


В.С.КНЯЗЕВ И.Б.КОНОНОВА

РУКОВОДСТВО
К ЛАБОРАТОРНЫМ
ЗАНЯТИЯМ
ПО ОБЩЕЙ
ПЕТРОГРАФИИ



ВЫСШЕЕ
ОБРАЗОВАНИЕ

В.С.КНЯЗЕВ И.Б.КОНОНОВА

РУКОВОДСТВО К ЛАБОРАТОРНЫМ ЗАНЯТИЯМ ПО ОБЩЕЙ ПЕТРОГРАФИИ

2-е издание,
переработанное и дополненное

*Допущено
Государственным комитетом СССР
по народному образованию
в качестве учебного пособия
для студентов нефтяных
и геологоразведочных специальностей вузов*



Москва "Недра" 1991

ББК 26.303
К 54
УДК 552(076.5)

Рецензент:

кафедра петрографии, минералогии и кристаллографии Университета дружбы народов им. П. Лумумбы

Князев В.С., Кононова И.Б.

К 54 Руководство к лабораторным занятиям по общей петрографии: Учеб. пособие для вузов. — 2-е изд., перераб. и доп. — М.: Недра, 1991. — 128 с.: ил.

ISBN 5-247-01353-0

Изложены методы и приемы определения оптических констант минералов, даны основы кристаллооптики. Приведены описания главных породообразующих минералов магматических и метаморфических пород, оптические определительные таблицы и характеристики наиболее распространенных структур. Особое внимание уделено методике изучения и определения магматических горных пород под микроскопом. Во втором издании (1-е изд. — 1978) увеличено число описываемых минералов.

Для студентов нефтяных и геологоразведочных специальностей вузов.

К $\frac{1804020300-221}{043(01)-91}$ 30-91

ББК 26.303

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Князев Владимир Сергеевич
Кононова Инна Борисовна

РУКОВОДСТВО К ЛАБОРАТОРНЫМ ЗАНЯТИЯМ ПО ОБЩЕЙ ПЕТРОГРАФИИ

Заведующий редакцией *Н.Е. Игнатьева*. Редактор издательства *Ю.А. Зарринг*.
Технические редакторы *Ю.В. Втехина*, *С.В. Павлова*. Корректор *Т.Н. Черная*.
Операторы *Е.А. Уксусова*, *И.А. Налейкина*

ИБ № 8051

Подписано в печать с репродуцированного оригинал-макета, 19 09. 90. Формат 60x88 1/16. Бумага офсетная № 2. Гарнитура Пресс-роман. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 7,84. Усл. кр.-отт. 8,21. Уч.-изд. л. 8,86. Тираж 4000 экз. Зак. № 6361/2008-3. Цена 35 коп.

Набор выполнен на наборно-пишущей машине

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра".
125047 Москва, Тверская застава, 3.

Ордена Октябрьской революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО
"Первая Образцовая типография" Государственного комитета СССР по печати
113054 Москва, Валуевская, 28

ISBN 5-247-01353-0

© В.С. Князев, И.Б. Кононова, 1991

Использование первого издания руководства в нефтяных вузах страны получило положительную оценку преподавателей минералогии и петрографии. Необходимость в переиздании руководства по микроскопическому изучению минералов и эндогенных горных пород для студентов очного и заочного отделений вузов вызвано тем, что в последние годы максимальное внимание уделяется самостоятельной работе студентов. Второе издание руководства отвечает новым требованиям обучения студентов. В нем даются краткие теоретические предпосылки проведения той или иной лабораторной работы, приводятся подробное изложение хода самой работы.

По сравнению с первым изданием несколько увеличен объем раздела, посвященного основам классификации магматических горных пород. Для определения минералов по комплексу оптических констант предложена круговая диаграмма. Дополнительно в руководство включен новый раздел, посвященный изучению минералов и горных пород регионального метаморфизма. В нем приводится описание метаморфогенных минералов и излагаются основы классификации метаморфических пород, дается краткая характеристика главнейших текстур и структур. Особое внимание уделено наиболее распространенным породам регионального метаморфизма основных метаморфических фаций. Кроме того, частично обновлен иллюстративный материал.

Данное руководство позволяет студентам заранее знакомиться с содержанием и порядком проведения лабораторного практикума, вследствие чего время аудиторных занятий целиком используется для овладения практическими приемами работы при консультации преподавателя. Это безусловно способствует лучшему освоению методики микроскопического изучения минералов и горных пород.

При составлении учебного пособия авторы использовали методику основ микроскопического изучения минералов, которые были заложены С.Д. Четвериковым и В.П. Флоренским и которая с успехом применяется в течение нескольких десятилетий в МИНГ им. И.М. Губкина. Некоторые из существующих пособий близки по своим задачам к предлагаемому руководству в части кристаллооптических исследований минералов [3, 8, 11, 13], но в них отсутствуют разделы, посвященные определению горных пород. Другие целиком посвящены только характеристике эндогенных пород и их классификации, составу, текстуре, структуре и условиям образования [2, 4, 5, 7, 9, 10, 14], но не содержат данных по методике кристаллооптического изучения

минералов. Наконец, в некоторых учебниках [1, 6] имеются все разделы, что и в предлагаемом руководстве, но они в основном посвящены теоретическим вопросам, а четкая разработка проведения лабораторных работ в них отсутствует.

В соответствии с задачами, стоявшими перед авторами данного руководства, теоретические вопросы освещаются в минимальном объеме, который необходим для овладения методикой определения минералов и горных пород с помощью поляризационного микроскопа. В то же время в нем достаточно подробно и последовательно рассматриваются все лабораторные работы, предусмотренные учебным планом. Студент с помощью данного руководства может самостоятельно изучить методы оптического исследования минералов, оптические свойства породообразующих, эпимагматических и акцессорных минералов, структуру, текстуру и минеральный состав магматических и метаморфических пород, а в конечном результате провести полное описание последних, дать им название и в первом приближении определить их генезис. Естественно, что для освоения теоретической части курса студенты должны обращаться к лекциям и рекомендованной учебной литературе, в первую очередь [4, 6, 14], а в качестве дополнительной – к [9, 10 и др.].

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПОД МИКРОСКОПОМ

Работа № 1

УСТРОЙСТВО ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО МИКРОСКОПА И ЕГО ПОВЕРКИ

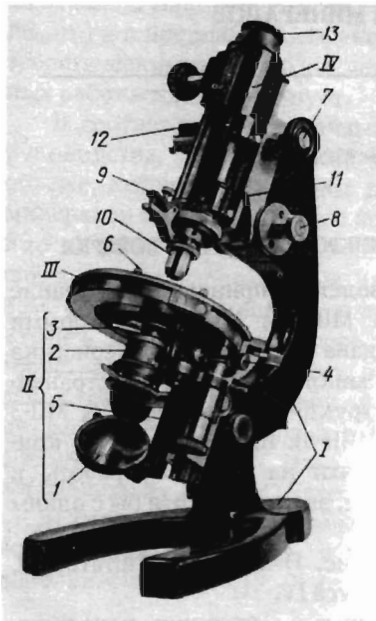
Устройство микроскопа. В руководстве приведено описание поляризационных микроскопов марок МП-3 и МИН-10, которыми наиболее часто пользуются студенты, дана краткая характеристика моделей типа "Полам". Другие модели микроскопов, распространенные в настоящее время, по своей конструкции близки либо к МП-3 (МП-2, МИН-4, МИН-5), либо к МИН-10 (МИН-8). Имеющиеся в их конструкции различия существенно не влияют на методику работы и обычно легко осваиваются исследователем, знакомым хотя бы с одним из микроскопов.

Поляризационный микроскоп МП-3 (рис. 1) состоит из штатива *I*, осветительной системы *II*, столика *III* и тубуса *IV*.

Штатив *I* делится на две части: нижнюю – массивную, неподвижную и верхнюю подвижную, на которой смонтированы все другие устройства микроскопа. Угол наклона верхней части штатива относительно нижней можно менять, устанавливая микроскоп в удобное для исследователя положение и закрепляя его с помощью стопорного винта.

Осветительная система *II* состоит из зеркала, поляризатора и конденсора.

Зеркало *1* двустороннее, плосковогнутое, вращающееся вокруг двух осей. В большинстве случаев, особенно когда работают с осветителем, рекомендуется пользоваться вогнутым зеркалом. Отражаясь от зеркала, световые лучи попадают в поляризатор *2* (призма Николя) – устройство для поляризации света. Над поляризатором располагается диафрагма, которая с помощью рычажка *3* регулирует освещенность исследуемого предмета. Конденсор состоит из двух линз. Нижняя располагается над поляризатором и направляет поток параллельных световых лучей на исследуемый объект. Верхняя съемная линза – линза Лазо, применяется для получения сходящегося пучка световых лучей. При определении всех оптических констант минералов, за исключением осности и оптического знака, линза Лазо не используется и поэтому с помощью специального рычага *4*, расположенного под столиком слева, она выводится из оптической системы микроскопа. Вся осветительная система поднимается и опускается с помощью винта *5*, расположенного вертикально под столиком слева.



Вращающийся столик III имеет лимб с градусными делениями и два нониуса для отсчета угла поворота с точностью до десятых долей градуса.

На столике с помощью пружин – "лапок" 6, укрепляется объект исследования – шлиф, представляющий собой плоскопараллельный срез горной породы или минерала толщиной 0,03 мм, помещенный между двумя стеклами – предметным и покровным. Пластика горной породы или минерала склеивается со стеклами смолой пихты или канадской сосны (канадский бальзам). Канадский бальзам – это вещество с постоянным и известным показателем преломления ($n_{к.б} = 1,537 \approx 1,54$), бесцветное, прозрачное и обладающее способностью долго не раскристаллизовываться. Шлиф устанавливается на столике покровным стеклом вверх.

Тубус IV. В нижней его части с помощью щипцового зажима 9 укрепляется объектив 10.

Микроскоп МП-3 снабжен набором объективов. Наиболее часто при петрографических исследованиях пользуются объективами, имеющими увеличение:

3,7-кратное – для изучения структурных особенностей породы;

8-кратное – при определении большей части оптических констант и для изучения морфологии зерен минералов;

20-кратное – для тех же целей, что и 8-кратное, при изучении мелкокристаллических пород;

60-кратное – при определении осности и знака минерала в сходящемся пучке световых лучей.

На оправе каждого объектива располагаются два центрировочных винта и фиксирующий штифт для правильного закрепления объектива в щипцовом устройстве.

Для установки объектива пальцами левой руки сжимают пружину щипцового устройства, а в правую руку берут объектив и надевают его на кольцообразный выступ тубуса микроскопа, затем поворачивают объектив против часовой стрелки так, чтобы фиксирующий штифт вошел в прорезь зажима, и после этого отпускают пружину.

Над объективом в тубусе микроскопа вмонтирована подвижная колодка с анализатором 11 – второе поляризующее устройство, аналогичное поляризатору. Часть оптических констант минералов определяется с выключенным анализатором.

В верхней части тубуса располагается подвижная планка с линзой Бертрана 12, которая применяется при исследовании минералов в сходящемся пучке световых лучей. При определении констант в параллельном свете линзу Бертрана выключают.

Сверху в тубус микроскопа вставляют окуляр 13. В специальном штативе располагается набор окуляров, имеющих 6-, 8-, 12,5 (или 17,5)-кратное увеличение.

В окуляре с 6-кратным увеличением имеется микрометрическая линейка, используемая для измерения размеров микрообъектов. Цена минимального деления этой линейки с объективом 8-кратного увеличения равна 0,02 мм. В окулярах с 8- и 12,5-кратным увеличением имеются две тонкие взаимно перпендикулярные нити, пересекающиеся в центре поля зрения.

Общее увеличение микроскопа равно произведению чисел, показывающих увеличение установленных объектива и окуляра.

