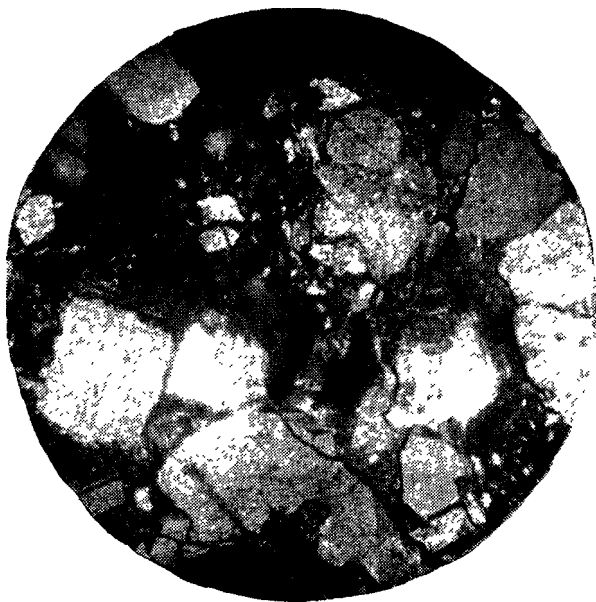


Рис. 111. Инкорпорационно-конформная структура.
Увел. 35, николи +.

Конформная — обломочные зерна изменяют свои первоначальные очертания таким образом, что форма каждого зерна приспосабливается к форме соседних, к нему примыкающих (в неизменных осадочных породах обломочные зерна обычно соприкасаются в отдельных точках).

Инкорпорационная — обломки, сохранившие свою первоначальную форму, частично внедряются в другие обломки, которые меняют очертания соответственно внедрившейся в них части (рис. 111).

Микростилолитовая — характеризуется взаимным проникновением обломочных зерен по сложной зубчатой сутурной границе.

Регенерационная — возникает в том случае, когда обломочные зерна разрастаются за счет аутигенных каемок того же минерала.

* А. В. Копелиович. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.

Первоначальная форма обломочных зерен выявляется под микроскопом по зоне пылеватых включений, которые скапливались на поверхности зерен.

Коррозионная — характеризуется тем, что цементирующий материал не только выполняет промежутки между зернами, но и, внедряясь в них, заполняет впадины, возникшие в результате растворения или замещения обломочных зерен.

Форма зерен существенно влияет на физико-механические свойства породы, так как именно от этого признака зависит характер взаимодействия ее составных частей. Например, рыхлая обломочная порода, сложенная остроугольными зернами, характеризуется более высокой пористостью, меньшей водопроницаемостью, большим углом естественного откоса по сравнению с породой, сложенной окатанными зернами того же размера.

Эпигенетически измененные породы обычно имеют большую прочность, чем аналогичные породы, не подвергшиеся подобным преобразованиям. Пример зависимости механических свойств породы от формы обломочных зерен приводит в своем учебнике М. С. Швецов: «В какой мере форма зерна может оказывать влияние на прочность породы, показывает кварцевый песчаник «итаколумит». Порода эта обладает поразительной упругостью. Тонкие бруски ее можно прогибать на несколько сантиметров, причем они не рассыпаются, но по прекращении давления снова занимают первоначальное положение. Объясняется это тем, что зерна итаколумита, не скрепленные цементом, связаны лишь сложным переплетением своих ветвисто-лапчатых контуров».

Цемент. При описании обломочной породы обычно выделяют обломочные зерна и цемент. Под названием «цемент» принято понимать содержащийся в обломочной породе аутигенный или тонко-обломочный материал, скрепляющий между собой более крупные зерна.

Раздельное рассмотрение обломочного материала и цемента помогает выяснить условия образования породы. В то время как минеральный состав обломочных зерен зависит от характера исходной породы, рельефа, климата и направленности процессов выветривания, существовавших в области сноса, возникновение того или иного цементирующего материала обусловлено главным образом физико-химической обстановкой бассейна седиментации, а также процессами диагенеза и эпигенеза.

Цемент может быть мономинеральным или полиминеральным. Среди мономинеральных наибольшим распространением пользуются кальцитовый, фосфатный, опаловый, гидрогётитовый цементы, несколько реже встречаются доломитовый, кварцевый, халцедоновый, глауконитовый и гипсовый. Полиминеральными являются глинистые цементы (сложенные, как правило, не одним, а несколькими глинистыми минералами). Сравнительно часто встречаются глинисто-кальцитовый, глауконито-фосфатный, глинисто-гидрогётитовый и ряд других полиминеральных цемента. Для обломочных по-

род геосинклинальных областей характерны полиминеральные цементы, состоящие из тонкозернистого или пелитового обломочного материала (мельчайших зернышек кварца, полевых шпатов, слюд), образовавшегося в результате раздробления более крупных обломочных компонентов.

Обломочные породы с кремнистым цементом наиболее прочны и устойчивы против выветривания. Сравнительно высокой прочностью характеризуются породы с карбонатным или железистым це-

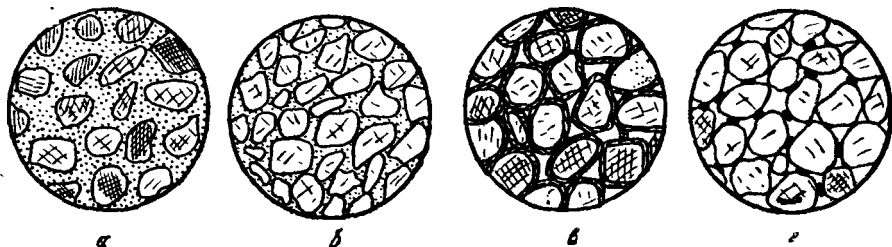


Рис. 112. Типы цементации обломочных пород:

а — базальный цемент, б — цемент выполнения пор, в — пленочный цемент, г — контактовый цемент

ментом. Поэтому обломочные породы, сцементированные кремнистым, карбонатным или железистым материалом и имеющие массивное сложение, относят к скальным породам. Конгломераты, песчаники и алевролиты с глинистым и гипсовым цементом относятся к полускальным породам, они имеют пониженную прочность и водонеустойчивы.

Прочностные свойства сцементированных обломочных пород в значительной степени определяются также соотношением обломочного и цементирующего материала, типом цементации и строением цемента. Количество цементирующего материала может варьировать в породе в широких пределах — от единиц до нескольких десятков процентов. Чем больше цементирующего материала, тем прочнее, как правило, цементация породы.

По соотношению обломков и цементирующего материала выделяются следующие типы цемента (рис. 112):

Базальный — обломки заключены в цементирующем материале (составляющем от 30 до 50% всей массы породы) и не соприкасаются друг с другом.

Выполнения пор — количество цементирующего вещества колеблется в значительных пределах в зависимости от объема поровых пространств породы.

Пленочный — количество цемента по сравнению с массой обломков невелико (обычно менее 10% всего объема породы). Цементирующий материал покрывает тонким слоем все обломки, связывая их между собой; часть поровых пространств между зернами остается незаполненной.

Контактовый — цементирующего вещества в породе очень мало и он развит лишь в местах соприкосновения обломков, поры остаются незаполненными.

Цементирующий материал может быть распределен в породе равномерно или неравномерно. В последнем случае в одной и той же породе на различных ее участках наблюдаются различные типы цементации (например базальный и поровый).

Типы цемента и соответствующая им прочность показаны в табл. 15.

Таблица 15

Зависимость прочности цементации от типа цемента
(по М. С. Швецову)

Типы цемента	Прочность цементации
Контактовый	Цементация непрочная
Поровый	Прочность цементации может быть различной и зависит от объема поровых пространств
Базальный	Цементация прочная
Коррозионный	Цементация очень прочная
Цементы перекристаллизации:	
крустификационный	Цементация очень прочная
регенерационный	» » »
пойкилитовый	» » »

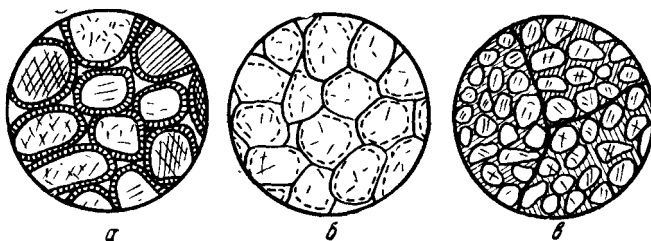


Рис. 113. Разновидности строения кристаллических цементах:

а — крустификационный, б — цемент регенерации, в — пойкилитовый

Существенное влияние на прочность породы оказывает строение цементирующего вещества. Цемент может быть аморфным или кристаллическим. Аморфные цементы обычно мономинеральны, чаще всего они сложены опалом или фосфатом. Кристаллические цементы образуют кальцит, гипс, кварц и некоторые другие минералы.

По особенностям строения кристаллических цементов выделяют следующие их разновидности (рис. 113):

Цемент обрастания (крустификационный) — цементирующее вещество обрастает обломочные зерна тонкой корочкой. Оптическая ориентировка обломочных зерен и кристаллов цементирующего вещества различна. Разновидностями цемента обрастания являются радиально-крустификационный и пленочный.

Цемент регенерации наблюдается в случае разрастания обломочных зерен. Состав обломочных зерен и цемента одинаков (чаще всего это кварц). В случае заполнения цементирующим материалом всех поровых пространств образуется плотная «сливная» порода.

Пойкилитовый цемент — складывается минералами (гипс, кальцит и др.), образующими крупные кристаллы, включающие в себя несколько обломочных зерен.

Коррозионный цемент характеризуется частичным разъеданием обломочных зерен и замещением их цементирующим материалом.

Структуры глин

В основу классификации структур глин положен их гранулометрический состав. Специфической особенностью этих пород является очень малый размер глинистых минералов (обычно не превышающий 0,01 мм). Порода, состоящая исключительно из глинистых минералов, характеризуется пелитовой структурой. Наличие в глинах обломочной примеси делает необходимым выделение алевропелитовой, псаммопелитовой и смешанных структур. Количество обломочной примеси оказывает влияние на степень пластичности и ряда других свойств глинистых пород.

Пелитовая структура характерна для пород, состоящих преимущественно (не менее 90—95%) из частиц размером мельче 0,01 мм. В зависимости от степени дисперсности материала пелитовую структуру подразделяют на пылеватую (преобладают частицы 0,01—0,001 мм) и гелевую (преобладают частицы <0,001 мм).

Алевропелитовая структура свойственна глинам, содержащим примесь обломочных зерен (размером 0,01—0,1 мм) в количестве 5—50%.

Псаммопелитовая структура отличается от алевропелитовой более крупным размером (от 0,1 до 1 мм) обломочных зерен.

Если алевроитовые и песчаные частицы присутствуют в глине в равных или в почти равных количествах, возникают структуры смешанного типа: псаммоалевропелитовая и алевропсаммопелитовая.

Брекчиевидная и конгломератовидная структуры характеризуются наличием угловатых, округлых или овальной формы обломков глины, сцементированных глинистым веществом. Породы с подобной структурой образуются в результате местного размыва

глинистого осадка и последующей его цементации в процессе диагенеза.

Реликтовая структура характерна тем, что в породе наблюдаются контуры частиц, за счет разложения которых образовались глинистые минералы. Разновидностью ее является пепловая структура монтмориллонитовых глин, образовавшихся за счет разложения пирокластического материала.

Фитопелитовая структура свойственна глинистым породам, в тонкодисперсной массе которых рассеяно значительное количество растительных остатков различной степени сохранности.

При изучении глин в шлифах обычно отмечают определенные разновидности микроструктур основной глинистой массы, выделенные на основании различного расположения чешуйчатых глинистых частиц и неодинаковой их оптической ориентировки. Чаше всего наблюдаются следующие микроструктуры:

Псевдоаморфная структура — глинистая масса имеет тонкодисперсное строение и почти не действует на поляризованный свет. Однако изучение такой глины при помощи электронного микроскопа показывает, что она состоит из мельчайших кристаллов. Иногда наблюдаются следы оолитового, волокнистого строения или отдельные более крупные кристаллы.

Чешуйчатая структура — глинистая часть породы сложена разнообразно ориентированными чешуйками глинистых минералов. При вращении столика микроскопа наблюдается агрегатная поляризация.

Ориентированная структура — характеризуется наличием агрегатов глинистых частиц с одинаковой оптической ориентировкой. При скрещенных николях все поле зрения или значительные его участки погасают одновременно как один кристалл.

Спутанно-волокнистая структура — в скрещенных николях наблюдается беспорядочное переплетение тонких волокон, поочередно погасающих и просветляющихся при вращении столика микроскопа.

Структуры химических и биохимических пород

Наиболее важным структурным признаком для группы химических и биохимических пород является форма зерен, которая в этих породах зависит как от свойств самих минералов, так и от условий их возникновения и роста. Величина зерен сравнительно легко изменяется в результате перекристаллизации и поэтому играет второстепенную роль.

В группе химических пород по форме зерен различают следующие структуры: 1) идиоморфную, 2) аллотриоморфную, 3) коллоидную.

Идиоморфная — наблюдается в породах, состоящих из зерен правильной кристаллографической формы.

Аллотриоморфная — характерна для пород, в которых преобладающая часть зерен имеет неправильную форму.

Колломорфная — характеризуется тем, что порода макроскопически однородна, но при значительном увеличении видно, что она состоит из минеральных частиц сферической или неправильной изометрической формы, прошедших при своем образовании

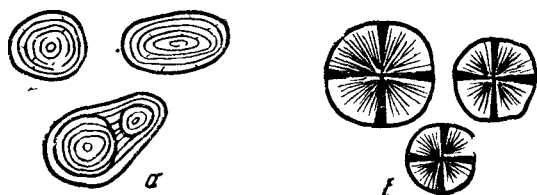


Рис. 114. Оолиты и сферолиты:

а — оолиты, увел. 40, николи II; б — сферолиты, увел. 40, николи +.

коллоидную стадию. Наиболее часто встречаются колломорфные выделения глауконита, опала, пирита, фосфатных и некоторых других минералов.

Большим распространением в породах химического происхождения пользуются такие минеральные образования, как оолиты и сферолиты, возникающие в результате концентрации вещества и его отложения вокруг какого-либо центра кристаллизации. Наиболее часто оолитовая и сферолитовая структуры встречаются в карбонатах, фосфатах, железистых и алюминиевых породах.

Оолиты — минеральные образования округлой или эллипсоидной формы, характеризующиеся концентрически-слоистым строением. Размеры оолитов — от долей миллиметра до 2 мм. Более крупные округлые образования называют пизолитами. Оолиты и пизолиты состоят обычно из ядра и концентрических оболочек (рис. 114, а). Ядром могут служить песчинки или мелкие обломки раковин, вокруг которых происходит послойное нарастание аутигенного минерального вещества. Иногда совместно с оолитами наблюдаются псевдооолиты, бобовины или ооиды — образования, характеризующиеся такой же, как у оолитов, формой, но лишенные их концентрического строения.

Сферолиты представляют собой кристаллические агрегаты, состоящие из тонких игольчатых кристаллов, расположенных радиально вокруг центра кристаллизации (рис. 114, б). В скрещенных николях в сферолите виден черный крест, ветви которого параллельны нитям окуляра и не меняют своего положения при вращении столика микроскопа.

В породах биогенного происхождения выделяют структуры биоморфную (цельнораковинную) и органогенно-детритовую (порода сложена обломками раковин). Значительно реже встречается органогенно-обломочная структура, которая возникает в том случае, когда обломки раковин вследствие переноса приобретают окатанную форму.

Полная структурная характеристика породы должна учитывать как форму, так и величину зерен. По размеру зерен различают структуры кристаллически-зернистые (размер зерен более 0,01 мм) и скрытокристаллические (размер зерен менее 0,01 мм).

Классификация структур химических и биохимических пород по размеру зерен показана в табл. 16.

Размеры и форма зерен оказывают значительное влияние на физико-механические свойства пород. Крупно- и грубозернистые породы имеют меньшую прочность и легче разрушаются при выветривании по сравнению с породами более мелкозернистыми.

В эпигенетически измененных породах наблюдаются структуры перекристаллизации (укрупнение зерен) или грануляции (уменьшение размеров зерен), замещения и разъедания. В породах, характеризующихся структурами перекристаллизации и замещения, прочность возрастает, а в породах со структурами разъедания — понижается.

Таблица 16
Классификация структур химических
и биохимических пород
(по М. С. Шведову)

Размер зерен, мм	Структура
>1	Грубозернистая
1—0,25	Крупнозернистая
0,25—0,1	Среднезернистая
0,1—0,05	Мелкозернистая
0,05—0,01	Микрозернистая
0,01—0,0001	Афантовая
<0,0001	Коллоидная
Разные	Неравномернозернистая

ТЕКСТУРЫ

При изучении осадочных пород обычно различают внутрипластовые текстуры и текстуры поверхности напластования.

Внутрипластовые текстуры характеризуют распределение материала в вертикальном разрезе толщи, т. е. перпендикулярно наложению слагающих ее пород. Наиболее характерной особенностью строения осадочных пород является их слоистость. В том случае, когда слоистость отсутствует, текстуру называют беспорядочной. В породах с беспорядочной текстурой слагающие породу частицы располагаются без всякой ориентировки*. Беспорядочная текстура особенно характерна для песков и грубообломочных пород. Более редкими внутрипластовыми текстурами являются текстуры взмучивания и оползания осадка, микроплойчатость, сутуро-стилолитовая, фунтиковая и ряд биогенных текстур.

На поверхностях напластования наблюдаются трещины усыхания, ископаемая рябь, следы капель дождя и града, слепки различных кристаллов, борозды, царапины, следы жизнедеятельно-

* Подобную текстуру магматических и метаморфических пород принято называть массивной.

сти организмов и, наконец, гиероглифы — скульптурные образования невыясненного происхождения.

К текстурным признакам можно также отнести пористость и присутствие в породах конкреций.

Внутрипластовые текстуры

Слоистость. *Слоем* называется геологическое тело, имеющее более или менее однородный состав по простиранию. Мощность слоя может изменяться в широких пределах, но она всегда значительно меньше его протяженности в длину и ширину. Один слой отличается от другого минеральным составом, структурными или текстурными особенностями. Обычно слои ограничены снизу и сверху поверхностями наслоения, представляющими собой уплотненные плоскости, по которым слои легко отделяются друг от друга. Д. В. Наливкин считает наличие плоскостей наслоения одним из главных признаков слоя. М. С. Швецов и некоторые другие исследователи допускают, что присутствие плоскостей наслоения не обязательно и переход от одного слоя к другому может быть постепенным. Чередование слоев называется слоистостью. Слоистость является наиболее характерным признаком осадочных пород.

Помимо термина «слой», в практике часто употребляется термин «пласт», обозначающий в сущности то же, что и «слой». Однако чаще всего пластами называют слои полезных ископаемых — угля, соли и т. п.

Основным фактором, определяющим формирование слоистости, являются тектонические процессы. Пульсационные колебательные движения вызывают преобразование рельефа в области сноса, смещение береговой линии, увеличение или уменьшение глубины седиментационного бассейна — все эти явления способствуют прерывистым изменениям условий осадконакопления, что и служит причиной образования слоистых текстур. Так, например, в условиях поднятия размывающейся суши увеличивается вынос обломочного материала в область накопления, изменяется его гранулометрический состав — этому этапу может соответствовать появление в разрезе конгломератов. Менее существенными причинами образования слоистости являются периодические климатические изменения, влияния временных потоков, вулканические извержения, жизнедеятельность организмов и т. п.

Формирование слоистости не ограничивается временем осадконакопления и продолжается в диагенезе и эпигенезе. Возникающие в этот период конкреции и стилолиты подчеркивают неоднородность осадочных толщ в разрезе и тем самым способствуют образованию слоистости.

Последовательность слоев, их чередование характеризуются определенными закономерностями. Неоднократно повторяющаяся в разрезе пачка слоев называется *ритмом*. Причиной ритмичности

является закономерная периодическая смена природных явлений, обуславливающих образование слоистых текстур. Полного тождества в повторяющихся ритмах никогда нет, так как они отражают поступательный ход процесса, совершающегося не по кругу, а по спирали. Примером такой ритмичной слоистости является строение флишевых толщ, сложенных однообразным набором двух-трех (реже четырех) пород. Менее резко, но все же достаточно определенно проявляется ритмичное строение в угленосных отложениях.

От слоистости следует отличать *пластовую отдельность* — способность породы раскалываться при выветривании (или механическом воздействии на нее) по определенным направлениям, называемым плоскостями отдельности. В зависимости от состава пород, в которых проявляется отдельность, образуются различные ее формы — в песчаниках и известняках обычно развивается параллелепипедная или кубовая отдельность, в глинах — плитчатая. Пластовая отдельность возникает в результате внутренних напряжений сжатия, причиной которых является уплотнение осадка под воздействием давления вышележащих толщ.

В результате воздействия направленных давлений, обусловленных тектоническими силами, в породах возникают трещины (кливаж), которые иногда затушевывают не только пластовую отдельность, но и слоистость.

Слоистая текстура является причиной четко выраженной анизотропии физико-механических свойств осадочных пород. Прочность в направлении, параллельном слоистости, обычно значительно меньше, чем в направлении, ей перпендикулярном, в то время как для фильтрационной способности характерна обратная зависимость. Породы со слоистой текстурой менее устойчивы по отношению к выветриванию. В глинах плоскости слоистости обычно являются ослабленными зонами, которые в определенных условиях подвержены различным деформациям (например оползням).

Морфология слоистых текстур обусловлена главным образом характером движения среды, из которой отлагался осадок. При всем разнообразии слоистых текстур обычно выделяют три главных типа: параллельную (горизонтальную), косую и волнистую слоистость.

Параллельная слоистость является наиболее распространенной в осадочных породах, поэтому называется также нормальной. Характеризуется она прямолинейностью слоев и значительной протяженностью их по простиранию. Чередование слоев происходит параллельно плоскости напластования. Параллельная слоистость может быть весьма разнообразной: ленточной — в том случае, когда тонкие слойки, отвечающие сезонным изменениям, образуют повторяющиеся пары, ритмичной (см. выше) и т. д. Условием образования параллельной слоистости является отсутствие движения воды в придонной части бассейна.

В последнее время уделяется большое внимание изучению мутьевых потоков. Причиной их образования является оползание осадков на крутом континентальном склоне в результате землетрясений, волн цунами и сильных штормов. Оползающий осадок взмучивается и устремляется в виде мутьевого потока вниз по склону. Вблизи основания склона скорость его движения постепенно замедляется и начинается осаждение обломочного материала сначала более грубого, а затем все более тонкого. Отложения мутьевых потоков характеризуются параллельной слоистостью с однотипной сортировкой материала в каждом слое — постепенным уменьшением размеров обломочных зерен от его подошвы к кровле.

Косая слоистость характеризуется сериями коротких, быстро выклинивающихся слойков, расположенных наклонно по отношению к границам раздела этих серий. Существует несколько классификаций косой слоистости, как морфологических, так и генетических. Однако на современном уровне наших знаний еще не установлены достаточно обоснованные связи между морфологическими типами косослоистых текстур и условиями их образования, хотя определенные успехи в этом направлении имеются.

Формируется косая слоистость обычно в русловых отложениях. Она образуется здесь в результате передвижения вниз по течению песчаных валов. Если движение вала прекращается, на него начинает надвигаться (может быть, с некоторым размывом) новый песчаный вал. Налегание одного на другой песчаных косослоистых горизонтов, разделенных плоскостями размыва, дает в разрезе косослоистые серии, подобные изображенным на рис. 115, а. Различие в направлении падения косых слойков в косослоистых сериях отражает изменения направления потока. Слоистость подобного типа встречается иногда в отложении пойм (рис. 115, б). В этом случае косые слойки залегают более полого, расположение их менее правильное, а пачки слоев имеют большее протяжение. В мелководных участках морей и в озерах поступательное движение песчаных гряд осложняется их движением в обратном направлении, в результате чего образуется косая слоистость перекрестного типа (рис. 115, в). Косая слоистость может также формироваться временными течениями и воздушными потоками (эоловая слоистость).

Волнистая слоистость характеризуется криволинейной формой слойков. В разрезе эта слоистость имеет вид волн. Волнистая слоистость обычно образуется в результате захоронения знаков ряби.

Подводнооползневые текстуры характеризуются нарушением первоначальной слоистости в результате оползания незатвердевших осадков на дне бассейна. Масштабы проявления оползневых деформаций весьма различны, от гофрировки, измеряемой миллиметрами и сантиметрами, до крупных зон смятия, мощность которых достигает десятков и сотен метров. В первом случае подводнооползневая текстура представляет собой систему мелких, не-

редко опрокинутых в одну сторону складочек (рис. 116). На отдельных участках обрывки микрослоистой породы имеют вид брекчии. Существенно иной облик имеет текстура крупных подводных оползней. Строение этих отложений характеризуется большой сложностью и беспорядочностью. Иногда наблюдается сильно нарушенная первоначальная слоистость, в других случаях в массе перемятой породы видны отторженцы пород другого типа. Характерной особенностью лубых подводнооползневых текстур является залегание смятых пачек среди недислоцированных слоев. Этот признак позволяет отличать подводнооползневые деформации от обычных тектонических нарушений.

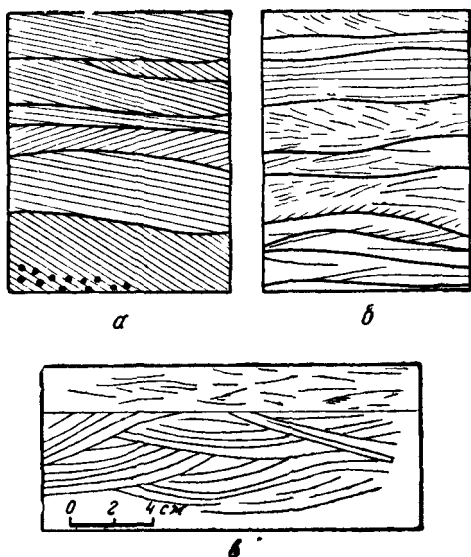


Рис. 115. Типы косой слоистости: а — слоистость русловых отложений, б — слоистость пойменных отложений, в — слоистость прибрежно-морских отложений

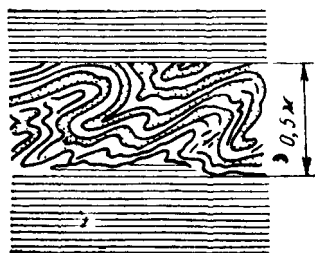


Рис. 116. Текстура подводного оползания незатвердевшего осадка.

Подводнооползневые деформации наиболее характерны для тонкозернистых пород (алевролитов). Н. Б. Вассоевич* объясняет это способностью алевролитов, с одной стороны, образовывать «плывуны», а с другой — при потере влаги быстро терять текучесть и подвижность. Рассматриваемые текстуры встречаются чаще в отложениях геосинклинальных областей, где нередко причиной перемятия осадков по дну служат сейсмические толчки.

Текстуры взмучивания. Эти текстуры, названные М. С. Швецовым контрузивными, или флюидальными (последний термин представляется нам неудачным, так как они не имеют ничего общего с флюидальной текстурой эффузивных пород), близки морфологически к подводнооползневым текстурам. Характеризуются своеобразным смятием, закручиванием и раздроблением тонких слоев,

* Н. Б. Вассоевич. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.

подвергшихся воздействию сейсмических толчков, сильного движения воды, роющих животных и ряд других факторов.

Микроплойчатость. Микроплойчатая текстура возникает при сдавливании слоистого осадка или при изменении его объема в процессе превращения осадка в породу. Своеобразная, очень причудливая микроплойчатость образуется в результате гидратации ангидрита с переходом его в гипс. При этом вследствие увеличения объема горной породы возникает смятие, характеризующееся мелкой сложной складчатостью с опрокидыванием складочек в разные стороны.

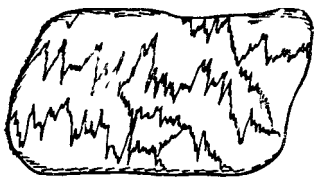


Рис. 117. Сутуро-стилолитовая текстура.

Сутуро-стилолитовая текстура. *Сутурами* называют мелкозубчатые или бугристые темные линии, которые иногда наблюдаются в поперечных разрезах слоев известняков (реже доломитов и некоторых других пород). Поверхность расколов по сутурным швам обычно покрыта тонким слоем глинистого материала, который и окрашивает их в темный цвет. Длина сутурных зубцов менее 1 см.

Стилолиты представляют собой крупные шипы, вдающиеся наподобие зубцов в нижний слой (рис. 117). Высота шипов стилолитов обычно изменяется в пределах 1—10 см, иногда достигая 1 м и более.

Возникновение сутур и стилолитов связывается с неравномерным растворением карбонатной породы в условиях ее сдавливания под нагрузкой вышележащих толщ. По всей вероятности, эти преобразования проходили в процессе эпигенеза. Сутуро-стилолитовые текстуры встречаются в отложениях различного возраста, как в геосинклинальных, так и в платформенных областях. Эти текстуры приурочены обычно к определенным стратиграфическим горизонтам, которые поэтому могут играть роль маркирующих при сопоставлении разрезов. Следует иметь в виду, что наличие стилолитов изменяет механические свойства породы.

Фунтиковая текстура. Рассматриваемая текстура, называемая также текстурой *сопе-ин-сопе*, представляет собой систему вставленных друг в друга конусов. Вещество конусов имеет обычно гофрированное или пloyчатое строение. Образования этого типа очень похожи на органические остатки. Фунтиковая текстура встречается почти исключительно в тонких прослоях известняка, залегающих среди глинистых пород. Возникновение этой текстуры связывают с эпигенетической перекристаллизацией кальцита, происходящей под воздействием давления вышележащих толщ.

Биогенные текстуры. Образуются в результате жизнедеятельности червей-илоедов, а также различных ракообразных, моллюсков и брахиопод. Обычно эти текстуры характеризуются наличием разнообразной формы ходов и норок. Ползающие по дну или зары-

вающиеся в ил организмы взмучивают, взрыхляют и перемешивают уже несколько слежавшийся, но еще слабо уплотненный осадок, в результате чего нарушается первичная слоистость и порода приобретает комковатый облик. Подобные комковатые текстуры могут быть связаны также с остатками водорослей или возникают в результате развития корневой системы наземных растений. Последние текстуры особенно часто наблюдаются в почве угольных пластов.

Текстуры поверхности напластования

На поверхности слоев осадочных пород иногда наблюдаются неровности, образовавшиеся в результате определенных процессов как в период отложения осадочного материала, так и позднее, в период диагенеза и эпигенеза. Эти неровности называются текстурными знаками поверхностей напластования. Изучение подобных знаков дает важные сведения об условиях образования породы, а в дислоцированных районах позволяет также отличить верхнюю поверхность слоя от нижней.

Текстуры знаков ряби. Знаки ряби представляют собой ряды хребтиков и впадин с весьма разнообразными размерами, формой и расположением, зависящими от тех условий, в которых они образовались. Знаки ряби чаще всего наблюдаются на поверхности песчаников, значительно реже — на поверхностях алевролитов, глин и известняков. Несмотря на большое количество работ, в которых рассматриваются различные типы знаков ряби, связь их с определенными условиями образования выяснена еще недостаточно. Однако удается различать знаки ряби, образовавшиеся в результате воздействия колебательного движения воды, течений и ветра.

Золовая рябь асимметрична, характеризуется небольшой величиной гребешков и небольшой амплитудой (рис. 118, *а*). Длина волны обычно не превышает нескольких сантиметров. В отличие от ряби течений на гребнях песчинки часто грубее, чем в желобках.

Рябь течений (речных и морских) асимметрична, отличается значительной амплитудой. Пологий склон ее падает против течения (рис. 118, *б*). Длина волны чаще всего не превышает нескольких сантиметров, но иногда может достигать и метровой величины.

Волновая рябь характеризуется симметричным строением гребней. Она представляет собой ряды островерхих гряд, разделенных широкими ложбинами (рис. 118, *в*). Длина волны измеряется сантиметрами и десятками сантиметров. Волновая рябь возникает обычно на небольших глубинах (до 200 м).

Трещины усыхания. Встречаются в ископаемом состоянии на поверхности глинистых, алевролитовых и карбонатных пород.

Ширина и глубина трещин усыхания невелика (сантиметры, реже десятки сантиметров). Пересекаясь, трещины образуют неправильную полигональную сетку. Типичным примером подобных образований являются трещины усыхания на поверхности такыров в пустынях и полупустынях. Наиболее благоприятным условием для возникновения таких трещин является резкое чередование засушливых и влажных периодов. Трещины усыхания на поверхности пластов свидетельствуют об определенной палеогеографической обстановке. — они указывают на выход осадка из-под уровня воды.

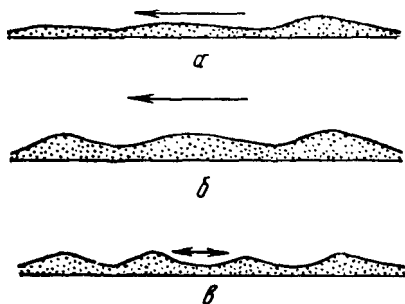


Рис. 118. Типы волноприбойных знаков:

а — рябь золотая, б — рябь течений,
в — рябь волнения

Отпечатки кристаллов, града, капель дождя. На поверхности песчаников и карбонатных пород в ряде случаев наблюдаются слепки полостей или псевдоморфозы по кристаллам каменной соли. Иногда в ископаемом состоянии сохраняются отпечатки игольчатых кристаллов льда, длина которых может достигать нескольких сантиметров. Отпечатки града и капель дождя представляют собой небольшие округлые углубления с припод-

нятым крутым краем. Подобные отпечатки встречаются на поверхности глинистых или песчано-глинистых пород. Они свидетельствуют о выходе еще не затвердевшего осадка на дневную поверхность.

Гиероглифы. Гиероглифами называют рельефные знаки на пластовых поверхностях, условия образования которых не могут быть расшифрованы достаточно достоверно. Они обычно наблюдаются на нижних поверхностях пластов песчаников, крупнозернистых алевролитов или известняков, в подошве которых залегают относительно более рыхлые глинистые породы, и представляют собой слепки с углублений, возникших по той или иной причине на поверхности легко размывающихся глинистых осадков.

Различают гиероглифы механического и органического происхождения. Первые являются слепками со следов струй течений или волочения — борозд и царапин, оставленных на илстом осадке обломками пород. Гиероглифы органического происхождения представляют собой следы передвижения по илстому дну червей, пелеципод, гастропод и других организмов. Эти следы на поверхности слоя имеют вид разветвляющихся уплощенных или цилиндрических валиков, отдельных желобов, каналов и различных других образований.

Гиероглифы широко распространены во флишевых и близких к ним толщах.