Для подготовки микроскопа к работе необходимо:

- 1) поставить микроскоп штативом к себе, придав ему необходимый угол наклона;
- 2) поднять до предела осветительную систему;
- 3) открыть диафрагму;
- 4) выключить линзу Лазо, анализатор и линзу Бертрана;
- 5) установить объектив и окуляр 8-кратного увеличения;
- 6) поворачивая зеркало, добиться наиболее яркой и равномерной освещенности поля зрения;

7) установить на столике шлиф и осторожно навести на фокус (лучше это делать, поднимая тубус); для фокусировки тубус микроскопа поднимается и опускается с помощью двух пар винтов: верхняя пара 7 (см. рис. 1) служит для грубой фокусировки, нижняя пара микрометрических винтов 8 – для точной фокусировки.

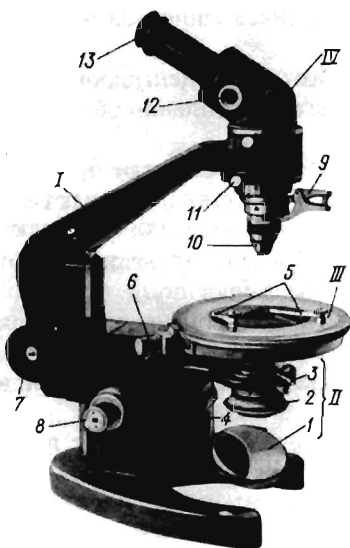


Рис. 2. Поляризационный микроскоп МИН-10.

I — штатив; II — осветительная система: 1 — двустороннее зеркало, 2 — поляризатор, 3 — рычажок диафрагмы, 4 — винт для перемещения осветительной системы; III — предметный столик: 5 — "лапки" для крепления шлифа, 6 — стопорный винт; IV — тубус: 7 — винт для фокусировки; 8 — микрометрический винт; 9 — щипцовое устройство, 10 — объектив, 11 — анализатор, 12 — поворотный винт линзы Бертра-на, 13 — окуляр

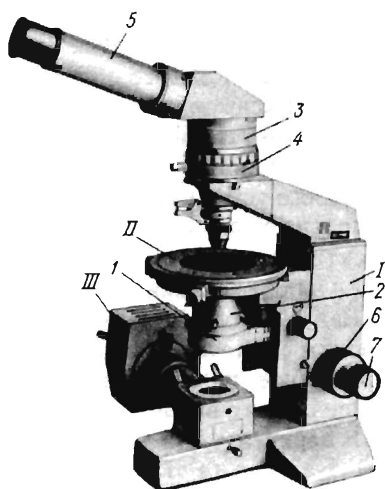


Рис. 3. Поляризационный микроскоп "Полам С-111".

I — штатив; II — предметный столик; III — осветитель. 1 — поляризатор, 2 — конденсор, 3 — промежуточный тубус с линзой Бертра-на, 4 — анализатор, 5 — окулярная насадка, 6 — рукоятка винта грубой фокусировки, 7 — винт микрометрической фокусировки

Поляризационный микроскоп марки МИН-10 (рис. 2) несколько отличается по конструкции от МП-3. Особенности устройства МИН-10 таковы: штатив I неподвижен и состоит из одной (а не двух) частей; предметный столик III расположен горизонтально; линза Бертра-на вводится в оптическую систему микроскопа с помощью пово-ротного рычажка 12, расположенного в верхней части тубуса; поляризующие устройства — поляроиды 2, 11, а не призмы Николя.

Вместо двустороннего зеркала в МИН-10 для освещения можно использовать специальный осветитель, который укрепляется в нижней части осветительной системы (в МИН-8 зеркало вообще отсутствует, его заменяет встроенный осветитель).

Микроскоп МИН-10 оснащен сменными объективами с 3,5-, 9-, 20- и 60-кратным увеличением, которые применяются для тех же целей, что

и в МП-3, и двумя окулярами: с 5-кратным увеличением, имеющим микрометрическую линейку, и 8-кратным с двумя взаимно перпендикулярными нитями.

В последние годы для учебных занятий студентов выпускаются поляризационные микроскопы типа "Полам С-111" и "Полам С-112" – микроскоп поляризационный агрегатный студенческий (рис. 3). В их оптических схемах и конструкциях много общего с устройством рассмотренных ранее микроскопов, однако имеются некоторые особенности. Например, штатив современной формы имеет повышенную жесткость; для освещения объекта используется специальный осветитель с трансформатором, позволяющим регулировать яркость света; для предохранения от повреждения шлифа и линзы короткофокусные объективы с 40- и 60-кратным увеличением снабжены пружинистой оправой. Следует отметить, что микроскопы серии "Полам С" не получили широкого распространения в студенческих практикумах, так как выпускаются в недостаточном количестве, более громоздки, чем микроскопы других марок, и требуют стационарной установки, что далеко не всегда возможно в условиях вуза.

Основные проверки микроскопа. Прежде чем приступить к работе с микроскопом любой марки, необходимо произвести ряд проверок.

1. Проверка скрещенности николей. Как известно, в поляризационном микроскопе имеются два николя – поляризатор и анализатор, которые должны быть установлены так, чтобы плоскости колебания лучей света, проходящих через них, были расположены взаимно перпендикулярно. Такое положение николей называют скрещенным.

В этом случае при включении анализатора (без установленного на столике шлифа) лучи света не попадают в глаз наблюдателя и поле зрения в окуляре будет темным, почти черным. Если при включении анализатора поле зрения не становится темным, это означает, что николи не скрещены. В этом случае необходимо повернуть поляризатор до максимального затемнения поля зрения.

2. Проверка положения нитей окуляра. Нити окуляра должны располагаться параллельно плоскостям поляризации николей, причем плоскость поляризации одного из николей (чаще поляризатора) совпадает с плоскостью симметрии микроскопа. Таким образом, окуляры должны быть установлены так, чтобы одна из их нитей совпала с плоскостью симметрии микроскопа (ее обычно называют вертикальной, а перпендикулярную к ней нить – горизонтальной). При определении некоторых оптических констант минералов необходимо совершенно точно совместить нити окуляра с положением плоскостей поляризации николей. Способ проведения этой проверки описан в работе № 6. В тубусе микроскопа имеется прорезь для фиксации правильного положения окуляра.

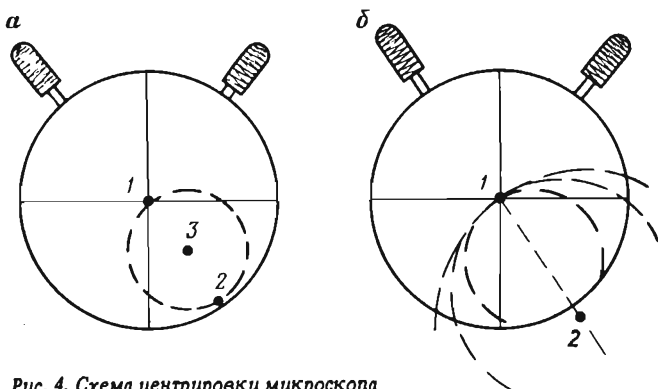


Рис. 4. Схема центрировки микроскопа

3. Центрировка объектива. До начала проведения кристаллооптических исследований следует отцентрировать объектив, т.е. совместить его оптическую ось с осью вращения предметного столика. Оптическая ось микроскопа проходит через центр поля зрения, расположенный в точке пересечения нитей окуляра. Положение оси вращения определяется при повороте столика. При отцентрированном объективе зерно, поставленное в точку пересечения нитей окуляра, при вращении столика микроскопа не перемещается и остается в центре поля зрения.

Перед тем как приступить к центрировке объектива, следует проверить, правильно ли он закреплен. При центрировке возможны два варианта: первый – зерно, поставленное в центр поля зрения, при повороте предметного столика на 360° не уходит за его пределы (рис. 4, а); второй – при повороте столика зерно исчезает из поля зрения (см. рис. 4, б).

В первом случае для центрировки, двигая шлиф руками, ставят в точку пересечения нитей зерно небольшого размера (см. рис. 4, а, точка 1). Затем поворачивают столик микроскопа примерно на 180° ; при этом зерно перемещается в точку 2. Из этого положения вращением двух центрировочных ключей¹, одетых на центрировочные винты объектива, добиваются того, чтобы зерно переместилось на половину расстояния к центру (точка 3).

Далее, двигая шлиф руками, снова ставят зерно в точку пересечения нитей окуляра (точка 1). Поворачивая столик микроскопа, наблюдают за зерном. Если оно уходит из точки пересечения нитей, то центрировку продолжают, повторяя указанные выше операции.

¹В микроскопе любой марки к набору объективов прилагаются два центрировочных ключа.

Для центрирования объектива во втором случае поступают следующим образом:

1) в точку пересечения нитей окуляра помещается зерно и, поворачивая предметный столик микроскопа то в одну, то в другую сторону, мысленно намечается окружность, какую описало бы зерно при полном повороте, и направление, на котором располагался бы центр этой окружности (см. рис. 4, б, точка 2);

2) одновременным вращением обоих центрировочных винтов центр намеченной окружности совмещается с точкой пересечения нитей окуляра;

3) перемещением шлифа рукой зерно передвигается в точку 1.

Поворачивая столик, наблюдают за зерном и, если оно не уходит из точки пересечения нитей, объектив считается отцентрированным. Если эксцентриситет сохранился – центрировку продолжают одним из описанных способов.

При изучении минералов с помощью поляризационного микроскопа все исследования можно разбить на три группы:

1) при одном николе (с выключенным анализатором) определяют размер зерен минерала, его форму, характер спайности, цвет и плеохроизм, величину показателя преломления;

2) при скрещенных николях (с включенным анализатором) в параллельном свете определяют силу двупреломления минералов, изучают характер погасания и расположения осей оптической индикатрисы;

3) при скрещенных николях в сходящемся свете устанавливают оптическую ось минерала, его оптический знак и приблизительно величину угла оптических осей (для двусных кристаллов).

При освоении методики исследования породообразующих минералов с помощью поляризационного микроскопа начинают обычно с определений первой группы.

Работа № 2

ИЗУЧЕНИЕ ПОД МИКРОСКОПОМ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ И СПАЙНОСТИ

Форма кристаллов в породе зависит от кристаллографических особенностей минерала, условий кристаллизации, химического состава магмы и др. В условиях свободного роста образуются кристаллы, которые обладают правильными, присущими только данному минералу, очертаниями. Ортоклаз и микроклин, например, образуют короткостолбчатые кристаллы. В шлифе они имеют призматические или таблитчатые сечения. Хорошо образованные кристаллы оливина имеют



Рис. 5. Степень идиоморфизма минералов.

Зерна: 1 – идиоморфные, 2 – гипидиоморфные, 3 – ксеноморфные

бочковидную форму, а в шлифах минерал обычно встречается в виде неправильных, округлых зерен и значительно реже представлен широкотаблитчатыми или несколько удлинёнными кристаллами с бипирамидальными окончаниями. Для кристаллов слюд характерен пластинчатый облик, а в шлифах они часто имеют шестиугольную или вытянутую – призматическую, шестоватую форму.

Таким образом, форма кристаллов относится к диагностическим признакам и при изучении минералов под микроскопом на нее следует обращать особое внимание.

Зерна, имеющие для данного минерала характерные очертания, называются идиоморфными (греч. *idios* – своеобразный, присущий самому себе, *morphe* – форма, рис. 5).

Если кристаллы в процессе роста приобретают свою характерную форму только частично, они называются гипидиоморфными (греч. *hupo* – частично, относительно, см. рис. 5).

В тех случаях, когда кристаллы минералов не имеют правильных кристаллографических очертаний и образуют зерна неправильной формы, они называются ксеноморфными (греч. *xenos* – чужой, см. рис. 5).