Конкреции

Конкрециями называют аутигенные минеральные новообразования иного состава, чем порода, которая их включает. Размеры конкреций различны (обычно от нескольких сантиметров до одного метра, но иногда и более), форма — сферическая, овальная, линзовидная или неправильная. В образовании конкреций чаще всего принимают участие следующие минералы: кварц, халцедон, опал, кальцит, фосфаты, пирит, сидерит, гидроокислы железа, гипс. Внутреннее строение конкреций может быть концентрическим, радиально-лучистым или однородным — зернистым. Конкреции образуются в результате локальной концентрации вещества в процессе формирования осадочной породы и при эпигенетическом ее преобразовании.

Пористость

Пористость пород обусловлена наличием мелких пустот, занимающих пространство между отдельными зернами. Поры могут быть первичными, зависящими от формы и взаимного расположения составных частей пород, и вторичными, связанными с перекристаллизацией породы, а также с образованием новых и разрушением ранее присутствующих в ней минералов. В процессе диagenеза происходит уплотнение и цементация осадка, что ведет к снижению его пористости. Эпигенетические преобразования породы в одних случаях приводят к уменьшению пористости, в других — к ее увеличению в результате процессов выщелачивания и выноса минерального вещества.

Величина пористости определяется коэффициентом пористости, выражающим отношение объема всех пор к общему объему породы. Наибольшей пористостью обладают обломочные породы и некоторые разновидности известняков. Различают два основных вида пористости: абсолютную и эффективную. Абсолютная пористость определяется объемом всех содержащихся в породе пор. Эффективная пористость представляет собой объем лишь сообщающихся между собой пор, по которым возможно перемещение в породах воды, нефти или газа.

С эффективной пористостью тесно связана проницаемость пород — способность их пропускать через себя жидкости или газы при наличии перепада давлений. Проницаемость зависит как от свойств породы, так и от свойств жидкости или газа. Величина проницаемости пород измеряется в единицах дарси или в тысячных долях дарси — миллидарси. За единицу дарси принимается такая проницаемость, при которой через столбик породы поперечным сечением 1 см^2 и длиной в 1 см при перепаде давления в 1 атм за 1 сек проходит 1 см^3 жидкости с вязкостью 1 сантипуаз . Хорошо проницаемыми считаются породы, характеризующиеся проницаемостью от 100 до 1000 миллидарси. При величине поперечных се-

чений пор меньшей чем 0,0002 мм порода будет практически непроницаемой. Примером таких пород служат глины, которые обладают большой пористостью, но в связи с тем, что сечение находящихся в них пор обычно меньше 0,0002 мм, глины являются водупорами.

Изучение пористости и проницаемости пород имеет большое практическое значение. Пористые породы могут служить коллекторами нефти и газа. Пористость и проницаемость пород необходимо учитывать при разведке подземных вод и при определении устойчивости грунта под сооружения.

Глава V

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Обломочными породами называют породы, в составе которых преобладает аллотигенный (обломочный) материал. Среди обломочных пород выделяют две генетически различные группы: собственно-осадочные обломочные породы и вулканогенно-обломочные (пирокластические) породы. Первые образуются за счет продуктов физического выветривания материнских пород, в составе вторых кроме терригенного материала содержится большее или меньшее количество рыхлых продуктов вулканических извержений.

СОБСТВЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Породы рассматриваемой группы сложены преимущественно зернами устойчивых при выветривании минералов, а также обломками горных пород. Основным фактором, определяющим последовательность осаднения обломочного материала в водной среде, является размер обломочных компонентов. В связи с этим главным генетическим признаком обломочных пород является гранулометрический состав, который и принимается за основу их классификации. Выделяют следующие основные группы обломочных пород: грубообломочные, песчаные и алевритовые; в каждой из этих групп породы могут быть рыхлыми и сцементированными.

Грубообломочные породы

К грубообломочным породам относят породы, в которых преобладают обломки крупнее 1 мм.

Классификация. Грубообломочные породы подразделяются на несколько типов в зависимости от размеров и формы обломочных частиц (табл. 17). Кроме того, в составе грубообломочных пород выделяют рыхлые и сцементированные их разновидности.

Физико-механические свойства грубообломочных пород зависят в значительной степени от наличия и количества песчаной, тон-

Классификация грубообломочных пород

Величина обломков, мм	Породы рыхлые		Породы сцементированные	
	с окатанными обломками	с угловатыми обломками	с окатанными обломками	с угловатыми обломками
>1000	Глыбы	Неокатанные глыбы	Глыбовые конгломераты	Глыбовые брекчии
1000—100	Валуны	Неокатанные валуны	Валунные конгломераты	Валунные брекчии
100—10	Галька	Щебень	Конгломераты	Брекчии
10—1	Гравий	Дресва	Гравелиты	Дресвяники

кообломочной или глинистой примеси. В связи с этим в грунтоведении разработана детальная классификация грубообломочных пород, в которой учитывается процентное соотношение обломков крупнее 2 мм, песчаных, пылеватых и глинистых частиц.

Большие размеры обломков обуславливают специфику вещественного состава рассматриваемых пород. В отличие от песков и песчаников они сложены преимущественно обломками различных пород, а не минеральными зернами.

В составе грубообломочных пород выделяют олигомиктовые и полимиктовые их разновидности. Олигомиктовые разновидности характеризуются преобладанием обломков какого-либо одного вида, полимиктовые отличаются резко разнородным составом. Наиболее распространенными типом грубообломочных пород являются конгломераты, брекчии и гравелиты.

Конгломераты — сцементированные породы, состоящие из окатанных обломков, размеры которых превышают 10 мм.

Цвет конгломератов обусловлен их минеральным составом. Структура псефитовая, текстура беспорядочная или грубослонистая. Наибольшим распространением пользуются полимиктовые конгломераты, которые могут быть сложены гальками эффузивных, интрузивных и осадочных пород, а также различными минеральными зернами, чаще всего кварцем и полевыми шпатами. В конгломератах олигомиктового состава обычно преобладают обломки пород, наиболее устойчивых при выветривании и сохранившихся поэтому в результате неоднократного перетолжения обломочного материала. В более редких случаях олигомиктовые конгломераты являются продуктом локального размыва какой-либо одной породы.

Промежутки между гальками заполняются гравийными, песчаными или алевритовыми обломочными зернами, а также глинистым материалом, кальцитом, кремнеземом, гидроокислами железа и др. Количество цемента может быть различным.

По условиям залегания выделяют базальные и внутриформационные конгломераты. Базальные конгломераты залегают в осно-

вании осадочных комплексов, перекрывающих более древние отложения с угловым или стратиграфическим несогласием. Внутрiformационные конгломераты залегают в согласно залегающих пластах.

По условиям образования выделяют речные, морские, ледниковые и субаэральные конгломераты.

Основными критериями, позволяющими отнести конгломераты к той или иной генетической группе, могут служить их гранулометрический состав, текстурные особенности, форма гальки и угол ее наклона.

Плохой сортировкой по гранулометрическому составу отличаются речные конгломераты, в то время как сортировка прибрежно-морских конгломератов значительно лучше. Ледниковые (моренные) конгломераты имеют весьма разнородный гранулометрический состав. Обычно они представляют собой смесь валунно-галечного, песчаного и глинистого материала.

Для морских и сходных с ними озерных конгломератов характерна грубая параллельная слоистость, для мелкогалечных конгломератов аллювиальных и водно-ледниковых отложений — линзовидная и реже косая. Высказывалось предположение, что для гальки морских конгломератов характерна более плоская форма, а для гальки конгломератов речного происхождения — более сферическая, однако несомненно, что форма гальки в значительной степени зависит от состава исходного материала, поэтому указанный признак не является достаточно надежным. Конгломератам, образовавшимся в субаэриальных условиях, свойственно присутствие галек с плоскими гранями, отшлифованными действием постоянных ветров. А. В. Хабаков и ряд других исследователей считают, что речные конгломераты легко отличаются от морских по достаточно крутому углу наклона галек относительно плоскости наложения. В речных конгломератах этот угол обычно превышает 7—8°, в то время как в морских он равен 1—7°. Гальки ледниковых морен иногда могут иметь угол наклона в 40° и более.

Брекчии в отличие от конгломератов сложены неокатанными обломками. По своему происхождению брекчии могут быть осадочными, вулканическими и тектоническими. Вулканические брекчии (туфобрекчии) принадлежат к пирокластическим породам, тектонические брекчии относятся к группе динамометаморфических образований.

Осадочные брекчии представляют собой сцементированные породы, состоящие из неокатанных обломков, размеры которых превышают 10 мм. Эти породы встречаются значительно реже, чем конгломераты, и обычно не образуют мощных и выдержанных по простиранию пластов. Среди брекчий осадочного происхождения выделяют различные генетические типы, отличающиеся друг от друга гранулометрическим и вещественным составом обломочного материала. Наиболее распространенными генетическими типами являются следующие: 1) брекчии обвалов и оползней, 2) брекчии

осыпей, 3) брекчии селевых потоков, 4) брекчии ледниковые, 5) брекчии прибрежные, 6) брекчии донные, 7) брекчии карстовые, 8) брекчии диагенетические.

Между брекчиями и конгломератами существуют переходные формы. Грубообломочные породы, сложенные плохо окатанными гальками или содержащие одновременно как окатанные, так и неокатанные обломки, называют конгломерато-брекчиями. Примером конгломерато-брекчий являются фангломераты — отложения пролювиальных конусов выноса.

Гравелиты и дресвяники представляют собой сцементированные породы с размером обломков от 1 до 10 мм. Гравелиты сложены окатанными, а дресвяники — угловатыми обломками. Гравелиты и дресвяники редко образуют мощные толщи, обычно они слагают отдельные пачки, слои и линзы. Под термином «дресвяник» некоторые исследователи подразумевают только продукты выветривания гранитоидов, что является неправильным, так как термин «дресва» отражает не вещественный состав, а форму и размеры обломков. Дресвяники образуются при физическом выветривании любых пород там, где обломочный материал оставался на месте, т. е. не подвергался переносу.

Условия образования. Грубообломочные породы образуются в разных условиях и относятся в связи с этим к различным генетическим типам, о чем было сказано выше. Появление в разрезе грубообломочных пород может быть связано с региональными перерывами, с временным оживлением эрозионной деятельности при кратковременных регрессиях или с поднятиями в области сноса, в результате которых в бассейн осадконакопления начинает поступать грубообломочный материал. На платформах конгломераты и брекчии встречаются в виде отдельных слоев и линз небольшой мощности, в то время как в геосинклинальных областях они образуют толщи, мощности которых насчитывают сотни и даже тысячи метров.

Практическое использование. Галька, щебень и гравий применяются в дорожном строительстве, при изготовлении бетона и в качестве железнодорожного балласта. Плотно сцементированные конгломераты и брекчии могут служить строительным материалом. В цементирующем веществе некоторых конгломератов встречается золото, урановые минералы, платина, алмазы и т. п.

Методы изучения. При изучении грубообломочных пород особую роль играют полевые исследования. В процессе их проведения необходимо получить представление об условиях залегания породы и ее вещественном составе, а также охарактеризовать форму, размеры и ориентировку в пространстве обломочных компонентов. В лабораторных условиях определяют структурный тип породы, ее вещественный состав, форму и характер поверхности обломков, состав и строение цементирующего материала.

Песчаные и алевритовые породы

Песчаные породы (псаммиты) состоят из обломочных зерен размером 0,1—1 мм.

Алевритовые породы слагаются обломочными частицами размером 0,1—0,01 мм.

Некоторые литологи (Рухин, 1969, и др.) устанавливают иные границы для группы песчаных пород, соответствующие, по мнению этих исследователей, 0,05 и 2 мм. Такие же границы приняты в грунтоведении (В. В. Охотин, 1940 г.; Е. М. Сергеев, 1959 г.).

Рыхлые разности песчаных пород называют песками, алевритовых — алевритами; сцементированные породы называются соответственно песчаниками и алевролитами.

Термины «алеvрит» и «алеvролит» предложены А. Н. Заварицким и являются в настоящее время общепринятыми. Ранее для соответствующих пород применялись названия «мелкозем», «пыль», «силт», «пылеватая глина» и др. Указанные термины сохранились

в работах, посвященных вопросам гидрогеологии и инженерной геологии.

Классификация. Песчаные и алевритовые породы классифицируются по размерам и минеральному составу обломочных зерен (табл. 18).

Рыхлые и слабо сцементированные разности песчаных пород характеризуются относительно высокой пористостью и относительно

низкими плотностью и объемным весом, механической прочностью и магнитной восприимчивостью. Удельное электрическое сопротивление песчаных пород изменяется в широких пределах, возрастая с уменьшением их пористости и минерализации пластовых вод и увеличением нефтенасыщенности.

Мелкозернистые алевритовые породы, как правило, содержат значительную примесь глинистого материала и по своим физическим свойствам близки к глинам. Крупнозернистые разности существенно не отличаются от песчаных пород.

По минеральному составу обломочного материала песчаные и алевритовые породы подразделяются на мономинеральные, олигомиктовые и полимиктовые.

Мономинеральные породы сложены обычно зернами кварца (составляющего не менее 95% обломочного материала). Встречаются редко.

Таблица 18

Классификация песчаных и алевритовых пород по гранулометрическому составу

Породы	Гранулометрические группы	Размеры обломочных зерен, мм
Песчаные	Крупнозернистые	1—0,5
	Среднезернистые	0,5—0,25
	Мелкозернистые	0,25—0,1
Алевритовые	Крупнозернистые	0,1—0,05
	Мелкозернистые	0,05—0,01

Олигомиктовые породы характеризуются преобладанием одного минерала (от 75 до 95%) и примесью других минералов. Чаще всего к этой группе относятся полевошпато-кварцевые и слюдисто-кварцевые песчаники и алевриты.

Полимиктовые породы отличаются разнородностью состава обломочных зерен, среди которых могут присутствовать как различные минералы, так и обломки пород. Следует отметить, что алевриты обычно сложены мономинеральными зёрнами, обломки пород в их составе встречаются редко. В группе полимиктовых песчаников выделяют аркозы и граувакки.

Аркозами называют песчаники кварц-полевошпатового состава, образовавшиеся чаще всего за счет разрушения гранитов и гнейсов, на которые аркозы похожи макроскопически. Аркозовые песчаники обычно розового или розовато-палевого цвета с характерной «крапчатостью» окраски за счет выветрелых полевых шпатов. Содержание полевых шпатов не ниже 25—30%. Количество кварца изменяется в обратной пропорции к полевому шпату, но не превышает 60%. Цемент карбонатный, железистый, кремнистый или неоднородный, состоящий из тонкоизмельченных минералов и глинистых продуктов их разложения. Структура аркозовых песчаников может быть различной, текстура беспорядочная или грубослоистая. Микростроение аркозового песчаника показано на рис. 119.

Граувакка — полимиктовый песчаник, состоящий из обломков различных пород и подчиненного количества минеральных зерен. Характерна слабая окатанность обломочных компонентов и плохая сортировка граувакковых песчаников по гранулометрическому составу (рис. 120). Цемент разнородный, полиминеральный. Структура неравномернoзернистая. Текстура беспорядочная или грубослоистая.

Имеется также иное толкование термина «граувакка». Некоторые исследователи называют граувакками песчаники, состоящие из продуктов разрушения основных изверженных пород. Американские литологи считают обязательным для граувакк наряду с преобладанием обломков пород значительное содержание (не менее 20% объема породы) связующего глинистого материала.

Типичным представителем алевритовых образований является лёсс, широко распространенный среди четвертичных отложений. Лёсс представляет собой легкую пористую породу светло-желтого цвета. Характерно отсутствие ясно выраженной слоистости, наличие вертикальных трубочек, образовавшихся, вероятно, после разложения стебельков, корней растений и карбонатных конкреций. В сухом состоянии лёсс обладает большой прочностью. Своеобразной особенностью лёсса является его просадочность, усиливающаяся при увлажнении грунта. Легко проникающая в эту пористую породу вода растворяет карбонаты, гипс и другие аутигенные минералы, цементирующие обломочные зерна, в результате чего порода теряет прочность и под тяжестью построек сдвигается.



Рис. 119. Аркозовый песчаник. Восточное Забайкалье.
Увел. 35, николи +.

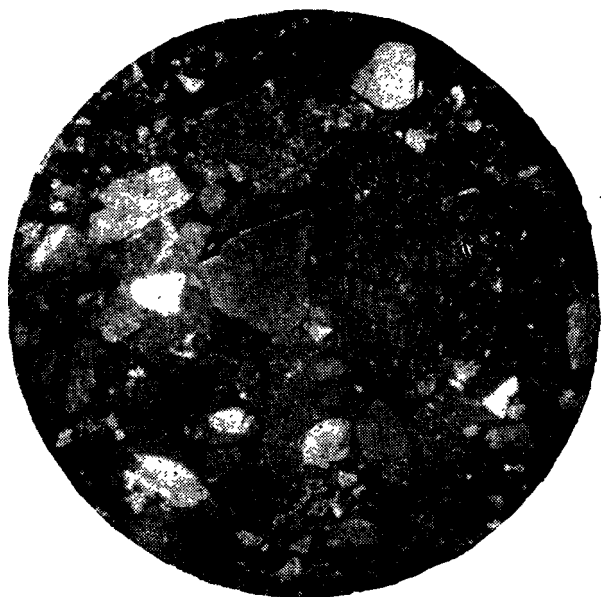


Рис. 120. Граувакковый песчаник. Восточное Забай-
калье. Увел. 35, николи +.

вается, уплотняется и оседает. Лёсс имеет эоловое происхождение, накапливается в условиях сухого климата на континентах. Он широко развит в Китае, в Средней Азии и на Украине.

Песчано-алевритовые породы смешанного состава. Широким распространением пользуются породы, содержащие приблизительно равное количество песчаного и алевритового материала. Нередко также встречаются породы, в которых наряду с песчаными и алевритовыми частицами имеется значительное количество карбонатного или глинистого вещества.

Существует два способа наименования подобных пород. Первый способ является общепринятым в литологии. Название породы определяется тем компонентом, содержание которого превышает 50% ее состава. Примеси выражаются прилагательными с разными суффиксами: для обозначения компонентов, присутствующих в количестве более 25%, используются суффиксы «ов» или «ан» (например алевритовый), для менее обильной примеси — суффикс «ист» (например песчанистый), для примеси, составляющей менее 10%, предлог «с». Таким образом, сцементированная песчаная порода с алевритовой примесью, составляющей 20%, может быть названа «песчаник алевритистый». Иногда непосредственно за названием каждого компонента в скобках проставляется его процентное содержание.

Второй способ наименований заключается в том, что разновидностям смешанных пород в зависимости от вариаций процентного содержания компонентов присваиваются определенные названия. Широко известно, например, принятое в грунтоведении подразделение глинисто-алеврито-песчаных отложений на глины, суглинки, пылеватые суглинки, супеси, пылеватые супеси и пески*.

Указанное выше различие принятой терминологии необходимо учитывать при использовании результатов петрографического изучения пород при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях.

Условия образования песчаных и алевритовых пород. Песчаные и алевритовые породы — продукты физического выветривания материнских пород. Отложение обломочного материала может происходить в самых разнообразных морских и континентальных условиях. Выделяют прибрежные, донные, речные и эоловые разновидности песчаных и алевритовых пород. Их принадлежность к тому или иному генетическому типу можно определить по характеру слоистости, гранулометрическому и минеральному составу, органическим остаткам, знакам на пластовых поверхностях и ряду других признаков.

Обломочный материал выпадает в осадок в водных бассейнах, подчиняясь воздействию силы тяжести, в тот момент, когда динамическая сила воды снижается настолько, что она теряет спо-

* Обычно указанная номенклатура применяется только для пород четвертичного возраста.

способность перемещать взвешенные частицы. В периферических частях бассейна обычно осаждаются песчаный материал, в центральной — алевритовый и глинистый. Во многих случаях реальная картина распределения осадков в водоеме оказывается более сложной, так как она может быть обусловлена рельефом дна бассейна, осадконакоплением, воздействием течений и рядом иных причин.

Размещение в пространстве главных петрографических типов песчаных и алевритовых пород находится в зависимости от тектонического режима земной коры. Мономинеральные и олигомиктовые их разности образуются преимущественно на платформах и являются продуктом медленного накопления обломочного материала вдали от области сноса. Длительный перенос способствует при этом разрушению всех неустойчивых компонентов. Полимиктовые породы встречаются почти исключительно в геосинклинальных областях, там, где создаются условия для быстрого накопления обломочного материала вблизи от места разрушения материнских пород.

Практическое использование. Пески находят применение в стекольном производстве, в литейном деле (формовочные пески), для изготовления бетона и других стройматериалов. Песчаники используются как бутовый камень, для изготовления огнеупорного кирпича — динаса и пр.

С песчаными породами связаны россыпные месторождения таких ценных полезных ископаемых, как золото, платина, алмазы, касситерит, циркон и т. п. Цементом песчаников могут служить сульфиды меди.

Алевритовые породы находят меньшее применение. Лёсс используется для изготовления самана и кирпича. Алевриты с прочным цементом иногда употребляются как строительный камень.

Методические рекомендации к петрографическому описанию песчаных и алевритовых пород

Песчаные и алевритовые породы не только являются сами объектом разработки, но и вмещают многие полезные ископаемые, такие, как уголь, нефть, железные руды и т. д. Для успешных поисков и разведки подобных полезных ископаемых необходимо изучать состав и строение обломочных пород, характер их изменения на площади и по разрезу, т. е. все те признаки, которые позволяют судить об условиях образования осадочной толщи.

Песчаные и алевритовые породы изучаются макроскопически и под микроскопом — в шлифах и иммерсионных препаратах. Из числа лабораторных методов наиболее важную роль играет гранулометрический анализ.

Макроскопическое описание. В полевых условиях производится описание обнажений, составляются литологические разрезы и отбираются образцы пород для изготовления шлифов и лабораторных исследований. При макроскопическом описании породы необ-

ходимо отметить ее цвет, структурные и текстурные особенности, минеральный состав обломочного материала и цемента, присутствие новообразований и органических остатков, крепость, пористость и прочие физические свойства.

Особое внимание следует уделять изучению степени выветрелости песчаных и алевритовых пород, определяющей в известной мере их прочность, водопроницаемость, устойчивость в откосах. Признаками выветривания могут служить посветление породы, появление поверхностной пятнистой окраски, бурых натеков и корочек гидроокислов железа. Легкорастворимые породы становятся пористыми и кавернозными. Как указывалось выше, различные минералы реагируют на процессы выветривания по-разному. Наибольшую устойчивость к выветриванию при прочих равных условиях имеют песчаные и алевритовые породы, сложенные кварцем. Устойчивость этих пород уменьшается, если в их составе много полевых шпатов, биотита, хлорита, пирита, гипса.

Описание в шлифах. Микроскопическое изучение породы в шлифах позволяет уточнить данные, полученные при визуальном ее исследовании. Описание шлифов является наиболее эффективным методом изучения песчаных и алевритовых пород, который дает обычно достаточно материала для их исчерпывающей характеристики и позволяет в случае необходимости выбрать и обосновать наиболее рациональный комплекс их дальнейшего лабораторного исследования.

При описании шлифа песчаной или алевритовой породы обычно выделяют обломочный и аутигенный материал и характеризуют их раздельно.

Среди обломочных зерен различают: 1) главные, 2) примесь (до 10% состава обломочных зерен) и 3) акцессорные (0,5—2%). Характеризуя обломочный материал, следует указать процентное соотношение главных породообразующих минералов (за 100% принимаются все обломочные зерна).

При описании каждого породообразующего минерала следует отметить его типоморфные особенности. Так, например, наблюдая зерна кварца, необходимо отметить их форму, прозрачность, наличие включений, характер погасания и т. п. Полевые шпаты характеризуются как по составу, так и по морфологическим признакам. Особое внимание следует уделить степени их измененности.

Исследуя обломки пород, необходимо дать названия пород или определить группу, в которую они входят (например кислые эффузивы, метаморфические породы и т. д.).

Точная диагностика и количественная характеристика акцессорных минералов обычно производятся после извлечения их из разрыхленной породы (с применением тяжелых жидкостей) в иммерсионных препаратах.

Структура породы определяется путем измерения размеров обломочных зерен с помощью окуляра-микрометра. Если порода не-

равномернозерниста, следует указать процентное соотношение зерен различных размеров. Это делается либо приблизительно (на глаз), либо при помощи окулярной сетки или специальных счетных приборов. Вторым структурным признаком является форма обломочных зерен, для оценки которой полезно сверяться с рисунком 110.

Характеризуя цементирующий материал, необходимо указать его количество, минеральный состав и строение. Цементом обломочной породы могут служить глинистые, карбонатные, железистые, кремнистые и некоторые другие аутигенные минералы. Иногда, преимущественно в полимиктовых песчаниках, цемент состоит из тонкозернистого материала, сходного по составу с более крупными обломками, или слагается продуктами разложения последних.

В заключение описания шлифа следует отметить обнаруженные в породе органические остатки и минеральные новообразования. Последние характеризуются отсутствием окатанности, сферолитовой, оолитовой или иной структурой, свойственной минералам осадочного генезиса.

При описании шлифа необходимо дать характеристику микротекстуры, которая может быть беспорядочной или микрослойистой.

Результатом проведенных наблюдений является развернутое название породы, в котором должны быть отражены сведения о ее минеральном составе и строении (например песчаник среднезернистый кварцевый с глинистым цементом). Название породы обычно приводится в начале описания, хотя сформулировать его удастся лишь после завершения изучения породы.

Описание шлифа обломочной породы может быть выполнено по следующему плану: 1) название породы, 2) количественная и качественная характеристика обломочных зерен, 3) величина и форма обломочных зерен — структура породы, 4) количество цементирующего материала, тип цементации, 5) минеральный состав и строение цемента, 6) минеральные новообразования, 7) органические остатки, 8) микротекстура.

Гранулометрический анализ. При изучении шлифов можно получить лишь приблизительные сведения о размере обломочных частиц, так как в шлифах замеряется не истинный размер зерен, а их случайные сечения. Кроме того, шлиф не может быть представительным для породы в целом, поскольку в нем рассматривается лишь ничтожно малый ее участок. Если необходимы более точные данные о структуре породы, прибегают к гранулометрическому (механическому) анализу, при помощи которого определяется количество частиц различного размера в составе терригенных пород.

Гранулометрическому анализу подвергаются как рыхлые, так и сцементированные породы. В последнем случае цементирующий материал предварительно удаляют размачиванием (иногда кипяче-

нием) в воде или путем обработки породы различными реактивами, чаще всего соляной или уксусной кислотой.

После дезинтеграции породу разделяют на фракции по величине зерен. Такое разделение осуществляется рассеиванием обломочных частиц на ситах или отмучиванием их в воде (по методу Сабаннина). Иногда для этой цели применяют также центрифуги. Выделенные фракции различных размеров взвешивают на весах и определяют процентное содержание каждой фракции в составе обломочной породы.

Данные гранулометрического анализа позволяют правильно назвать породу и установить ее структуру. Терригенные породы можно рассматривать как трехкомпонентные системы: песок — алеврит — глина. За основу классификации этих пород принимается треугольная барцентрическая диаграмма, на которой состав любой трехкомпонентной системы может быть выражен в виде точки

(рис. 121). В зависимости от того, в какую часть треугольной диаграммы попадает точка, соответствующая составу породы, последняя получает то или иное наименование.

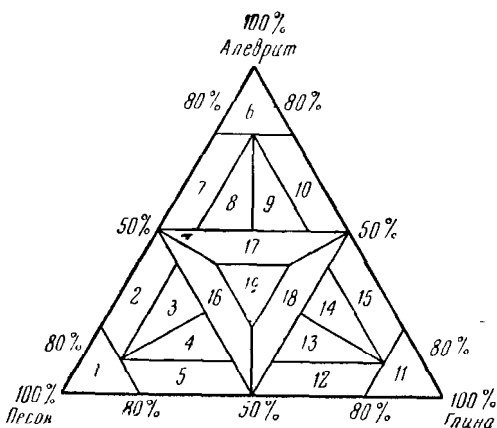


Рис. 121. Схема структурной классификации песчано-алевритово-глинистых пород (по Л. В. Пустовалову, М. А. Кашкаю, Ш. А. Азизкову):

Группа песчаных пород: 1 — песок, 2 — алевритовый песок, 3 — глинисто-алевритовый песок, 4 — алевритово-глинистый песок, 5 — глинистый песок; группа алевритовых пород: 6 — алеврит, 7 — песчаный алеврит, 8 — глинисто-песчаный алеврит, 9 — песчано-глинистый алеврит, 10 — глинистый алеврит; группа глинистых пород: 11 — глина, 12 — песчаная глина, 13 — алеврито-песчаная глина, 14 — песчано-алевритовая глина, 15 — алевритовая глина; группа смешанных пород: 16 — супесь, 17 — субалеврит, 18 — супыль, 19 — хлидолит

ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Вулканогенно-обломочные (пирокластические) породы содержат в своем составе как продукты взрывной (взрывной) вулканической деятельности, так и собственно-осадочный обломочный материал. Вулканогенные компоненты могут быть представлены обломками вулканического стекла или образовавшихся в лаве различных минералов, а также продуктами разрушения эффузивных пород, слагавших жерло вулкана. Попадая на поверхность Земли, этот материал переносится и отлагается в воздушной или водной среде, смешиваясь при этом с нормально-осадочными образованиями. Таким образом, в формировании вулканогенно-обломоч-

ных пород принимают участие, с одной стороны, процессы эндогенные (вулканические извержения), с другой — процессы, характерные для собственно-осадочного седиментогенеза.

В основу классификации вулканогенно-обломочных пород положено соотношение вулканогенного и собственно-осадочного обломочного материала. По этому признаку выделяют три группы вулканогенно-обломочных пород: туфы, туффиты и туфоосадочные породы. Содержание пирокластического материала в породах каж-

дой из этих групп показано в табл. 19.

Таблица 19
Классификация вулканогенно-обломочных пород

Группы пород	Содержание пирокластического материала, %
Туфы	Более 90
Туффиты	90—50
Туфоосадочные породы:	
туфопесчаники	50—10
туфоалевролиты	

Если в обломочной породе примесь пирокластического материала составляет менее 10%, такая порода относится к собственно-осадочным образованиям.

Туфы и туффиты подразделяются по размерам слагающих их частиц, а также по агрегатному состоянию и вещественному составу вулканогенного материала.

По преобладающему размеру составных частей выделяют следующие структурные группы пирокластов: 1) пелитовые ($<0,01$ мм), 2) алевритовые (0,01—0,1 мм), 3) псаммитовые (0,1—1 мм), 4) псефитовые (>1 мм). Псефитовые туфы, сложенные обломками крупнее 30 мм, принято называть туфобрекциями.

Агрегатное состояние вулканогенного материала определяет принадлежность пирокластов к группе витрокластических, литокластических или кристаллокластических. В первом случае туфогенный материал представлен обломками вулканического стекла. Мелкозернистые витрокластические туфы называют пелловыми. Литокластические туфы и туффиты сложены обломками вулканических пород, раздробленных и выброшенных при извержении вулкана за пределы лавовых потоков. В отличие от граувакк подобные пирокласты характеризуются однородным петрографическим составом, отсутствием следов окатанности и рядом других признаков. Кристаллокластические разности встречаются сравнительно редко, они состоят из обломков кристаллов — вкрапленников лав.

Вещественный состав пирокластического материала зависит от состава магмы, породившей этот материал. По аналогии с эффузивными породами различают риолитовые, трахитовые, андезитовые и базальтовые пирокласты. Например, базальтовый туф состоит из обломков базальта, кристаллов основного плагиоклаза, пироксена и оливина.

Пирокластические породы легко изменяются в процессе диагенеза и эпигенеза. Вулканическое стекло кислых их разновидностей

подвергается раскристаллизации, нередко сопровождающейся окремнением породы. Продуктами преобразования вулканогенного материала основного состава являются хлорит и цеолиты. При более глубоких изменениях пирокластические породы переходят в глины: из кислых разностей туфов и туффитов образуются каолины, из средних и основных — монтмориллонитовые (бентонитовые) глины.

Внешний облик туфов и туффитов весьма разнообразен. Они могут быть окрашены в различные цвета — серый до черного, зеленоватый, голубоватый и т. д. Некоторые пепловые туфы имеют раковистый излом и восковидный блеск. Строение туфа под микроскопом показано на рис. 122.

Туфоосадочные породы классифицируются по тем же признакам, что и собственно-осадочные породы. По размерам обломочных частиц они подразделяются на туфопесчаники и туфоалевролиты. Макроскопически указанные породы обычно сходны с соответствующими им по гранулометрическому составу терригенными образованиями. Пирокластический материал в туфопесчаниках и туфоалевролитах может быть представлен пепловым материалом (чаще продуктами его изменения), отдельными идиоморфными кристаллами и обломками пород вулканического происхождения. Туфоосадочные породы обычно формируются в водной среде в некотором удалении от центра извержения, поэтому им свойственны слоистость, большая или меньшая сортировка обломочного материала, иногда органические остатки.

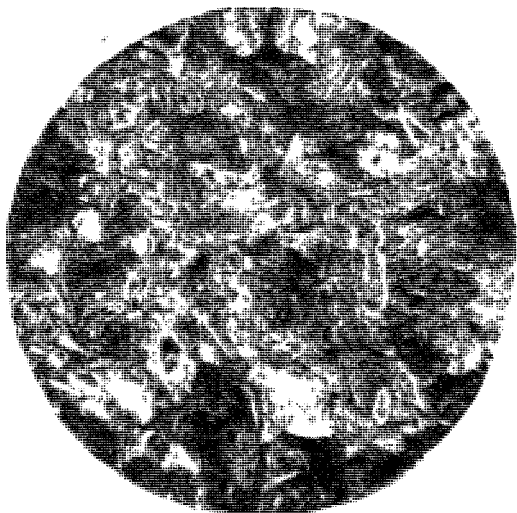


Рис. 122. Пепловый туф, Восточное Забайкалье. Увел. 35, николи +.

Пирокластический материал в туфопесчаниках и туфоалевролитах может быть представлен пепловым материалом (чаще продуктами его изменения), отдельными идиоморфными кристаллами и обломками пород вулканического происхождения. Туфоосадочные породы обычно формируются в водной среде в некотором удалении от центра извержения, поэтому им свойственны слоистость, большая или меньшая сортировка обломочного материала, иногда органические остатки.

Практическое использование. Вулканогенно-обломочные породы широко применяются в строительном деле. Особенно ценным строительным материалом являются туфы, имеющие значительную пористость, что обуславливает их легкость. Туфы кислого состава используются для получения цемента и изготовления стекловолокна.

Методы изучения. Вулканогенно-обломочные породы изучаются теми же методами, которые применяются для изучения терригенных пород, для туфов используются и химические анализы.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Глинистые породы сложены более чем на 50% частицами мельче 0,01 мм, причем не менее 25% из них имеют размеры меньше 0,001 мм. Основная масса этих частиц — глинистые минералы. В качестве примеси в глинах обычно присутствует различный материал обломочного и химического происхождения.

Классификация. Глинистые породы классифицируются по физическим свойствам и минеральному составу.

По первому признаку в составе глинистых пород выделяют собственно *глины* и *аргиллиты*. Характерной особенностью глин является их способность размокать в воде и становиться пластичными, т. е. сохранять во влажном состоянии приданную им форму. Наиболее типичные свойства пластичных глин — их высокая общая и довольно низкая эффективная пористость, отсутствие проницаемости, высокая электрохимическая активность, средние значения удельного электрического сопротивления, магнитной восприимчивости, радиоактивности, механической прочности.

Аргиллиты в воде не размокают. Это твердые камнеподобные породы, которые образовались в результате уплотнения глины, уменьшения ее микропористости, дегидратации коллоидов, перекристаллизации глинистых минералов и ряда других эпигенетических процессов, протекающих под воздействием гравитационной нагрузки или тектонических давлений. Аргиллиты являются первой стадией изменения глин на пути их превращения в глинистые сланцы. Аргиллиты широко распространены в геосинклинальных областях, в то время как на платформах они встречаются лишь на очень больших глубинах.

К аргиллитам можно также отнести сравнительно редкие каолиновые сухарные глины, образование которых связывают со старением и кристаллизацией выпавших в водоеме гелей Al_2O_3 и SiO_2 .

Аргиллиты, содержащие примесь пирокластического материала (от 10 до 50%), получили название туфоаргиллитов.

Глинистые породы характеризуются сложным минеральным составом. Кроме глинистых минералов они могут содержать обломочные зерна кварца, полевых шпатов, слюд, а также гидроокислы железа, карбонаты, сульфаты и прочие аутигенные минералы. Наличие обломочной примеси оказывает существенное влияние на степень пластичности глины.

За основу минералогической классификации глинистых пород принимается состав глинистых минералов. По этому признаку рассматриваемые породы подразделяются на олигомиктовые и полимиктовые.

Олигомиктовые глины характеризуются преобладанием какого-либо одного глинистого минерала. Наиболее распространенны

ми глинистыми породами олигомиктового состава являются гидрослюдистые, каолиновые и монтмориллонитовые глины.

Гидрослюдистые глины окрашены в желтовато-зеленые, серые, коричневатые или бурые тона. Особенностью их минерального состава является значительное содержание обломочной примеси. Характерно землистое сложение; текстура беспорядочная или слоистая. Гидрослюдистые глины малопластичны.

Гидрослюдами сложены преимущественно аргиллиты, представляющие собой твердую крепкую породу, часто с жирным блеском и раковистым изломом. Иногда в аргиллитах проявляется сланцеватость, которая способствует расчленению породы на остроугольные плитки.

Разновидностью гидрослюдистых глин являются породы, сложенные глауконитом. Глауконитовые глины обычно зеленого цвета, но иногда из-за обильной примеси органического вещества почти черные.

Каолиновые глины сложены минералом каолинитом. Обычно эти глины окрашены в светлые тона, жирны на ощупь, малопластичны, огнеупорны. Своеобразной разновидностью каолинов являются сухарные глины, встречающиеся в подошве угольных пластов. Они не размокают в воде, отличаются значительной крепостью и хрупкостью, часто имеют характерное брекчиевидное строение.

Монтмориллонитовые глины белого, светло-серого или желтовато-зеленого цвета, жирные на ощупь, иногда имеют восковидный облик. Имеется две разновидности монтмориллонитовых глин — бентониты и флоридины. Для бентонитов характерно набухание — способность увеличиваться в объеме при поглощении воды. Объем образца бентонитовой глины при насыщении ее водой увеличивается в 40 раз, гидрослюдистой глины — в 9 раз, каолиновой не более чем в 3 раза. На бентонитовых глинах не развивается растительность, поверхность их после дождя превращается в студенистую массу, которая при высыхании покрывается трещинами и распадается на твердые остроугольные куски. В связи с набуханием присутствие бентонитовых глин обычно приводит к развитию оползневых явлений. Флоридиновые глины обладают высокой адсорбционной способностью. Структуры и текстуры монтмориллонитовых глин разнообразны. Бентониты, образовавшиеся за счет разложения туфогенных пород, характеризуются реликтовой пепловой структурой.

Полимиктовые глины содержат два или несколько глинистых минералов, причем ни один из них не является преобладающим. Макроскопический облик подобных глин весьма разнообразен. Они могут быть окрашены в бурые, коричневые, серые или зеленоватые тона. Полимиктовые глины обычно содержат значительное количество песчаной и алевроитовой примеси и различные аутигенные образования — карбонаты, сульфаты, сульфиды, гидроокислы железа и т. п.

Условия образования. Выделяют две генетические группы глин: элювиальные и водно-осадочные глины.

Элювиальные (остаточные) глины являются продуктами химического разложения материнских пород, залегающими на месте их образования в корях выветривания. Для элювиальных глин характерна плащеобразная, карманообразная или гнездообразная форма залегания с постепенными переходами вниз по разрезу в неизменные материнские породы. Отличительным признаком элювиальных глин является отсутствие ясной слоистости, реликтовые структуры, отражающие строение материнской породы, наличие неразложившихся при выветривании более устойчивых минералов и т. п. Минеральный состав рассматриваемых отложений зависит от характера исходной породы и от обстановки накопления глинистого вещества. При химическом разложении кислых магматических пород в условиях влажного жаркого климата образуются каолиновые глины, в коре выветривания основных пород в зоне сухого климата возникают глины монтмориллонитового состава.

Водно-осадочные глины пользуются наибольшим распространением. Подавляющее количество глинистых минералов, образовавшихся в результате разложения первичных алюмосиликатов, выносятся с места разрушения материнских пород текучими водами в виде суспензий, коллоидных растворов или механических взвесей и осаждаются в различных водных бассейнах — морях, озерах и реках. В отличие от песчаного и алевритового материала осаждение глинистых частиц может происходить лишь в сравнительно спокойной водной среде, там, где отсутствуют или ослаблены течения. Большое значение при этом имеют процессы коагуляции суспензий и коллоидный раствор.

Наиболее благоприятные условия для отложения глинистого материала создаются в морских бассейнах. Морские глины образуют мощные толщи или отдельные слои среди других пород. Они отличаются от элювиальных глин ясно выраженной слоистостью, нередко наличием морских фаунистических остатков и обычно меньшей однородностью своего состава. Глины прибрежной части шельфа залегают в виде пластов или линз. Минеральный состав характеризуется преобладанием гидрослюд, иногда присутствует каолинит. Породы эти обычно содержат значительную примесь песчано-алевритового материала. Открытая часть шельфа и пелагическая часть морского бассейна характеризуются большими мощностями глинистых отложений и широким площадным их развитием. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды и монтмориллонит. Олигомиктовые монтмориллонитовые глины морского происхождения обычно являются продуктами подводного преобразования вулканического пепла, о чем свидетельствуют их реликтовые пепловые структуры.

В озерных и озерно-болотных пресноводных водоемах гумидных областей формируются каолиновые или гидрослюдистые глины. Поступающий в водоем каолинит сохраняется благодаря кислой

реакции пресных вод, обогащенных гумусовыми соединениями. В засоленных лагунах и озерах аридных областей формируются гидрослюдистые, монтмориллонитовые, а также палыгорскит-сепиолитовые глины, ассоциирующие с доломитами, гипсами и соляными породами. Озерные глины отличаются хорошо развитой параллельной слоистостью.

Глины речных долин, а также пролювиальные и делювиальные глинистые отложения характеризуются линзовидным залеганием, плохой сортировкой, быстрым изменением гранулометрического состава по вертикали и горизонтали. Преобладают алевро- и псаммопелитовые структуры. Минеральный состав рассматриваемых глин зависит от характера выветривания и климатических условий, господствовавших на континенте. Наиболее распространенными являются каолинит-гидрослюдистые и монтмориллонит-гидрослюдистые ассоциации.

Ледниковые глины характеризуются плохой гранулометрической сортировкой, присутствием валунов, дресвы, гравия. Текстура беспорядочная. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды.

Практическое использование. Глины находят большое практическое применение. Особое значение имеют олигомиктовые глины. Каолиновые глины являются огнеупорами, а также широко используются в керамической, бумажной, резиновой и парфюмерной промышленности. Монтмориллонитовые глины применяются для очистки различных нефтепродуктов, растительных масел, жиров, вин и т. п. Способность бентонитовых глин давать с водой устойчивую суспензию используется для изготовления глинистых растворов, применяемых при бурении. Гидрослюдистые глины и глины полимиктового состава применяют для изготовления кирпича, грубой керамики, черепицы и других изделий. Гидрослюдистые карбонатные глины используются в цементной промышленности.

Методические рекомендации к петрографическому описанию глинистых пород

В отличие от многих других осадочных пород, изучение которых может быть ограничено полевыми и микроскопическими исследованиями, для определения минерального состава глин необходимо дополнительное применение ряда лабораторных анализов. Важнейшими из них являются термический и рентгеноструктурный анализы, изучение агрегатов ориентированных глинистых частиц в иммерсионных жидкостях, исследование глинистых минералов под электронным микроскопом, химическим путем и т. д.

Макроскопическое описание. В полевых условиях изучают условия залегания, закономерности распределения различных типов глинистых пород на площади и в разрезе. При макроскопическом описании глинистой породы необходимо охарактеризовать ее цвет, структурные и текстурные особенности, примеси обломочных

зерен, отметить присутствие органических остатков. Особое внимание следует уделить изучению физических свойств глины — ее способности к размоканию в воде, набухание, степень пластичности и т. д. Способность к размоканию в воде дает возможность отличить глину от аргиллита. Физические свойства глины наряду с другими макроскопическими диагностическими признаками позволяют получить первое представление о ее минеральном составе. Необходимо фиксировать аутигенные неглинистые минералы, характер их распределения в породе и размеры зерен. В некоторых случаях присутствие таких минералов в глинистых породах существенно изменяет их физико-механические свойства.

Описание в шлифах. Изучение глины в шлифе позволяет охарактеризовать структурные и микротектурные особенности породы, а для олигомиктовых глин также установить минеральный состав. Диагностическими признаками глинистых минералов служат их показатели преломления и характер интерференционных окрасок. Эти константы определяются обычно не для отдельных кристаллов, а для агрегатов глинистых частиц, в результате чего получаются средние их значения, которые, однако, различны для каждой из основных групп глинистых минералов.

Описание обломочной примеси должно содержать сведения о ее минеральном составе, величине зерен и характере распределения их в породе. Необходимо указать процентное соотношение глинистой части породы и обломочного материала.

Среди аутигенных неглинистых минералов в глинах чаще всего встречаются окислы и гидроокислы железа и алюминия, различные карбонаты и сульфаты, модификации кремнезема, пирит, марказит и т. д.

Структурные и текстурные особенности глинистой породы обусловлены количеством и характером распределения обломочных и аутигенных компонентов.

Ниже дается примерный план описания глинистой породы в шлифе: 1) название породы; 2) минеральный состав и строение основной глинистой массы; 3) минеральный состав, размеры, относительное количество и особенности распределения в породе песчаной и алевритовой примесей; 4) аутигенные минералы и органические остатки; 5) структура и текстура.

Название породы складывается из характеристики минерального состава глинистой породы и особенностей ее структуры (например глина алевритистая гидрослюдисто-каолинитовая).

Глава VII

ПОРОДЫ ХИМИЧЕСКОГО И БИОХИМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Для пород рассматриваемой группы основным принципом классификации является их химический состав. Взаимоотношения

пород, а также их последовательность в классификационном ряду определяются миграционной способностью (подвижностью) преобладающих в породах химических компонентов. В соответствии с этим химические и биохимические породы рассматриваются в следующем порядке: аллитовые, железистые, марганцевые, кремнистые, фосфатные, карбонатные и соляные породы. К группе органических пород относятся также горючие полезные ископаемые — каустобиолиты. Карбонатные породы имеют значительное распространение, остальные встречаются редко, но играют важную роль в народном хозяйстве.

Аллитовые породы

Аллитовые породы характеризуются высоким содержанием в их составе глинозема. В этой группе выделяют два главных типа пород: бокситы и латериты.

Бокситы являются наиболее распространенными породами рассматриваемой группы. Породообразующими минералами являются гидраргиллит (гиббсит), бёмит и диаспор. Кроме гидроокислов алюминия в бокситах обычно присутствуют гематит, гётит, гидрогётит, каолинит, шамозит, различные обломочные и вторичные минералы. По минеральному составу выделяются две разновидности бокситов: гиббситовые и бёмит-диаспоровые.

Бокситы характеризуются значительным разнообразием внешнего вида. Они могут быть мягкими, рыхлыми, похожими на глину, и плотными с раковистым изломом, очень напоминающими яшмы или аргиллиты. В отличие от глины мягкие бокситы не обладают пластичностью. Окраска бокситов связана с наличием различных примесей (главным образом гидроокислов железа). Чаще всего она бывает красная, бурая, коричневая, зеленовато-серая. Реже наблюдаются серые, белые, желтые и почти черные разновидности бокситов. Характерна значительная плотность, иногда магнитность. Структуры пизолитовые, оолитовые, пелитовые, кристаллически-зернистые и обломочные. Боксит, сложенный бовинами, состоящими из мельчайших зернышек диаспора и гидраргиллита, показан на рис. 123. Текстура преимущественно беспорядочная, слоистость развита слабо.

Латериты — элювиальные образования третичного и четвертичного возраста. Особенностью минерального состава латеритов является большое содержание в них каолинита и гидроокислов железа. Алюминиевые минералы представлены гиббситом, реже бёмитом. В процессе химического выветривания латериты иногда обогащаются гидроокислами алюминия и переходят в так называемые «латеритные бокситы».

Обычно латериты окрашены в красный, бурый или желтый цвет. Нередко наблюдается пизолитовое строение. На воздухе глиноподобные разности латеритов твердеют и в дальнейшем не размокают в воде. Высокая стойкость латеритов против вывет-

ривания позволяет использовать их в качестве строительного материала (лат. *later* — кирпич).

Условия образования. Образование латеритов связано с корами выветривания основных или щелочных изверженных пород в условиях жаркого влажного климата.

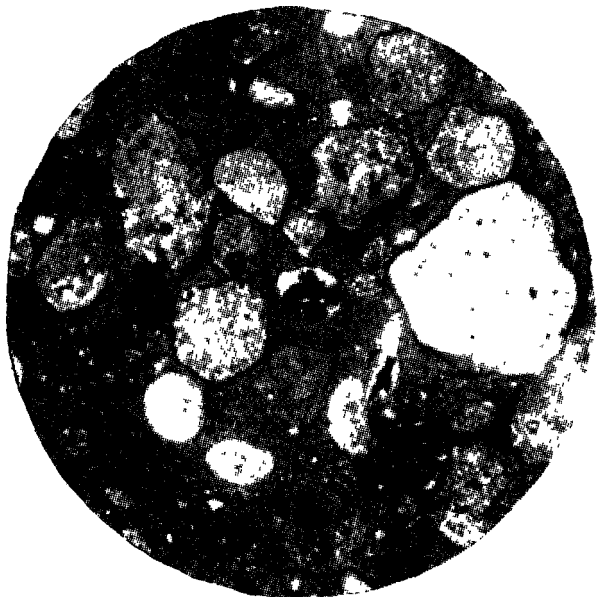


Рис. 123. Боксит, сложенный бобовинами, состоящими из мельчайших зернышек диаспора. Салаир. Увел. 35, николи ||.

Проблема образования бокситов не является в настоящее время окончательно решенной. Широкое распространение получило предложение о том, что бокситы представляют собой продукт перетолжения латеритов. А. Д. Архангельский считал, однако, что связь бокситов с латеритными корами выветривания необязательна. Согласно высказанной им гипотезе бокситы являются водно-осадочными морскими (или озерными) отложениями.

Г. И. Бушинский выделяет три генетических типа бокситов:

1. Остаточные, или латеритные, образующиеся в процессе химического выветривания и, возможно, также местного перетолжения в верхней части латеритной коры выветривания.

2. Осадочные платформенные, отлагающиеся на склонах возвышенностей (делювиальные бокситы).

3. Осадочные геосинклинальные, приуроченные обычно к закарстованным известнякам.

Практическое использование. Бокситы являются основной рудой на алюминий. Кроме того, они используются для производства искусственных абразивов, огнеупоров, в качестве адсорбента при очистке нефтепродуктов. В СССР крупные залежи бокситов сосредоточены на восточном склоне Северного Урала (месторождение Красная Шапочка и др.), на северо-западной окраине Подмосквового бассейна (Тихвинское месторождение), в Казахстане. Криворожском бассейне и др. Латериты применяют в строительстве.

Методы изучения. Бокситы представляют собой трудный объект для изучения. Как указывалось выше, они могут быть похожи на другие осадочные породы. Диаспоровые бокситы отличаются от сходных с ними песчаников, яшм и вулканогенных пород большей плотностью (3, 5). Наиболее точными методами определения бокситов являются термический, рентгеноструктурный и химический анализы. Изучение бокситов в шлифах обычно не дает хороших результатов вследствие очень малых размеров зерен алюминиевых минералов, а также тесной их ассоциации с глинистым материалом и гидроокислами железа. Последние нередко окрашивают шлиф так густо, что делают его почти непрозрачным.

Железистые породы

Железистые породы осадочного происхождения характеризуются значительным содержанием соединений железа. Рассматриваемые породы весьма разнообразны по минеральному составу. Среди них выделяют окисные, карбонатные, силикатные и сульфидные типы.

Окисные железистые породы (бурые железняки) пользуются наиболее широким распространением. Они состоят в основном из гётита и гидрогётита; наиболее обычной примесью являются глинистые минералы, опал, халцедон. Цвет темно-бурый или буровато-желтый (охристый). Бурые железняки могут быть рыхлыми, землистыми или плотными, с значительной плотностью. Для последних разностей характерны оолитовая, пизолитовая и скорлуповатая структуры. Текстуры — массивная, кавернозная, конкреционная.

Сидеритовые породы сложены минералом сидеритом. В качестве примеси могут присутствовать сульфиды железа, кальцит, магнетит, глинистые и фосфатные минералы. Различают сидериты двух морфологических типов: 1) пластовые залежи плотных микрозернистых сидеритов и 2) сферосидериты — округлые конкреции радиально-лучистого строения, характерные для глинистых и углисто-глинистых отложений.

Шамозитовые (лептохлоритовые) породы состоят из силикатов закиси железа, с которыми обычно ассоциируют окислы и гидроокислы железа, а также сидерит, кальцит и различные терригенные минералы. Цвет шамозитовых пород темно-зеленый до черного; характерна оолитовая структура. В поверхностных условиях рас-

смаатриваемые породы легко окисляются и переходят в бурые железняки.

Железистые кварциты (джеспилиты) — докембрийские метаморфизованные железисто-кремнистые породы, состоящие из тонкочередующихся прослоев кварца, гематита и магнетита. Обломочная и глинистая примеси в этих породах отсутствуют, что позволяет рассматривать их как хомогенные образования.

Условия образования. Основным источником осадочного железа являются продукты химического выветривания магматических пород. Железо в условиях осадкообразования является малоподвижным элементом, но способность к миграции у него выше, чем у алюминия. Железо мигрирует в виде коллоидов окиси железа и гуматов. При изменении физико-химических параметров среды, особенно в присутствии электролитов, происходит коагуляция и осаждение коллоидов. Это может произойти на континенте и тогда отлагаются железные руды элювиального и озерно-болотного происхождения. Однако основная масса железистых пород образовалась в морских бассейнах. В мелководных морских заливах и лагунах отлагались окисные, лептохлоритовые и сидеритовые руды. Особое место по масштабу залежей и их практическому значению занимают докембрийские железистые породы — джеспилиты, образовавшиеся в открытых удаленных от берега частях бассейнов путем осаждения кремнистых и железистых минералов из истинных или коллоидных растворов.

Практическое использование. Осадочные железистые породы имеют огромное практическое значение как основное рудное сырье черной металлургии. Наиболее высококачественными являются руды, состоящие из окислов и гидроокислов железа и сидерита. Вредные примеси в железных рудах — сера, фосфор, мышьяк, полезные — марганец, никель, хром.

Крупнейшими месторождениями железных руд — джеспилитов — являются Курская магнитная аномалия и Криворожский бассейн, окисных железистых пород — Керчь, сидеритовых пород — Бакальское месторождение на Урале.

Методы изучения. Железистые породы изучаются макроскопически и в шлифах, главным образом в отраженном свете, так как многие железистые минералы непрозрачны или полупрозрачны. Широко применяются также химический, термический и спектральный анализы.

Марганцевые породы

Значительные скопления марганцевых минералов встречаются редко. Основные типы марганцевых пород псиломелан-пирролюзитовые, кремнисто-пирролюзитовые и карбонатные.

Псиломелан-пирролюзитовые породы являются наиболее распространенными. Первичные окисные руды представляют собой черные землистого вида рыхлые породы. Для переотложенных руд

характерно пористое или кавернозное строение и широкое развитие натечных форм

Кремнисто-пиролузитовые породы близки по составу и строению к породам предыдущего типа. Марганцевые минералы находятся здесь в тесном срастании с кремнистыми минералами — осадочным кварцем, опалом и халцедоном.

Карбонатные руды марганца представляют собой скопления карбонатных марганцевых минералов (манганокальцитов, родохрозита), обычно приуроченных к морским карбонатным отложениям. По внешнему виду карбонатные марганцевые породы похожи на обыкновенные известняки, от которых они отличаются большей плотностью и черной рыхлой корочкой на выветрелых поверхностях породы.

Условия образования. Марганцевые руды образуются в результате химического и, возможно, биохимического (как следствие жизнедеятельности бактерий) осаждения преимущественно в условиях мелководья в прибрежной области морей, реже в озерах и болотах.

Крупнейшие месторождения марганцевых руд известны на Украине (Никопольское) и в Грузии (Чиатурское).

Практическое использование. Марганцевые руды используются в металлургии для производства специальных сортов стали. Вредной примесью в марганцевой руде является фосфор.

Методы изучения. Марганцевые минералы непрозрачны и часто образуют землистые массы. Для изучения таких образований лучшим методом является рентгеноструктурный анализ.

Кремнистые породы

Кремнистые породы (силициты) сложены осадочным кремнеземом. Классификация их основана на минеральном составе и генезисе. По первому признаку выделяют породы опаловые, халцедоновые и кварцевые, по второму — хемогенные, биогенные и породы перекристаллизованные, не сохранившие первичной структуры, которая могла бы свидетельствовать об условиях их образования. М. С. Швецов называет породы последней группы «криптогенными».

По морфологическому признаку выделяют пластовые и конкреционные кремнистые породы.

Главными разновидностями *пластовых кремнистых пород* являются диатомиты, радиоляриты, спонголиты, трепелы, опоки и яшмы. *Диатомиты* — легкие светлые тонкопористые породы, состоящие из опаловых скелетов диатомовых водорослей. *Радиоляриты* сложены опаловыми скелетами радиолярий, по внешнему виду не отличимы от диатомитов. *Спонголиты* состоят преимущественно из опаловых спикул губок; часто содержат примесь песчано-алевритового материала и глауконит. *Трепелы* и *опоки* — белые или серые, очень легкие породы, похожие на каолино-

вую глину или мел. Состоят из опала (иногда из халцедона). В небольшом количестве в них можно встретить остатки диатомовых водорослей и спикеры губок. Яшмы — массивные плотные неравномерно окрашенные породы с характерным раковистым изломом, состоящие из халцедона или микрозернистого кварца с постоянной примесью тонкорассеянных гидроокислов железа. Иногда в яшмах присутствуют остатки радиолярий, что подтверждает осадочное происхождение этих пород. Яшмы встречаются только в геосинклинальных областях и обычно ассоциируют с эффузивными породами.

Конкреционные кремнистые породы встречаются значительно реже. Желваки или конкреции, сложенные аутигенным кремнеземом, называются кремнями. Кремни могут быть рассеяны в различных других породах — известняках, песчаниках, глинах. Формирование кремней связано с диагенетическими или эпигенетическими процессами. Обычно кремни приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам.

Условия образования. Для кремнистых пород характерно водно-осадочное происхождение. Кремнезем, образовавшийся в результате химического выветривания магматических пород, а также при вулканических извержениях, поступал в водоемы (морские, реже озерные) и отлагался там благодаря коагуляции коллоидных растворов или в результате жизнедеятельности организмов, потреблявших его для построения скелетов. Основная масса кремнистых пород образовалась в докембрии. В более позднее время условия, необходимые для концентрации кремнезема, возникали главным образом в геосинклинальных областях и связаны с проявлениями интенсивной вулканической деятельности.

Практическое использование. Кремнистые породы находят разнообразное практическое применение. Яшмы используются как декоративный камень и в строительстве. Диатомиты, трепелы, опоки употребляют для очистки нефтепродуктов, растительных масел и т. п., а также в качестве изоляционного материала.

Методы изучения. Кремнистые породы обычно изучают макроскопически и в шлифах. При более детальных исследованиях используют химический анализ.

Фосфатные породы

Фосфатными породами (фосфоритами) называют породы, содержащие в своем составе значительное количество фосфатов кальция.

По условиям залегания фосфориты подразделяются на два типа: конкреционные и пластовые.

Конкреционные (желваковые) фосфориты представляют собой скопления фосфатных конкреций или желваков в песчано-глинистых, карбонатных и некоторых других породах. Благодаря наличию различных примесей, главным образом органического веществ-

ва и глауконита, конкреционные фосфориты обычно окрашены в буровато-серые до черного или зеленоватые цвета. По особенностям строения среди конкреционных фосфоритов выделяют радиально-лучистые и желвакообразные их разновидности; последние встречаются значительно чаще.

Пластовые фосфориты залегают в виде пластов мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. По внешнему виду

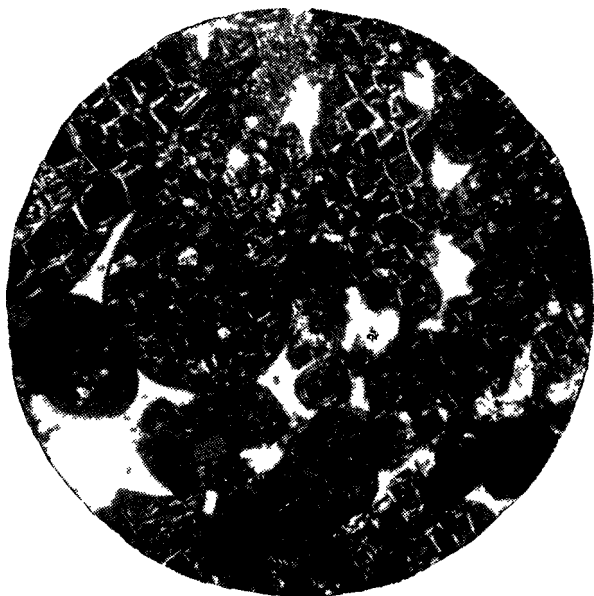


Рис. 124. Фосфорит Каратау. Увел 35, николи +.

могут быть похожи на известняки, песчаники, яшмы, опоки. При изучении подобных пород в шлифах видно, что они состоят из округлых комочков — псевдоолитов фосфата, а также колломорфных или скрытокристаллических выделений (рис. 124). В качестве примеси обычны карбонатные и терригенные минералы.

Условия образования. Фосфориты — морские отложения. Источником P_2O_5 в морской воде является разложение планктонных организмов. Согласно гипотезе А. В. Казакова, образование фосфоритов происходило в том случае, когда глубинные воды, обогащенные P_2O_5 и CO_2 , поднимались идущими в сторону берега течениями. В зоне материкового шельфа уменьшение гидростатического давления и увеличение температуры воды приводит к нарушению равновесия между растворенными компонентами. Вода становится перенасыщенной углекислотой и фосфорнокислыми солями, и они выпадают в зоне шельфа в осадок. На узком геосинклинальном шельфе формируются пластовые залежи

фосфоритов. На широком и пологом платформенном шельфе область отложения фосфатов кальция растягивается на большие пространства и образуются конкреционные фосфориты. Последние имеют практическое значение лишь в том случае, когда в результате перемыва осадков образуются слои, состоящие почти целиком из одних желваков.

Наиболее крупные месторождения пластовых фосфоритов известны в Каратау (Казахстан), в Скалистых горах (США) и в Северной Африке. Месторождения конкреционных фосфоритов встречаются на Украине, в Поволжье, в Актыбинской области и др.

Практическое использование. Из фосфоритов производят минеральные удобрения — фосфатную муку и суперфосфат. Некоторое количество фосфатов идет на изготовление фосфорной кислоты и элементарного фосфора.

Методы изучения. Как указывалось выше, фосфориты по своему внешнему облику могут быть похожи на многие другие породы. В полевых условиях для диагностики фосфоритов обычно используют реакцию на фосфор с помощью раствора молибденово-кислого аммония в азотной кислоте. В результате действия одной-двух капель указанного реактива в присутствии фосфатных соединений на поверхности породы образуется ярко-желтая окраска. От карбонатных пород фосфориты отличаются тем, что они не вскипают в соляной кислоте, от кремнистых и песчаников — меньшей твердостью (не царапают стекло). Наиболее полное представление о составе и строении фосфоритов дает их изучение в прозрачных шлифах. Оценка количественного содержания P_2O_5 в фосфоритах производится с помощью химического анализа.

Карбонатные породы

Наиболее распространенными карбонатными породами являются известняки и доломиты. В основе классификации карбонатных пород лежит относительное содержание в них главных породообразующих минералов — кальцита и доломита, примеси обломочного и глинистого материала.

Таблица 20

Классификация известково-доломитовых пород
(по С. Г. Вишнякову)

Порода	Содержание, %	
	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
Известняк	95—100	0—5
Известняк доломитистый	75—95	5—25
Известняк доломитовый	50—75	25—50
Доломит известковый	25—50	50—75
Доломит известковистый	5—25	75—90
Доломит	0—5	95—100

Известняк — порода, сложенная более чем на 50% кальцитом; *доломит* состоит более чем на 50% из минерала доломита. В зависимости от количественного соотношения в породе кальцита и доломита наблюдаются постепенные переходы от чистых известняков к чистым доломитам (табл. 20).

Содержание обломочной примеси в известняках и доломитах не должно превышать 5%. Породы смешанного состава показаны в табл. 21.

Таблица 21

Классификация терригенно-карбонатных пород
(по И. В. Хворовой)

Порода	Карбонатные минералы, %	Терригенная составляющая, %
Известняк (доломит)	95—100	0—5
Алевритистый (песчанистый) известняк (доломит) или известняк (доломит) с гравием (с гальками)	75—95	5—25
Алевритовый (песчаный, гравийный, галечный) известняк (доломит)	50—75	25—50
Известковый (доломитовый) алеврит (песчаник, гравелит, конгломерат)	25—50	50—75
Известковистый (доломитистый) алеврит (песчаник, гравелит, конгломерат)	5—25	75—95
Алевролит (песчаник, гравелит конгломерат)	0—5	95—100

Количество глинистой примеси в карбонатных породах может колебаться в широких пределах. Порода, характеризующаяся приблизительно равным содержанием карбонатного и глинистого материала, называется мергелем. Переходные разности карбонатно-глинистых пород показаны в табл. 22.

Таблица 22

Классификация карбонатно-глинистых пород (по С. Г. Вишнякову)

Содержание глинистого материала, %	Известковый ряд		Доломитовый ряд	
	порода	CaCO ₃ , %	порода	CaMg(CO ₃) ₂ , %
0—5	Известняк	95—100	Доломит	95—100
5—25	Известняк глинистый	75—95	Доломит глинистый	75—95
25—50	Мергель	50—75	Мергель доломитовый	50—75
50—75	Мергель глинистый	25—50	Мергель глинистый, доломитовый	25—50
75—95	Глина известковая	5—25	Глина доломитовая	5—25
95—100	Глина	0—5	Глина	0—5

Кроме перечисленных выше компонентов, в карбонатных породах довольно часто наблюдаются аутигенный кремнезем (опал, халцедон и кварц), сульфаты (гипс, ангидрит и целестин), а также аутигенные полевые шпаты, глауконит и некоторые другие минералы.

Наличие примесей оказывает большое влияние на физико-механические свойства карбонатных пород. Глинистое вещество

повышает при увлажнении размягчаемость, понижает прочность, хотя несколько затрудняет растворимость известняков. Кремнезем понижает растворимость известняков и повышает их прочность, поэтому кремнистые известняки обычно очень прочны и устойчивы. Доломитизированные известняки характеризуются меньшей растворимостью и большей прочностью по сравнению с известняками, не затронутыми процессами доломитизации. Примеси гипса, ангидрита, галита и других легкорастворимых солей весьма нежелательны, если карбонатные породы служат основанием или средой для проектируемых сооружений.

Удельное электрическое сопротивление карбонатов может быть очень высоким или низким в зависимости от их пористости, проницаемости, минерализации поровых растворов и ряда других факторов. Пористость плотных разновидностей известняков не превышает десятых долей процента, у рыхлых достигает 15—20%, у ракушечников 50—60%. В процессе доломитизации известняков пористость и кавернозность возрастают. Известняки и доломиты характеризуются значительными скоростями распространения упругих волн, слабой магнитной восприимчивостью и низкой радиоактивностью. С увеличением содержания глинистой примеси естественная радиоактивность, как правило, становится больше.

Известняки. Окраска известняков зависит от примесей и может быть различной: белой, желтоватой, бурой, серой, темно-серой до черной. Среди известняков выделяют следующие основные структурно-морфологические типы: 1) органогенные, 2) хемогенные, 3) обломочные и 4) криптогенные.

Органогенные известняки имеют наибольшее распространение. Они могут быть сложены целыми раковинами или обломками раковин (детрит) различных морских беспозвоночных, а также остатками известковых водорослей (рис. 125). Органогенные известняки иногда слагают рифы, в ископаемом состоянии представляющие собой геологические тела различной формы и размера, заключенные среди пород другого состава. Рифостроящими организмами являются преимущественно известковые водоросли, кораллы, мшанки, криноидеи.

Разновидность органогенных известняков — мел — микрозернистая слабосцементированная порода белого цвета, сложенная главным образом остатками кокколитофорид и фораминифер.

Хемогенные известняки лишены органических остатков, залегают в виде более или менее выдержанных пластов или образуют отдельные конкреции. К этому типу относят известняки, состоящие из кальцита, отложившегося в осадок чисто химическим путем. Такими образованиями являются оолитовые известняки (рис. 126), известковые туфы и конкреции, а также, возможно, некоторые микрозернистые известняки.