Степень идиоморфизма минералов в магматических породах позволяет судить о последовательности их выделения: минералы с идиоморфными очертаниями образовались первыми, а минералы, кристаллы которых ксеноморфны, – последними.

Наиболее часто минералы в шлифах наблюдаются в виде зерен изометрической, таблитчатой, призматической формы, реже встречаются минералы, которым присущи шестоватая и игольчатая формы (рис. 6).

Спайность – свойство кристаллов раскалываться при ударе или давлении по определенным направлениям (чаще всего параллельно граням). В зернах минералов, обладающих спайностью, наблюдается система параллельных трещин, хорошо заметных под микроскопом. Они проявляются тем отчетливее, чем выше степень совершенства спайности. При микроскопическом изучении обычно различают мине-

Рис. 6. Форма зерен минералов: 1 — изометрическая, $a/b = 1$; 2 — табличчатая, a/b от 2 до 4; 3 — призматическая, a/b от 4 до 10; 4 — шестоватая, a/b от 10 до 20; 5 — игольчатая, $a/b > 20$

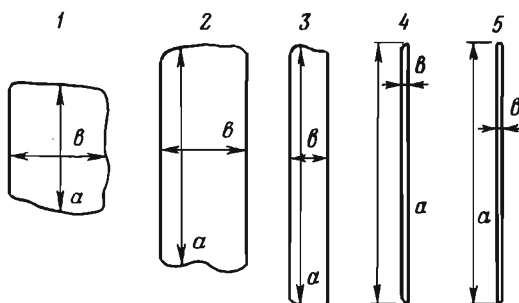
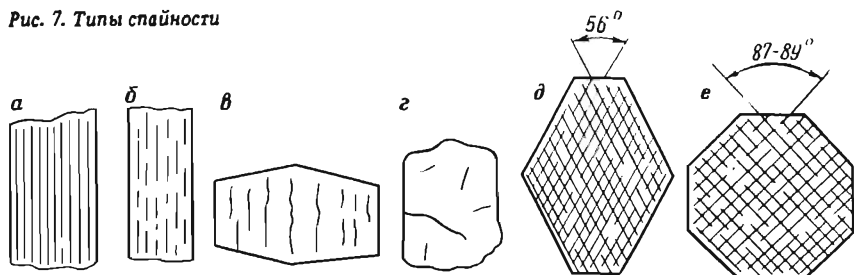


Рис. 7. Типы спайности



ралы с совершенной и несовершенной спайностью. В зернах минералов, обладающих совершенной спайностью, наблюдаются тонкие, четкие трещины, протягивающиеся параллельно друг другу в большинстве случаев через все зерно (рис. 7, а).

У минералов с несовершенной спайностью линии трещин чаще широкие или прерывистые, но иногда могут быть тонкими и извилистыми, не всегда строго параллельными. Однако единое направление трещин выдерживается достаточно отчетливо (см. рис. 7, б, в). Если минерал спайностью не обладает, то трещины либо отсутствуют совсем, либо неровные, извилистые и располагаются беспорядочно (см. рис. 7, г).

Трещины спайности могут проходить в одном направлении (слюды), двух (минералы группы полевых шпатов, амфиболов, пироксенов и др.), трех (кальцит, доломит, галит и некоторые другие минералы), четырех (флюорит) и шести (сфалерит) направлениях.

Для минералов, имеющих спайность в двух и более направлениях, один из диагностических признаков — величина угла между трещинами (угол спайности). Особенно важно его определение для минералов группы амфиболов и пироксенов, сходных между собой по ряду других оптических констант и резко различающихся по величине угла спайности. У первых он составляет 56° , а у вторых — 87° (см. рис. 7, д, е).

При изучении под микроскопом спайности необходимо помнить, что, вследствие беспорядочного расположения зерен в породе, в

шлифе она заметна не во всех сечениях одного и того же минерала. У минералов, обладающих спайностью в двух направлениях, гораздо чаще наблюдаются разрезы с трещинами, проходящими только в одном направлении. Поэтому для правильной и полной характеристики спайности минерала надо обязательно просмотреть все его зерна в исследуемом шлифе.

Порядок проведения работы.

1. Регулируют микроскоп (освещение, центрировка объектива).
2. Просматривают шлиф с исследуемым минералом и отмечают:
 - а) степень идиоморфизма его зерен, характерные очертания кристаллов (изометрические, таблитчатые, ромбовидные и т.д.);
 - б) наличие или отсутствие спайности;
 - в) степень ее совершенства;
 - г) расположение трещин спайности относительно наблюдаемых в сечении граней кристалла;
 - д) число направлений трещин спайности.

3. Для минералов со спайностью в двух и более направлениях определяют угол между системами трещин спайности. Для этого находят зерно с хорошо выраженными, т.е. наиболее тонкими и четкими линиями трещин спайности, которые при подъеме и опускании тубуса микроскопа совсем или почти не смещаются. Это наблюдается в случае, если плоскости спайности перпендикулярны к плоскости шлифа. Такое зерно помещают в центр поля зрения. Вращением столика микроскопа одну систему трещин совмещают с нитью окуляра и делают отсчет по нониусу. Затем столик микроскопа поворачивают до совмещения с той же нитью окуляра второй системы трещин спайности. Делают второй отсчет. Разница отсчетов дает величину угла спайности α .

4. Зерно минерала со спайностью зарисовывают, отражая особенности его формы.

Работа № 3

ИЗУЧЕНИЕ ЦВЕТА И ПЛЕОХРОИЗМА МИНЕРАЛОВ

Среди минералов при изучении их в проходящем свете с выключенным анализатором различают зерна непрозрачные – полностью поглощающие световые лучи и прозрачные – полностью или частично пропускающие свет. К первым относятся в основном рудные минералы. В шлифах они выглядят совершенно черными и их детальное определение проводится в отраженном свете по особой методике.

Породообразующие минералы относятся ко второй группе; одни из них в шлифах под микроскопом совершенно бесцветны, другие – окрашены. Бесцветными кажутся минералы, поглощающие одинаково лучи с различной длиной волны. Окрашенными в шлифах выглядят минералы, которые лучи разных длин волн поглощают по-разному.

Многие окрашенные минералы, кристаллизующиеся во всех сингониях кроме кубической, обладают плеохроизмом. Плеохроизмом называется свойство кристаллов изменять окраску в зависимости от направления световых колебаний, проходящих через них. Оно обусловлено различным характером поглощения световых лучей по разным направлениям в кристалле и проявляется при изучении окрашенных минералов под микроскопом при одном николе.

Плоскость колебания световых лучей в поляризационном микроскопе всегда постоянна и соответствует положению плоскости колебаний поляризатора. Поворачивая столик микроскопа, мы тем самым меняем положение зерна относительно этой плоскости. При этом у минералов, обладающих плеохроизмом, наблюдается постепенное изменение окраски.

У одних минералов плеохроизм выражается в изменении цвета, например от бледно-зеленого до бледно-розового (гиперстен); у других – в изменении интенсивности окраски, например от темно-бурого до светло-бурого (базальтическая роговая обманка); у третьих – в изменении и цвета, и интенсивности, например от темно-коричневого до светло-желтого (биотит).

Однако при изучении плеохроизма следует помнить, что зерна одного и того же минерала, различно ориентированные в шлифе, могут обладать разным характером изменения цвета, а в некоторых случаях даже не менять окраску при вращении столика микроскопа. Так, у биотита в сечениях со спайностью плеохроизм выражен отчетливо, а в зернах без спайности – отсутствует совсем или заметен очень слабо.

Для ряда минералов плеохроизм служит важнейшим диагностическим признаком (гиперстен, эгирин, различные амфиболы, эпидот и др.). Для некоторых окрашенных минералов цвет отражает особенности химического состава. Поэтому при характеристике плеохроизма необходимо отмечать не только основной тон, но и его оттенки (например, красновато-коричневый, голубовато-зеленый и т.д.), а также различать особенности изменения окраски в разных разрезах изучаемого минерала.

Порядок проведения работы.

1. Регулируют микроскоп (освещение, центрировка).
2. Устанавливают на столике шлиф с окрашенным минералом.
3. Вращая столик микроскопа, наблюдают за характером изменения окраски зерен минерала в различных разрезах.

4. Выбирают зерно, обладающее отчетливо заметным плеохроизмом, которое зарисовывают в двух положениях, наиболее сильно отличающихся по окраске. При этом на рисунке необходимо отразить такие особенности зерна, как форма и направление трещин спайности.

Следует помнить, что изучение плеохроизма минералов проводят при выключенном анализаторе.

Работа № 4

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Показатель преломления \bar{n} – один из важнейших диагностических признаков минералов. Определение его, в зависимости от цели исследования, проводится разными методами с различной степенью точности. Для наиболее точного определения величины показателя преломления (до десятитысячных долей единицы) пользуются кристалл-рефрактометром. Измерение показателя преломления этим прибором основано на явлении полного внутреннего отражения при падении световой волны из среды, более сильно преломляющей, в среду, преломляющую менее сильно. Величина показателя преломления минерала вычисляется по формуле: $n = N \sin \varphi$, где N – известный показатель преломления стеклянного полушария, из которого световая волна падает на исследуемый минерал (его величина обычно равна 1,8–1,9); φ – угол падения луча, при котором он испытывает полное внутреннее отражение. Кристалл-рефрактометр позволяет измерять показатели преломления кристаллического и некристаллического вещества при условии, что их значения не превышают величины N .

В научно-исследовательских и производственных лабораториях показатели преломления минералов чаще всего определяют иммерсионным методом. Одно из существенных преимуществ этого метода – возможность его использования для определения даже мелких зерен, размером в десятые доли миллиметра. Суть метода заключается в том, что, пользуясь специальным набором жидкостей с разными, заранее известными показателями преломления¹, подбирают две жидкости с разницей величин n в 0,003. Причем, значение n одной жидкости будет больше n исследуемого минерала, а другой – меньше. Таким образом, точность определения показателя преломления иммерсионным способом составляет 0,001–0,002.

¹Обычно применяют наборы жидкостей с показателями преломления от 1,40 до 1,87.

Сравнивая показатели преломления жидкости и минерала, наблюдают за так называемой световой полоской, или линией Бекке (по имени австрийского петрографа Ф. Бекке). При разнице n в 0,001 и более на границе минерала с жидкостью появляется тонкая световая полоска — линия Бекке, точно повторяющая контуры зерна. Возникновение световой полоски объясняется явлениями преломления и полного внутреннего отражения лучей, падающих на поверхность соприкосновения двух сред. При подъеме и опускании тубуса (или столика) микроскопа она перемещается с зерна на жидкость и обратно. Необходимо твердо запомнить следующее: при подъеме тубуса микроскопа линия Бекке перемещается в сторону вещества с большим показателем преломления, а при опускании — в сторону вещества с меньшим показателем преломления.

В микроскопах типа МИН-8, Полам С-112 и т.п., где фокусировка осуществляется изменением положения предметного столика, линия Бекке перемещается в сторону среды с большим показателем преломления при опускании столика, а при его подъеме — в сторону среды с меньшим показателем преломления.

Наиболее простой и доступный способ определения показателя преломления минералов при изучении их с помощью поляризационного микроскопа — метод сравнения с показателем преломления канадского бальзама, величина которого всегда постоянна ($n_{к.б.} = 1,537 \approx 1,54$). При этом наблюдают за линией Бекке, рельефом и шагреновой поверхностью, по характеру которых и определяют показатель преломления минерала.

Все минералы при сравнении их показателя преломления с показателем преломления канадского бальзама можно разделить на две группы: 1) $n_{мин} < n_{к.б.}$; 2) $n_{мин} > n_{к.б.}$ ¹.

У минералов первой группы линия Бекке при подъеме тубуса микроскопа перемещается на канадский бальзам, а у второй группы — на минерал.

Рельеф. При разнице показателей преломления минерала и канадского бальзама 0,02 и больше зерна зрительно становятся выпуклыми, кажутся как бы приподнятыми над плоскостью шлифа. Они, как принято говорить, имеют рельеф. Объяснить это можно тем, что зерна минералов играют роль собирательных линз (световые лучи всегда отклоняются в сторону среды с большим показателем прелом-

¹Следует иметь в виду, что у некоторых минералов величина показателя преломления в зависимости от кристаллографической и оптической ориентировки сильно меняется, например, у кальцита — от 1,486 ($< n_{к.б.}$) до 1,658 ($> n_{к.б.}$).

ления), поэтому они лучше освещены и кажутся нам расположенными к глазу ближе, чем окружающая среда.

Степень проявления рельефа – слабый, средний, сильный, резкий – зависит от того, насколько показатель преломления минерала отличается от показателя преломления канадского бальзама. Принято различать положительный и отрицательный рельеф. В первом случае зерно кажется приподнятым, как бы выступающим из плоскости шлифа ($n_{\text{мин}} > n_{\text{к.б}}$). Во втором – зерно на фоне канадского бальзама выглядит опущенным, вдавненным ($n_{\text{мин}} < n_{\text{к.б}}$).

Шагреновая поверхность, или шагрень. При изготовлении шлифа нижнюю и верхнюю плоскости кусочка породы шлифуют, но при этом всегда остаются микроскопические неровности, заполняемые впоследствии канадским бальзамом. У минералов с n , близким к $n_{\text{к.б}} = 1,54$, эти неровности не заметны, так как световые лучи в этом случае на границе минерал – канадский бальзам почти не отклоняются от первоначального направления, поверхность зерен освещается равномерно и выглядит гладкой.

Если показатель преломления минерала отличается от показателя преломления канадского бальзама на 0,02 и больше, то неровности на поверхности зерна становятся заметнее и она кажется шероховатой. Это объясняется явлениями преломления и полного внутреннего отражения световых лучей. Поверхность таких зерен напоминает поверхность ватманской бумаги или шагреновой кожи (отсюда название – шагрень). Подобно тому, как рельеф зерен меняется в зависимости от разницы показателей преломления, так и шагрень проявляется тем резче и заметнее, чем больше $n_{\text{мин}}$ отличается от $n_{\text{к.б}}$.

Следует подчеркнуть, что наблюдения за перемещением линии Бекке, характером рельефа и шагреновой поверхности проводятся при частично закрытой диафрагме и опущенной осветительной системе; это необходимо для получения потока сравнительно небольшого числа параллельных световых лучей.

Порядок проведения работы.

1. Регулируют микроскоп (освещение, центрировка).
2. Находят зерно определяемого минерала на границе с канадским бальзамом (обычно на краю шлифа).
3. Несколько опускают осветительную систему и частично прикрывают диафрагму.
4. При подъеме и опускании тубуса микроскопа наблюдают линию Бекке и отмечают направление ее движения при подъеме тубуса.
5. Определяют характер шагрени и рельефа.
6. Определяют величину показателя преломления минерала с помощью табл. 1.

Группа	n	Направление движения линии Бекке ¹	Шагреновая поверхность	Рельеф	Примеры минералов
I ($n_{\text{мин}} < n_{\text{к.б.}}$)	$< 1,52$	На канадский бальзам	Отчетливая	Отчетливый	Флюорит
	$1,52-1,54$	То же	Отсутствует	Отсутствует	Ортоклаз
	$\sim 1,54$	Отсутствует	То же	То же	Плагиоклазы в некоторых разрезах
	$1,54-1,56$	На минерал	Отсутствует	Отсутствует	Кварц
II ($n_{\text{мин}} > n_{\text{к.б.}}$)	$1,56-1,60$	То же	Слабая	Слабый	Слюда
	$1,60-1,68$	"	Средняя	Средний	Роговая обманка
	$1,68-1,76$	"	Сильная	Сильный	Пироксен
	$> 1,76$	"	Резкая	Резкий	Гранаты, сфен

¹При подъеме тубуса или опускании столика микроскопа.

Работа № 5

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СИЛЫ ДВОЙНОГО ЛУЧЕПРЕЛОМЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

По отношению к поляризованному свету кристаллы делят на две группы: оптически изотропные, обладающие одинаковыми оптическими свойствами по всем направлениям, и оптически анизотропные, свойства которых меняются в зависимости от направления. К первым относятся кристаллы кубической сингонии и минералы аморфного строения. Характерной особенностью изотропных минералов является то, что при скрещенных николях, т.е. при включенном анализаторе, они становятся темными, почти черными и не просветляются при повороте столика микроскопа. Иначе выглядят анизотропные минералы – кристаллы средних и низших сингоний.

Луч света, входя в пластинку анизотропного минерала, разлагается на два луча с разными показателями преломления, распространяю-

щиеся с различными скоростями и колеблющиеся во взаимно перпендикулярных плоскостях. Это явление получило название двойного лучепреломления, или двуупреломления.

Силой двойного лучепреломления (Δ) называется величина, показывающая насколько показатель преломления одного луча отличается от показателя преломления другого.

$$\Delta = n_1 - n_2, \quad (1)$$

где n_1 и n_2 – величины показателей преломления.

Сила двуупреломления – величина переменная. В зависимости от направления прохождения света в кристалле она изменяется от 0 до какого-то максимума, который принято считать истинной величиной силы двуупреломления данного минерала.

$$\Delta_{\text{ист}} = \Delta_{\text{max}} = n_g - n_p, \quad (2)$$

где n_g – наибольший по величине показатель преломления данного минерала, а n_p – наименьший.

Значения Δ для различных минералов колеблются в довольно широких пределах. Так, для нефелина она равна 0,005–0,006, для оливина в зависимости от химического состава – 0,035–0,040, а для кальцита достигает 0,172 – 0,180.

Определение силы двуупреломления минералов основано на изучении в шлифах явления интерференции световых волн, проходящих через систему: поляризатор – кристалл – анализатор.

Выше было сказано, что луч света, входя в кристалл, раздваивается и каждая из образовавшихся световых волн распространяется в кристалле со свойственной ей скоростью. В результате один луч обгоняет другой и между ними возникает разность хода R .

Величина разности хода измеряется в миллимикронах и прямо пропорциональна длине пути, пройденного в анизотропной среде, т.е. толщине кристаллической пластинки d , в нашем случае толщине шлифа и силе двуупреломления данного кристалла Δ :

$$R = d\Delta = d(n_g - n_p). \quad (3)$$

При прохождении световых лучей через анализатор наличие между ними той или иной разности хода обуславливает их интерференцию. В результате зерна минералов при изучении их в белом свете под микроскопом в скрещенных николях приобретают интерференционные окраски. Каждому значению разности хода соответствует своя интерференционная окраска. Следовательно, по характеру можно определить разность хода, которая в свою очередь связана с искомой Δ зависимостью (3). В итоге определение силы

двупреломления минерала сводится к определению интерференционной окраски.

Таблица или номограмма Мишель-Леви (рис. 8) графически выражает зависимость $R = d\Delta$.

На этой таблице внизу по горизонтали отложены значения разности хода в миллимикронах, каждому из которых отвечает определенная интерференционная окраска. При увеличении разности хода цветные полосы периодически повторяются. Это позволяет разбить их на порядки.

К первому порядку относятся серый, белый, желтый, оранжевый и красный цвета, постепенно переходящие друг в друга. Второй и третий порядки начинаются с фиолетового цвета, далее следуют синий, зеленый, желтый, оранжевый и красный. При сравнении интерференционных окрасок первых трех порядков видно, что в первом порядке имеются отсутствующие в других порядках серый и белый цвета, но нет синего и зеленого.

В первом и втором порядках цветные полосы окрашены наиболее ярко. Дальше они постепенно бледнеют, а при очень больших разностях хода все цвета сливаются и образуют интерференционную окраску, называемую белой высшего порядка.

Слева по вертикали на таблице Мишель-Леви отложена толщина шлифа d ($1 \text{ мк} = 0,001 \text{ мм}$). Из нижнего левого угла таблицы веерообразно вверх и вправо расходятся прямые линии, на концах которых указаны значения силы двупреломления.

При изучении интерференционной окраски минерала необходимо уметь определять ее порядок. Для этого пользуются так называемым правилом каемок: по периферии зерна наблюдается серия цветных каемок, последовательно повторяющая цвета таблицы Мишель-Леви.

Причина появления цветных каемок заключается в том, что зерна минералов в шлифе только в центральной своей части имеют толщину $0,03 \text{ мм}$, к периферии она уменьшается, а следовательно, в том же направлении уменьшается и разность хода. Это приводит к смене интерференционных окрасок от наиболее высоких в центральной части зерна к низким в краевых частях. Последовательность и число наблюдаемых каемок соответствует числу и последовательности цветных полос таблицы Мишель-Леви, расположенных влево от интерференционной окраски центральной части зерна. Например, если в центральной части зерно имеет окраску синюю второго порядка, то от края к центру будут последовательно наблюдаться серая, белая, желтая, красная и фиолетовая каемки. Если же в центре зерна наблюдается окраска синяя третьего порядка, то от краев к центру располагаются серая, белая, желтая, красная каемки первого порядка, далее —

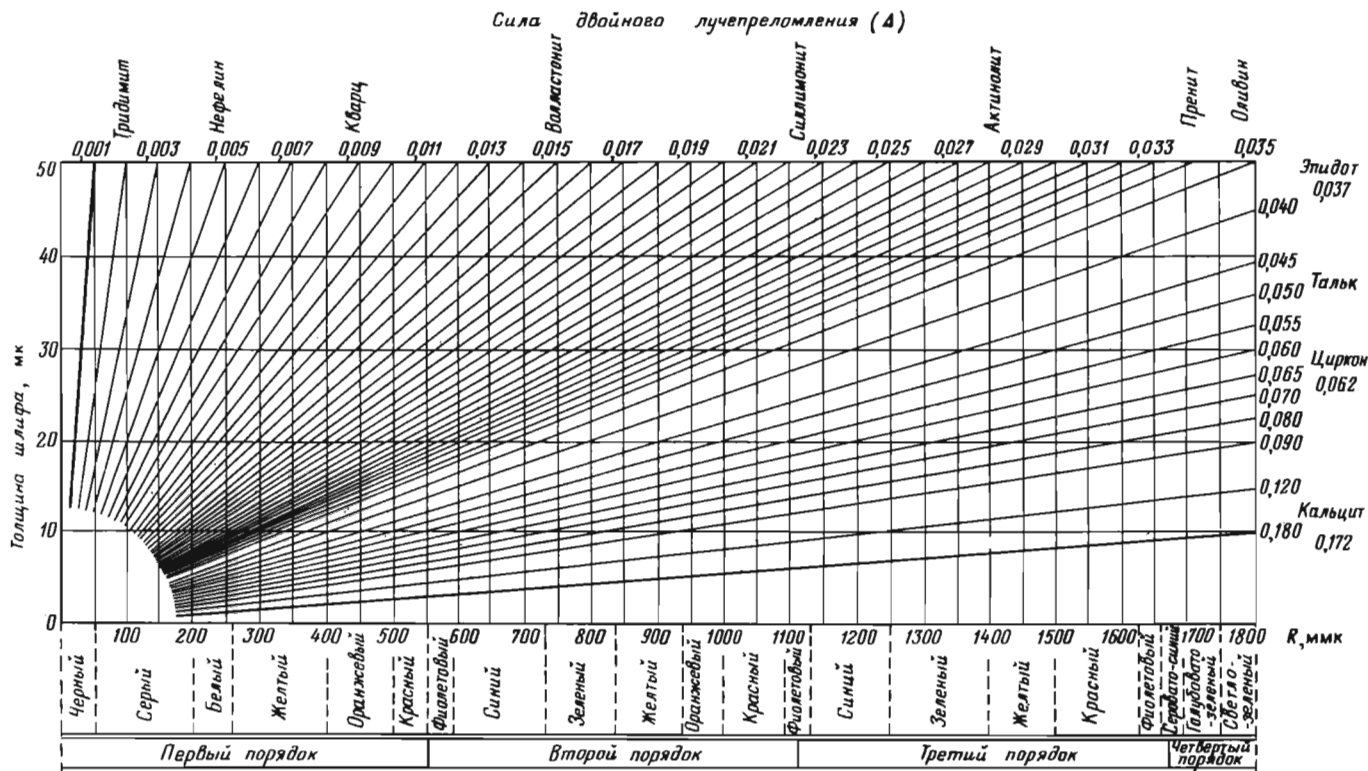


Рис. 8. Зависимость силы двойного лучепреломления (Δ) от разности хода (R) и толщины шлифа (таблица Мишель-Леви)