Обломочные известняки состоят из более или менее окатанных обломков, образовавшихся за счет размыва более древних

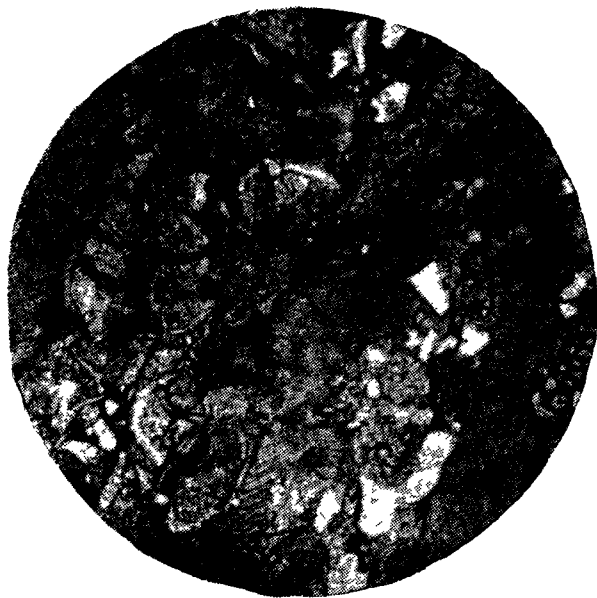


Рис 125 Органогенный известняк Видны остатки мшанок и фораминифер. Восточное Забайкалье Увел. 35, николи +.

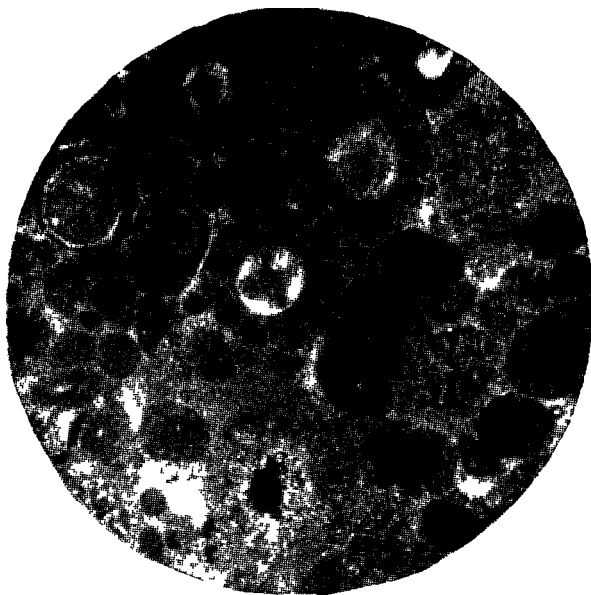


Рис 126. Оолитовый известняк Увел 35, николи +.

карбонатных пород. Обломочные карбонатные зерна имеют, как правило, изометричную форму и близки по размерам. В том случае, когда порода состоит из окатанных обломков раковин, известняк называют органогенно-обломочным.

Криптогенные известняки (известняки неизвестного происхождения) характеризуются кристаллически-зернистыми структурами. В результате диагенетической или эпигенетической перекристаллизации кальцита они утратили черты первоначального строения, отражавшего условия их образования.

Доломиты. По внешнему виду многие доломиты очень похожи на известняки. Цвет доломитов белый, желтовато-белый, светло-бурый. Для доломитов характерны микрозернистые, кристаллически-зернистые, а также различные реликтовые структуры (последние возникли в процессе доломитизации известняков). Хорошо сохранившиеся органические остатки в доломитах встречаются редко.

По макроскопическому облику М. С. Швецов выделил пять разновидностей доломитов: 1) доломиты микрозернистые, 2) доломиты с песчаниковидным изломом, 3) доломиты крупнозернистые (кавернозные), 4) доломиты мелкопористые и 5) доломитовая мука — рыхлые скопления кристалликов доломита, залегающие в виде линз и прослоев в сцементированных доломитах.

Условия образования карбонатных пород. Известняки отлагаются как в мелководных прибрежных зонах (органогенно-обломочные, оолитовые разности), так и в более глубоких частях морских бассейнов (микрозернистые известняки). Образованию известняков способствуют теплый климат и малое поступление в бассейн обломочного материала, который как бы «разбавляет» выпавший в осадок кальцит.

Вопрос о происхождении доломитов не является вполне решенным. Несомненно, что доломиты образуются несколькими способами — химическим осаждением в засоленных заливах и лагунах, в результате доломитизации известкового осадка в процессе диагенеза и при эпигенетической доломитизации известняков.

Практическое использование. Известняки находят широкое применение в народном хозяйстве. В металлургической промышленности они используются в качестве флюсов, очищающих выплавляемый металл от вредных примесей. Глинистые разности известняков идут на изготовление цемента. Тонкоизмельченным известняком нейтрализуют кислые подзолистые почвы. Широкое применение находят известняки в качестве строительного материала, а также в химической, стекольной, пищевой и других отраслях промышленности.

Доломиты используются для получения огнеупорных материалов, в металлургической, цементной, стекольной и керамической промышленности.

Методические рекомендации к петрографическому описанию карбонатных пород

В полевых условиях наиболее простым способом определения известняков и доломитов является реакция с 10%-ной соляной кислотой. При смачивании ею известняк бурно вскипает. Доломит вскипает только в порошке. В лабораторных условиях карбонатные породы изучаются в шлифах под микроскопом, а также при помощи термического и химического анализов. Иногда успешно применяют реакции окрашивания, позволяющие изучить взаимоотношения кальцита и доломита в шлифе. Ценные данные о строении породы и условиях ее образования могут быть получены в результате изучения пришлифовок.

Макроскопическое описание. В результате макроскопического изучения карбонатной породы необходимо дать ее краткую характеристику, указав цвет, характер излома, основной структурно-генетический тип (например оолитовый, микрозернистый и т. д.), крепость, пористость, а также присутствие обломочной и глинистой примеси. Особое внимание следует уделить изучению текстурных признаков.

Описание в шлифах. Изучение карбонатной породы в шлифе позволяет уточнить ее минеральный состав и структурный тип. При описании шлифа отмечается процентное соотношение карбонатных зерен различных размеров, а также их форма и другие типоморфные особенности. В случае присутствия органогенного детрита необходимо указать в процентах его содержание в породе, а затем дать качественную и количественную характеристику остаткам различных групп организмов. Следует обратить внимание на сохранность и условия захоронения органических остатков. Если в карбонатной породе содержится обломочный или глинистый материал, уточняется его минеральный и гранулометрический состав, определяется процентное содержание и характер распределения. Необходимо отметить присутствие аутигенных минералов. В известняках в качестве аутигенной примеси чаще всего встречаются различные модификации осадочного кремнезема, глауконит, пирит, окислы железа, в доломитах — сульфаты и галоидные соединения. Изучение текстурных признаков в шлифе позволяет охарактеризовать особенности микрослоистости, дает представление о взаимоотношениях слагающих породу минеральных компонентов.

Карбонатные породы рекомендуется описывать, придерживаясь следующего плана: 1) минеральный состав, 2) структурно-генетический тип породы, 3) качественная и количественная характеристика обломочной примеси, 4) аутигенные минералы, 5) микротекстура.

Эвапориты

Эвапориты (соляные породы) состоят из сульфатных и галогенных соединений, выпадающих в осадок в случае увеличения их концентрации в природных водах.

Главными породообразующими минералами эвапоритов являются гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4 , галит NaCl , сильвин KCl , карналлит $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2$. В качестве примесей могут присутствовать глинистые, карбонатные минералы, окислы железа и битуминозные вещества. Породы, имеющие переходный состав, называются соляными глинами и соляными мергелями.

Эвапориты классифицируются по минеральному составу. Наиболее распространенными породами этой группы являются гипс, ангидрит, каменная соль, сильвинит и карналлитит.

Для эвапоритов характерна пластичность, что обуславливает образование соляных куполов. Эвапориты отличаются от всех других осадочных пород высокими значениями удельного электрического сопротивления, нередко достигающими десятков и сотен тысяч ом-метров. Калийные соли характеризуются повышенной радиоактивностью вследствие того, что они содержат радиоактивный калий.

Гипсовые и ангидритовые породы слагаются одноименными минералами — гипсом и ангидритом, которые в природных условиях в результате гидратации и дегидратации легко переходят друг в друга. Процесс гидратации ангидрита сопровождается существенным увеличением объема породы (на 64,9%). Макроскопически гипс и ангидрит похожи, но ангидрит отличается от гипса большей твердостью. Обычно это светлые породы — белые, зеленоватые, светло-серые, серовато-голубоватые. В шлифах гипс и ангидрит легко диагностируются благодаря различным кристаллооптическим свойствам. Микроскопическое строение ангидрита показано на рис. 127. Гипс и ангидрит образуют пласты или желваки и жилы в трещинах и пустотах других пород.

Каменная соль сложена галитом. В качестве примесей могут присутствовать сильвин, глинистые минералы, органические соединения и окислы железа. Чистая каменная соль бесцветна, примеси могут ее окрашивать в серый, красный, синий и другие цвета. Каменная соль залегает в виде пластов и линз и обычно ассоциирует с другими эвапоритами.

Сильвинит и карналлитит относятся к группе калийно-магниевых пород. Сильвинит сложен минералами сильвином и галитом, карналлитит — карналлитом и галитом. В качестве примесей могут присутствовать ангидрит и глинистые минералы. Сильвинит и карналлитит часто бывают окрашены в красные или бурые тона, обусловленные тонкораспыленным коллоидным гематитом.

Условия образования эвапоритов. Породы рассматриваемой группы являются продуктами выпадения осадков в озерных и ла-

гунных бассейнах, расположенных в зонах жаркого сухого климата. Накоплению соляных толщ значительной мощности способствует длительное опускание дна бассейна, сопровождающееся постоянным или периодическим поступлением в него новых порций соленых вод. При возрастании концентрации растворов соляные минералы выпадают в определенной последовательности в за-



Рис. 127. Ангидрит. Увел. 35, николи +.

висимости от состава раствора и его температуры. Обычно первыми осаждаются гипс и ангидрит, затем галит, сильвин и карналлит. Строение соляных толщ показывает, что накопление солей не было непрерывным и чередовалось с периодами растворения ранее образовавшихся соляных отложений. Минеральный состав солей может значительно измениться в результате диагенеза соляного осадка и в процессе эпигенетического преобразования породы.

Практическое использование. Эвапориты находят большое практическое применение. Гипс и ангидрит используются в строительной и химической промышленности. Каменная соль является важным пищевым продуктом и применяется как сырье для производства соляной кислоты, хлора, соединений натрия и т. п. Сильвинит и карналлит используются в сельском хозяйстве в качестве удобрений, а также находят применение в различных отраслях химической промышленности.

Методы изучения. При изучении эвапоритов используются химические анализы, иммерсионное определение минералов, а также исследование их в шлифах.

Все галоидные и калийно-магнезиальные породы хорошо растворимы в воде и поэтому в шлифах, изготовленных обычным способом, они не сохраняются. Чтобы изготовить шлиф из этих минералов следует вместо воды использовать спирт, керосин или глицерин. Многие соляные породы характеризуются значительной крупностью зерен, поэтому для изучения их структур и текстур изготавливаются шлифы большей площади, чем обычные (от 2,5 до 8 см²). Толщина таких шлифов не менее 0,1 мм, что необходимо учитывать при оценке цветов интерференции анизотропных минералов.

Каустобиолиты

Каустобиолиты — ископаемые горючие породы биогенного происхождения, возникшие за счет массового захоронения и дальнейшего преобразования остатков растительных или животных организмов. Встречаются в природе в твердом, жидком и газообразном состоянии. К этой группе относятся угли, горючие сланцы, торф, нефть, горючие газы*.

Угли состоят из органического вещества и минеральных примесей. Количество последних обуславливает зольность углей.

В зависимости от исходного биогенного материала выделяют три группы каустобиолитов:

1) гумусовые породы, образующиеся за счет остатков высших растений; к этой группе принадлежат торф, бурые и каменные угли, антрациты;

2) сапропелиты — сапропелевые угли и горючие сланцы; в составе этих пород преобладают остатки планктонных организмов и низших водорослей;

3) липтобиолиты, слагающиеся лишь наиболее стойкими компонентами остатков высших растений — оболочками спор, кутикулами (тонкой поверхностной кожей), смоляными телцами и другими образованиями; к липтобиолитам относятся некоторые своеобразные и редкие типы углей.

Угли возникли в результате разложения без доступа кислорода растительных остатков в болотах, мелких озерах и лагунах. В первую стадию накопления растительного вещества образуется торф. В последующие стадии погребенный торф превращается в бурый уголь и далее — в каменный уголь и антрацит.

Образование углей в широком масштабе началось лишь с девонского периода, при этом более 50% всех известных запасов углей связано с молодыми (третичными и верхнемеловыми) отложениями. Периодами наиболее интенсивного углеобразования

* Здесь не рассматриваются нефть и горючие газы, изучением которых занимается специальная дисциплина — геология нефти и газа.

на территории СССР явились карбон (Донбасс, Западный Урал, Подмосковная котловина), пермь (Кузбасс) и юрский период (Средняя Азия, Восточная Сибирь, Дальневосточный край).

Уголь играет решающую роль в топливном балансе нашей страны. Значительная часть добываемого угля идет на изготовление кокса и используется в химической промышленности.

При изучении месторождений угля следует уделять большое внимание петрографическому исследованию вмещающих пород, что позволяет выяснить условия среды, в которой шло углеобразование, облегчает стратиграфические сопоставления угольных пластов и помогает решению ряда других задач.

Глава VIII

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ФАЦИЯХ И ФОРМАЦИЯХ

Осадочные породы образуются на поверхности Земли в самых разнообразных условиях. Обстановка осадконакопления определяет петрографический тип осадочной породы и заключенные в ней органические остатки. Для обозначения разновозрастных осадков был предложен термин «фация», впервые введенный в науку в 1838 г. А. Гресли. Из определения А. Гресли следовало, что фация представляет собой осадок, характеризующийся на всем его протяжении одинаковым петрографическим составом и заключающий в себе одинаковую фауну и флору.

В дальнейшем в понятие «фация» разными исследователями вкладывались различные значения. Одни считали фациями определенные типы самих осадков, другие — физико-географические условия их образования, третьи — совокупность признаков осадков и условий их образования. Л. Б. Рухин (1969) понимает под фацией *«осадки, отложенные на определенной площади в одних и тех же условиях, отличных от тех, которые господствовали в соседних районах. Каждая фация характеризуется одним и тем же комплексом литологических и палеонтологических особенностей»*.

По физико-географическим условиям образования фации разделяются на три группы: морские, лагунные и континентальные.

Морские фации имеют наиболее широкое распространение. Они образуются в воде с нормальной соленостью и содержат разнообразные органические остатки. Морские фации обычно занимают обширные площади, а разрез их характеризуется значительным постоянством.

Группа лагунных (паралических) фаций включает отложения, возникающие в переходной зоне между сушей и морем или в бессточных котловинах внутри континентов. Характерной особенностью лагунных фаций является их отложение в водоемах с ненормальной соленостью. Повышенная или пониженная соленость воды в лагунах в значительной степени сказывается на органиче-

ском мире. Характер органических остатков, а также присутствие эвапоритов являются решающим доказательством лагунного происхождения отложений.

Образование континентальных фаций может происходить непосредственно на поверхности суши (в воздушной среде) и в пресноводных водоемах — в долинах рек, на дне озер, в зоне распространения ледников и т. д. Органические остатки континентальных отложений обычно немногочисленны и принадлежат наземным животным и растениям. Для континентальных отложений характерно разнообразие и быстрая изменчивость в разрезе.

Термин «формация» введен в геологическую литературу в 1761 г. Х. Фюкселем для обозначения отложений, сходных по составу и положению в разрезе. Американские геологи и в настоящее время применяют этот термин для обозначения стратиграфических комплексов. Советские ученые рассматривают формацию как литолого-тектоническое понятие. *Формация — это совокупность отложений, парагенетически связанных между собой и выделяющихся среди других особенностями состава, строения и мощности осадков.* Каждая формация отражает специфику осадконакопления в пределах определенной структурной зоны на тех или иных этапах ее развития.

Образование осадочных формаций определяется прежде всего тектоническим режимом и климатическими условиями того или иного участка земной коры. Все формации на основе их пространственной приуроченности можно подразделить на платформенные, геосинклинальные и формации передовых прогибов и межгорных впадин. На платформах чаще распространены кварцевые, карбонатные, глауконито-фосфоритовые и ряд других формаций. Мощность платформенных формаций невелика. К геосинклинальным зонам приурочены формации глинисто-сланцевые, флишевые, граувакковые, карбонатные и др. Геосинклинальные формации характеризуются линейной формой тел и резкими градиентами изменения состава и мощности. Для формаций передовых прогибов и межгорных впадин характерно развитие грубообломочных пород и осадков паралической группы фаций. Наиболее распространены молассовые, угленосные, красноцветные и соленосные формации.

Изучение закономерностей образования и размещения осадочных формаций имеет большое практическое значение. К определенным формациям приурочены специфические виды полезных ископаемых. Так, для группы формаций, сформированных в геосинклинальных условиях, характерны месторождения высококачественных пластовых фосфоритов, бокситов и железных руд. Платформенный режим способствует образованию месторождений бурых углей, конкреционных фосфоритов, огнеупорных глин, стекольных песков. К группе формаций передовых прогибов и межгорных впадин приурочены месторождения каменных углей, разнообразных солей, марганцевых и железных руд.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфизм называется преобразование горных пород под воздействием внутренних (эндогенных) процессов, вызывающих изменение физико-химических условий в земной коре. Такое изменение приводит к частичному или полному минеральному и структурно-текстурному приспособлению породы к новым условиям, причем этот процесс протекает с сохранением твердого состояния системы. Возникающие минеральные ассоциации устойчивы только в определенных физико-химических условиях и называются *парагенетическими*.

Главными факторами метаморфизма являются температура, давление и химически активные вещества — растворы и газы. Важное значение имеет состав исходной породы, ее строение, длительность процесса изменения и его характер. Метаморфические процессы могут происходить либо изохимически без существенного изменения валового химического состава метаморфизируемой породы, либо метасоматически — с значительным изменением состава последней вследствие привноса и выноса вещества. Изменениям подвергаются породы любого состава и генезиса — магматические, осадочные или уже ранее метаморфизованные. В зависимости от интенсивности метаморфических процессов наблюдаются постепенные переходы от слабо измененных пород, сохраняющих реликты состава и структуры исходного материала, до разностей, глубоко преобразованных, первоначальная природа которых полностью утрачена.

Основной задачей при изучении метаморфических пород является умение распознавать в измененной породе ее первоначальную природу и расшифровывать процессы, обусловившие ее новый состав и строение. Эта задача, как правило, достаточно сложна, так как, кроме различной степени метаморфизма, приходится сталкиваться с явлением конвергенции (*convergentio* — схождение), сущность которого заключается в том, что из пород, различных по происхождению, но близких по валовому химическому составу, в сходных термодинамических условиях возникают сходные продукты метаморфизма; и в то же время из одного и того же исходного материала в различных условиях образуются различные породы.

Изучение метаморфических пород важно не только с петрогенетической точки зрения, но и для выяснения условий образования обширной группы метаморфогенных рудных и нерудных месторождений, включающих промышленные скопления железных руд, марганца, золота, меди, урана, графита, абразивных материалов, кровельных сланцев, кварцитов, мраморов и многих других полезных ископаемых.

Глава I

ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Успехи, достигнутые за последние 10—15 лет в области получения в лабораторных условиях высоких температур и давлений, соответствующих глубинным зонам земной коры, позволили подойти к достаточно надежной количественной оценке факторов метаморфизма и моделированию термодинамических условий, соответствующих естественным процессам.

ТЕМПЕРАТУРА

Как уже было сказано ранее, предполагают, что главными источниками тепла в земной коре являются энергия радиоактивного распада, тепло, приносимое глубинными растворами, поступающими из недр Земли, тепло магматических интрузий и тектонических процессов, экзотермический эффект некоторых химических реакций, сопровождающих метаморфизм пород, и ряд других. В целом тепло, образующееся в результате всех этих разнообразных процессов, представляет собой энергию земного шара, которая проявляется в виде геотермического градиента, характеризующего изменение температуры в градусах с увеличением глубины в километрах. В различных геоструктурных зонах значения градиента различны. В областях древних щитов и платформ величины градиента соответствуют 10—30 *град/км*; в молодых геосинклинальных зонах, где происходят активные тектонические и магматические процессы, значения градиента достигают 50—80 и даже 100 *град/км* (Винклер, 1969).

Изменение геотермического градиента, установленное по наблюдениям в буровых скважинах для ряда районов Советского Союза, иллюстрируется данными табл. 23.

Из приведенных в табл. 23 данных видно, что на глубине 10 км в зоне молодой складчатости Кавказа температура может достигать 830°С, тогда как на территории древнего Украинского щита ее значения на той же глубине не превысят 100°С.

Температурный интервал, в пределах которого происходят типичные метаморфические преобразования, заключен примерно между 300—400°С и 900—1000°С (Соболев, 1970). Ниже 300°С

вследствие резкого падения скорости метаморфических превращений последние практически не происходят или протекают крайне медленно; верхний предел ограничен температурой начала плавления наиболее распространенных горных пород и соответствует условиям магмообразования.

Температура — важнейший фактор метаморфизма, влияющий на процессы минералообразования, резко увеличивающий скорости химических реакций, степень перекристаллизации породы и в значительной мере контролирующий возникновение тех или иных парагенетических минеральных ассоциаций. В условиях растущей температуры происходят важные для минералообразования эндотермические реакции, сопровождающиеся процессами дегидратации гидро-

кислосодержащих минералов и декарбонатизации карбонатов. В качестве примера дегидратации приведем реакцию превращения каолина в андалузит: $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \rightleftharpoons 2Al_2O_3[SiO_2]_4 + 4H_2O + 2SiO_2$. Примером декарбонатизации может служить переход кальцита в волластонит: $CaCO_3 + SiO_2 \rightleftharpoons CaSiO_3 + CO_2$. Повышение температуры ведет к образованию более высокотемпературных минеральных видов, лишенных воды, и сопровождается изменением структуры породы в направлении появления более крупнозернистых разновидностей.

ДАВЛЕНИЕ

Различают всестороннее давление (гидростатическое) и направленное давление (стресс).

Гидростатическое давление определяется действием нагрузки вышележащих толщ. Величина его возрастает в зависимости от удельного веса пород в среднем на 270 атм на каждый километр погружения, что позволяет предполагать на глубине 10 км давление, равное 2700 атм, на глубине 20 км — 5400 атм и т. д. Таким образом, на глубинах порядка 50 км, примерно определяющих в орогенных зонах нижнюю границу земной коры, гидростатическое давление должно быть равно около 13000 атм. Однако изучение минеральных парагенезисов, полученных экспериментальным путем, и сопоставление их с естественными ассоциациями позволили установить, что давление при метаморфизме может достигать 25000 атм. Отсюда был сделан вывод, что в условиях земной коры величина давления не ограничивается весом вышележащих толщ. В. С. Соболев (1970) придает большое значение

Таблица 23
Изменение геотермического градиента
(по Белякову, 1955)

Район	Средний геотермический градиент, град/км
Грозненский район Кавказа	83
Донецкий бассейн	31
Западная Украина	23
Белоруссия	12
Кривой Рог	9

наличию «тектонических перегрузок». Г. Винклер (1969) подчеркивает, что общая величина давления на глубине должна зависеть также и от величин парциальных давлений паров воды P_{H_2O} и углекислоты P_{CO_2} , выделяющихся при дегидратации и декарбонатизации минералов. Как видим, количественный учет давления при метаморфизме — вопрос достаточно сложный.

При постоянной температуре увеличение гидростатического давления в соответствии с принципом Ле-Шателье способствует образованию минералов с более плотной структурой элементарной ячейки, что приводит к уменьшению общего молекулярного объема системы и увеличению ее удельного веса. Так, форстерит (мол. объем 43,9) + анортит (мол. объем 101,1) = гроссуляр (мол. объем 121). Увеличение давления повышает температуру плавления минералов, что очень важно при метаморфических превращениях. В условиях высокого гидростатического давления формируются породы с однородной массивной текстурой.

Направленное давление (стресс) вызывается тектоническими причинами. Его величина зависит от интенсивности тектонических процессов, трудно поддается учету и в каждом конкретном случае оценивается по степени преобразования породы. Действие направленного давления с глубиной ослабевает и на глубинах, превышающих 10 км (Тернер, Ферхуген, 1961), оно не проявляется. Объясняется это тем, что при условии высокого направленного давления происходит усадка породы, уменьшение общего объема пор и, как следствие, пересыщение породы растворами, что приводит в конечном счете к преобразованию направленного давления в гидростатическое с присущими последнему свойствами.

Вопрос о влиянии направленного давления на процессы минералообразования остается дискуссионным. Однако каталитическая роль его несомненна. Стресс увеличивает растворимость минералов, вызывает дробление породы, что облегчает циркуляцию метаморфизирующих растворов и, следовательно, способствует процессу перекристаллизации минералов. Велика роль направленного давления при формировании структурно-текстурных особенностей породы. В условиях стресса при наличии температурного фактора образуются специфические текстуры с характерной закономерной ориентировки минералов, как предполагают, является увеличение оси минералов (амфиболов, силлиманита, дистена и др.) или плоскости спайности (слюд, хлоритов и др.) располагаются перпендикулярно к направлению давления. Главной причиной переориентировки минералов, как предполагают, является увеличение их растворимости в направлении давления и соответственно перетолжение вещества в перпендикулярном направлении. Возникающая таким образом специфическая сланцеватая текстура весьма существенный признак для обширной группы метаморфических пород, получивших название «сланцы».

ХИМИЧЕСКИ АКТИВНЫЕ ВЕЩЕСТВА

К химически активным веществам прежде всего относится вода и затем уголекислота, которые находятся в том или ином количестве почти во всех горных породах в виде так называемых «поровых» или «межзерновых» метаморфогенных растворов и газов. Иногда существенное значение приобретают соединения водорода, азота, хлора, фтора, серы, бора, фосфора, калия, натрия и других элементов. Средние содержания наиболее распространенных компонентов поровых растворов (в молярных долях) характеризуются следующими данными (Соболев, 1970): H_2O 84,4; CO_2 10,1; H_2S 1,9; HF 1,8; HCl 1,4; N_2 0,4.

Источники воды при метаморфизме многообразны. Ими могут быть глубинные процессы дифференциации и дегазации вещества мантии, охлаждающиеся магматические расплавы и гидроксил-содержащие минералы, выделяющие (ОН) в процессе дегидратации. В верхних горизонтах литосферы существенное значение приобретает также остаточная влага, возникающая в процессе уплотнения осадочных пород.

Уголекислота образуется как продукт декарбонатизации минералов, что объясняет высокую степень насыщения этим компонентом водных растворов, локализующихся в карбонатных отложениях. Однако указанная закономерность нередко нарушается, что, по мнению Д. С. Коржинского и других, свидетельствует о большом значении магматогенных источников уголекислых растворов.

Все остальные химические вещества либо мобилизуются из пород, слагающих литосферу, либо поступают с газовыми и водными эманациями из магматических расплавов или даже из подкоровых частей земного шара.

Тем или иным источникам растворов придается различное значение. Н. Г. Судовиков большую роль отводит летучим компонентам, мобилизованным из осадочных пород в процессе их изменения. Д. С. Коржинский решающую роль при метаморфизме отводит восходящим термальным растворам глубинного происхождения, которые он называет «сквозьмагматическими». Поступая из недр Земли, эти растворы способны диффундировать через магматические расплавы и, обогащаясь минерализаторами, превращаться в активные агенты метаморфизма.

Независимо от природы метаморфогенных растворов, перемещаясь из областей высоких давлений в зоны низких давлений (обычно снизу вверх), такие растворы активно участвуют в преобразовании минералов и пород, являясь переносчиками химических элементов и тепла и обуславливая высокое поровое давление газов, понижающее растворимость минералов. Подчеркивая роль растворов в процессах метаморфизма, Д. С. Коржинский, В. С. Соболев и другие указывают, что в породах, лишенных воды, в так называемых «сухих системах» (породы магматиче-

ские или глубоко метаморфизованные), преобразования, даже при наличии достаточно высоких температур и гидростатического давления, практически не происходят, либо идут крайне медленно.

В качестве иллюстрации можно привести пример, описанный Э. Садецки-Кардош. Согласно данным этого ученого, мощные толщи осадочных пород Срединного массива в Венгрии, включающие разрез от палеогена до верхнего и даже частично нижнего палеозоя, сохранились в стадии очень слабого метаморфизма, несмотря на высокий геотермический градиент. Этот факт, по мнению автора, объясняется тем, что в указанном районе породы претерпели дробление вследствие последовательного сжатия и растяжения, что облегчило удаление из них паров и газов. В то же время в соседней альпийской области, где во время меловой складчатости образовались мощные покровы, затруднившие фильтрацию воды из нижележащих пород, метаморфизм последних достиг высокой стадии.

Глава II

ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

В сложных природных условиях, как правило, каждая конкретная метаморфическая порода формируется под влиянием нескольких факторов; роль этих факторов и их абсолютные величины определяются той геологической обстановкой, в которой протекал процесс. С учетом геологических условий, господствующих факторов метаморфизма и характера возникающих пород выделяются следующие основные типы метаморфизма: катакластический, контактово-термальный, метасоматический и региональный. Первые два типа проявляются локально на небольших территориях, последний охватывает огромные регионы; метасоматический метаморфизм может сопровождать любой тип метаморфизма и поэтому развивается как в локальных, так и в региональных условиях.

КАТАКЛАСТИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ

Катакластический метаморфизм (синоним — *динамометаморфизм, дислокационный метаморфизм*) возникает в узких зонах разрывных нарушений и вызывается относительно кратковременным, резким действием направленного давления (стресса). Если этот процесс происходит без заметного участия температурного фактора, то новые минералы не образуются и происходит только механическое разрушение (катаклиз, деструкция) породы. В том случае, если стресс не превышает предельной прочности минералов, изменения будут касаться лишь некоторых их свойств, таких,

как возникновение двуосности в кварце и кальците, появление волнистого погасания в кварце и др. Если же стресс превышает эти пределы, то вначале образуются плоскости и двойники скольжения (например в карбонатах и полевых шпатах), начинают дробиться более хрупкие минералы, затем менее хрупкие и, наконец, порода перетирается и развальцовывается. При повышении температуры вследствие трения минеральных частиц или других причин в катаклазированной породе могут развиваться некоторые низкотемпературные минералы — серицит по плагиоклазам, хлорит и тальк по железисто-магнезиальным силикатам и др.

В зависимости от степени катаклаза выделяются следующие главные разновидности продуктов катакlastического метаморфизма: тектонические брекчии, катаклазиты, милониты.

Важнейшие породы, возникающие при различных типах метаморфизма, сведены в табл. 25, а их описания даны в главе VI.

КОНТАКТОВО-ТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Контактово-термальный метаморфизм проявляется во внешних экзоконтактовых ореолах интрузивов под воздействием тепла, излучаемого остывающим магматическим расплавом, и происходит при относительно низких давлениях и по существу без привноса и выноса вещества в метаморфизируемые породы, т. е. носит изохимический характер.

Этот тип метаморфизма особенно отчетливо наблюдается в контактах интрузивов, основного и ультраосновного состава, обычно наиболее высокотемпературных и слабо насыщенных летучими компонентами (как известно из предыдущего, температура основной магмы достигает 1200°C , тогда как температура кислой магмы не превышает $700\text{--}800^{\circ}\text{C}$).

По данным В. С. Соболева (1970), температурный интервал, в пределах которого происходит типичный контактовый метаморфизм, заключен между $550\text{--}900^{\circ}\text{C}$.

В пределах ореола контактово измененных пород выделяются зоны термального метаморфизма — от наиболее высокотемпературной, в непосредственном контакте с интрузивом, к все более низкотемпературным — по мере удаления от него. Соответственно, высокотемпературные минеральные парагенезисы сменяются низкотемпературными, а интенсивность перекристаллизации пород постепенно понижается. Степень метаморфизма вмещающих пород и величина контактового ореола зависят от температуры и объема расплава, от состава, структурно-текстурных особенностей метаморфизируемой породы и от ее температуры. Последняя определяется глубиной, на которой происходит внедрение расплава, и геотермическим градиентом, свойственным данному региону. Ореолы контактово-термальных изменений обычно невелики, поскольку преобразования происходят без участия мощных агентов метаморфизма — растворов. Контактово-термальный ме-

таморфизм в «чистом виде» явление редкое. Чаще контактовые процессы протекают при активном участии метаморфизующих растворов и соответственно носят иной, метасоматический характер.

Среди продуктов контактово-термального метаморфизма образуются различного рода сланцы, роговики, кристаллические известняки и др.

МЕТАСОМАТОЗ

Метасоматоз — процесс, при котором происходит привнос одних компонентов и вынос других, что приводит к изменению химического и минерального состава метаморфизуемой породы. В процессе метасоматоза растворение и замещение минералов осуществляется почти одновременно без существенного изменения объема породы при условии сохранения ее твердого состояния.

Главными агентами при метасоматозе являются обильные термальные растворы, содержащие хлориды щелочных металлов, галоиды, серу, фтор, бор и др. С помощью растворов происходит миграция вещества, привносимого в породу и уносимого из нее. Миграция может осуществляться путем инфильтрации по зонам повышенной трещиноватости по плоскостям сланцеватости и путем диффузии компонентов в неподвижных поровых растворах, заключенных в межгранулярных пространствах. Интенсивность и характер химических превращений зависят от состава метаморфизующих растворов, их концентрации, температуры, общего давления, а также от состава и структуры породы, подвергающейся метаморфизму.

В зависимости от химического характера процесса выделяют несколько типов метасоматоза: 1) щелочной, сопровождающийся обогащением силикатной породы альбитом или натриево-калиевым полевым шпатом; 2) кальциевый, который сопровождается привносом кальция; 3) железо-магнезиальный, характеризующийся привносом железа и магния и образованием железо-магнезиальных минералов; 4) метасоматоз с привносом Si, Sn, B, Li, Cl, F, S, приводящий к появлению специфических минеральных ассоциаций с касситеритом, турмалином, топазом, флюоритом и др.

Учитывая условия, в которых протекает процесс, выделяют метасоматоз магматической стадии и послемагматический метасоматоз. *Метасоматоз магматической стадии* проявляется регионально в глубоких зонах орогенных областей, сопровождается обогащением слагающих их пород полевыми шпатами и преобразованием их в породы интрузивного облика. *Послемагматический метасоматоз* обычно проявляется локально и часто непосредственно связан с конкретными интрузивами, преимущественно кислыми или щелочными, как наиболее обогащенными химически активными компонентами. Образование пневматолито-гидротер-

мальных растворов происходит в процессе кристаллизации магмы за счет отделения и накопления летучих и легкоплавких компонентов. Для послемагматического метасоматоза наиболее характерны условия низких температур и давлений. Циркулируя по трещинам как внутри интрузивного тела, так и во вмещающих породах, постмагматические растворы вызывают соответственно *автометасоматоз магматических и метасоматоз вмещающих пород*.

Типичными для автометасоматоза являются процессы амфиболитизации, эпидотитизации, альбититизации, серпентинитизации, грейзенизации, пропилитизации. Процессы пропилитизации иногда захватывают значительные массы вулканогенных пород и по этому признаку могут быть сопоставимы с явлениями регионально-го характера.

Метасоматоз вмещающих пород может носить контактово-реакционный характер, типичным примером которого служит образование скарнов, а также может сопровождаться приконтактовым выщелачиванием с образованием грейзенов, вторичных кварцитов.

Породы, образующиеся в результате метасоматических процессов, называются *метасоматитами* и отличаются спецификой минерального состава и структурно-текстурных особенностей. Для метасоматитов характерно: 1) развитие псевдоморфоз, представляющих собой результат замещения одного минерала другим с сохранением формы замещенного минерала; 2) образование мономинеральных пород или пород с малым числом минералов, что обусловлено направленностью процесса к предельному химическому равновесию; 3) образование неравномерно-крупно-зернистых структур и пятнистых текстур; 4) зональное (полосчатое) строение метасоматических залежей, обусловленное закономерным чередованием пород определенного состава и строения.

С метасоматитами генетически связано большое число важнейших промышленных месторождений полиметаллов, олова, вольфрама, молибдена, золота, меди и других полезных ископаемых.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Региональный (динамотермальный) метаморфизм проявляется на обширных территориях в пределах подвижных поясов земной коры вне видимой связи с интрузиями. О причинах, вызывающих этот тип метаморфизма, существуют различные гипотезы, среди которых следует упомянуть о двух принципиально разных представлениях. По мнению Н. Г. Судовикова, главной причиной регионального метаморфизма следует считать тектонические движения, приводящие в результате развития подвижных поясов к погружению на разную глубину накопленных и дислоцированных геосинклинальных осадочных и вулканических образований. Со-

вершенно пная точка зрения по этому вопросу развивается Д. С. Коржинским и Ю. А. Кузнецовым. Эти исследователи связывают региональный метаморфизм с периодом восходящих тектонических движений в складчатых поясах, подъемом магматических масс и генетически связанных с ними термальных растворов.

В зависимости от направленности процесса региональный метаморфизм может носить прогрессивный или регрессивный характер, превращаясь в особых условиях в ультраметаморфизм.

Прогрессивный метаморфизм. Факторами прогрессивного регионального метаморфизма являются температура, гидростатическое и направленное давление и метаморфизующие растворы. Имеются представления, согласно которым главным источником растворов при региональном метаморфизме являются сами осадочные породы, а их прогрев определяется глубиной погружения и величиной геотермического градиента; другие ученые наряду с глубиной погружения осадков большую роль отводят эманациям, поступающим из глубоко залегающих магматических очагов, возможно из областей развития базальтовых магм; третьи считают, что растворы являются продуктами интрателлурических процессов, одновременно являясь переносчиками внутриземного тепла, и наиболее активно действуют не в момент погружения геосинклинального трога, а наоборот, в процессе поднятия и горообразования. Последняя точка зрения находит все больше сторонников.

По данным Г. Винклера, нижний температурный предел регионального метаморфизма соответствует $350\text{--}400^\circ\text{C}$, понижаясь до 300°C при условии высоких давлений; верхний температурный предел метаморфизма зависит от состава метаморфизуемых пород и давления. Для кварц-полевощпатовых пород Г. Винклер называет верхний предел метаморфизма 800°C . В. С. Соболев для верхнего температурного предела приводит цифры $900\text{--}1000^\circ\text{C}$ и даже 1200°C . Для регионального метаморфизма типичен прогрессивный характер процессов минералообразования, направленный на появление все более высокотемпературных минеральных парагенезисов.

Представителями продуктов прогрессивного регионального метаморфизма являются сланцы, кварциты, мраморы, амфиболиты, гнейсы, гранулиты, эклогиты и др.

Регрессивный метаморфизм. В отличие от прогрессивного метаморфизма регрессивный метаморфизм, или *диафторез*, характеризуется замещением высокотемпературных минеральных парагенезисов низкотемпературными. Возникающие в этом случае продукты метаморфизма называются *диафторитами*.

Причиной диафтореза являются либо тектонические движения, вследствие которых породы, образовавшиеся в процессе прогрессивного метаморфизма, могут попасть в условия относительно пониженных температур и давлений, либо приток водных ра-

створов извне, особенно если породы были предварительно деформированы и стали более проницаемыми.

Регрессивный метаморфизм приводит к экзотермическим реакциям, сопровождающимся процессами гидратации и карбонатации с появлением новых низкотемпературных ассоциаций минералов. В этих условиях происходит замещение граната биотитом, хлоритом, серицитом; моноклинных пироксенов — роговой обманкой, актинолитом, хлоритом; дистена и силлиманита — мусковитом; основного плагиоклаза — альбитом. Так как глубоко метаморфизованные породы вследствие дегидратации минералов лишены необходимого катализатора — воды, то, если нет притока растворов, метаморфические превращения в условиях понижающейся температуры будут происходить крайне медленно. Этим объясняется наличие в диафторитах реликтов высокотемпературных минеральных ассоциаций среди новообразованных низкотемпературных минералов и незначительное распространение диафторитов в природе по сравнению с продуктами прогрессивного метаморфизма.

Ультраметаморфизм. В обстановке регионального метаморфизма при определенных физико-химических условиях происходят весьма специфические процессы, которые объединяются под названием *ультраметаморфизм*. Среди процессов ультраметаморфизма главными являются мигматизация, анатексис, палингенез (или реоморфизм) и гранитизация.

Мигматизация — процесс образования смешанных пород (мигматитов), состоящих из жиллообразных, линзообразных и других обособлений кварц-полевошпатового материала, заключенного в метаморфизованной породе — субстрате. Мигматиты могут образоваться различными путями: вследствие инъекции гранитного расплава в толщи метаморфических пород, в результате анатексиса, в процессе щелочного метасоматоза. Инъекция гранитного расплава происходит по плоскостям сланцеватости во вмещающие метаморфические породы и приводит к образованию так называемых инъекционных гнейсов, образующих иногда ореолы вокруг гранитных plutонов.

Анатексис — частичное, избирательное выплавление из метаморфических пород низкотемпературного кварц-полевошпатового расплава (гранитной эвтектики).

Палингенез (или реоморфизм) — полное переплавление пород субстрата, приводящее к возрождению гранитной магмы.

Имеется большое число ученых, которые анатексис и палингенез рассматривают в качестве ведущего процесса в гранитном магмообразовании. Г. Винклер отстаивает точку зрения, согласно которой в глубинных частях складчатых зон в соответствующих термодинамических условиях анатексису могут подвергаться любые породы, характерные для геосинклинального осадкообразования (аркозы, граувакки, аргиллиты, глины, туфы и др.). Для подтверждения этого предположения Г. Винклер привлекает

многочисленные экспериментальные данные, согласно которым из гнейсов (метаморфических пород состава, близкого к гранитам) может выплавляться до 95%, а из граувакк до 70% гранитного расплава. По его мнению, это свидетельствует о возможности появления больших количеств магмы, которая может либо остаться на месте, либо получить способность перемещаться в верхние горизонты земной коры, где и образует типичные магматические породы.

Гранитизация — процесс химического и минерального изменения пород любого состава с превращением их в граниты. Менее всего подвержены гранитизации известняки. Согласно представлениям Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), Н. Г. Судовикова (1964) и др., гранитизация — типично метасоматический процесс, сопровождающийся привнесом в метаморфические породы K, Na, Si и выносом Ca, Mg, Fe, при условии твердого состояния породы без прохождения ее через магматическую стадию.

Иная точка зрения развивается Д. С. Коржинским (1952), рассматривающим гранитизацию не как метасоматическое, а как магматическое замещение, при котором граниты при своем образовании обязательно должны пройти через магматическую стадию. Агентами метаморфизма в этом случае являются потоки химических компонентов — сквозьмагматические растворы. Диффундируя через магматические расплавы, они обогащаются летучими компонентами, прежде всего водой, становятся подвижными, легко мигрирующими не только по мельчайшим трещинкам в породе, но и через промежутки между зернами минералов. Если вмещающие породы приближаются по составу к гранитной эвтектике, то воздействие на них горячих растворов должно заканчиваться их превращением в гранитный расплав. Последний как менее плотный, чем окружающие твердые породы, может перемещаться вверх, вовлекая постепенно в процесс гранитизации все большие массы окружающих пород. По мере просачивания сквозьмагматических растворов продвигаются кверху и фронт метасоматоза и фронт расплавления с образованием мигматитов и пород гранитного облика.

Д. С. Коржинский считает, что гипотезе метасоматического образования гранитов в широких масштабах противоречит, с одной стороны, их полиминеральный состав, с другой — постоянство их состава в пределах больших объемов, что совершенно не характерно для пород метасоматического генезиса.

Подводя итог изложенному, видим, что согласно существующим представлениям, граниты могут образоваться (кроме магматического способа) в процессе анатексиса, метасоматоза или магматического замещения. Какой из этих путей стоит ближе к истине и шире проявлен в природных условиях, должны решить дальнейшие исследования. Не вызывает сомнений, что именно в обстановке глубоких метаморфических преобразований пород стирается граница между метаморфическими и магматиче-

скими явлениями и завершается круговорот в природе, идея которого была намечена еще в начале века русским петрографом И. Д. Лукашевичем: магма→магматические породы→осадочные породы→метаморфические породы→магма.

Глава III

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Вещественный состав метаморфических пород определяется их химическим и минеральным составом и зависит от состава исходных пород и действующих факторов метаморфизма.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Сопоставление химических анализов магматических, осадочных и метаморфических пород показывает, что каждая генетическая группа пород состоит из одних и тех же главных окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , CO_2 . Однако количественные соотношения окислов в исходных породах — магматических и осадочных, как правило, различны, что находит отражение в составе метаморфических пород. Поэтому для удобства все наиболее распространенные магматические и осадочные породы стали объединять по признаку химического состава в группы, каждая из которых в различных условиях метаморфизма преобразуется в более или менее определенные метаморфические породы. Такие группы были предложены У. Грубенманом, Ф. Тернером и др. В данной книге принята схема Н. Л. Добрецова, согласно которой исходные породы объединены в четыре группы:

- 1) глинистые и кварц-полевошпатовые породы (метапелиты);
- 2) основные и средние магматические породы, туфовые породы, граувакки, мергели (метабазиты);
- 3) карбонатные породы;
- 4) редкие породы: магнезиальные (ультраосновные, щелочные, железистые, марганцевистые).

Данные химических анализов при отсутствии наложенных метасоматических процессов позволяют нередко судить о составе исходной породы и ее генетической принадлежности. Так, резко повышенное содержание кремнезема в метаморфической породе (более 80%) дает основание предполагать, что исходным материалом был кварцевый песчаник; повышенные количества глинозема, окислов калия, магния, железа свидетельствуют о глинистом составе первичной породы; высокие содержания кальция — о карбонатном составе и т. п.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Разнообразие химического состава исходных пород и различные термодинамические условия метаморфизма приводят к исключительному разнообразию минерального состава метаморфических пород.

Минералы, слагающие метаморфические породы, можно разделить на следующие группы:

1. Минералы, широко распространенные как в метаморфических, так и в магматических породах (полевые шпаты, кварц, слюды, роговая обманка, большинство пироксенов, оливин и др.).

2. Минералы, типичные для осадочных пород (кальцит, доломит).

3. Минералы, которые могут находиться в магматических породах в качестве вторичных, а также слагать типичные метаморфические породы (серпентин, хлорит, актинолит, серицит и др.).

4. Специфические метаморфические минералы, присутствие которых возможно только в глубокопреобразованных метаморфических породах: дистен, андалузит, силлиманит, ставролит, кордиерит, некоторые гранаты, везувиан, волластонит, глаукофан и др.

ХАРАКТЕРИСТИКА СПЕЦИФИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Группа дистена

Эта группа включает три полиморфные модификации одного химического состава $\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$ — дистен, андалузит, силлиманит. Каждый минерал отличается от другого структурными особенностями, физическими и кристаллооптическими свойствами и образуется в определенных термодинамических условиях.

Дистен (кианит)

$\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$. Триклинный.

$n_g = 1,727—1,734$; $n_m = 1,721—1,723$; $n_p = 1,712—1,718$; $n_g - n_p = 0,012—0,016$.

Оптически двусосный, отрицательный. $2V = 82—83^\circ$.

Обычно наблюдается в виде удлиненных призматических кристаллов в поперечном сечении прямоугольной формы. Цвет голубой, синий, иногда зеленоватый, желтый, белый. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Спайность совершенная по (100) и менее совершенная по (010). Плотность 3,35—3,65. Твердость 5,5—7.

В шлифе бесцветный или слабо-голубоватый. Рельеф высокий VI группы. Цвета интерференции в сечении, параллельном плоскости $n_g n_p$, желто-оранжевые. В разрезах с хорошо выраженной спайностью погасание близкое к прямому; в разрезах с плохо

проявленной спайностью погасание косое. Удлинение положительное. Характерны полисинтетические двойники.

В процессе регрессивного метаморфизма дистен может замещаться мусковитом и серицитом.

Дистен имеет наиболее высокий рельеф среди минералов рассматриваемой группы; его двупреломление меньше, чем у силлиманита, но больше, чем у андалузита; от последнего он отличается, кроме того, положительным удлинением.

Дистен образуется при региональном метаморфизме высокоглиноземистых пород и является хорошим индикатором очень высоких давлений. Встречается в кристаллических сланцах в парагенезисе со ставролитом.

Андалузит

$\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$. Ромбический.

$n_g = 1,638—1,650$; $n_m = 1,633—1,644$; $n_p = 1,629—1,640$; $n_g - n_p = 0,009—0,011$.

Оптический двуосный, отрицательный. $2V = 73—86^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_p \parallel c$.

Обычно окрашен в серый, желтый, розовый, красный, бурый цвет. Облик кристаллов призматический с поперечным сечением, близким к квадратному. Встречается в лучисто-шестоватых и зернистых агрегатах. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (110) с углом между трещинами 89° . Излом неровный, занозистый. Плотность 3,13—3,16. Твердость 6,5—7,5.

В шлифе обычно бесцветный или окрашен и слабо плеохроирует от бесцветного по n_g до розового по n_p . Образует призматические, квадратные, ромбовидные сечения и неправильные зерна. Рельеф V группы. Цвета интерференции до белых и бледно-желтых. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Нередко кристаллы андалузита переполнены зернами минералов, составляющих основную ткань породы, что придает им ситовидный облик.

Андалузит имеет сходство с ромбическим пироксеном, дистеном, апатитом. От пироксена отличается отрицательным удлинением, ситовидной структурой; от дистена — отрицательным удлинением и прямым погасанием во всех удлинненных разрезах; от апатита — более высоким двупреломлением.

Андалузит образуется в условиях невысоких и средних давлений и температур. Типичен для роговиков — контактово-метаморфизованных глинистых пород, где он часто ассоциирует с кордиеритом, но может встречаться и в регионально метаморфизованных породах. Андалузит часто содержит включения мельчайших частиц углистого вещества, концентрирующиеся вдоль определенных кристаллографических направлений. В сечениях, перпендикулярных длинной оси кристалла углистые частицы образуют крестообразные скопления. Такой андалузит называется *хиастолитом*.

Силлиманит

$\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$. Ромбический.

$n_g=1,673—1,683$; $n_m=1,658—1,662$; $n_p=1,654—1,661$; $n_g-n_p=0,020—0,022$.

Оптически двуосный, положительный. $2V=21—30^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_g\parallel c$.

Образует резко удлиненные призматические или иглочатые кристаллы, встречаются волосовидные агрегаты, называемые *фибrolитом*. Обычно бесцветный или белый, реже светло-бурый, серо-зеленый. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (010). Твердость 6,5—7,5. Плотность 3,23—3,27.

В шлифе бесцветный. В крупных кристаллах имеет ясную спайность в одном направлении. Рельеф VI группы. Цвета интерференции в удлиненных разрезах до синих второго порядка. Погасание прямое. Удлинение положительное. В шлифе похож на андалузит и тремолит. От первого отличается более высоким двупреломлением и положительным удлинением; от второго — прямым погасанием во всех удлиненных разрезах и спайностью в одном направлении.

Силлиманит — минерал высоких температур и давлений. Встречается в продуктах контактового и регионального метаморфизма глинистых пород — роговиках, кристаллических сланцах, гнейсах.

Ставролит

$(\text{Fe}^2, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^3)_9\text{O}_6[\text{SiO}_4]_4(\text{O}, \text{OH})_2$. Моноклинный (псевдоромбический).

$n_g=1,716—1,752$; $n_m=1,745—1,753$; $n_p=1,739—1,747$; $n_g-n_p=0,012—0,014$.

Оптический двуосный, положительный. $2V=82—88^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_g\parallel c$.

Цвет красновато-бурый до буровато-черного. Черта белая. Блеск стеклянный. Кристаллы обычно имеют вид коротких толстых призм. Очень характерны крестообразные срастания. Спайность несовершенная в одном направлении по (010). Плотность 3,74—3,83. Твердость 7,5.

В шлифе желтый, отчетливо плеохроирующий: по n_g — ярко-желтый, по n_p — бледно-желтый. Образует удлиненные разрезы, в поперечном сечении — шестигранные и неправильные зерна с ситовидной структурой. Рельеф VI группы. Цвета интерференции до оранжево-желтого первого порядка. Погасание прямое. Удлинение положительное.

Ставролит при регрессивном метаморфизме превращается в хлоритонд. К химическому выветриванию устойчив и поэтому встречается в обломочных породах.

Легко диагностируется благодаря желтой окраске и наличию крестообразных двойников.

Типичен для регионально метаморфизованных глинистых пород.

Кордиерит

$\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$. Ромбический.

$n_g = 1,543$; $n_m = 1,539$; $n_p = 1,534$; $n_g - n_p = 0,009$.

Оптически двусосный, отрицательный. $2V = 45-80^\circ$.

Бесцветный или окрашенный в синие, фиолетовые и желтоватые цвета. Блеск стеклянный. Обычно образует сплошные массы или зерна неправильной формы. Спайность несовершенная. Излом раковистый. Плотность 2,53—2,78. Твердость 7.

В шлифе бесцветный. Рельеф низкий. Цвета интерференции белые. Иногда встречаются полисинтетические двойники в виде параллельных полосок, а также секториальные тройники и шестерники. Включения мелких зерен минералов (циркона, ортита, монацита), содержащих в своем составе радиоактивные элементы, вызывают в кордиерите образование лимонно-желтых плеохроичных ореолов. При отсутствии типичных признаков может быть принят за кварц или плагиоклаз. Легко изменяется с образованием агрегатов тонколистовой слюды, хлорита, талька или изотропного вещества.

Диагностика кордиерита сложна, так как этот минерал, если он не sdвойникован, очень похож на кварц, а если имеет параллельные полисинтетические двойники, то на плагиоклаз. От кварца отличается двусосностью, от плагиоклаза — продуктами изменения, несовершенной спайностью.

Кордиерит — минерал, характерный для контактового и регионального метаморфизма. Образуется за счет метаморфизма глинистых и песчано-глинистых пород в ассоциации с андалузитом, гранатом, биотитом.

Лавсонит

$\text{CaAl}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{H}_2\text{O}$. Ромбический.

$n_g = 1,684-1,686$; $n_m = 1,674-1,675$; $n_p = 1,665$; $n_g - n_p = 0,019-0,021$.

Оптически двусосный, положительный. $2V = 76-87^\circ$.

Оrientировка оптической индикатрисы: $n_p \parallel c$.

Образует пластинчатые, таблитчатые, волокнистые и зернистые агрегаты. Плотность 3,09. Твердость 6. Плеохроирует от бесцветного по n_g до синего по n_p . Спайность совершенная по (100) и (010). Удлинение отрицательное. Часто полисинтетически sdвойникован. Лавсонит характерен для пород регионального метаморфизма при условии высоких давлений. Постоянный компонент жадент-лавсонит-глаукофановых сланцев.

Спуррит

$\text{Ca}_5[\text{CO}_3(\text{SiO}_4)_2]$. Моноклинный.

$n_g=1,681$; $n_m=1,676$; $n_p=1,641$; $n_g-n_p=0,040$.

Оптически двуосный, отрицательный. $2V=40^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $cn_g=22^\circ$.

Образует пластинчатые кристаллы и зернистые агрегаты, бесцветные или окрашенные. Спайность совершенная по (001). Плотность 3,01. Твердость 5.

В шлифе часто наблюдаются полисинтетические двойники.

Образуется только в условиях низких давлений и очень высоких температур, что возможно либо в ксенолитах, либо в непосредственных контактах с интрузиями основного состава.

Мервинит

$\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$. Триклинный.

$n_g=1,718$; $n_m=1,711$; $n_p=1,708$; $n_g-n_p=0,010$.

Оптически двуосный, положительный. $2V=66^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $cn_p=36^\circ$.

Обычно выделяется в виде пластинчатых кристаллов, иногда зерен. Бесцветный. Плотность 3,15. Твердость 6. Обычны полисинтетические двойники.

Мервинит образуется в таких же условиях, как и спуррит.

Группа граната

Группа граната состоит из двух изоморфных рядов: альмандинового $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (пироп, альмандин, спессартин) и андрадитового $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}^{+3}\text{Cr})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (уваровит, гроссуляр, андрадит).

Все гранаты кристаллизуются в кубической сингонии, образуя идиоморфные ромбододекаэдрические кристаллы или неправильные изометричные зерна, лишенные спайности. Микроскопически легко узнаются по характерному облику кристаллов, жирному блеску, высокой твердости. Почти все гранаты окрашены в различные красноватые, бурые, зеленые цвета. Основные свойства гранатов представлены в табл. 24.

В шлифе некоторые гранаты часто имеют ситовидное строение. Рельеф высокий VII группы. Гранаты изотропны, кроме минералов андрадит-гроссулярового ряда, которые могут быть аномально анизотропными, обнаруживая темно-серые цвета интерференции и сложные секториальные двойники.

Состав гранатов зависит от состава исходной породы и от условий ее образования.

Железо-магnezиальные гранаты — альмандин и особенно пироп — наиболее высокотемпературные минералы кристаллических сланцев, образующихся при региональном метаморфизме глинистых пород в условиях высоких давлений. Марганцевый гра-

Основные свойства гранатов

Гранаты	Состав	Плотность, г/см ³	Показатель преломления	Цвет	
				в образце	в шлифе
Альмандин	$\text{Fe}^{+2}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	4,318	1,830	Красный	Светло-розовый
Пироп	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	3,582	1,714	Темно-красный	Розовый
Спессартин	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	4,190	1,800	Темно-красный, оранжево-желтый	Желтоватый
Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	3,859	1,887	Желтый, зелено- ватый	Желтовато-зеле- ный
Уваровит	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	3,900	1,860	Изумрудно-зеленый	Зеленый
Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	3,594	1,734	Бледно-зеленый	Бесцветный

нат — спессартин — устойчив в наиболее низкотемпературных условиях регионального метаморфизма, но встречается и в скарпах — породах контактово-метасоматических, образующихся при сравнительно низких давлениях. Наиболее характерны для скарпов кальциевые гранаты андрадит-гроссулярового ряда.

Гранаты существенно гроссулярового состава встречаются в мраморах, залегающих среди регионально метаморфизованных пород.

Везувиан

$\text{Ca}_{10}(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SiO}_4](\text{OH, F})_4$. Тетрагональный.
 $n_e=1,700-1,746$; $n_o=1,703-1,752$; $n_o-n_e=0,001-0,008$.

Оптически одноосный, отрицательный.

Везувиан образует короткопризматические кристаллы, шестоватые или радиально-лучистые агрегаты и сплошные зернистые массы. Цвет желтый, зеленый, бурый. Блеск стеклянный. Спайность несовершенная. Излом неровный или раковистый. Хрупкий. Плотность 3,33—3,43. Твердость 6—7.

В шлифе бесцветный. Рельеф VI группы. Интерференционная окраска аномальная — густо-синяя, оливково-зеленая, буровато-сиреневая, часто распределяющаяся в пределах зерна зонально или пятнами. Удлинение отрицательное.

Везувиан имеет сходство с гроссуляром и цоизитом. От первого отличается формой кристаллов и анизотропностью; от второго — несовершенной спайностью и отрицательным оптическим знаком.

Везувиан распространен преимущественно в контактово-метаморфизованных карбонатных породах, особенно в скарпах.

Волластонит

$\text{Ca}[\text{SiO}_3]$. Триклинный.

$n_g = 1,631—1,653$; $n_m = 1,628—1,650$; $n_p = 1,616—1,640$. $n_g - n_p = 0,015—0,013$.

Оптически двуосный, отрицательный. $2V = 38—60^\circ$.

Образует таблитчатые или призматические кристаллы, радиально-лучистые, шестоватые или волокнистые агрегаты. Цвет белый с сероватым или красноватым оттенком. Спайность совершенная по (100) и хорошая по (001) с углом около 84° . Блеск стеклянный. Плотность 2,87—3,09. Твердость 4,5—5.

В шлифе бесцветный. Рельеф V группы. Цвета интерференции до желто-оранжевых первого порядка. В удлинённых разрезах угол погасания $28—34^\circ$. Знак удлинения может быть отрицательным и положительным.

Имеет сходство с тремолитом, от которого отличается более низким двупреломлением и меньшим углом оптических осей.

Волластонит — минерал, образующийся в условиях контактово-термального метаморфизма карбонатных пород.

Группа пироксенов

Из группы пироксенов рассматриваются здесь только специфические метаморфические минералы омфациит и жадеит.

Омфациит

$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклинный.

$n_g = 1,688—1,718$; $n_m = 1,670—1,700$; $n_p = 1,662—1,691$. $n_g - n_p = 0,018—0,027$.

Оптически двуосный, положительный. $2V = 58—83^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $cn_g = 36—48^\circ$.

Омфациит — моноклинный пироксен зеленого цвета. Выделяется в виде короткопризматических кристаллов и зернистых агрегатов. Спайность совершенная по (110). Плотность 3,31. Твердость 5—6. Плеохроирует от бесцветного по n_g до слегка зеленоватого по n_p .

Образуется в условиях регионального метаморфизма при наличии высоких давлений. Встречается в эклогитах и дистеновых сланцах.

Жадеит

$\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклинный.

$n_g = 1,652—1,673$; $n_m = 1,645—1,663$; $n_p = 1,640—1,658$. $n_g - n_p = 0,012—0,013$.

Оптически двуосный, положительный. $2V = 67—70^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $cn_g = 33—40^\circ$.

Минерал с характерной для пироксенов спайностью по (110) под углом 87° . В шлифе бесцветный. Плотность 3,33. Твердость

6.5. Минерал регионально метаморфизованных пород при условии высоких давлений. Встречается в ассоциации с глаукофаном, лавсонитом, дистеном.

Группа амфиболов

Тремолит

$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$. Моноклинный.

$n_g=1,624$; $n_m=1,613$; $n_p=1,600$; $n_g-n_p=0,024$.

Оптически двуосный, отрицательный. $2V=85^\circ$.

Оrientировка оптической индикатрисы: $cn_g=14-17^\circ$.

Образует длиннопризматические, иглочатые, иногда волосовидные кристаллы, вытянутые вдоль оси c . Цвет белый или сероватый. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (110) под углом, характерным для всех амфиболов, равным 56° . Хрупкий. Плотность 3,02. Твердость 5,5—6.

В шлифе бесцветный. Рельеф V группы. Погасание косое. Удлинение положительное. Цвета интерференции до второго порядка.

Тремолит очень похож на актинолит и волластонит, но актинолит имеет в шлифе зеленоватый цвет. От волластонита тремолит отличается большим двупреломлением, большим углом оптических осей, а также характерной амфиболовой спайностью.

Образуется при термальном метаморфизме доломитов, содержащих примесь кремнезема. Тремолит и актинолит могут присутствовать также в регионально метаморфизованных карбонатных породах в условиях средних давлений и температур.

Глаукофан

$\text{Na}_2, \text{Mg}_3, \text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Моноклинный.

$n_g=1,627-1,670$; $n_m=1,622-1,667$; $n_p=1,606-1,661$; $n_g-n_p=0,008-0,022$.

Оптически двуосный, отрицательный. $2V=50-0^\circ$.

Оrientировка оптической индикатрисы: $cn_g=7^\circ$.

Минерал из группы амфиболов. Образует стебельчатые, волокнистые и листоватые агрегаты. Плотность 3,07. Твердость 5—6.

В шлифе бесцветный или светло-синий, плеохроирует. Удлинение положительное. Встречаются простые и полисинтетические двойники.

Образуется только в условиях регионального метаморфизма при наличии высоких давлений в ассоциации с жадеитом, лавсонитом, гранатом, дистеном, ставролитом.

Хлоритоид

$(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Mn})_2(\text{AlFe}^{+3})\text{Al}_2\text{O}_3[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_4$. Моноклинный или триклинный.

$n_g = 1,730—1,740$; $n_m = 1,717—1,734$; $n_p = 1,714—1,731$; $n_g - n_p = 0,006—0,016$.

Оптически двуосный, положительный. $2V = 48—68^\circ$.

Ориентировка оптической индикатрисы: $n_g \parallel c$.

Хлоритонд — минерал из группы хрупких слюд. Обычно образует листоватые агрегаты и неправильные зерна темно-зеленого цвета, переполненные включениями других минералов. Изредка встречаются таблитчатые кристаллы. Спайность совершенная по (001). Плотность 3,51—3,80. Твердость 6,5.

В шлифе бесцветный или слабо-зеленоватый, плеохроирует от бесцветного по n_g до светло-серовато-зеленого по n_p . Рельеф высокий VI группы. Погасание косое. Удлинение отрицательное. Часто полисинтетически сдвойникован.

Хлоритонд замещается пеннином и мусковитом. Имеет некоторое сходство с хлоритом, от которого отличается высоким рельефом.

Характерный низкотемпературный минерал регионально метаморфизованных глинистых пород.

Глава IV

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Структуры и текстуры метаморфических пород наряду с минеральными ассоциациями дают представление об интенсивности перекристаллизации породы и условиях, в которых протекал этот процесс.

СТРУКТУРЫ

Процесс перекристаллизации породы в твердом состоянии называется *кристаллобластезом*, а структуры, возникающие в результате такого процесса, — *кристаллобластовыми*.

Кристаллобластез обуславливает специфику структурных особенностей метаморфических пород, важнейшие из которых следующие:

1. Структура метаморфической породы не может отражать последовательность выделения минералов, характеризующую процесс кристаллизации из расплава, так как в условиях метаморфизма рост минералов происходит одновременно. Кристаллизационная способность для разных минералов различна, она векториальна и определяет степень совершенства формы кристаллов.

По степени убывания кристаллизационной способности Ф. Тернер располагает метаморфические минералы в нижеприведенный *кристаллобластический ряд*:

Ругил, сфен, магнетит
 Турмалин, дистен, ставролит, граиат,
 андалузит
 Эпидот, цоизит, форстерит
 Пироксены, амфиболы, волластонит
 Слюды, хлориты, тальк, стильпномелан
 Доломит, кальцит
 Скаполит, кордиерит, полевые шпаты
 Кварц

Минералы верхних групп этого ряда образуют наиболее правильные *идиобластовые* кристаллы; минералы нижних групп почти всегда находятся в неправильных *ксенобластовых* зернах. Порядок расположения минералов в кристаллобластическом ряду обусловлен строением их кристаллической решетки. Силикаты, обладающие наиболее плотной структурой, обычно имеют более совершенные кристаллографические формы. Указанная закономерность может несколько нарушаться, так как в известной мере она зависит от физико-химических условий кристаллизации и состава исходного матерпала.

2. Минералы метаморфических пород, как сказано, кристаллизуются одновременно, о чем свидетельствуют многочисленные включения одних минералов в других. В процессе роста минерал, имеющий большую силу кристаллизации, «очищается» от таких включений, «выталкивая» их за свои пределы.

3. Перекристаллизация обычно сопровождается растворением мелких зерен, что ведет, в конечном счете, к образованию равномерно-крупнозернистых структур.

4. Метаморфические породы всегда полнокристаллические, в которых аморфное вещество и пустоты не сохраняются.

5. Если в процессе перекристаллизации порода не достигла полного равновесия, то в ней наряду с элементами новой структуры могут наблюдаться реликты строения исходной породы. Такие структуры представляют интерес для восстановления истории формирования породы.

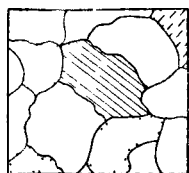
Среди структур метаморфических пород выделяются следующие главные типы: 1) кристаллобластовые, 2) реликтовые, 3) кактакластические.

Кристаллобластовые структуры

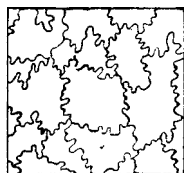
Этот термин, общий для всех структур, возникающих в результате полной перекристаллизации породы. Классифицируются кристаллобластовые структуры по относительным размерам минеральных зерен, их форме и типам взаимных прорастаний.

По относительным размерам зерен кристаллобластовые структуры подразделяются на *равномернозернистые (гомеобластовые)* и *неравномернозернистые (гетеробластовые)*. Среди гомеобластовых структур по форме зерен выделяются следующие разновидности:

Гранобластовая структура свойственна породам, состоящим из более или менее изометричных зерен, имеющих мозаичные округлые или неправильные зубчатые очертания (рис. 128, а, б). Мелкозернистая разновидность такой структуры называется *роговиковой*. Гранобластовая структура характерна для роговиков, кварцитов, мраморов.



а



б

Рис. 128 Типы гранобластовых структур

а — мозаичная структура, массивная текстура, б — зубчатая структура, массивная текстура (Ю. Ир. Потошкин, 1966)

Лепидобластовая структура характеризует породы, состоящие из таблитчатых или чешуйчатых минералов. Типична для серицитовых, хлоритовых, слюдястых и других сланцев (рис. 129).

Нематобластовая структура определяется наличием игольчатых или волокнистых минералов (рис. 130). Характерна для актинолитовых, силлиманитовых, дистеновых сланцев.

Для пород, состоящих из зерен различного габитуса, используются составные названия структур, включающие названия преобладающих форм. Например, структуру породы, которая состоит главным образом из чешуйчатых и зернистых минералов с преобладанием последних, называют *лепидогранобластовой*.



Рис. 129. Лепидобластовая структура биотит-мусковитовой породы. Текстура пятнистая (би — биотит, му — мусковит).