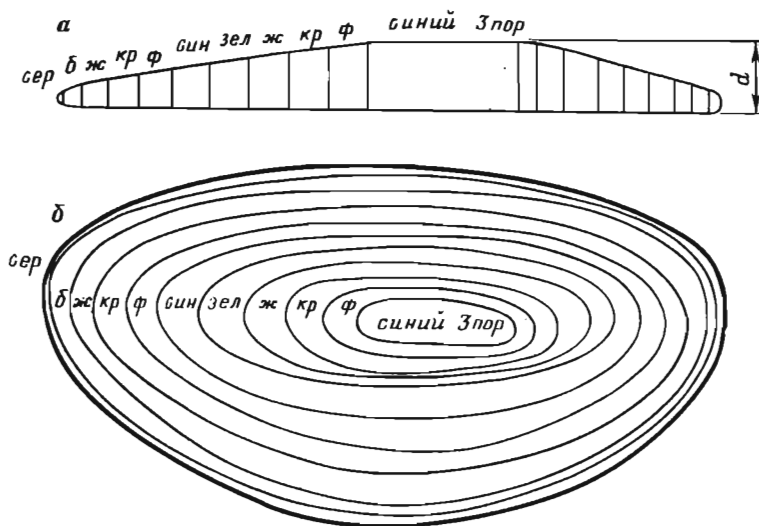


Рис. 9. Зависимость между толщиной зерна (d), разностью хода (R) и интерференционной окраской.

a — поперечный разрез; b — вид сверху

фиолетовая, синяя, зеленая, желтая, красная второго порядка и фиолетовая третьего порядка (рис. 9).

Прослеживая одну за другой цветные каемки, начиная от края к его центру, и сравнивая их с таблицей Мишель-Леви слева направо, мы устанавливаем интерференционную окраску и ее порядок, соответствующий данному разрезу минерала. Надо иметь в виду, что иногда толщина зерна в шлифе увеличивается не постепенно, а резко. Это приводит к выпадению некоторых цветных каемок. Однако целый порядок, как правило, никогда не может отсутствовать и, ориентируясь на оставшиеся каемки, например по числу красных или желтых, всегда можно правильно определить порядок интерференционной окраски в центральной части зерна.

Практически для определения величины силы двупреломления минерала необходимо в шлифе отыскать его зерно с наивысшей интерференционной окраской, затем по таблице Мишель-Леви найти точку пересечения этой окраски с горизонтальной линией, соответствующей 30 мк (0,03 мм — толщина шлифа). Через эту точку проходит одна из веерообразно расходящихся линий, на верхнем конце которой и указана искомая величина Δ .

Определение порядка интерференционной окраски в зернах бесцветных минералов обычно не вызывает затруднения, так как

цветные каемки видны отчетливо. При изучении в шлифах окрашенных минералов цветные полосы, особенно в пределах первого порядка, иногда трудно различимы. Это связано с тем, что хотя собственная окраска минерала и не влияет на характер интерференционной, но, просвечивая через эту окраску, она как бы затушевывает ее. Об этом необходимо помнить в случае изучения интенсивно окрашенных минералов.

Чтобы не принять низкие окраски первого порядка за высокие, С.К. Оникиенко предлагает при работе с окрашенными минералами обращать внимание на следующие признаки низкой окраски:

1) зерно имеет одинаковую окраску при выключенном и включенном анализаторе;

2) в краевых частях, где толщина зерна минимальная, наблюдается темно-серая каемка; цветные каемки более высоких окрасок отсутствуют;

3) в отличие от ярких и чистых интерференционных окрасок более высоких порядков зерно окрашено в более тусклые тона.

У ряда минералов, например, хлорита, эпидота и некоторых других, в скрещенных николях наблюдаются интерференционные окраски, которые не отвечают последовательности и цвету полосы таблицы Мишель-Леви. Они получили название аномальных. Причина их появления заключается в том, что световые волны разной длины распространяются в кристаллах минералов с разной скоростью и величины разности хода при прохождении через кристалл различны, а значит и сила двупреломления для них также заметно варьирует. При интерференции световых лучей в таких минералах наблюдаются ржаво-бурые, красно-фиолетовые, индигово-синие и другие окраски.

Аномальные интерференционные окраски относятся к числу диагностических признаков и поэтому всегда отмечаются при описании минерала. Определение величины силы двупреломления у таких минералов обычно не проводится.

Порядок проведения работы.

1. Регулируют микроскоп (освещение, центрировка, скрещенность николей).

2. На столик микроскопа устанавливают шлиф и с включенным анализатором просматривают все зерна изучаемого минерала. Выбирают зерно с наивысшей интерференционной окраской. Если интерференционные каемки тонкие и при объективах с 8- или 9-кратным увеличением трудно различимы, необходимо использовать объективы с 20- или даже 40-кратным увеличением.

3. С помощью таблицы Мишель-Леви определяют величину силы двупреломления минерала (по зерну с наивысшей интерференционной окраской).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРА ПОГАСАНИЯ, УГЛА ПОГАСАНИЯ И ОПТИЧЕСКОЙ ОРИЕНТИРОВКИ

Оптически анизотропные минералы при скрещенных николях и вращении предметного столика микроскопа на 360° четыре раза темнеют (погасают) и четыре раза просветляются, приобретая ту или иную интерференционную окраску. Кратко это явление можно объяснить следующим образом. Известно, что колебания световых волн в кристаллах взаимно перпендикулярны и параллельны осям индикатрисы¹. При повороте столика наступает момент, когда оси индикатрисы совпадут с направлением колебаний николей в микроскопе и световая волна, пройдя через поляризатор и кристалл, будет погашена анализатором, который не пропустит этих колебаний. В момент наилучшей видимости интерференционной окраски кристалла оси индикатрисы располагаются под углом 45° к направлению колебаний света в анализаторе и поляризаторе.

Анизотропные минералы обладают различным характером погасания. Одни из них имеют равномерное погасание — все зерно погасает одновременно, другие — неравномерное, когда при вращении столика микроскопа различные части зерна погасают в разное время. Разные виды неравномерного погасания кристаллов рассматриваются в работе № 8.

При изучении минералов первой группы очень важно определить оптическую ориентировку, т.е. определить в кристалле положение осей индикатрисы относительно кристаллографических осей (x , y , z). Последние, как известно, совпадают или с трещинами спайности, или с направлением удлинения зерна, или с хорошо развитыми гранями кристалла.

Практически, определение оптической ориентировки сводится к замеру угла между осью индикатрисы и спайностью или удлинением зерна. Этот угол получил название угла погасания. Он замеряется в разрезе, параллельном плоскости индикатрисы $N_g N_p$

¹Оптическая индикатриса — это поверхность, построенная на величинах показателей преломления, значения которых в масштабе откладываются по направлению колебаний светового луча. В кристаллах кубической сингонии оптическая индикатриса имеет вид шара, так как световые волны в них распространяются с одинаковой скоростью во всех направлениях. Для кристаллов тригональной, тетрагональной и гексагональной сингоний индикатриса представляет собой эллипсоид вращения, в котором ось вращения совпадает с осью симметрии высшего порядка (L_3 , L_4 , L_6). В минералах ромбической, моноклинной и триклинной сингоний оптическая индикатриса имеет вид эллипсоида с тремя взаимно перпендикулярными и неравными друг другу по величине осями.

(или, что то же самое, плоскости оптических осей), который характеризуется наивысшей для данного минерала интерференционной окраской (ось индикатрисы N_g пропорциональна наибольшему по величине показателю преломления n_g , а N_p – наименьшему n_p).

Как отмечалось в работе № 2, спайность наблюдается в виде системы параллельных трещин. Положение осей индикатрисы определяют в момент погасания зерна. Кристаллы погасают, т.е. становятся темными, тогда, когда направления осей индикатрисы, параллельно которым колеблется световой луч в кристалле, совпадают с направлением световых колебаний в николях.

В правильно отрегулированном микроскопе нити окуляра ориентированы параллельно плоскостям колебаний светового луча в поляризаторе и анализаторе. Это необходимо проверить, приступая к определению оптической ориентировки (порядок проверки приводится ниже). Следовательно, нити окуляра в момент погасания зерна указывают на положение осей индикатрисы в данном разрезе минерала.

Для измерения угла погасания берут отсчеты по лимбу столика микроскопа в двух его положениях. Первый отсчет берут тогда, когда направление трещин спайности параллельно одной из нитей окуляра (рис. 10, а). Второй отсчет проводят в момент погасания зерна, когда параллельно нитям окуляра располагаются оси индикатрисы минерала N_1 и N_2 (рис. 10, б).

Оси индикатрисы в кристаллах средних сингоний – тригональной, тетрагональной и гексагональной, а также ромбической и некоторых разрезах моноклинной сингонии совпадают с кристаллографическими осями, т.е. со спайностью. Угол погасания в таких кристаллах будет равен 0° (или 90°). Такой тип погасания получил название прямого.

В большинстве разрезов кристаллов моноклинной сингонии и в кристаллах триклинной сингонии оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими осями. Угол погасания в этом случае не равен 0° , а тип погасания называется косым. Таким образом, по типу погасания можно судить о том, к какой сингонии относится минерал: прямое погасание во всех разрезах имеют кристаллы средних и ромбической сингонии; наличие в одних зернах прямого погасания, а в других – косого присуще кристаллам моноклинной сингонии; косым погасанием во всех зернах обладают кристаллы триклинной сингонии.

При определении оптической ориентировки помимо расположения осей индикатрисы в кристалле необходимо знать их наименование, т.е. определить, какая из них является осью N_g , а какая N_p . Для этого используют компенсатор – кристаллическую пластинку (слюда, гипс или кварц) с известной величиной разности хода и заданным направлением осей индикатрисы. Обычно применяют кварцевый компенсатор с разностью хода 560 мкм, вдоль длинной сто-

Рис. 10. Определение угла погасания в кристалле.

Π — плоскость поляризации поляризатора;
 A — плоскость поляризации анализатора;
 α — угол погасания

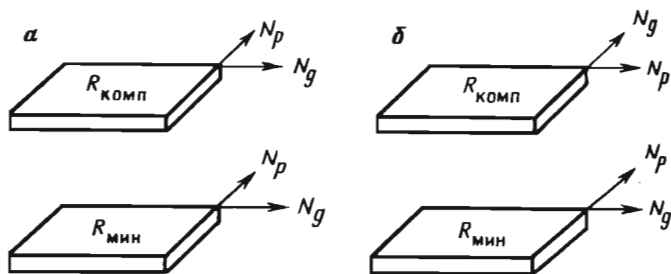
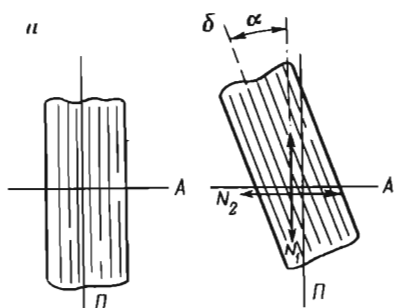


Рис. 11. Изменение интерференционной окраски в зависимости от расположения осей индикатрисы в кристалле и компенсаторе (правило компенсации).

a — интерференционная окраска зерна минерала повышается ($\Sigma R = R_{\text{мин}} + R_{\text{комп}}$); b — интерференционная окраска зерна понижается ($\Sigma R = R_{\text{мин}} - R_{\text{комп}}$)

роны оправы которого располагается ось индикатрисы N_p , а вдоль короткой — N_g . При очень высоких интерференционных окрасках исследуемого минерала удобнее применять слюдяной компенсатор, имеющий разность хода 150 мкм.