Рис. 130. Нематобластовая структура в куммингтонитовом сланце. Текстура массивная (по Ю. Ир. Половинкиной, 1966).

Гетеробластовая, или порфиробластовая, структура характеризуется наличием относительно крупных зерен на фоне более мелкозернистой гомеобластовой основной ткани породы.

Внешне такие структуры похожи на порфировидные структуры магматических пород. Чтобы подчеркнуть разную природу этих структур, для метаморфических пород употребляют термин *порфиобласты* (а не вкрапленники) и *основная ткань* (а не основная масса).

Порфиобласты по форме нередко являются идиобластовыми, но могут быть и ксенобластовыми; основная ткань породы может иметь любую кристаллобластовую структуру. На рис. 131 показан гранатовый кварцево-слюдистый сланец с идиобластами граната в основной ткани, состоящей из кварцево-слюдистого агрегата, имеющего равномернозернистую лепидобластовую структуру и сланцеватую текстуру.

Пойкилобластовая структура является одной из наиболее распространенных среди структур, характеризующих взаимные структурные отношения минералов. Эта структура определяется наличием относительно крупных зерен какого-либо минерала, содержащего мелкие неориентированные и незакономерно расположенные включения других минералов. Такая структура внешне очень похожа на пойкилитовую структуру магматических пород, отличаясь от нее только генетически. Встречается в скарнах, амфиболитах и других породах.

Разновидностью пойкилобластовой структуры является *ситовидная структура*, которая характеризуется присутствием в крупных кристаллах многочисленных мелких округлых включений. На рис. 132 показан кордиеритовый слюдяной гнейс, состоящий из порфиобласт кордиерита, имеющих ксенобластовые очертания, и идиобласт биотита, переполненных включениями зерен кварца и магнетита. Основная ткань породы слюдисто-кварцево-полевошпатовая, гранобластовая.

Катакластические структуры

Катакластические структуры возникают в породе под действием направленного давления, вызывающего дробление породы, не сопровождающееся перекристаллизацией. Среди катакластических структур по степени раздробленности породы наиболее типичными являются брекчиевидная, цементная и милонитовая.

Брекчиевидная структура характеризует начальную стадию дробления породы. Минералы раздроблены неравномерно, между различными по величине угловатыми обломками находится небольшое количество мелкообломочного, местами перетертого материала (рис. 133).

Цементная структура характеризует более высокую стадию дробления породы. Количество мелкообломочного и перетертого материала увеличивается, и он начинает цементировать разобщенные крупные обломки ненарушенной первичной породы.

Милонитовая структура свойственна наиболее высокой стадии дробления породы. Основная ткань породы состоит из тонкоперетертого материала, имеющего субпараллельную ориентировку. Не-

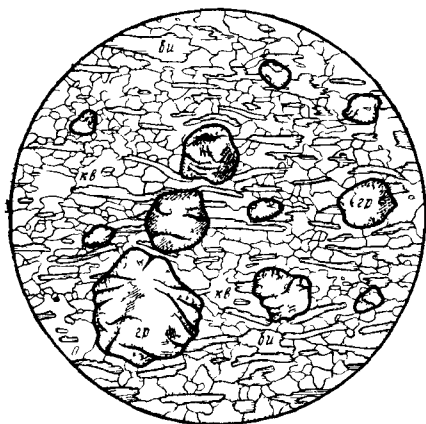


Рис 131. Порфириблостовая структура в кварцево-слюдистом сланце. Порфирибласти представлены гранатом (би—биотит, кв—кварц, гр—гранат)

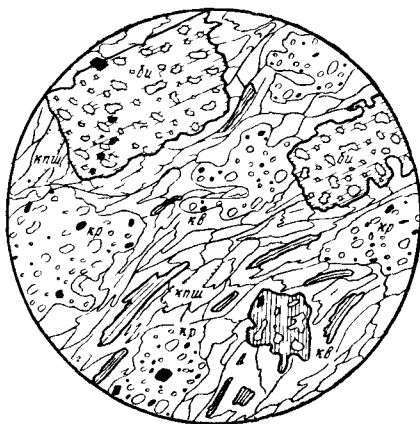


Рис. 132 Ситовидная структура в кордиеритовом слюдяном гнейсе (би — биотит, мш — калиевый полево- шпат, кв — кварц, кр — кордиерит).



Рис 133 Брекчиевидная структура. Остроугольные обломки гранита погружены в мелкокристаллическую массу той же породы (по Ю Ир Половинкиной, 1966)

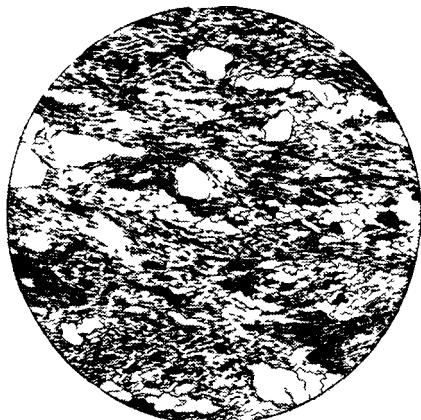


Рис 134 Милонитовая структура. Порода состоит из тонкоперетертого слюдяно-кварцевого материала, в массе которого сохранились обломки полевых шпатов, уцелевшие от дробления. Параллельная ориентировка раздробленного материала обуславливает сланцеватую текстуру породы (по Ю Ир. Половинкиной, 1966).

редко основная ткань породы бывает расслоена на существенно мономинеральные прослоечки, состоящие в случае милонитизации гранитов из кварца, полевого шпата и слюды (рис. 134). На фоне основной ткани могут выделяться реликты минералов, уцелевших от дробления, которые имеют обычно линзовидную форму с обтертыми, сглаженными углами и чаще всего представлены полевыми шпатами.

Реликтовые структуры

Реликтовые структуры характерны для пород, не претерпевших глубоких изменений, имеющих наряду с элементами новой структуры остатки структуры первоначальной породы

Для обозначения реликтовых структур употребляются термины, которые составляются из названия структуры исходной породы и приставки «бласто» или «класто». Приставка «бласто» говорит о наличии процессов перекристаллизации, приведших лишь к частичному видоизменению структуры породы. Например бластогранитовая структура — порода перекристаллизована, но можно установить ее первичную гранитовую структуру; бластоофитовая — первичная структура породы офитовая; бластопсаммитовая — первичная структура породы псаммитовая и т. д.



Рис 135 Бластогранитовая структура (пл — плагиоклаз, кпш — калиевый полевой шпат, кв — кварц, би — биотит, м — магнетит) (по Ю Ир. Половинкиной и др, 1948).

На рис 135 показан частично перекристаллизованный гранит. В правой части рисунка виден участок породы, слабо затронутый бластезом и поэтому сохранивший отчетливые реликты гранитовой структуры. В левой части рисунка видим породу, интенсивно перекристаллизованную, структура которой стала более или менее равномернозернистой, гранобластовой.

Приставка «класто» указывает на то, что порода частично раздроблена. Так, если структура породы кластопорфировая, то это значит, что первичная порода имела порфировую структуру; кластопсаммитовая характеризует катаклазированные песчаники; кластогранитовая образуется при дроблении гранита и т. д.

ТЕКСТУРЫ

Для метаморфических пород текстурный признак особенно важен, так как он наиболее отчетливо отражает условия, при которых происходило их преобразование. Этот признак существен также и при оценке физико-механических свойств пород, так как тип сланцеватых текстур и пространственное положение плоскостей сланцеватости необходимо учитывать при всех инженерно-геологических и гидрогеологических выводах. Ниже приведена

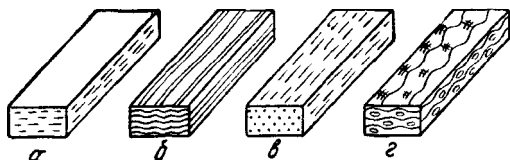


Рис. 136. Типы сланцеватых текстур (Н. А. Елисеев, 1959).

характеристика наиболее распространенных текстур метаморфических пород.

Массивная текстура характеризуется полной однородностью любого участка породы и поэтому изотропностью ее фи-

зико-механических свойств. Такая текстура возникает в результате перекристаллизации однородного материала при отсутствии направленного давления. Благоприятными условиями для развития массивных текстур являются глубинные зоны земной коры и экзоконтактовые ореолы интрузивных массивов.

Пятнистая текстура определяется неравномерным, кучным распределением минералов и возникает или при контактово-термальном метаморфизме пород, или в результате неравномерной миграции вещества при метасоматозе.

Полосчатая текстура обусловлена чередованием полос различного состава и структуры, образование которых может объясняться как наличием остаточной первичной слоистости исходных осадочных пород, так и результатом метаморфической дифференциации (перераспределения минералов при перекристаллизации).

Сланцеватые текстуры характеризуют обширную группу регионально метаморфизованных пород, формировавшихся при наличии направленного давления.

В зависимости от ориентировки минеральных зерен среди сланцеватых текстур выделяются несколько разновидностей.

Параллельно-сланцеватая текстура определяется расположением пластинчатых или чешуйчатых минералов по параллельным плоскостям. Характерна для сланцев и гнейсов (рис. 136, а).

Волнистая сланцеватость отличается наличием не плоских, а волнистых плоскостей сланцеватости, возникающих обычно в сильно деформированных сланцах низкотемпературных ступеней метаморфизма (рис. 136, б).

Линейная текстура свойственна породам, в составе которых имеются удлинённые игольчатые минералы (роговая обманка, актинолит, силлиманит, дистен и др.), ориентированные взаимно параллельно (рис. 136, в).

Очковая, или линзовидная, текстура характеризуется наличием крупных линзовидных зерен или агрегатов зерен кварца, или полевого шпата, так называемых «очков», которые выделяются на фоне сланцеватой основной ткани породы. Такая текстура свойственна некоторым гнейсам (рис. 136, г).

Глава V

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Для того чтобы яснее понимать основы современной классификации метаморфических пород, следует рассмотреть развитие этой проблемы в историческом аспекте.

Первыми шагами в вопросах классификации метаморфических пород было разделение их по типам метаморфизма (Ломоносов, Геттон, Ляйель, Иностранцев и др.). Позднее основное внимание было сосредоточено на классификации наиболее распространенных и генетически неясных регионально метаморфизованных пород. К. Ван-Хайз (1898, 1904), Ф. Бекке (1903, 1921), У. Грубенман (1904, 1910), П. Ниггли (1913) предложили их классификацию на основе гипотезы о «глубинных зонах метаморфизма». Согласно этой гипотезе интенсивность регионального метаморфизма рассматривалась в качестве функции температуры и давления, тогда как последние в свою очередь ставились в прямую зависимость от глубины залегания пород. Были намечены устойчивые в определенных термодинамических условиях ассоциации минералов, послужившие основой для выделения трех зон регионального метаморфизма: верхней (эпизоны), средней (мезозоны) и нижней (катазоны).

Верхняя зона характеризовалась умеренной температурой, незначительным гидростатическим давлением, сильным стрессом и комплексом минералов, среди которых большую роль играли гидроксилсодержащие силикаты. В качестве типичных минералов указывались цоизит, эпидот, хлорит, серицит, хлоритоид, актинолит, тальк, альбит. Типичными породами верхней зоны считались сланцы.

Для средней зоны предполагались более высокие температура и гидростатическое давление и очень сильный стресс. Типичные минералы этой зоны: биотит, мусковит, роговая обманка, дистен, ставролит, алмадин. Характеризовали зону кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, гнейсы.

Нижняя зона отличалась наиболее высокими температурой и гидростатическим давлением и относительно слабым направленным давлением. В качестве типичных минералов назывались силлиманит, корунд, анортит, ромбический пироксен, волластонит, омфациит, пироп. К породам нижней зоны относились кристаллические сланцы, роговики, мраморы, кварциты, гранулиты, гнейсы, эклогиты.

Классификация регионально метаморфизованных пород получила дальнейшее развитие в работах Г. Барроу (1912) и К. Тилли (1921, 1925), выделивших на основании изучения весьма чувствительных к изменению температурных условий глинистых пород хлоритовую, биотитовую, гранатовую, ставролитовую, кианитовую и силлиманитовую зоны метаморфизма. Основанием для разделения являлись минералы-индексы, первое появление которых определяло границу между двумя соседними зонами.

Развитие физико-химического направления в петрографии позволило рассматривать процессы метаморфизма как серию сложных реакций, ведущих к минеральному равновесию. На этой основе В. Гольдшмидт (1911) предложил классификацию пород контактового метаморфизма, детально изученных им в одном из районов Норвегии. В. Гольдшмидт выделил 10 классов роговиков, включающих почти все возможные минеральные парагенезисы для этого типа метаморфических пород. Изучение контактовых ореолов в других районах мира подтвердило общее значение выявленных закономерностей.

Дальнейшее развитие учения о физико-химических равновесиях минералов привело к появлению представлений о метаморфических фациях. Это направление оказалось весьма прогрессивным и легло в основу современной классификации метаморфических пород.

Принцип метаморфических фаций был предложен финским ученым П. Эскола (1915, 1920), сформулировавшим его следующим образом: «В любой фации метаморфизма, породы которой находятся в химическом равновесии и достигли одинаковых условий температуры и давления, минеральный состав каждой из этих пород определяется только общим химическим составом». Отсюда следует, что минеральный состав метаморфических пород является функцией их химического состава и физических условий метаморфизма. При разных термодинамических условиях из пород одного и того же химического состава образуются породы, характеризующиеся разными минеральными ассоциациями.

В качестве иллюстрации принципа фаций ниже приведен пример, заимствованный из книги Г. Винклера (1969). Для породы, первичный химический состав которой выражается соотношением $\text{SiO}_2 : \text{CaO} : \text{MgO} = 1 : 1 : 1$, в условиях низкотемпературной (альбит-эпидот-роговиковой) фации типичной парагенетической ассоциацией является кальцит — тремолит — доломит. Если соотношение тех же компонентов изменится $1 : 0 : 1$, то парагенетической ассоциацией для той же фации будет магнезит — тальк.

При метаморфизме, соответствующем более высокотемпературной фации (роговообманково-роговиковой), для пород с отношением $\text{SiO}_2 : \text{CaO} : \text{MgO} = 1 : 1 : 1$ парагенезис кальцит — тремолит — доломит заместится парагенезисом кальцит — диопсид — форстерит, при соотношении тех же компонентов $1 : 0 : 1$ указанный выше парагенезис заместится парагенезисом форстерит — тальк. Таким

образом, в условиях различных фаций из пород одинакового химического состава образуются породы различного минерального состава. Изменение минерального состава метаморфизируемой породы при переходе из одной фации метаморфизма в другую — результат приспособления ее к новым термодинамическим условиям, где образовавшаяся ассоциация минералов будет устойчива.

В качестве основания для выделения фаций П. Эскола приняты наличие «критических» минералов, т. е. минералов, устойчивых только в условиях температур и давлений, характерных для данной фации с учетом соответствующей геологической обстановки, примерно характеризующей термодинамические условия метаморфизма (соответствующие экспериментальные данные в то время отсутствовали). В первоначальной схеме П. Эскола были выделены пять фаций: санидиновая, роговиковая, амфиболитовая, зеленых сланцев и эклогитовая. Названия фациям давались по наличию критических минералов, характеризующих фацию.

Для графического изображения комплекса минералов, встречающихся в пределах данной фации, П. Эскола использовал парагенетические диаграммы, имеющие вид равностороннего треугольника и отражающие зависимость между химическим и минеральным составом пород. Для построения диаграмм данные химических анализов, выраженные в весовых процентах, пересчитывались на молекулярные количества (делением весовых процентов на молекулярные веса) и затем объединялись в три группы: ACF , где $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$; $C = CaO$; $F = MgO + MnO + FeO$. Значения ACF пересчитывались на 100% и помещались в вершинах треугольника. На ребрах треугольника и внутри его наносились точки, соответствующие составам минералов, которые встречались в данных породах и образовались в одинаковых условиях температур и давлений. Точки соединялись линиями, образуя мелкие треугольники.

Такого типа парагенетическая диаграмма для контактных роговиков, выделенных В. Гольдшмидтом, изображена на рис. 137. Цифры на диаграмме соответствуют порядковому номеру класса роговиков, положение цифр указывает, какие минеральные ассоциации возможны для данного класса. В парагенетическую ассоциацию включаются только рядомстоящие минералы. Например, для класса 1 характерна ассоциация андалузит — кордиерит; для класса 2 — ассоциация андалузит — кордиерит — анортит и т. д. В то же время из диаграммы видно, что андалузит — диопсид, андалузит — гроссуляр, кордиерит — диопсид и ряд других — «запрещенные» парагенезисы.

Гибкость и удобство классификаций, основанных на принципе метаморфических фаций, нашли наглядное отражение в ряде классификационных схем, появившихся за последние годы (Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1969; Добрецов, Соболев и др., 1970). В каждой из последующих схем учитывались новые геологические и экспериментальные данные, уточнялись границы фаций и ассо-

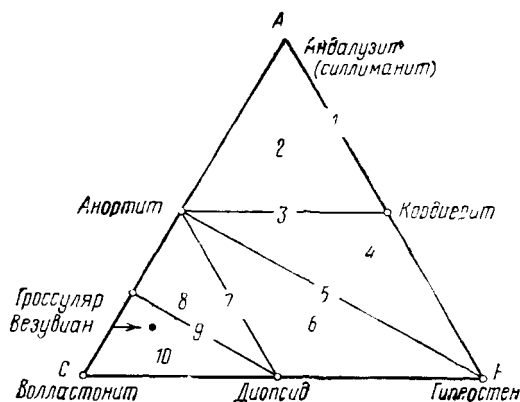


Рис. 137. Диаграмма парагенезисов контактовых роговиков (по В. Гольдшмидту).

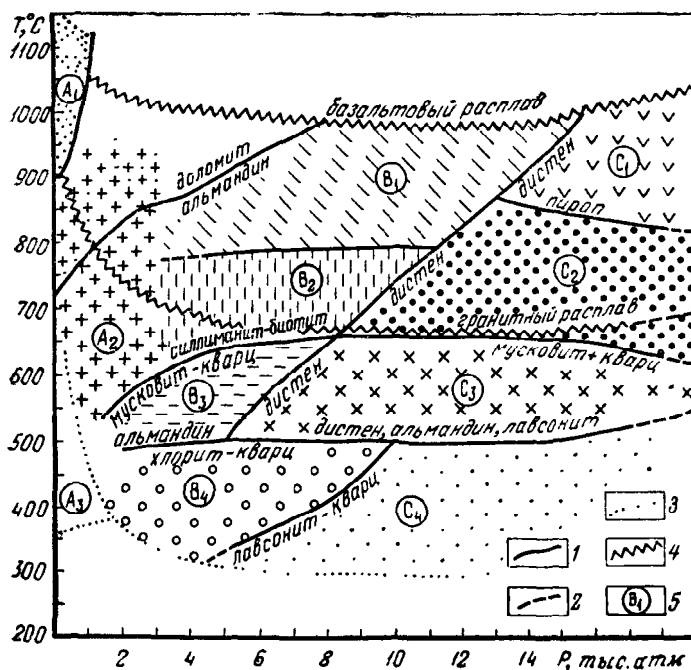


Рис. 138. Схема фаций контактового и регионального метаморфизма (по Н. Л. Добрецову и В. С. Соболеву, 1970, упрощенная):

1 — границы фаций; 2 — границы, для которых недостаточно экспериментальных данных; 3 — вероятная граница поля метаморфизма; 4 — линии плавления базальта и гранита; 5 — поля отдельных фаций

циации критических и запрещенных минералов и, соответственно, выделялись новые фации или субфации. Особенно существенные изменения вносились в серии фаций, характеризующих региональный метаморфизм, отличающийся наибольшим разнообразием действующих факторов.

В данном руководстве принята схема фаций, предложенная И. Л. Добрецовым и В. С. Соболевым (рис. 138). Принципиальной особенностью этой схемы является разделение всех фаций по величине давления на три группы: *A* — фации низких давлений, примерно соответствующие контактовому метаморфизму; *B* — фации средних давлений, соответствующие «обычному» региональному метаморфизму; *C* — фации высоких давлений, соответствующие метаморфизму зон высоких давлений в земной коре. Внутри каждой группы выделены дополнительные фации по температуре: A_0, A_1, A_2, A_3 ; B_1, B_2, B_3, B_4 ; C_1, C_2, C_3, C_4 . Границами фаций служат линии минеральных равновесий, ограничивающие термодинамические поля устойчивости важнейших минералов и ассоциаций, названия которых написаны с той стороны линии, где они устойчивы. При выделении фаций учитывались и критические и запрещенные минералы. Таким образом, породы, образовавшиеся в пределах данного *PT*-поля, относятся к одной определенной фации.

【Фации контактового метаморфизма

Для группы *A* фаций контактового метаморфизма характерны следующие условия: давление от 1 до 1 тыс. *атм*; температура от 700°С, чаще от 1000 до 1100°С, в особых случаях до 1200°С.

Мусковит-роговиковая фация — A_3 . Температура менее 550—600°С. Давление от первых сотен атмосфер до 2 тыс. *атм*.

Амфибол-роговиковая фация — A_2 . Температура от 550°, чаще от 600 до 800°С. Давление от первых десятков и сотен атмосфер до 1—2 тыс. *атм*. Сверху поле фации ограничено линией устойчивости альмандина, доломита и кальцита с кварцем.

Пироксен-роговиковая фация — A_1 . Температура от 700—800 до 900°С. Давление от первых сотен атмосфер до 3—4 тыс. *атм*. Сверху поле фации ограничено линией устойчивости силлиманита, воластонита с кальцитом, граната, биотита и др.

Спуррит-мервинитовая фация — A_0 . Температура 900—1200°С. Давление от 1 до 200—300 *атм*. Характерна для ксенолитов в вулканических породах или в непосредственном контакте с интрузивами основного состава. Имеет крайне ограниченное распространение.

Фации средних давлений, соответствующие „обычному“ региональному метаморфизму

Для фаций группы *B* давления изменяются в широких пределах — от 3—5 *атм* до 10—15 тыс. *атм*; температурный интервал от 300—400 до 900—1000°С.

Схема классификации метаморфических горных пород

Масштаб проявления процесса	Геологическая обстановка	Типы метаморфизма	Метаморфические фации	Исходные породы		
				глинистые и кварц-полево-шпатовые (метапелиты)	карбонатные	основные и средние магматические, туфогенные, граувакки, мергели (метабазиты)
Локальный	Зоны тектонических нарушений	Катакластический		Тектонические брекчии Катаклазиты Милониты Ультрамилониты Порфирииды	Тектонические брекчии Катаклазиты Милониты Ультрамилониты	Тектонические брекчии Катаклазиты Милониты Ультрамилониты Порфиритоиды
	Контактовые ореолы интрузивов	Контактово-термальный	Мусковит-роговиковая	Пятнистые и узловатые сланцы	Кристаллические известняки — мраморы	Альбит-эпидот-актинолитовые породы
			Амфибол-роговиковая	Роговики	Мраморы Известково-силикатные роговики (скарноиды)	Амфиболовые роговики
			Пироксен-роговиковая	Роговики	Мраморы Известково-силикатные роговики (скарноиды)	Плагноклаз-пироксеновые роговики

Региональный	Складчатые области	Региональный	Фации средних давлений	Зеленых сланцев	Филлиты Кварцитовидные песчаники	Известковистые сланцы	Зеленые сланцы Серпентиниты
				Эпидот-амфиболитовая	Кристаллические сланцы Кварцитовидные сланцы	Мраморы Силикатные мраморы	Амфиболиты
				Амфиболитовая	Парагнейсы Ортогнейсы Мигматиты	Мраморы Силикатные мраморы	Амфиболиты
				Гранулитовая	Гранулиты		Гранулиты
	Глубинные тектонические зоны		Фации высоких давлений	Жадит-лавсонит- глаукофановая	Сланцы		
				Глаукофан-альмандиновая (дистен-мусковитовых сланцев)	Сланцы		
				Дистеновых гнейсов и амфиболитов	Дистеновые гнейсы		
				Эклогитовая			Эклогиты
Локальный	Контактовые ореолы интрузивов Зоны трещиноватости и циркуляции растворов	Метасоматический		Адинолы Грейзены Вторичные кварциты	Скарны	Пропилиты Серпентиниты Листвениты	

Фа́ция зеленых сланцев — *B₄*. Температура от 350—400 до 500—550°С. Давление до 7—10 тыс. *атм.* Верхний предел фации ограничен устойчивостью хлорита с кварцем, исчезновением роговой обманки, альмандина, олигоклаза. Нижняя температурная граница фиксируется отсутствием каолина, диаспора, цеолитов.

Эпидог-амфиболитовая фация — *B₃*. Температура от 500 до 600—650°С. Давление до 7,5—10 тыс. *атм.* Нижняя температурная граница фации фиксируется сменой альмандина хлоритом с кварцем, сменой роговой обманки актинолитом с эпидотом и альбитом и вытеснением ставролита хлоритом. Верхняя граница определяется заменой мусковита и кварца на силлиманит.

Амфиболитовая фация — *B₂*. Температура 650—800°С. Давление примерно от 4 до 8 тыс. *атм.* Верхний температурный предел фации ограничивается равновесием ортопироксен — кварц, исчезновением ромбических амфиболов и биотит-силлиманит-калишпат-кварцевой ассоциации. В условиях амфиболитовой фации возможно анактектическое плавление пород с образованием гранитного расплава.

Гранулитовая фация — *B₁*. Температура от 750—800° до 900—1000°С. Давление от 4—5 до 12—13 тыс. *атм.* Сверху по температуре и давлению поле фации ограничено линией устойчивости альмандина и доломита и линией плавления базальта.

Фа́ции *B₁*, *B₂*, *B₃* отграничены от фаций *C₁*, *C₂*, *C₃* линией устойчивости дистена.

Фа́ции метаморфизма высоких давлений

Фа́ции группы *C* характеризуются давлением 8 тыс. *атм.* при низких температурах и свыше 14 тыс. *атм.* при высоких температурах. Температурный интервал от 300 до 1000°С. Эта группа фаций относится к типу регионального метаморфизма, но проявляется только в относительно узких тектонических зонах земной коры.

Жадеит-лавсонит-глаукофановая фация — *C₄*. Температура 300—550°С. Давление свыше 8—10 тыс. *атм.*

Глаукофан-альмандиновая фация (дистен-мусковитовых сланцев) — *C₃*. Температура от 500 до 650°С. Давление до 15 тыс. *атм.* и выше. Нижняя граница фации определяется устойчивостью дистена и альмандина.

Фа́ция дистеновых гнейсов и амфиболитов — *C₂*. Температура от 650 до 800—850°С. Давление свыше 10 тыс. *атм.*, но изредка достигает 15—17 тыс. *атм.* Нижней границей фации является линия устойчивости дистена и калишпата.

Эклогитовая фация — *C₁*. Температура 850—1000°С. Давление свыше 14 тыс. *атм.* Нижний предел фации фиксируется наличием граната, содержащего не менее 50% пироповой составляющей. Верхний предел фации ограничен линией базальтового расплава. Типичные эклогиты характерны только для мантии.

Минеральные ассоциации, определяющие каждую из перечисленных выше фаций, приводятся при описании пород этой фации.

Несмотря на стройность классификации метаморфических пород, основанной на принципе фаций, она не лишена недостатков:

1. Трудно определить четкие границы каждой фации, так как они характеризуются различными ассоциациями критических минералов, что объясняется большим разнообразием составов исходных пород.

2. Минеральный состав пород позволяет решать важнейшую задачу об условиях формирования породы, но не отвечает на вопрос о геологической обстановке метаморфизма. В частности, выделение фаций контактового и регионального метаморфизма в известной мере условно.

3. Такая классификация достаточно сложна для обычного практического использования.

В табл. 25 приведена схема классификации метаморфических пород по типам метаморфизма и метаморфическим фациям с учетом исходного материала там, где это возможно. Спуррит-мервинитовая фация в таблицу не включена вследствие ее крайне ограниченного распространения. По той же причине не рассматриваются продукты метаморфизма редких пород.

В заключение следует сказать несколько слов о номенклатуре метаморфических пород. Метаморфические породы получали названия без определенного плана, стихийно, по мере накопления знаний о горных породах. Термины роговик, сланец, гнейс, гранулит и другие издавна применялись для пород с соответствующими структурами и текстурами. Как правило, эти термины употребляются с прилагательными, указывающими на существенные особенности минерального состава породы. Например, андалузитовый роговик, биотитовый сланец, кордиеритовый гнейс, пироксеновый гранулит и т. д. Если удастся определить генетическую природу исходной породы, то к названию породы прибавляют приставку «орто» или «пара». Приставка «орто» указывает на происхождение метаморфической породы за счет магматической породы (ортогнейс, ортоамфиболит и т. д.), приставка «пара» указывает на метаморфизм осадочной породы (парагнейс, параамфиболит и т. д.).

Глава VI

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Описание метаморфических горных пород дается в соответствии с приведенной в табл. 25 схемой классификации.

ПОРОДЫ КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА

По степени раздробленности среди продуктов катакластического метаморфизма выделяют тектонические брекчии, катаклазиты и милониты.

Тектонические брекчии представляют собой породы, состоящие из угловатых обломков разного размера, промежутки между которыми заполнены мелкораздробленным материалом. Форма обломков зависит от текстурных особенностей деформируемой породы: обломки пород с массивной текстурой — изометричные, обломки сланцев — плоские. Структура тектонической брекчии — брекчиевидная. Текстура массивная.

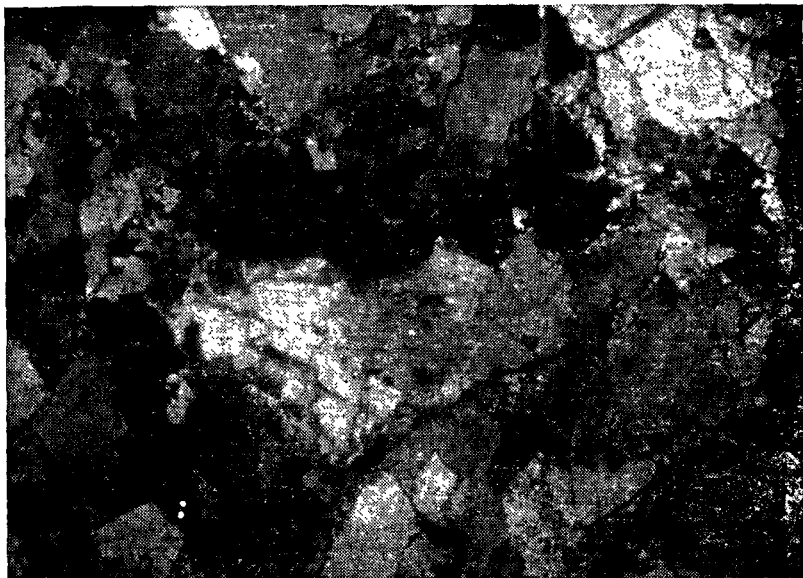


Рис. 139. Гранитный катаклазит. Забайкалье. Увел. 20, николи +.

Катаклазиты состоят из угловатых обломков (более мелких, чем обломки тектонической брекчии), сцементированных перетертым материалом этой же породы. Степень раздробленности такова, что природу исходной породы легко определить по минеральным и структурным особенностям достаточно крупных обломков. Для катаклазитов типична цементная структура. Текстура массивная, иногда ориентированная, что вызвано слабым развальцеванием породы (рис. 139).

Милониты — продукт дальнейшего перетирания и развальцевания породы с образованием полосчатых текстур. Полосчатость милонитов обусловлена наличием тонких слоев линзовидных обособлений менее раздробленного материала в тонкоперетертой массе. В зависимости от степени раздробленности выделяются милониты грубополосчатые, тонкополосчатые (рис. 140) и *ультрамилониты*. Милониты, образующиеся в условиях сильного направленного давления, представлены плотно сцементированными, иногда кремневыми породами. Ультрамилониты — породы темного цвета, сте-

кловатого облика, почти не действующие на поляризованный свет.

В названии деформированной породы должно быть отражено название первичной породы, если последняя может быть установлена. Например, катаклазит, образовавшийся за счет гранита —

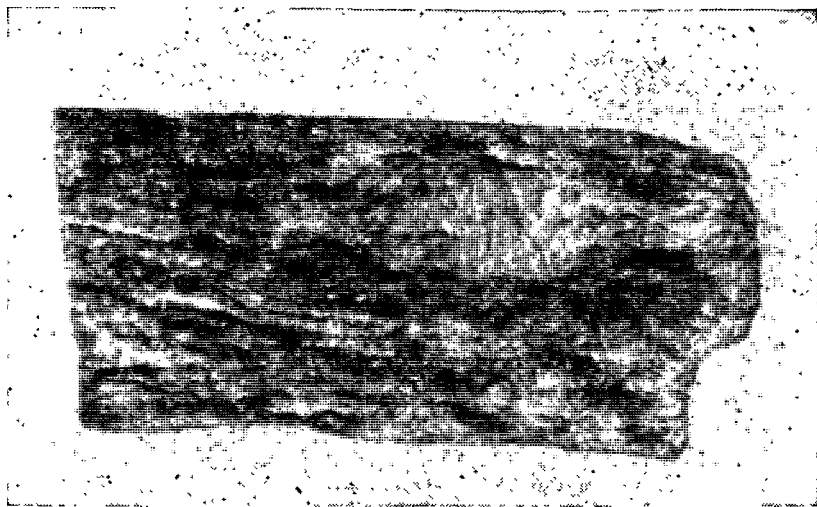


Рис. 140. Милонит гранита. Структура породы милонитовая, текстура очковая. Восточное Забайкалье. Нат. вел.

«гранитный катаклазит», «гранитный милонит» и т. д. Порода, представляющая собой результат дислокационного метаморфизма кислых эффузивов, называется *порфиридом*; основных и средних эффузивов — *порфиритоидом*.

ПОРОДЫ КОНТАКТОВО-ТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Минеральный состав контактово-метаморфизованных пород изменяется от низкотемпературных гидроксилсодержащих ассоциаций, образующихся в удалении от контакта с интрузивным телом, к более высокотемпературным ассоциациям в зонах ближайшего экзоконтакта. Запрещенными минералами для всей группы являются: дистен, ставролит, жадеит, глаукофан и гранаты, содержащие более 20% пирропа.

Мусковит-роговиковая фация

Породы мусковит-роговиковой фации распространены во внешней зоне контактовых ореолов и имеют много общего с породами фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Основным

отличием их является локальная приуроченность к интрузивным телам, возможность появления минеральных ассоциаций с кордиеритом и обычно неориентированное расположение порфиробластов.