Если при введении в оптическую систему микроскопа компенсатора оси индикатрисы в нем и в зерне изучаемого минерала совпадают по направлению и наименованию, то в соответствии с правилом компенсации разность хода компенсатора прибавляется к разности хода минерала, вследствие чего интерференционная окраска зерна повышается на 560 или 150 мкм (рис. 11, a). В случае совпадения разноименных осей индикатрисы в зерне и компенсаторе разность хода последнего вычитается из разности хода минерала (или наоборот), а интерференционная окраска зерна при этом понижается (см. рис. 11, b).

Порядок проведения работы.

1. Регулируют микроскоп (освещение, центрировка, скрещенность николей).
2. Нити окуляра устанавливают параллельно плоскостям колебаний поляризатора и анализатора, для чего используют особенности

плеохроизма биотита. Известно, что окраска биотита становится наиболее темной, когда направление световых колебаний совпадает со спайностью.

Для установки нитей окуляра поступают следующим образом. Анализатор выключают и в точку пересечения нитей окуляра помещают зерно биотита с хорошо выраженными трещинами спайности. Затем столик микроскопа поворачивают до момента наиболее темной окраски биотита. В таком положении одна из нитей окуляра должна быть параллельна его спайности. Если этого не наблюдается, то следует повернуть окуляр так, чтобы нить совпала с направлением трещин спайности.

3. На столик микроскопа устанавливают шлиф с исследуемым минералом и с включенным анализатором находят зерно с четкими трещинами спайности и наиболее высокой интерференционной окраской (в таком сечении в плоскости шлифа располагаются оси N_g и N_p). Это зерно помещают в центр поля зрения.

4. Столик микроскопа поворачивают до момента, когда трещины спайности минерала совпадут по направлению с одной из нитей окуляра. В таком положении делают первый отсчет по лимбу столика.

5. Столик поворачивают в сторону ближайшего положения погасания до полного погасания зерна и делают второй отсчет. Разница отсчетов соответствует величине угла погасания α .

6. Зерно зарисовывают в момент погасания, наносят оси индикатрисы (параллельно нитям окуляра), трещины спайности, грани кристалла или направление удлинения и указывают измеренный угол погасания α (рис. 12). Зарисовку можно делать и при выключенном анализаторе, чтобы лучше видеть спайность.

7. Из положения погасания столик микроскопа поворачивают на 45° для совмещения осей индикатрисы минерала с осями индикатрисы компенсатора (на сделанном рисунке стрелкой указывают направле-

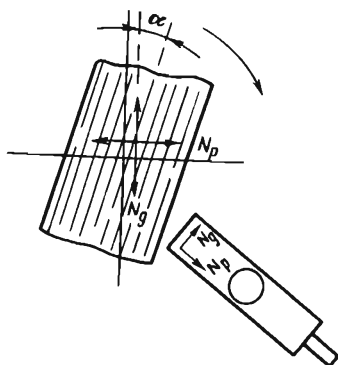


Рис. 12. Определение оптической ориентировки и знака удлинения кристалла.

Зерно зарисовано в момент погасания. На рисунке показаны расположение осей индикатрисы (N_g , N_p) и угол погасания (α)

ние поворота столика). В таком положении зерна наиболее отчетливо наблюдается его интерференционная окраска, а оси индикатрисы минерала располагаются параллельно осям индикатрисы компенсатора.

8. В специальную прорезь в тубусе микроскопа, расположенную непосредственно над объективом, вводится компенсатор, при этом отмечают изменение интерференционной окраски зерна минерала. Повышение ее означает, что в кристалле и компенсаторе совпадают одноименные оси индикатрис и, следовательно, ось индикатрисы минерала, параллельная длинной стороне компенсатора, является осью N_p , в случае же понижения интерференционной окраски – осью N_g (следует помнить, что изменение окраски происходит на величину, соответствующую разности хода компенсатора).

9. На зарисовке подписывают наименования осей индикатрисы и результаты работы выражают в следующем виде:

$$cN_g = \alpha, cN_p = 90^\circ - \alpha,$$

где c – условное обозначение спайности.

Например, угол погасания α (см. рис. 12), равный 15° , образован спайностью и осью N_g , поэтому $cN_g = 15^\circ$; тогда $cN_p = 90^\circ - \alpha = 75^\circ$.

10. Определяют знак удлинения или знак главной зоны минерала. Удлинение минерала считается положительным, если ближайшей осью индикатрисы по отношению к длинной стороне кристалла или направлению спайности является ось N_g , т.е. $cN_g < 45^\circ$, и отрицательным, если этой осью является N_p . В последнем случае $cN_p < 45^\circ$.

Работа № 7

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОСТИ МИНЕРАЛА, ОПТИЧЕСКОГО ЗНАКА И ВЕЛИЧИНЫ УГЛА ОПТИЧЕСКИХ ОСЕЙ (2V)

В оптически анизотропных кристаллах имеются направления, распространяясь по которым лучи света не испытывают двойного лучепреломления ($\Delta = 0$). Эти направления получили название оптических осей.

В кристаллах средних сингоний (гексагональной, тетрагональной и тригональной) одна оптическая ось, поэтому они относятся к группе оптически одноосных кристаллов. Оптическая ось в них совпадает с одной из осей индикатрисы.

Кристаллы низших сингоний (ромбической, моноклинной и триклинной) имеют два направления, в которых не происходит двойного лучепреломления. Они составляют группу оптически двуос-

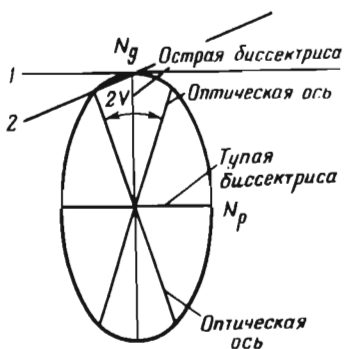


Рис. 13. Сечение индикатрисы двuosного кристалла. Разрез перпендикулярен: 1 — к острой биссектрисе; 2 — к оптической оси

ных кристаллов. Оптические оси в двuosных кристаллах располагаются в главном сечении индикатрисы под углом к друг другу. Этот угол принято обозначать $2V$.

Главное сечение индикатрисы имеет вид эллипса, полуоси которого пропорциональны наибольшему по величине (n_g) и наименьшему (n_p) показателям преломления и обозначаются соответственно N_g и N_p . Это сечение называют еще и плоскостью оптических осей. Оси индикатрисы N_g и N_p служат биссектрисами угла оптических осей (рис. 13). Одна из них делит пополам острый угол между оптическими осями и поэтому ее принято называть острой биссектрисой; другая ось — биссектриса тупого угла и называется тупой.

Величина угла оптических осей $2V$ изменяется в кристаллах от 0° (обе оси сливаются в одну и мы имеем дело с одноосным кристаллом) до 90° .

Как одноосные, так и двuosные кристаллы делятся на оптически положительные и оптически отрицательные. Оптический знак в одноосных кристаллах принято определять по соотношению показателей преломления обыкновенного (n_o) и необыкновенного (n_e) лучей. Обыкновенным лучом принято называть световой луч, распространяющийся с постоянной скоростью и постоянным по величине показателем преломления ($n_o = \text{const}$), необыкновенным — распространяющийся с переменной скоростью и показателем преломления ($n_e \neq \text{const}$). В положительных кристаллах $n_e > n_o$, в отрицательных $n_e < n_o$.

В двuosных кристаллах оптический знак определяется по соотношению $n_g - n_m$ и $n_m - n_p$, где n_m — показатель преломления, по величине промежуточный между n_g и n_p ($n_p \leq n_m \leq n_g$). Для оптически положительных кристаллов $n_g - n_m > n_m - n_p$, а для отрицательных — $n_g - n_m < n_m - n_p$. Оптический знак можно также определить по характеру острой биссектрисы: в оптически положительных кристаллах острая биссектриса — N_g , а в отрицательных — N_p .

Рис. 14. Интерференционная фигура одноосного кристалла (а), определение оптического знака (б, в) в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

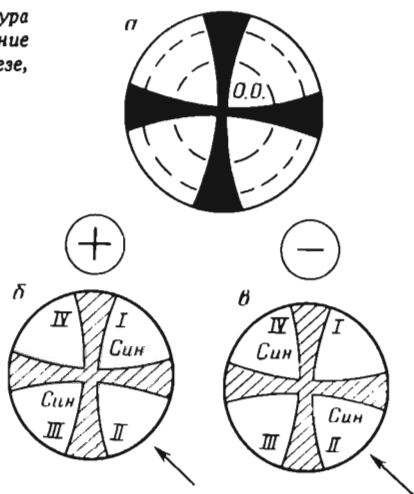


Рис. 15. Интерференционная фигура одноосного кристалла в косом разрезе (стрелками показано направление вращения столика микроскопа)



Изучают ось, оптический знак и угол $2V$ под микроскопом в ориентированных разрезах при скрещенных николях (с включенным анализатором), с короткофокусным объективом, имеющим 60-кратное увеличение, в сходящемся свете, для получения которого при поднятой до предела осветительной системе микроскопа вводят линзы Лазо и Бертрана. При этом наблюдается характерная для каждого разреза так называемая интерференционная, или коноскопическая, фигура, по виду которой определяют ось и для двуосных кристаллов величину $2V$. Оптический знак определяют с помощью компенсатора.

Одноосные кристаллы изучают в разрезе, перпендикулярном или почти перпендикулярном к оптической оси. В разрезе, ориентированном перпендикулярно к оптической оси, интерференционная фигура имеет вид темного креста, ветви которого пересекаются в центре поля зрения, т.е. в точке выхода оптической оси, и совпадают с направлением световых колебаний поляризатора и анализатора (рис. 14, а). При вращении столика микроскопа крест остается неподвижным.

Если интерференционную фигуру наблюдать в косом разрезе, т.е. не точно перпендикулярном к оптической оси, то место пересечения ветвей креста будет смещено относительно центра поля зрения микро-

скопа. В таком случае при вращении столика микроскопа ветви креста перемещаются, оставаясь все время параллельными самим себе. Горизонтальная ветвь перемещается снизу вверх или сверху вниз, а вертикальная – справа налево или слева направо (рис. 15).

Ветви креста в одноосных кристаллах располагаются на фоне монохроматических колец, число которых зависит от силы двойного лучепреломления изучаемого минерала. В минералах, у которых она невелика (не выше 0,012–0,015), видны кольца серой и белой интерференционной окраски первого порядка (кварц, апатит). В минералах с высокой Δ (выше 0,030), например у биотита или кальцита, наблюдаются кольца интерференционных окрасок, соответствующие нескольким порядкам таблицы Мишель-Леви.

Знак минерала определяется по характеру расположения цветных пятен, которые появляются вблизи пересечения ветвей креста, при введении компенсатора. Оптический знак минерала считается положительным, если синие пятна появляются в квадрантах *I* и *III*, т.е. поперек направления движения компенсатора (см. рис. 14, б). В отрицательных минералах синие пятна появляются во *II* и *IV* квадрантах, т.е. по ходу движения компенсатора (см. рис. 14, в).

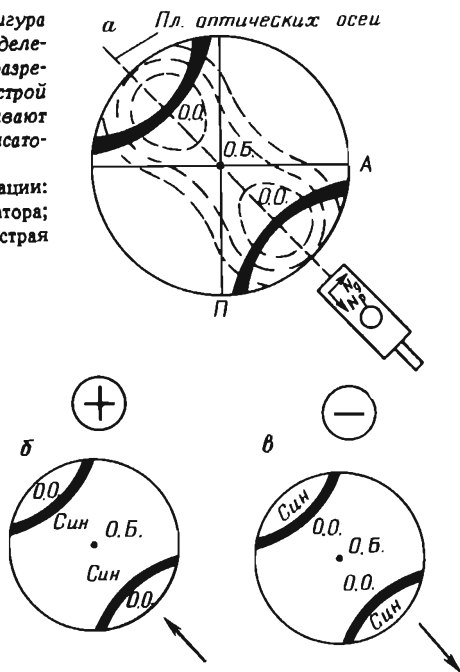
Двуосные кристаллы. Определяют осность, величину $2V$ и оптический знак в двуосных кристаллах в разрезе, перпендикулярном к острой биссектрисе (о.б.), и разрезе, перпендикулярном к оптической оси (о.о.) (см. рис. 13).

Интерференционная фигура в первом разрезе имеет вид двух темных изогнутых линий – ветвей гиперболы, или изогирь, располагающихся в поле зрения симметрично относительно точки выхода острой биссектрисы (рис. 16, а). При вращении столика микроскопа ветви гиперболы перемещаются: они то сходятся в центре поля, образуя фигуру, напоминающую крест одноосных кристаллов, то расходятся. В момент максимального расхождения гипербол в их вершинах находятся выходы оптических осей. Вокруг точек выхода оптических осей наблюдаются интерференционные окраски в виде цветных линий (лемнискат). Величина расхождения гипербол зависит от величины угла $2V$: чем больше этот угол, тем быстрее и дальше расходятся ветви гипербол. Если угол $2V$ не превышает 35–40°, они постоянно остаются в поле зрения, если этот угол составляет 45–50° – гиперболы расходятся так, что их вершины располагаются на границе поля зрения. В случае, когда угол $2V$ большой (50° и более) – ветви гиперболы при вращении столика микроскопа уходят за пределы поля зрения.

Определение оптического знака проводится с помощью компенсатора. Он вводится в момент, когда плоскость оптических осей совпадает с направлением движения компен-

Рис. 16. Интерференционная фигура двуосного кристалла (а) и определение оптического знака (б, в) в разрезе, перпендикулярном к острой биссектрисе (стрелки указывают направление движения компенсатора).

Положение плоскости поляризации: А — анализатора, П — поляризатора; О.О. — оптическая ось, О.Б. — острая биссектриса



сатора. Кристалл считается положительным, если на выпуклой стороне гипербол появляются синие пятна (см. рис. 16, б), и отрицательным, если они появляются на вогнутой стороне гипербол (см. рис. 16, в).

В разрезе, перпендикулярном к оптической оси, наблюдается одна гипербола, которая при вращении столика микроскопа также будет вращаться, но в обратную сторону. Вокруг выхода оптической оси располагаются полоски интерференционных окрасок (части лемнискат), которых тем больше, чем выше двупреломление минерала (рис. 17, а).

Степень изогнутости гипербола зависит от величины угла $2V$ и может быть критерием для его определения. Чем сильнее изогнута гипербола, тем меньше угол $2V$ и наоборот (см. рис. 17, в).

Для определения оптического знака минерала в этом разрезе необходимо повернуть столик микроскопа так, чтобы гипербола располагалась поперек направления введения компенсатора. У положительного кристалла при этом синее пятно появится на выпуклой стороне гипербола, у отрицательного — на вогнутой (см. рис. 17, б).

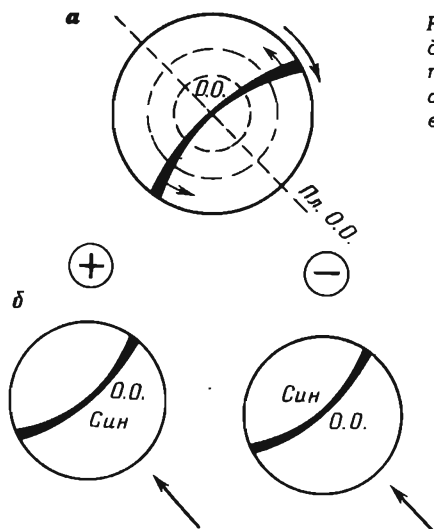
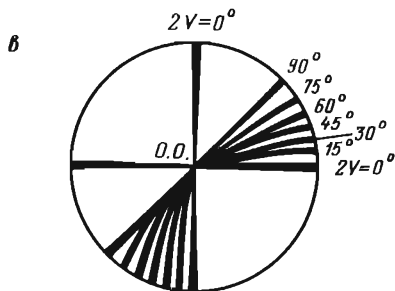


Рис. 17. Интерференционная фигура двуюсного кристалла в разрезе, перпендикулярном к оптической оси (а), определение оптического знака (б) и величины угла $2V$ (в)



Ориентированные разрезы, используемые для определения осности, оптического знака и относительной величины угла $2V$, характеризуются низкими интерференционными окрасками. Разрезы, точно перпендикулярные к оптической оси, в скрещенных николях темные, почти черные и при вращении столика не просветляются, так как луч света в этом случае распространяется, не испытывая двойного лучепреломления ($\Delta = 0$ и $R = 0$). В косом относительно оптической оси разрезе, а также в разрезах, перпендикулярных к острой биссектрисе, зерно имеет более высокую окраску ($R \neq 0$). Однако не рекомендуется использовать разрезы с окраской выше белой или светло-желтой первого порядка, т.к. интерференционные фигуры в этом случае получаются неясными, расплывчатыми.

Порядок проведения работы.

1. Регулируют микроскоп (освещение, тщательная центрировка объективов с 8- или 9-кратным увеличением, скрещенность николей).

2. При включенном анализаторе находят зерно определяемого минерала с наиболее низкой интерференционной окраской (желательно не выше темно-серой или серой первого порядка) и устанавливают в центре поля зрения.

3. Объектив с 8- или 9-кратным увеличением меняют на 60-кратный, который затем осторожно, только поднимая тубус микроскопа, фокусируют и тщательно центрируют. Поскольку этот объектив имеет малый диаметр поля зрения, наличие даже незначительного эксцентриситета может привести к тому, что выбранное для

определения зерно при вращении столика микроскопа уйдет за пределы поля зрения.

4. Поднимают осветительную систему и включают линзу Лазо.

5. Вынимают окуляр или включают линзу Бертрана (в последнем случае окуляр не вынимают).

6. При вращении столика микроскопа наблюдают интерференционную фигуру, по виду которой определяют осность минерала и ориентировку разреза.

7. В двuosных минералах по степени изогнутости гиперболы или величине максимального расхождения гипербол приблизительно определяют угол оптических осей $2V$.

8. С помощью компенсатора определяют оптический знак минерала.

Работа № 8

СХЕМА ПОЛНОГО ОПИСАНИЯ МИНЕРАЛА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЕГО ПОД МИКРОСКОПОМ

Приступая к описанию исследуемого минерала, необходимо внимательно просмотреть всю породу в шлифе с малым увеличением (объектив $\times 3,7$ или $\times 3,5$) при одном николе, в скрещенных николях и примерно оценить, из скольких и каких пороодообразующих минералов она состоит. После этого устанавливают объектив $\times 8$ или $\times 9$ и изучаемый минерал описывают в следующем порядке.

1. Процентное содержание минерала в породе (в % приблизительно, без подсчета зерен) определяют под микроскопом визуально, путем сравнения площади, занимаемой минералом, с площадью поля зрения.

2. Размеры зерен минерала. Для определения размеров используют микрометрическую линейку, имеющуюся в окуляре $\times 6$ (см. работу № 1). Измеряют длину и ширину преобладающих по размеру зерен, а также размеры самых мелких и самых крупных зерен.

3. Характеристика формы зерен минерала (см. работу № 2). Отмечают степень идиоморфизма зерен минерала и особенности их формы: таблитчатые, ромбовидные (см. рис. 5, 6, 7), округлые, близкие к шестиугольным и т.д.

④ Характеристика включений. Отмечают наличие или отсутствие включений, их количество, распределение, состав (твердые, жидкие, газообразные).

Твердые включения отличаются четким идиоморфизмом, например апатит или циркон в биотите, для жидких включений характерны

неправильные очертания и относительно тонкие контуры, а газообразные чаще всего имеют округлую форму с грубыми контурами.

5. Степень измененности минерала. Указывают наличие или отсутствие продуктов разрушения, количество продуктов разрушения, минеральный состав, характер процесса разрушения по краям зерна, по трещинам или по всему зерну.

6. Спайность минерала (см. работу № 2). Отмечают наличие или отсутствие спайности, ее степень совершенства, число направлений, в которых проходят трещины спайности, величину угла спайности.

7. Цвет и плеохроизм минерала (см. работу № 3). Для окрашенных минералов в прозрачных шлифах отмечают интенсивность окраски, распределение окраски в зернах минерала, характер плеохроизма.

8. Показатель преломления минерала определяют методом сравнения его с показателем преломления канадского бальзама (см. работу № 4).

Перечисленные выше определения проводят с одним никодем, т.е. с выключенным анализатором. Дальнейшие определения проводят при скрещенных николях.

9. Изотропность или анизотропность минерала. Оптически изотропные минералы (кристаллы кубической сингонии и минералы аморфного строения) не обладают двойным лучепреломлением ($n = \text{const}$, $\Delta = 0$) и с включенным анализатором все их зерна при вращении столика микроскопа остаются темными, погасшими.

Исследование изотропных минералов на этом заканчивают. Перечисленные ниже определения касаются только анизотропных минералов.

Оптически анизотропные минералы (кристаллы средних и низших сингоний) характеризуются наличием двойного лучепреломления ($\Delta \neq 0$), вследствие чего в скрещенных николях они обладают интерференционной окраской и при вращении столика микроскопа то просветляются, то погасают.

10. Силу двойного лучепреломления определяют в зернах с наивысшей интерференционной окраской (см. работу № 5).

11. Характер погасания минерала.

Для минералов с равномерным погасанием определяются угол погасания, оптическая ориентировка и знак удлинения (см. работу № 6).

При описании минералов с неравномерным погасанием следует отметить тип погасания: закономерное – простое и сложно-двойниковое, зональное, или незаконномерное – волнистое, или облачное, агрегатное, волокнистое и др. (рис. 18).

12. Осность, оптический знак и примерную величину угла $2V$ определяют в зернах с минимальной интерференционной окраской (не выше темно-серой или серой первого порядка) (см. работу № 7).



Рис. 18. Характер погасания минералов

Проведенное исследование морфологических особенностей минерала и его оптические константы позволяют отнести минерал к той или другой группе и определить его название. Для этого сначала можно воспользоваться круговой диаграммой (рис. 19), а затем уточнить полученные данные по подробному описанию оптических свойств минералов, приведенному ниже в данном руководстве или в одном из определителей и учебных пособий [1, 11, 13 и др.].

Круговая диаграмма, или номограмма для определения минералов, представляет собой круг, разделенный на четыре квадранта. В двух правых квадрантах расположены двусосные минералы, а в двух левых – одноосные. Верхняя часть диаграммы – поле оптически положительных минералов, а нижняя – оптически отрицательных.

Радиальные линии соответствуют величине показателя преломления n , которая изменяется в каждом квадранте от 1,42 до 3. Значениям силы двупреломления соответствуют концентрически расположенные окружности, причем, чем они дальше от центра, тем меньшей величине Δ они отвечают. Масштаб шкалы показателей преломления и силы двойного лучепреломления выбран условно и сохраняется постоянным только в указанных пределах.