В условиях мусковит-роговиковой фации *глинистые* и *кварц-полевошпатовые породы (метапелиты)* преобразуются в темно-серые или черные *пятнистые сланцы*, в которых коллоидное вещество и пелитовые частицы не сохраняются, превращаясь при перекристаллизации в чешуйки серицита, хлорита, мелкие зерна эпидота, альбита и кварца. При дальнейшем повышении температуры в породах появляются скопления чешуек мусковита и биотита, порфиробласты андалузита (в высокоглиноземистых породах) или кордиерита (в породах, обогащенных железо-магнезиальными компонентами) и они превращаются в *узловатые сланцы* с типичными для них скоплениями хорошо различных невооруженным глазом, достаточно крупных порфиробласт андалузита (хиастоли-та) и кордиерита. Основная масса таких пород состоит из гранобластовой мозаики мелких зерен кварца, плагиоклаза, роговой обманки, слюд, кордиерита, с зернами акцессорных минералов — магнетита, апатита, сфена.

Примерами парагенетических ассоциаций минералов, характеризующих метаморфизм пелитовых пород, являются: кварц — альбит — серицит — биотит, кварц — альбит — кордиерит — биотит — мусковит, хлорит — серицит — биотит — андалузит, биотит — кордиерит — мусковит — андалузит — кварц. Встречается эпидот, но только в ассоциации с альбитом.

Структура породы порфиробластовая, гранобластовая или лепидобластовая. Текстура сланцеватая. Нередко сохраняются реликты обломочной структуры и слоистой текстуры породы.

Карбонатные породы могут быть представлены чистыми известняками, но могут быть доломитизированы или содержать примеси глинозема или кремнезема. В первом случае происходят только структурно-текстурные преобразования с превращением известняка в *кристаллический известняк — мрамор*, состоящий из мозаики равновеликих зерен кальцита. При наличии примесей появляются ассоциации минералов из группы силикатов с образованием тремолитовых или тальковых пород. Для карбонатных пород, богатых кремнеземом, типичны ассоциации минералов: кальцит — тремолит — кварц, кальцит — тальк — кварц; для пород бедных кремнеземом кальцит — доломит — тремолит, форстерит — доломит — кальцит.

Основные и средние магматические и туфогенные породы, граувакки, мергели (метабазиты) преобразуются в темные, зеленовато-серые, тонкозернистые *альбит-эпидот-актинолитовые породы*, часто с характерными реликтовыми структурами типа бластоофитовой, бластогаббровой, бластопорфировой, бластосаммитовой и т. п. в зависимости от типа структуры исходной породы. Для подобных структур типично псевдоморфное замещение первичных кристаллов агрегатами вторичных минералов, например пироксена

актинолитом, плагиоклаза серицитом и т. д. Отчетливо наблюдаются реликтовые миндалекаменные текстуры с миндаллинами, выполненными зернистыми скоплениями кварца, кальцита, альбита и эпидота. Вулканическое стекло не сохраняется, замещаясь мелкочешуйчатым агрегатом хлорита или других слюдоподобных минералов.

Амфибол-роговиковая фация

Эта фация характерна для контактов с гранитными интрузивами или для средних частей экзоконтактовых ореолов, генетически связанных с габбро. Минеральной особенностью фации является устойчивое развитие обыкновенной роговой обманки, средних и основных плагиоклазов и появление диопсида. Запрещенными являются эпидот и доломит в сочетании с кварцем, а также хлорит в сочетании с кварцем и мусковитом. Критическими ассоциациями являются кварц — биотит — мусковит — плагиоклаз и андалузит — кордиерит — плагиоклаз. Образуются в этой фации роговики с характерной микрогранобластовой роговиковой структурой.

Метанелиты превращаются в темные, очень плотные *роговики*, состоящие из мозаики мелких неориентированных зерен кварца, полевых шпатов, слюд, на фоне которых часто выделяются порфиробласты биотита, андалузита или кордиерита. Нередко встречаются роговики, содержащие турмалин. Текстура пород массивная или реликтовая слоистая (полосчатая).

Карбонатные породы без примесей преобразуются в *мраморы*, а при наличии примесей — в *известково-силикатные роговики (скарноиды)*, содержащие силикаты магния и кальция. Для скарноидов характерно исчезновение минеральной ассоциации доломит — кварц и появление ассоциаций доломит — тремолит — диопсид, доломит — форстерит — кальцит, форстерит — диопсид — кальцит — кварц. Структура пород гранобластовая. Текстура массивная или пятнистая.

Метабазиты превращаются в *амфиболовые роговики* с типичной ассоциацией роговая обманка — плагиоклаз. Если в исходных породах присутствовали оливин и пироксен, то происходит их перекристаллизация с образованием мелкозернистых агрегатов тех же минералов, локализующихся в пределах контуров первичных зерен. Структура пород гранобластовая, иногда нематобластовая. Текстура массивная.

Пироксен-роговиковая фация

Во внутренних частях контактовых ореолов формируются роговики с характерной ассоциацией высокотемпературных минералов: пироксенов, силлиманита, волластонита, форстерита, среди которых важно отметить появление натриево-калиевых полевых шпатов. К запрещенным минералам относятся: ромбические амфибо-

лы, мусковит, эпидот, доломит и кальцит вместе с кварцем. На ранее рассмотренной парагенетической диаграмме В. Гольдшмидта (см. рис. 137) показаны важнейшие минеральные ассоциации для роговиков, образовавшихся из исходных пород различного состава. Роговики, отнесенные к 1—4 классам, произошли из пелитовых осадков; роговики 5—7 классов — из мергелистых осадков; роговики 8—10 классов — из пород карбонатного состава.

Метапелиты в условиях пироксен-роговиковой фации превращаются в темные, плотные, мелкозернистые андалузитовые, кордиритовые, силлиманитовые *роговики*. Все эти минералы образуют довольно крупные идиобласты, беспорядочно расположенные в гранобластовой основной ткани породы кварц-биотит-полевошпатового состава. Текстура породы массивная, при наличии тонкой слоистости в исходной породе — полосчатая.

Карбонатные породы с примесями силикатов преобразуются в *известково-силикатные роговики (скарноиды)*. Скарноиды имеют обычно бурый или зеленоватый цвет и характерную ассоциацию минералов: гроссуляр — диопсид — волластонит — кальцит. Эти породы похожи на скарны, от которых отличаются главным образом отсутствием существенных скоплений рудных минералов, а также четкой приуроченностью к контактовым ореолам, что для типичных скарнов не обязательно. Известково-силикатные роговики имеют, как правило, крупнозернистую, гетеробластовую или гранобластовую структуры со сложным рисунком — мозаичную, ситовидную, порфиробластовую и др. Текстура пород массивная, пятнистая.

Чистые известняки перекристаллизуются в мраморы с гранобластовой структурой и массивной текстурой.

Метабазиты превращаются в плагиоклаз-пироксеновые роговики, состоящие из гранобластовой мозаики зерен лабрадора, зеленого диопсида, гиперстена, акцессорных минералов — магнетита, апатита, сфена. При метаморфизме магматических пород основного состава может появиться форстерит, в породах среднего состава — биотит.

ПОРОДЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Для регионально метаморфизованных пород, как уже было сказано, выделяются две группы фаций — фации средних давлений и фации высоких давлений; роль каждой из этих групп в строении земной коры различна.

Фации средних давлений

Среди регионально метаморфизованных пород группа фаций средних давлений получила наиболее широкое развитие. Как отмечалось, она включает породы, характеризующие «обычный» региональный метаморфизм, и разделяется на четыре фации: зеленых

сланцев, эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую и гранулитовую. Ниже дается описание пород, образующихся в каждой из указанных фаций.

Фация зеленых сланцев

Фация зеленых сланцев смыкается с областью эпигенеза, представляя собой наиболее низкотемпературную ступень регионально-го метаморфизма. Широкое распространение гидроксилсодержащих минералов зеленого цвета: хлорита, актинолита, серпентина, эпидота, — определило название фации. Запрещенными минералами являются: силлиманит, андалузит, альмандин и ставролит совместно с кордиеритом. Породы фации зеленых сланцев получили наиболее широкое распространение среди продуктов регионального метаморфизма.

Глинистые породы в фации зеленых сланцев преобразуются в *филлиты*, породы, состоящие из зерен кварца, серицита, хлорита, альбита, чешуек биотита. Макроскопически это темные, зеленовато-серые породы, с характерным шелковистым блеском за счет мельчайших чешуек серицита, развивающихся на плоскостях сланцеватости, что способствует появлению параллельной трещиноватости (кливажа), весьма характерной для этого типа пород.

Кварцевые песчаники в условиях зеленосланцевой фации преобразуются в *кварцитовидные песчаники*. При наличии кремнистого цемента происходит разрастание зерен кварца, вокруг которых появляются пылевидные частицы, позволяющие определить первичную форму зерен и назвать структуру бластопсаммитовой. При наличии в песчаниках глинистого цемента последний преобразуется в хлорит, биотит, серицит — минералы, характерные для филлитов.

Карбонатные породы в зеленосланцевой фации превращаются в *известковистые сланцы* с устойчивой ассоциацией минералов: хлорит — кальцит — кварц или доломит — кварц. Наличие в первичной породе примесей глинистого, железистого, магниезнального материала приводит к образованию хлоритовых, тремолитовых, тальковых, известковистых сланцев. Структура пород гранобластовая или лепидобластовая. Реликтовые структуры слабо проявлены. Сланцеватость известковых сланцев определяется субпараллельным расположением изогнутых, линзовидных зерен кальцита или доломита, а при наличии слюды, ее субпараллельной ориентировкой.

Основные и средние магматические породы и их туфы превращаются в *зеленые сланцы альбит-эпидот-хлоритового* состава. Преобразования, заключающиеся в псевдоморфном замещении плагиоклаза первичных пород альбитом, а цветных минералов — хлоритом, актинолитом, кальцитом, называются *зеленокаменными превращениями*. Для пород такого типа характерно наличие реликтовых структур.

Ультраосновные существенно оливиновые породы при условии притока водных растворов серпентинизируются, превращаясь в *серпентиниты (змеевики)*, породы плотные, желтовато-зеленоватые, сланцеватые или массивные.

Эпидот-амфиболитовая фация

Эпидот-амфиболитовая фация тесно связана пространственно с фацией зеленых сланцев, также формируется в условиях складчатости и имеет такое же широкое распространение в земной коре. Эпидот-амфиболитовая фация представляет собой более высокотемпературную стадию прогрессивного регионального метаморфизма и поэтому характеризуется заменой низкотемпературных минералов более высокотемпературными — роговой обманкой, биотитом, эпидотом в ассоциации с олигоклазом и безводными силикатами: андалузитом, силлиманитом, ставролитом. Запрещенными минералами здесь являются хлорит и волластонит.

Глинистые породы в условиях эпидот-амфиболитовой фации превращаются в силлиманит (андалузит)-мусковитовые или ставролит-силлиманитовые *кристаллические сланцы*, более крупнозернистые, чем филлиты, лучше раскристаллизованные, полностью утратившие реликты первичной структуры и текстуры. Эти сланцы имеют цвет от темно-серого до светло-серого, структуру гомеобластовую мелко-среднезернистую иногда с порфиробластами кристаллов андалузита, ставролита, граната и др. Силлиманит, как правило, представлен волокнистой разновидностью — фибролитом. Гранат по составу отвечает альмандину и образует характерные красновато-бурые округлые кристаллы. Ставролит образует типичные крестообразные двойники, рельефно выступающие на поверхностях сланцеватости. Расположение чешуек биотита в параллельных плоскостях подчеркивает сланцеватую текстуру. Основная ткань породы состоит из зерен кварца, биотита и мусковита. Последние могут находиться как вместе, так и отдельно друг от друга. Структура породы обычно лепидобластовая, гранобластовая, порфиробластовая. Порфиробласты нередко переполнены включениями кварца.

Кварцевые песчаники превращаются в *кварцитовидные сланцы*, состоящие из бластических зерен кварца. *Кварц-полевошпатовые породы* (граниты, аркозовые песчаники), превращаются в *слядяные сланцы* кварц-мусковит-полевошпатового состава с гранобластовой, гомеобластовой структурой.

Из *карбонатных* пород образуются *мраморы* и *силикатные мраморы*, последние с типичной ассоциацией: кальцит — диопсид — тремолит или кальцит — диопсид — гроссуляр — кварц.

Породы *ультраосновного* и *основного* состава превращаются в *амфиболиты* — породы, существенно состоящие из роговой обманки и плагиоклаза с небольшим количеством эпидота, магнетита,

сфена. Структура амфиболитов мелко- или среднезернистая, гранобластовая, часто нематобластовая. Текстура массивная или грубосланцеватая, линейная.

Амфиболитовая фация

Для минерального состава пород амфиболитовой фации характерно появление натриево-калиевых полевых шпатов. Широко распространены кордиерит, ставролит, биотит и роговая обманка. Критическими ассоциациями являются: биотит — силлиманит — калишпат — кварц, гранат — шпинель — ставролит — силлиманит. К запрещенным относятся: хлоритоид, ставролит совместно с кварцем, эпидот с кислыми плагиоклазами, доломит с кварцем.

В условиях амфиболитовой фации при высоком содержании воды в породе наступает частичное ее расплавление — анатексис с образованием гранитного расплава, что приводит к образованию мигматитов.

В амфиболитовой фации из *метапелитовых* пород образуются биотит-силлиманитовые *парагнейсы*, часто с порфиробластами граната, ставролита. Основная ткань породы содержит кварц, полевой шпат и большое количество биотита. Наличие в составе гнейсов высокоглиноземистых минералов — силлиманита, андалузита, ставролита, резко повышенное содержание биотита (с учетом геологических условий залегания пород) — позволяют достаточно надежно относить их к *парапородам*. *Ортогнейсы* образуются из интрузивных пород кислого состава.

Мигматиты — сложные породы, среди которых в зависимости от степени переработки субстрата и характера текстурного рисунка, выделяют ряд разновидностей: *послойные мигматиты* с параллельным расположением чередующихся полос субстрата и гранитного материала; *линзовые мигматиты*, где гранитный материал имеет форму линз; *ветвистые мигматиты*, гранитный материал которых образует ветвящиеся тонкие жилки; *сетчатые мигматиты* — гранитный материал распределяется в виде сложной сетки; *агматиты* — породы с брекчиевидной текстурой; *плойчатые мигматиты* отличаются тем, что породы субстрата и гранитный материал собраны в мелкие складки; *небулиты* — породы, в которых различие между субстратом и гранитным материалом выражено очень слабо вследствие почти полной ассимиляции вмещающих пород. Иногда небулиты обладают очковой текстурой с очками — порфиробластами ортоклаза или микроклина, возникающими в результате метасоматической фельдшпатизации пород.

Карбонатные породы преобразуются в *мраморы* и *силикатные мраморы*; существенными их компонентами являются: крупнозернистый кальцит, округлые зерна диопсида, иногда минералы из группы граната или эпидота совместно с основными плагиоклазами. Структура пород гранобластовая. Текстура обычно массивная.

При метаморфизме *метабазитов* образуются *амфиболиты* — породы, состоящие главным образом из темно-зеленой роговой обманки и андезита. Макроскопически сланцеватость пород выражена обычно неясно, но под микроскопом наблюдается отчетливая субпараллельная ориентировка призматических кристаллов роговой обманки.

Гранулитовая фация

Породы гранулитовой фации наиболее интенсивно метаморфизованы и поэтому почти полностью лишены H_2O . Это «сухие породы». Признак гранулитовой фации — полное разложение слюд и исчезновение всех гидроксилсодержащих минералов. Характерны специфические ассоциации с гиперстеном (гиперстен — диопсид — кварц, гиперстен — гранат — ортоклаз, гиперстен — гранат — кордиерит — ортоклаз и др.). Гранат отличается высоким содержанием пиропового компонента. Запрещенными являются, кроме всех гидроксилсодержащих минералов, ставролит, андалузит и ряд некоторых ассоциаций, например кварц — калишпат — кислый плагиоклаз, форстерит — анортит и ряд других.

Гранулиты — породы мелкозернистые, светло- или темноокрашенные. Светлые гранулиты образуются за счет *кварц-полевошпатовых пород* и внешне несколько похожи на граниты. Структурно-текстурной особенностью их является наличие выделений кварца дискообразной формы, чередующегося с гранобластовыми обособлениями зерен кварца, полевого шпата, гиперстена, граната. Темные гранулиты состоят из плагиоклаза и гиперстена с альмандином и образуются при метаморфизме *основных пород* или *мергелистых осадков*. Структура гранулитов типично гранобластовая. Текстура иногда массивная, но чаще линзовидная или полосчатая за счет обособления цветных минералов от бесцветных, что свидетельствует о формировании породы в условиях дифференциальных движений.

Фации высоких давлений

Все фации, отнесенные к этой группе, локализуются в глубинных относительно узких тектонических зонах и формируются в условиях очень широкого интервала температур и устойчиво высоких давлений.

Жадеит-лавсонит-глаукофановая фация является наиболее низкотемпературной, в этом отношении сопоставимой с зелено-сланцевой фацией. Характеризуется развитием различных сланцев, в которых может присутствовать глаукофан, лавсонит и жадеитовый пироксен в ассоциации с кварцем.

Глаукофан-альмандиновая фация (фация *дистен-мусковитовых сланцев*) и фация *дистеновых гнейсов и амфиболитов* соответствуют примерно интервалам температур эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций средних давлений, поэтому при наличии ря-

да минералов, свойственных указанным фациям, проявляются новые минералы, индикаторы высоких давлений; например, вместо андалузита и силлиманита — дистен, глаукофан, омфацит и ряд других. Отмечается полное отсутствие парагенезисов с кордиеритом.

Наиболее обычными породами этих фаций являются, соответственно, относительно низкотемпературные *дистен-мусковитовые сланцы* без калишпата и более высокотемпературные *дистеновые гнейсы* с кварцем и полевыми шпатами.

Эклогитовая фация включает весьма своеобразные породы, называемые эклогитами, по химическому составу близкими к породам габбро-базальтовой группы. Критической ассоциацией минералов для типичных эклогитов являются: омфацит, рутил и гранат альмандин-пиропового ряда с количеством пиропового компонента обычно около 65—75%. В качестве второстепенных минералов могут присутствовать дистен, диопсид и ряд других. Полевые шпаты в эклогитах не встречаются.

Омфацит и гранат — главные компоненты эклогитов, определяющие внешний вид пород. Это породы средне-крупнозернистой структуры с основной тканью из травяно-зеленого омфацита, в массе которого рассеяны многочисленные округлые порфиробласты буровато-красного граната. Текстура породы чаще массивная, но иногда кристаллы омфацита имеют линейную ориентировку. В условиях относительно низких температур и давлений эклогиты легко амфиболизируются.

Эклогиты залегают в самых разнообразных геологических условиях, в виде изолированных тел среди регионально метаморфизованных пород различных фаций (гранулитовой, амфиболитовой, зеленосланцевой), в виде ксенолитов в кимберлитах, базальтах, ультраосновных породах. Генезис эклогитов неясен. Высокий удельный вес пород, а также геологические и экспериментальные данные свидетельствуют о высоком давлении при их образовании. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген считают, что эклогиты должны формироваться при температуре около 700°С и давлении не менее 13 тыс. атм. Г. Винклер и ряд других исследователей полагают, что температуры могут быть значительно ниже, но необходимым условием является почти полное отсутствие P_{H_2O} и очень высокое общее давление. По мнению В. С. Соболева, эклогиты образуются в верхних частях мантии и попадают в литосферу в результате тектонических или магматических процессов.

ПОРОДЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (МЕТАСОМАТИТЫ)

Ниже рассмотрены только наиболее типичные и, как правило, важные в практическом отношении метасоматиты.

Адинолы. Пелитовые породы в контактовых зонах с диабазами при условии привноса натрия постмагматическими растворами превращаются в адинолы — породы, состоящие гравным образом из

альбита и кварца. Альбит обычно преобладает в породе, образуя скопления зерен или сферолиты. Основная масса представлена агрегатом мелких зерен кварца, среди которых могут присутствовать хлорит, серицит, кальцит. Текстура породы узловатая, массивная.

Грейзены. Автометаморфизм гранитов или контактово-метасоматические изменения вмещающих пород кварц-полевошпатового состава могут привести к грейзенизации этих пород. Грейзены — лейкократовые светло-серые крупнозернистые породы, состоящие из кварца, мусковита или лепидолита. Кварц и мусковит образуют крупные выделения или мелкозернистые агрегаты, развивающиеся при замещении полевых шпатов. В качестве существенной составной части могут присутствовать топаз, турмалин, апатит, флюорит; рудные минералы — касситерит, вольфрамит, молибденит, пирит, арсенопирит и др. Структура породы лепидобластовая или гранобластовая с зубчатыми неровными очертаниями зерен кварца и чешуек слюды. Часто наблюдаются псевдоморфозы мусковита, кварца, турмалина и других минералов по полевым шпатам. Текстура породы массивная. При незавершенном процессе грейзенизации отчетливо наблюдаются реликты первичной структуры и текстуры породы.

Процесс грейзенизации высокотемпературный, пневматолито-гидротермальный, сопровождающийся выносом щелочей и иногда глинозема и кремнезема и привносом летучих компонентов, которые могут содержать P, S, F, Cl, CO₂, NH₃, As, соединения Sn, W, Mo, Fe, Pb, Li, Be.

С грейзенами связаны промышленно важные оловянные, вольфрамовые и молибденовые месторождения.

Вторичные кварциты. Эти породы образуются под воздействием газогидротерм вулканического происхождения (фумарольно-сульфатарного) на кислые эффузивы или вулканогенно-обломочные породы. Главными компонентами вторичных кварцитов являются кварц, серицит, алунит K₂Al₆(OH)₄(SO₄)₄, каолинит, андалузит, корунд, пирофиллит Al₂[Si₄O₁₀](OH)₂ и др.

С вторичными кварцитами связаны месторождения серы, высокоглиноземистого сырья (алунита, андалузита), золото-серебряные, сурьмяно-мышьяковые, медноколчеданные и др.

Скарны. Представляют собой темные, бурые, зеленовато-бурые известково-силикатные породы, очень разнообразные по внешнему виду. Состоят в основном из пироксена диопсид-геденбергитового ряда и гранатаgrossуляр-андрадитового ряда, количественные соотношения которых варьируют вплоть до образования мономинеральных гранатовых или пироксеновых пород. В скарнах может встречаться везувиан, эпидот, скаполит, а также рудные минералы — магнетит, шеелит, молибденит, касситерит и другие, достигающие иногда значительных концентраций. В зависимости от наличия или отсутствия рудных минералов выделяют «рудные» и «безрудные» скарны.

Для скарнов характерны гетеробластовые, гранобластовые структуры, отличающиеся известным своеобразием благодаря широкому развитию идиобластовых индивидов граната. В последнем случае при мономинеральном составе породы структуру называют (по аналогии со структурами магматических пород) панидиобластовой или при наличии идиобласт граната наряду с ксенобластами пироксена и других минералов — гипидиобластовой. Текстура, как правило, пятнистая, обусловленная неравномерным кучным распределением минералов.

Видовые названия скарнам дают по господствующим в них минералам, например: диопсид-гранатовые, скаполит-гранатовые, эпидот-гранатовые скарны и т. п.

По вопросу об условиях образования скарнов имеются различные точки зрения. Согласно представлениям В. А. Николаева, процесс скарнообразования относится к контактово-метасоматическому и связан с действием послемагматических растворов на вмещающие карбонатные породы. По мнению Д. С. Коржинского, процесс образования скарнов является биметасоматическим, представляющим собой реакционные преобразования любых контактирующих карбонатных и силикатных пород под действием гидротермальных растворов.

Скарны имеют важное значение, так как с ними связаны промышленные концентрации магнетита, шеелита, молибденита, касситерита, сфалерита, галенита, редкометальное оруденение — золота, бериллий и др. В частности, крупные скарновые месторождения железа и меди известны на Урале, олова и вольфрама — в Средней Азии.

Пропилиты. Пропилитизация имеет широкое распространение в различных вулканических толщах преимущественно среднего и основного состава и вызывается воздействием восходящих гидротермальных растворов, локализующихся возле крупных тектонических зон. Процессы пропилитизации происходят на небольших глубинах и сопровождаются образованием комплекса низкотемпературных вторичных минералов.

В составе пропилитов могут присутствовать альбит, хлорит, эпидот, актинолит, кальцит, карбонат. При последующих изменениях пропилиты могут подвергаться цеолитизации, серицитизации. Характерно замещение альбита адуляром.

Пропилитизированные породы являются поисковым признаком для выявления месторождений золота, серебра, свинца, цинка.

Серпентиниты. Серпентиниты, или змеевики, представляют собой плотные зеленовато-серые или темно-зеленые породы, состоящие в основном из минерала серпентина. В шлифе различают листоватые и волокнистые серпентиниты. Иногда в серпентинитах сохраняются мелкие зерна неизмененного оливина.

Серпентиниты являются продуктом автометаморфической переработки ультраосновных пород — дунитов или перидотитов под воздействием пневмолито-гидротермальных растворов. Серпен-

тиниты могут образоваться также за счет гидротермального воздействия растворов, поступающих из магматических очагов, генетически не связанных с метаморфизируемыми породами.

Некоторые разновидности серпентинита используются в качестве декоративного и поделочного камня.

Листвениты — массивные породы зеленого, реже белого и светло-желтого цвета. Состоят из взаимно прорастающих зерен кварца и карбоната с примесью зеленой хромсодержащей слюды — фуксита. Развитие лиственитов происходит в условиях гидротермального метасоматоза, обычно при замещении серпентинита карбонатами с выделением свободного кремнезема.

Наличие лиственитов — поисковый признак на золоторудные и кобальто-медные месторождения, находящиеся среди основных и ультраосновных пород.

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ К ОПИСАНИЮ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение метаморфических пород начинается в процессе полевых исследований, когда решается вопрос об условиях их залегания, о взаимоотношениях с известными в районе интрузивами, о характере метаморфизма и изменении его интенсивности в пространстве. При изучении формы залегания метаморфических пород следует учитывать, что она прежде всего определяется морфологией геологических тел, за счет которых эти породы образовались. В каждом конкретном случае это либо различные магматические тела, либо толщи, слои, линзы осадочных пород. Иначе решается вопрос о контактово-метаморфизованных породах, образующих ореолы различной мощности вокруг интрузивных тел, в общих чертах повторяющие форму их контактов.

Описания метаморфических горных пород проводятся по тому же плану, что и для пород других генетических групп, но с особым вниманием к текстурным признакам.

Некоторые замечания можно сделать в отношении описания пород под микроскопом.

Характеризуя минеральный состав породы, перечисляют все минералы, выделив среди них главные, содержание которых в породе превышает 5%, второстепенные — менее 5% и акцессорные. При количественной характеристике минеральных компонентов метаморфических пород (в отличие от пород магматических, где указывается процентное содержание каждого минерала) употребляются обычно качественные оценки, такие, как «резко преобладает», «присутствует в подчиненном количестве», «больше», «меньше» и т. д.

Далее следует описание свойств каждого минерала в соответствии с рекомендациями, приведенными для описания минералов магматических пород. Описывают минералы в той последовательности, которая соответствует их количественному содержанию в

породе. Для каждого минерала отмечают все особенности его микроструктуры — форму порфиробластов, различные типы взаимных прорастаний, а также структурные особенности, свидетельствующие о процессах замещения. Далее следует подробная характеристика текстурных признаков. В заключение называют структуру и текстуру породы. Название породы в целом представляет собой логический итог всех проведенных наблюдений и составляется из названия типа породы — роговик, сланец, гнейс и названия главных минералов, обычно не более двух, например биотит-андалузитовый роговик, кварц-биотитовый сланец, кордиерит-силлиманитовый гнейс и т. д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Основы кристаллооптического метода исследования минералов в шлифах

Белянкин Д. С., Петров В. П. Кристаллооптика. М., Гостеолиздат, 1951.

Подочников В. Н. Основы кристаллооптики. 3-е изд. М.—Л., Гостеолиздат, 1946.

Лучицкий В. И. Петрография. Т. 1. 6-е изд. М.—Л., Гостеолиздат, 1947.

Оникиенко С. К. Практическое руководство по исследованию породообразующих минералов в прозрачных шлифах. М., изд-во «Недра», 1964.

Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод определения вещества. М., изд-во «Недра», 1965.

Четвериков С. Д. Методика кристаллооптических исследований шлифов. М., Гостеолиздат, 1949.

Магматические горные породы

Барт Т. Теоретическая петрология. Изд-во иностр. лит., 1956.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966.

Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гильберт Ч. М. Петрография. М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Даминова А. М. Таблицы для определения главных породообразующих минералов, структур и видовых названий горных пород. М., изд-во «Высшая школа», 1963.

Даминова А. М. Породообразующие минералы. М., изд-во «Высшая школа», 1963.

Даминова А. М. Петрография магматических горных пород. М., изд-во «Недра», 1967.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1961.

Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1956.

Кузнецов Е. А. Краткий курс петрографии магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1970.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.

Подочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Гостеолиздат, 1955.

Лучицкий В. И. Петрография. Т. 2. 6-е изд. М.—Л., Гостеолиздат, 1949.

Мурхауз В. Практическая петрография. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Половинкина Ю. Ир., Егорова Е. П., Аникеева Н. Ф., Комарова А. Е. Структуры горных пород. Т. 1, 2. М.—Л., Гостеолиздат, 1948.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. 1, 2. М., изд-во «Недра», 1966.

Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л., изд-во «Недра», 1967.

Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.

Трусова И. Ф., Чернов В. И. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУИ. Вып. 1—9, 1964—1967.

Чернов В. И., Лин Н. Г. Практическое руководство по петрографическому изучению магматических пород под микроскопом. Росвузиздат, 1963.

Осадочные горные породы

Безбородов Р. С. Петрография осадочных пород. Изд. МГУ, 1967.

Крашенинников Г. В. Учение о фациях. М., изд-во «Высшая школа», 1971.

Логвиненко Н. В. Основы методики исследования осадочных пород. Изд. Харьковск. гос. ун-та, 1962.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., изд-во «Высшая школа», 1967.

Мильтнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Т. 1 и 2. М., изд-во «Недра», 1968.

«Методы изучения осадочных пород». Т. 1 и 2. Госгеолтехиздат, 1957.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1 и 2. М., Изд. АН СССР, М.—Л., 1956.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры осадочных горных пород. Т. 2. М., изд-во «Недра», 1966.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Т. 1 и 2. М., Гостоптехиздат, 1940.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., изд-во «Недра», 1969.

«Справочное руководство по петрографии осадочных пород». Т. 1 и 2. М., Гостоптехиздат, 1958.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. Изд. АН СССР, 1960—1962.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.

Метаморфические горные породы

Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гильберт Ч. М. Петрография. М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., изд-во «Мир», 1969.

Даминова А. М. Породообразующие минералы. М., изд-во «Высшая школа», 1963.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., изд-во «Недра», 1963.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1956.

Кузнецов Е. А. Краткий курс петрографии магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1970.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Луцкий В. И. Петрография. Т. 2. 6-е изд. М.—Л., Госгеоллиздат, 1949.

Мурхауз В. Практическая петрография. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Половинкина Ю. Ир., Егорова Е. П., Аникеева Н. Ф., Комарова А. Е. Структуры горных пород. Т. 3. М.—Л., Госгеоллиздат, 1948.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. 1, 2. М., изд-во «Недра», 1966.

Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л., изд-во «Недра», 1967.

«Фации метаморфизма». Под ред. В. С. Соболева. М., изд-во «Недра», 1970.

Судовников Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.

Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Тернер Ф. Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Трусова И. Ф., Чернов В. И. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГРИ. Вып. 1—9, 1964—1967.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Авгит 74, 79
 Автометасоматоз 285
 Агенты переноса 185
 Агматиты 321
 Агрегатная поляризация 202, 229
 Адинолы 311, 323
 Актинолит 97
 Акцессорные минералы 75, 94
 Алевриты 244
 Алевролиты 244
 Аллотигенные компоненты 198
 Альмандин 295
 Амфиболы 81
 Амфиболиты 311, 320
 Амфиболовые роговики 310, 317
 Анатексис 287
 Ангидрит 213, 267, 272, 273
 Андалузит 291
 Андезиты 125, 149
 Андезито-дациты 125, 150
 Андезитовые порфиры 125, 149
 Андрадит 295
 Анкерит 201
 Аномальные цвета интерференции 55
 Анортозиты 125, 140
 Апатит 95
 Апатитоиды 170
 Аплиты 126, 158
 Арагонит 202
 Аргиллиты 254, 255
 Аркозы 245
 Арфведсонит 74, 82
 Ассимиляция 131
 Асхистовые породы 124

Б

Базальтическая роговая обманка 82
 Базальты 125, 143
 Базальтовые порфиры 125, 143
 Базальтоиды 125, 169
 Барит 213

Бассейны седиментации 182
 Батолит 70
 Бейделлит 209
 Бёмит 211, 259
 Биотит 83, 197
 Бокситы 259
 Брахиоподы 218
 Брекчии 241, 242
 Бурые железняки 261

В

Валуны 241
 Везувии 295
 Вегзиты 126, 163
 Волластонит 296
 Вторичные кварциты 311, 324
 Вторичные минералы 74, 96
 Вторичная отдельность (квиваж) 72
 Второстепенные минералы 74
 Вулканический пепел 221
 Вулканическое стекло 221, 252
 Вулканогенный материал 199, 221
 Вулканоогенно-обломочные породы 194, 240, 251, 253
 Вулканоогенно-осадочные породы 194
 Выветривание 178
 — физическое 178, 182
 — химическое 179, 182

Г

Габбро 125, 139
 Габбро-порфиры 143
 Галит 214, 272
 Галька 241, 243
 Гастропоиды 219
 Гематит 210, 259, 262
 Гётит 210, 259, 261
 Гибридизация 131
 Гидрогётит 210, 259, 261
 Гидрослюда 180, 207
 Гидростатическое давление 279

Гиероглифы 232, 238
 Гиперстен 74, 78
 Гипс 213, 267, 272, 273
 Гидраргиллит 211, 259
 Гидроксиллапатит 212
 Гипидиоморфные минералы 99
 Глаукоцит 208, 267
 Глаукофан 297
 Глины 254
 Глины бентонитовые 255, 257
 — водно осадочные 256
 — гидрослюдистые 255
 — глауконитовые 255
 — каолиновые 255, 257
 — монтмориллонитовые 255, 257
 — полимиктовые 255
 — сухарные 254, 255
 — элювиальные 256
 Глинистые минералы 198, 205
 Гнейсы 311, 324
 Гравелиты 241, 243
 Гравий 241, 243
 Гранаты 294
 Граниты 125, 152
 — щелочные 125, 154
 Гранитизация 288
 Гранит-порфиры 157
 Гранодиориты 125, 154
 Гранулиты 311, 322
 Гранулометрический анализ 250
 — состав 223, 240
 Граувакки 245, 252
 Грейзены 311, 324
 Гроссуляр 295
 Губки 217
 Гуцусовы породы 274

Д

Даллит 212
 Дайки 69, 71
 Дациты 125, 159
 Дацитовые порфиры 125, 159
 Двойники 54
 Двойное лучепреломление 13, 41
 Дегидратация минералов 279
 Декарбонатизация минералов 279
 Днабазы 125, 143, 144
 Днабаз пегматиты 143
 Диагенез 178, 188
 Диаграммы кристаллизации 109
 Диатомеи 220
 Диатомиты 263
 Диатремы 71
 Диаспор 211, 259
 Диасхистовые породы 126
 Диафторез (регрессивный метаморфизм) 286
 Диафориты 286
 Диопсид 74, 78
 Диориты 125, 146

Диорит-аплиты 148
 Диоритовые порфиры 148
 Дистен (кианит) 290
 Дистеновые гнейсы 311, 323
 Дифференциация магмы 130
 — кристаллизационная 130
 — магматическая 130
 Долериты 143
 Доломиты 202, 266, 270
 Дресва 241
 Дресвяники 241, 243
 Дуниты 125, 135

Ж

Жадеит 296
 Железистые кварциты (джеспилиты) 262
 Жилы 70

З

Закон Снеллиуса—Декарта 12
 Зеленокаменные превращения 319
 Зеленые сланцы 311, 319
 Змеевики (серпентиниты) 311, 320
 Знак удлинения 50
 Знаки ряби 237
 Зона осадкообразования 178
 Зональное строение 54

И

Игла 71
 Иголки 219
 Идиобласты 299
 Идиоморфизм 99
 Идиоморфные минералы 99
 Известково-силикатные рогики (скарноиды) 310, 317, 318
 Известковистые сланцы 311, 319
 Известняки 266, 268
 — органогенные 268
 — хемогенные 268
 — обломочные 268
 — криптогенные 270
 Ийолиты 125, 169
 Ильменит (титанистый железняк) 94
 Интерференционная окраска 41
 Интерференционные фигуры 56, 57, 59
 Инъекционные гнейсы 287
 Иммерсионный метод 38
 Ископаемая рябь 231, 237

К

Кайнотипные породы 123, 125
 Кальцит 201, 202, 261, 266
 Каменная соль 272
 Каолинит 180, 206, 259
 Каолины 255
 Карбонатиты 170

Карналлит 214, 272
 Карналлитит 272, 273
 Катазона 305
 Катаклазиты 310, 314
 Катакластический метаморфизм (динамометаморфизм, дислокационный метаморфизм) 282
 Каустобиолиты 274
 Кварц 94
 — осадочный 201, 221, 262, 267
 Кварцевые диориты 125, 147
 — порфириты 125, 150
 Кварцитовидные песчаники 311, 319
 — сланцы 311, 320
 Керсантиты 126, 149
 Кианит (дистей) 290
 Кимберлиты 138
 Кливаж 72, 233
 Климат аридный 182
 — гумидный 182
 — нивальный 182
 Коллофан 212
 Компенсаторы 46
 Конвергенция 277
 Конгломераты 241
 — базальные 241
 — внутрiformационные 241
 Конкреции 232, 239
 Коноскопический метод 55
 Конус 71
 Кораллы 217
 Корднерит 293
 Коры выветривания 181, 210, 260
 Кремни 264
 Кремнисто-пирролюзитовые породы 262
 Кристаллизационная способность 298
 Кристаллобластез 298
 Кристаллобластический ряд 298
 Кристаллические известняки 310, 316
 — сланцы 311, 320
 Кристаллы оптически двусосные 15
 — — одноосные 15
 — — положительные 15
 — — отрицательные 15
 Критические ассоциации минералов 307
 Ксенобласты 299
 Ксеноморфные (аллотриоморфные) минералы 99
 Купол 71
 Курсит 212

Л

Лабрадориты 140
 Ливсонит 293
 Лакколит 69
 Лампрофиты 126, 149
 Латериты 259

Лейцит 74, 93
 Лёсс 245, 248
 Лимонит 210
 Липтобиолиты 274
 Листвениты 311, 326
 Лополит 69
 Луч необыкновенный 14
 — обыкновенный 14

М

Магма 67
 Магматический комплекс 132
 Магматическая формация 132
 Магнетит 201
 Магнетит 74, 95
 Марказит 209
 Мезозона 305
 Меймечиты 125, 138
 Мервинит 294
 Мергель 267
 Метабазиты 289
 Метapelиты 289, 321
 Метаморфизм 277
 Метаморфические фации 306
 Метасоматиты 285
 Метасоматоз 284
 — магматической стадии 284
 Метод Федорова 64
 Мигматиты 321
 Мигматизация 287
 Мигматит-плутоны 156
 Милониты 310, 314
 Микрогаббро 143
 Микрограниты 157
 Микродиориты 148
 Микроклин 74, 90
 Микроплочатость 231, 236
 Минералы анизотропные 13, 39
 — изотропные 13, 39
 — аутигенные 189, 198
 — обломочные 198
 — реликтовые 198
 — терригенные 198
 Минетта 126, 163
 Мономинеральные породы 244, 248
 Монтмориллониты 180, 208, 221
 Мраморы 310, 311, 316, 317, 318, 320, 321
 Мусковит 74, 84
 Мутьевые потоки 234
 Мшанки 218

Н

Направленное давление (стресс) 280
 Натриево-калиевые полевые шпаты 74, 90
 Небулиты 321
 Некки 71
 Несогласные интрузивные тела 69
 Нефелин 74, 92

Нефелииновые сиениты 125, 165
Нефелин-сиенитовые порфиры 168
Номограмма Мишель-Леви 43, 44
Нонтронит 209
Нориты 125, 140

О

Обсидианы 160
Объект-микроскоп 62
Обыкновенная роговая обманка 74, 81
Окуляр-микроскоп 62
Оливин 74, 76
Оливиниты 125, 135
Олигомиктовые породы 245, 248
Омфацит 296
Оолиты 198, 202, 204, 210, 230
Опал 199, 261, 264, 267
Опоки 263
Оптическая индикатриса 15
— ось 15
Органические остатки 199, 216
Ориентировка оптической индикатрисы 19
Ортогнейсы 313, 321
Ортоклаз 74, 90
Ортопороды 313
Осадок 188
Осадочная дифференциация 186
— механическая 186
— химическая 186
Основная масса 123
Остракоды 218

П

Палеотипные породы 123, 125
Палингенез (реоморфизм) 287
Парагенетические диаграммы 307
Парагнейсы 313, 321
Парапороды 313, 321
Пегматиты 126, 158
Пелециподы 219
Пемза 160
Первичные минералы 74
Первичная отдельность 72
Перидотиты 125, 135
Перлиты 160
Пески 244
Песчаники 244
Петрографическая провинция 132
Пехштейны 160
Пизолиты 259
Пикриты 138
Пирит 209
Пирокластический материал (см. вулканогенный материал)
Пироксенит 211
Пироксениты 125, 135
Пироксены 74, 77
Пироп 295

Плагиоклазы 74, 85
Плагиограниты 125, 153
Пласт 232
Пластовая отдельность 233
Плоскость колебаний 10
— поляризации 10
— оптических осей 18
Плоскости наложения 232
— отдельности 233
Показатель преломления 12, 34
Покров 71
Полевые шпаты 74, 84, 215, 221, 267
Полимиктовые породы 245, 248
Полное внутреннее отражение 12
Пористость 239
Порфир 124
Порфирит 124
Порфиробласты 301
Порфировые вкрапленники 99, 123
Порфиroidы 310, 315
Порфиритониды 310, 315
Поток 71
Поляризационный микроскоп 24
Поляроиды 23
Послемагматический метасоматоз 284
Правило индикатрисы 20
— компенсации 46
Преломление света 11
Призма Николя (николь) 21
Прогрессивный метаморфизм 286
Пропилиты 311, 325
Псевдоабсорбция 34
Псиломелан 211
Псиломелано-пироксенитовые породы 262
Пятнистые сланцы 310, 316

Р

Радиолярии 216
Радиоляриты 217, 263
Разность хода 40
Реакционные ряды минералов 115
Региональный (динамотермальный) метаморфизм 285
Регрессивный метаморфизм (диафторез) 286
Рельеф 34
Рентгеноструктурный анализ 176
Реоморфизм (палингенез) 287
Риолиты (липариты) 125, 159
Риолитовые порфиры 125, 159
Ритм 232
Роговая обманка 74, 81
Роговики 310, 317, 318
Родохрозит 211
Родственные серии магматических пород 132

С

- Салические минералы 74, 84
 Санидин 74, 90
 Сапропелиты 274
 Свет обыкновенный (естественный) 10
 — поляризованный 10
 Световая полоска Бекке 35
 Седиментогенез 182
 Серицит 97
 Серпентин 96
 Сидерит 204, 261
 Сидеритовые породы 261
 Сиениты нормальные 125, 161
 — щелочные 125, 161
 Сиенит-аплиты 163
 Сиенит-пегматиты 163
 Силикатные мраморы 311, 320, 321
 Силлы 68
 Силлиманит 292
 Сильвин 214, 272
 Сильвинит 272
 Скарны 285, 311, 324
 Скарноиды 310, 317, 318
 Сланцы 310, 311, 319, 320
 Слои 232
 Слоистость волнистая 234
 — косая 234
 — ленточная 233
 — параллельная 233
 — ритмичная 233
 Согласные интрузивные тела 68
 Спессартит 295
 Спессартиты 126, 149
 Спильиты 125, 144
 Спонголиты 263
 Спуррит 294
 Ставролит 292
 Стадии эпигенеза 191
 Стиллиты 236
 Стресс 280
 Структура 98, 221, 222, 298
 Структура агпаитовая 102
 — алевритовая 222
 — алевропелитовая 228
 — аллотриоморфная 99, 105, 229, 230
 — аплитовая 105
 — афанитовая 98
 — биоморфная 230
 — брекчиевидная 228, 301
 — габбровая 105
 — гетеробластовая 299, 300
 — гиалопелитовая (андезитовая) 107
 — гипидиоморфная 102
 — гомеобластовая 299
 — гранитовая 102
 — гранобластовая 300
 — грануляции 231
 — диабазовая (офитовая) 102
 — идиоморфная 229, 230
 — инокорпорационная 224
 — интерсертиальная (базальтовая) 107
 Структура катакlastическая 301
 — колломорфная 229, 230
 — конгломератовидная 228
 — конформная 224
 — коррозионная 225
 — кристаллобластовая 299
 — кристаллически-зернистая 231
 — лепидобластовая 300
 — микролитовая 107
 — милонитовая 301
 — микростиллолитовая 224
 — нематобластовая 300
 — неполиокристаллическая 98
 — органиогенно-детритовая 230
 — органиогенно-обломочная 230
 — ориентированная 229
 — офитовая (диабазовая) 102
 — ланидиоморфнозернистая 102
 — пегматитовая 107
 — пелитовая 222, 228
 — перекристаллизации 231
 — пертитовая 107
 — пилотакситовая 107
 — пойкилитовая 102
 — пойкилобластовая 301
 — полнокристаллическая 98
 — порфировая 99
 — порфировидная 99
 — порфиробластовая 300
 — псаммитовая 222
 — псаммопелитовая 228
 — псевдоаморфная 229
 — псефитовая 222
 — регенерационная 224
 — реликтовая 229, 303
 — роговиковая 300
 — сидеронитовая 102
 — ситовидная 302
 — скрытокристаллическая (афанитовая) 98, 231
 — спутанно-волоконистая 229
 — стекловатая (витрофировая) 105
 — трахитовая 107
 — фельзитовая 107
 — филопелитовая 229
 — цементная 301
 — чешуйчатая 229
 — явнокристаллическая (фанеритовая) 98
 Сульфаты 213
 Сульфидолиты 170
 Сутуры 236
 Сфен (титанит) 74, 95
 Сферолиты 230
 Сферосидериты 261

Т

- Текстура 98, 221, 231
 — беспорядочная 231
 — биогенные 236
 — взмучивания 231, 235
 — внутрипластовая 231
 — волнистая 304
 Текстура директивная 109
 — линейная 304
 — миндалекаменная 109
 — неоднородная 108
 — однородная (массивная) 108, 304
 — очковая (линзовидная) 305
 — параллельно-сланцеватая 304
 — поверхности напластования 231, 237
 — подводнооползневая 234
 — полосчатая 108, 304
 — пористая 109
 — пятнистая 304
 — сланцеватая 304
 — слоистая 232
 — сутурно-стилолитовая 231, 236
 — такситовая (ширловая) 108
 — флюидальная 109
 фунтиковая 236
 Тектонические брекчи 310, 314
 Тералиты 125, 169
 Термический анализ 176
 Термограммы 177, 205
 Тефриты 125, 170
 Тингуаиты 168
 Трапповая формация 134, 145
 Трахиты 125, 163
 Трахитовые порфиры 125, 163
 Тремолит 297
 Трепел 263
 Трещины усыхания 231, 237
 Турмалин 74, 96
 Туфоалевролиты 252, 253
 Туфоаргиллиты 254
 Туфобрекчи 252, 253
 Туфопесчаники 252, 253
 Туффиты 252, 253
 Туфы 252, 253
 — пепловые 252, 253

У

- Уваровит 295
 Угол оптических осей 18
 — отражения 12
 — падения 12
 — погасания 51
 — преломления 12
 Узловатые сланцы 310, 316
 Ультраметаморфизм 287
 Ультрамилониты 310, 314
 Уртиты 125, 169

Ф

- Факолит 69
 Фангломерат 243
 Фации магматические 117
 — метаморфические 306
 Фация метаморфическая амфиболитовая 311, 312, 321
 Фация метаморфическая амфибол-роговиковая 309, 310, 317
 — — высоких давлений 311, 312, 322
 — — глаукофан-альмандиновая (ди-стен-мусковитовых сланцев) 311, 312, 322
 — — гранулитовая 311, 312, 322
 — — дистеновых гнейсов и амфиболитов 311, 312, 322
 — — жадеит-лавсонит - глаукофановая 311, 312, 322
 — — зеленых сланцев 311, 312, 319
 — — мусковит-роговиковая 309, 310, 315
 — — пироксен-роговиковая 309, 310, 317
 — — спуррит-мервинитовая 309
 — — эклогитовая 311, 312, 323
 — — элидот-амфиболитовая 311, 312, 320
 Фации осадочные 275
 — — континентальные 276
 — — лагунные 275
 — — морские 275
 — — регионального эпигенеза 191
 Фельдшпатыды 92
 Фемические минералы 74, 76
 Фенокристаллы 99
 Ферролиты 170
 Фибролит 292
 Филлиты 311, 319
 Фонолиты 125, 168
 Фонолитовые порфиры 125, 168
 Фораминиферы 216
 Формация 276
 Формации геосинклинальные 276
 — передовых прогибов 276
 — платформенные 276
 Фосфатные минералы 212
 Фосфориты конкреционные 264
 — пластовые 265
 Франколит 212
 Фторопатит 212

Х

- Халцедон 200, 213, 261, 264, 267
 Хлорит 74, 97, 221
 Хлоритонд 297
 Хромит 74, 95

Ц

Цеолиты осадочные 215, 221
Целестин 213, 267
Цемент базальный 226, 227
— выполнения пор 226
— контактовый 227
— коррозионный 227
— обрастания 227, 228
— пленочный 226
— пойкилитовый 227, 228
Цемент регенерации 227, 228
Циркон 74, 95

Ш

Шагреновая поверхность 34
Шамозит 209
Шток 70

Щ

Щебень 241, 243
Щелочные базальтоиды 125, 169

Щелочные граниты 125, 154
— сиениты 125, 161
— габброиды 125, 169

Э

Эвапориты 272
Эвтектика 112
Эгирин 74, 80
Эклогиты 311, 323
Электронномикроскопический анализ
177
Энстатит 74, 77
Эпигенез 178, 190
Эпидот 74, 97
Эпизона 305
Эссексит 125, 169
Эффузивные диабазы 125, 144
— долериты 125, 143
— породы 68, 117

Я

Якупирангиты 125, 169
Яшмы 264

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
<i>Раздел первый. Основы кристаллооптического метода исследования минералов в шлифах</i>	10
Глава I. Основные положения кристаллооптики	10
Понятие о свете	10
Преломление света	11
Изотропные и анизотропные минералы	13
Двойное лучепреломление	13
Оптическая индикатриса	15
Ориентировка оптической индикатрисы в кристаллах различных сингоний	19
Правило индикатрисы	20
Глава II. Поляризационный микроскоп	21
Призма Николя	21
Устройство микроскопа	24
Правила работы с микроскопом	27
Подготовка микроскопа к работе	28
Глава III. Исследования минералов при помощи поляризационного микроскопа	31
Исследования минералов в параллельном свете с одним поляризатором	31
Форма	31
Спайность	31
Цвет	33
Свойства, обусловленные величиной показателя преломления	34
Понятие об иммерсионном методе	38
Исследования минералов в параллельном свете при скрещенных николях	39
Схема прохождения света через систему поляризатор — кристалл — анализатор	39
Сила двойного лучепреломления минерала в данном сечении	41
Данные об ориентировке оптической индикатрисы	50
Исследование плеохроизма	52

Некоторые особенности минералов, обнаруживающиеся в скрещенных николях	54
Исследования минералов в сходящемся свете (коноскопический метод)	55
Интерференционная фигура оптически одноосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси	57
Определение оптического знака одноосного минерала	58
Интерференционная фигура оптически двуосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси	59
Определение оптического знака двуосного минерала	60
Определение размера зерен и количества минералов в шлифе	60
Понятие о методе Е. С. Федорова	64
Порядок изучения минералов в шлифе	65
Раздел второй. Магматические горные породы	67
Глава I. Форма залегания магматических горных пород	68
Форма залегания интрузивных горных пород	68
Согласные тела	68
Несогласные тела	69
Форма залегания эффузивных горных пород	70
Первичная отдельность магматических горных пород	72
Глава II. Вещественный состав магматических горных пород	72
Химический состав	73
Минеральный состав	74
Характеристика главных породообразующих минералов магматических горных пород	75
Фемические минералы	76
Салические минералы	84
Акцессорные минералы	94
Вторичные минералы	96
Глава III. Структуры и текстуры магматических горных пород	98
Структуры	98
Разновидности явнокристаллических микроструктур	102
Скрытокристаллические и стекловатые микроструктуры	105
Текстуры	108
Глава IV. Общие закономерности кристаллизации минералов	109
Кристаллизация с образованием твердых растворов	110
Кристаллизация по закону эвтектики	112
Кристаллизация с образованием химических соединений, плавящихся incongruently	113
Реакционные ряды минералов	115
Глава V. Классификация магматических горных пород	117
Геолого-генетическая классификация	117
Классификация по химическому составу	118
Классификация по минеральному составу	119
Особенности классификации интрузивных пород	120

Особенности классификации эффузивных пород	123
Особенности классификации жильных пород	124
Распространенность магматических горных пород	127
Глава VI. Происхождение магматических горных пород	128
Условия образования первичных магм	128
Причины разнообразия магматических горных пород	129
Дифференциация магмы	130
Ассимиляция и гибридизация	131
Ассоциации магматических горных пород	132
Общие закономерности образования магматических формаций	132
Глава VII. Характеристика основных групп магматических горных пород	134
Группа перидотитов (гипербазитов)	134
Интрузивные породы	135
Жильные и эффузивные породы	138
Группа габбро — базальтов	139
Интрузивные породы	139
Жильные, гипабиссальные и субвулканические породы	142
Эффузивные породы	143
Группа диоритов — андезитов	146
Интрузивные породы	146
Жильные породы	148
Эффузивные породы	149
Группа гранитов — риолитов и гранодиоритов — дацитов	151
Интрузивные породы	152
Жильные породы	157
Эффузивные породы	159
Группа сиенитов — трахитов	161
Интрузивные породы	161
Жильные породы	162
Эффузивные породы	163
Группа нефелиновых сиенитов — фонолитов	164
Интрузивные породы	165
Жильные породы	168
Эффузивные породы	168
Группа щелочных габброидов — базальтоидов	169
Интрузивные породы	169
Эффузивные породы	169
Несиликатные магматические горные породы	170
Методические рекомендации к петрографическому описанию магматических горных пород	171
Макроскопическое описание	171
Описание породы в шлифе	172
Раздел третий. Осадочные горные породы	175
Глава I. Условия образования осадочных горных пород	178
Выветривание	178

Перенос и отложение продуктов выветривания (седиментогенез)	182
Осадочная дифференциация вещества	186
Диогенез	188
Эпигенез	190
Глава II. Классификация осадочных горных пород	192
Распространенность осадочных горных пород	195
Глава III. Вещественный состав осадочных горных пород	195
Химический состав	196
Минеральный состав	196
Характеристика главных компонентов осадочных горных пород	199
Минералы осадочного происхождения	199
Органические остатки в осадочных породах	216
Вулканогенный материал в осадочных породах	221
Глава IV. Структуры и текстуры осадочных горных пород	221
Структуры	222
Структуры обломочных пород	222
Структуры глин	228
Структуры химических и биохимических пород	229
Текстуры	231
Внутрипластовые текстуры	232
Текстуры поверхности напластования	237
Конкреции	239
Пористость	239
Глава V. Обломочные породы	240
Собственно-осадочные обломочные породы	240
Грубообломочные породы	240
Песчаные и алевритовые породы	244
Вулканогенно-обломочные породы	251
Глава VI. Глинистые породы	254
Глава VII. Породы химического и биохимического происхождения	258
Аллитовые породы	259
Железистые породы	261
Марганцевые породы	262
Кремнистые породы	263
Фосфатные породы	264
Карбонатные породы	266
Эвапориты	272
Каустобиолиты	274
Глава VIII. Общие сведения о фациях и формациях	275
<i>Раздел четвертый. Метаморфические горные породы.</i>	277
Глава I. Факторы метаморфизма	278
Температура	278
Давление	279

Химически активные вещества	281
Глава II. Типы метаморфизма	282
Катакластический метаморфизм	282
Контактово-термальный метаморфизм	283
Метасоматоз	284
Региональный метаморфизм	285
Глава III. Вещественный состав метаморфических горных пород . . .	289
Химический состав	289
Минеральный состав	290
Характеристика специфических минералов метаморфических гор- ных пород	290
Глава IV. Структуры и текстуры метаморфических горных пород . .	298
Структуры	298
Кристаллобластовые структуры	299
Катакластические структуры	301
Реликтовые структуры	303
Текстуры	304
Глава V. Классификация метаморфических горных пород	305
Фаии контактового метаморфизма	309
Фаии средних давлений, соответствующие «обычному» региональ- ному метаморфизму	309
Фаии метаморфизма высоких давлений	312
Глава VI. Характеристика метаморфических горных пород	313
Породы катакластического метаморфизма	313
Породы контактово-термального метаморфизма	315
Мусковит-роговиковая фация (315). Амфибол-роговиковая фация (317). Пироксен-роговиковая фация (317).	
Породы регионального метаморфизма	318
Фаии средних давлений	318
Фация зеленых сланцев (319). Эпидот-амфиболитовая фация (320). Амфиболитовая фация (321). Гранулитовая фация (322).	
Фаии высоких давлений	322
Породы метасоматических процессов (метасоматиты)	323
Методические рекомендации к описанию метаморфических горных пород	326
Список литературы	328
Предметный указатель	331
Приложение: номограмма Мишель-Леви.	

Белоусова О. Н., Михина В. В. Общий курс петрографии. М., «Недра», 1972. Предм. указ. С. 344.

В учебном пособии изложены основные приемы диагностики горных пород, рассмотрена методика кристаллооптического определения минералов, приведены данные о породообразующих минералах, описаны магматические и метаморфические горные породы. Значительная часть текста посвящена петрографии осадочных пород, методике полевого изучения их и методам составления литолого-фациальных карт. Определены основные задачи петрографии, даны понятия о петрографических провинциях СССР.

Рассчитана на студентов геологоразведочных вузов и факультетов.

2—9—4

1—72

552

*Ольга Николаевна Белоусова
Владилена Владимировна Михина*

ОБЩИЙ КУРС ПЕТРОГРАФИИ

Редактор А. М. Даминова

Редактор издательства Н. Г. Державина

Техн. редакторы: А. Г. Иванова, Е. С. Сычева

Переплет художника Е. Байтмана

Корректор М. П. Курылева

Сдано в набор 2/III 1972 г. Подписано в печать 7/IX 1972 г. Т-14190 Формат 60×90¹/₁₆
Бумага № 1 Печ. л. 22,0 (с 1 вкл.) + 0,5 (1 цв. вкл.) = 22,5 Уч.-изд. л. 22,11 Тираж 19 500 экз.
Заказ 884/2774-1 Цена 98 коп. с прилож.

Издательство «Недра».

103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Московская типография № 6 Главполиграфпрома
Государственного комитета Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.



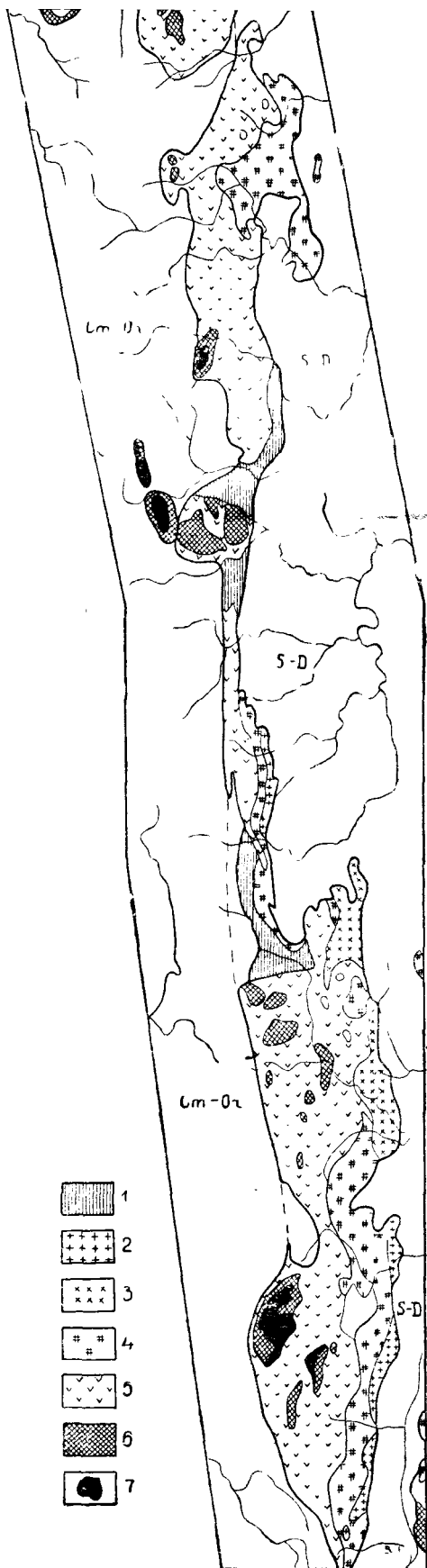
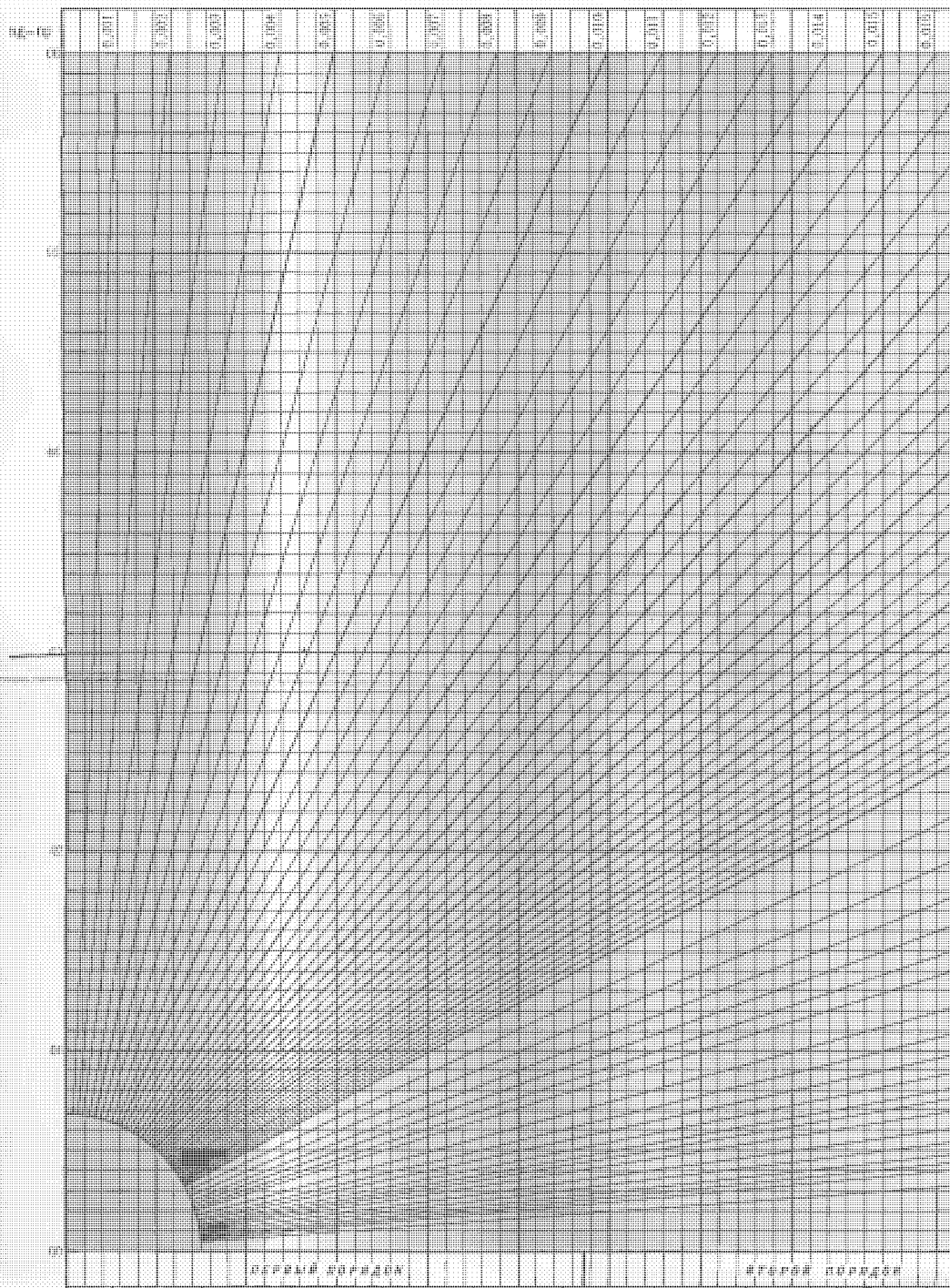


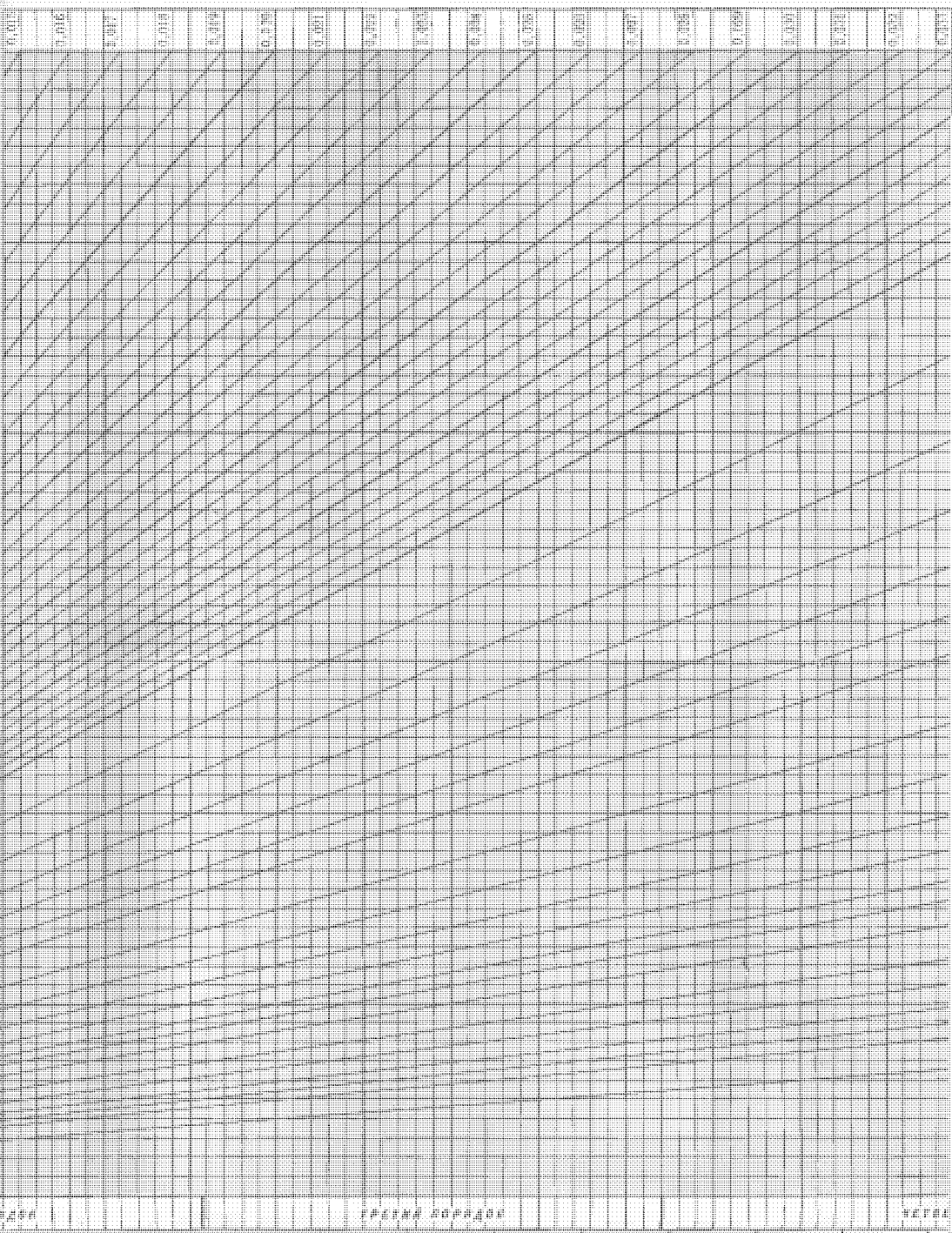
Рис. 76. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала по О. А. Воробьевой, Н. В. Самойловой, Е. В. Свешниковой (Ю. А. Кузнецов, 1964)

1 — амфиболиты; 2 — граниты; 3 — сиениты; 4 — диориты; 5 — габбро; 6 — пироксениты; 7 — дуниты

НОМОГРАММА



МА ДВОЙНОГО ЛУЧЕПРЕЛОМЛЕНИЯ



НЕПРЕЛОМЛЕНИЯ