На диаграмме выделены линии – показателя преломления канадского бальзама ($n_{к.б} = 1,537$) и силы двупреломления кварца ($\Delta = 0,009$), которые при кристаллооптических определениях используют в качестве эталонных значений.

В виде кружков на диаграмме изображены наиболее распространенные минералы. Цифра внутри кружка обозначает номер минерала, под которым он описывается в тексте данного руководства.

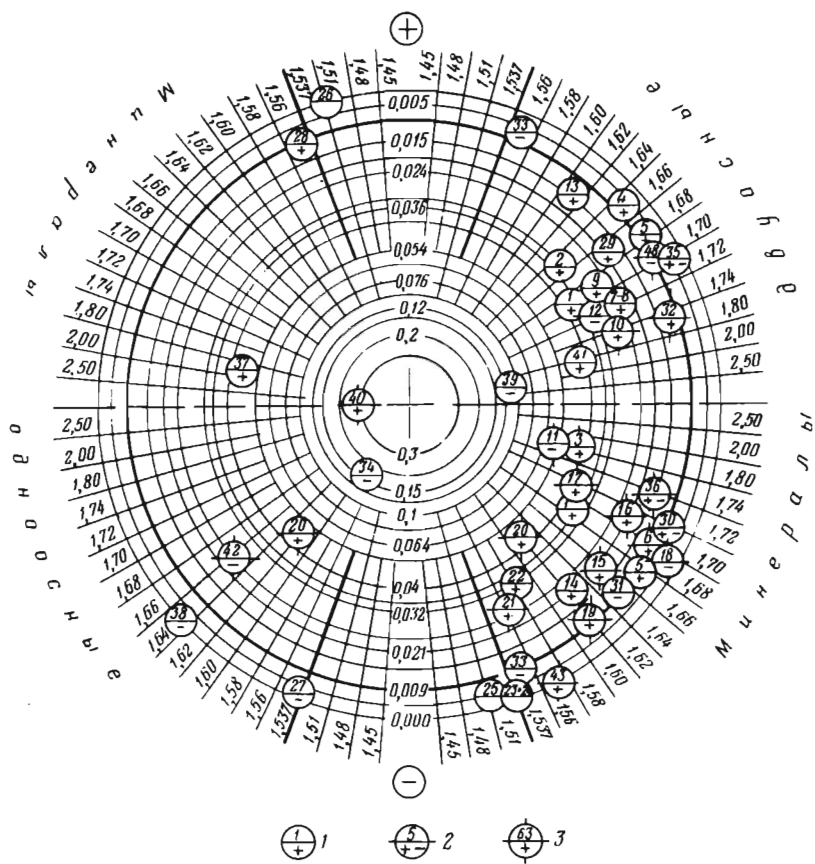


Рис. 19. Круговая диаграмма для определения минералов по оптическим свойствам (по В.Б. Смирнову, М.А. Токареву, 1984 г.).

В числителе — номер минерала в описании, в знаменателе знак удлинения; минералы: 1 — бесцветные, 2 — окрашенные, не плеохроирующие, 3 — окрашенные и плеохроирующие (минералы, обладающие переменным оптическим знаком (\pm), включены в число как оптически положительные, так и оптически отрицательных кристаллов)

Кружки разделены горизонтальной линией. Для бесцветных анизотропных минералов она не выходит за пределы кружка. Окрашенные неплеохроирующие минералы обозначены кружком с горизонтальной линией, выходящей за его пределы, а окрашенные и плеохроирующие — кружком с двумя взаимно перпендикулярными линиями (горизонтальной и вертикальной), выходящими за его пределы. Плюс или минус в кружке показывает знак удлинения или главной зоны минерала.

Таким образом, чтобы с помощью круговой диаграммы определить название минерала, необходимо знать следующие его свойства: оснoсть; оптический знак; показатель преломления; силу двупреломления; окраску; наличие или отсутствие плеохроизма; оптическую ориентировку.

Контрольные вопросы

1. Как определить общее увеличение микроскопа?
2. Каково назначение диафрагмы?
3. Чему равняется цена минимального деления микрометрической линейки с объективом $\times 8$?
4. Как устанавливается шлиф на столике микроскопа?
5. Какое вещество используется для приклеивания среза горной породы к предметному и покровному стеклам? Какова толщина среза?
6. Что необходимо сделать для проверки правильности взаимного расположения поляризатора и анализатора?
7. Каково правильное положение нитей в окуляре микроскопа?
8. В чем заключается центрировка микроскопа?
9. Назовите основные факторы, оказывающие влияние на форму кристаллов в породах.
10. Что характерно для кристаллов, называемых идиоморфными, гипидиоморфными или ксеноморфными?
11. Может ли форма зерен минерала относиться к числу диагностических признаков?
12. Что называется спайностью кристаллов?
13. Как проявляется под микроскопом спайность?
14. По каким признакам можно отличить совершенную спайность от несовершенной?
15. В скольких направлениях наблюдается спайность у большинства породобразующих минералов?
16. Чем различается спайность минералов из группы слюд от спайности амфиболов, пироксенов?
17. Какое свойство минералов называется плеохроизмом?
18. Какие минералы обладают плеохроизмом?
19. В чем проявляется плеохроизм под микроскопом?
20. Относится ли плеохроизм к числу диагностических свойств минералов?
21. При каком положении николей (поляризатора и анализатора) изучают плеохроизм?
22. Какими особенностями должны обладать трещины спайности в зерне минерала, выбранного для определения величины угла спайности?
23. Какими методами определяют показатели преломления минералов? Что в них общего?
24. С помощью каких световых эффектов можно под микроскопом определить показатель преломления?
25. Что необходимо сделать при наблюдениях за характером рельефа и шагреновой поверхности у минералов?
26. Как определить, у какого из минералов в шлифе величина показателя преломления больше?

27. При каких значениях показателя преломления линия Бекке на контакте минерал – канадский бальзам не видна?
28. В чем заключается свойство двойного лучепреломления?
29. Дайте определение понятия "сила двойного лучепреломления".
30. При каком положении поляризатора и анализатора наблюдается эффект двойного лучепреломления?
31. Все ли минералы обладают двойным лучепреломлением?
32. С какими величинами связана сила двойного лучепреломления?
33. Вследствие чего у минералов под микроскопом наблюдаются интерференционные окраски?
34. На каких параметрах построена таблица Мишель-Леви?
35. Перечислите цвета интерференции, относящиеся к первому порядку.
36. Чему равняется Δ минерала, если в центре зерна интерференционная окраска ярко-зеленая, а далее к его краям наблюдаются две концентрически расположенные фиолетовые каемки (толщина шлифа (d) равна 0,03 мм)?
37. Какую разность хода создает минерал зеленого цвета, если при скрещенных николях его окраска не меняется?
38. Каково положение осей индикатрисы в зерне минерала в момент его погасания?
39. Кристаллы каких сингоний обладают свойством погасания?
40. Сколько раз погасает кристалл при повороте столика микроскопа на 360° ?
41. Зерно минерала находится в положении погасания. Что произойдет с ним при повороте столика микроскопа на 45° ?
42. Существует ли связь между положением нитей в окуляре микроскопа и расположением плоскостей поляризации в поляризаторе и анализаторе?
43. По каким признакам выбирают зерно минерала для определения угла погасания и оптической ориентировки?
44. Укажите особенности погасания кристаллов ромбической сингонии.
45. Как погасают кристаллы триклинной сингонии?
46. Приведите величину разности хода, создаваемую кварцевым компенсатором. Какая ось индикатрисы совпадает с длинной стороной компенсатора?
47. Спайность располагается параллельно длинной стороне кристалла, $cN_p = 15^\circ$. Каков знак удлинения?
48. По каким признакам выбирается в шлифе зерно минерала для определения осности и оптического знака?
49. Какой объектив необходимо использовать для получения коноскопической фигуры?
50. Каков принцип построения индикатрисы?
51. Дайте определение понятия "оптическая ось кристалла".
52. Что означает величина $2V$?
53. Каков оптический знак кристалла, если острой биссектрисой угла $2V$ является N_g ?
54. Какой вид имеет коноскопическая или интерференционная фигура одноосных кристаллов?
55. Как выглядит интерференционная фигура двuosных кристаллов в разрезах, перпендикулярных оптической оси?
56. Интерференционная фигура имеет вид двух гипербол, расходящихся при вращении столика микроскопа до краев поля зрения. При введении компенсатора на их выпуклой стороне появляются синие пятна. Что это означает?
57. В поле зрения наблюдается одна гипербола. При вращении столика она не

изгибается. Где располагается оптическая ось кристалла и какова величина угла $2V$?

58. Какие из оптических свойств минерала определяются при выключенном анализаторе?

59. Перечислите оптические свойства, определяемые в ориентированных разрезах.

60. По каким признакам находят разрезы для определения силы двойного лучепреломления минерала?

61. Сколько и какие оптические константы необходимо определить у минерала, чтобы для его диагностики воспользоваться круговой диаграммой на рис. 19?

МИНЕРАЛЫ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Среди минералов, входящих в состав магматических и метаморфических пород, выделяют главные, или породообразующие, второстепенные и акцессорные. Первые слагают основную часть породы и на их составе и содержании строятся классификации пород. К этой группе минералов относятся полевые шпаты, амфиболы, слюды, кварц, фельдшпатицы и др. Однако эти же минералы могут составлять незначительную долю в породе, например плагиоклаз в перидотите или кварц в габбро. В таком случае они являются второстепенными компонентами.

Акцессорные минералы содержатся в породах в ничтожно малых количествах (доли процента), в виде мелких зерен (десятые доли миллиметра) и лишь в отдельных случаях образуются скопления, представляющие промышленный интерес.

Помимо указанных выше групп, в состав пород могут входить вторичные, или эпигенетические, минералы, которые являются либо продуктами замещения минералов первой группы, либо продуктами более поздних гидротермальных процессов. Нередко одни и те же минералы в разных породах выполняют различную роль. В одной они – главные, породообразующие, в других – второстепенные, а в третьих – вторичные.

Ниже приводится характеристика важнейших представителей породообразующих минералов магматических и метаморфических пород, наиболее распространенных акцессорных и некоторых часто встречающихся вторичных минералов.

Группа оливина (1)¹

Минералы этой группы представляют собой изоморфный ряд, крайние члены которого форстерит (2) – Mg_2SiO_4 и фаялит (3) – Fe_2SiO_4 . По структуре они относятся к островным силикатам и кристаллизуются в ромбической сингонии.

Минералы группы оливина обладают большим сходством: они образуют изометрические кристаллы с хорошо развитыми гранями пинакоидов и призмы, имеют неровный излом, стеклянный блеск, твердость 6,5–7. Однако различия в химическом составе определяют изменения и некоторых физических свойств. Например, магнезиальные разновидности окрашены в светлый зеленовато-серый цвет, плотность их составляет 3,22 г/см³. По мере возрастания содержания железа окраска минералов становится более темной – зеленовато-желтой, зеленой, темно-серой до черного; плотность также изменяется, постепенно увеличиваясь и достигая 4,39 г/см³ у фаялита. Высокое содержание этих минералов в породах придает последним темный, зеленовато-серый, иногда почти черный цвет.

В прозрачных шлифах минералы группы оливина наблюдаются в виде бесцветных, округлых, реже ромбовидных зерен (рис. 20), с несовершенной спайностью в одном направлении, которая имеет вид тонких, прерывистых или сплошных, но извилистых трещин. Во многих случаях они вообще отсутствуют. Характерно для этих минералов прямое погасание относительно спайности или удлинения. Многие оптические свойства закономерно связаны с их химическим составом (табл. 2).

Минералы описываемой группы относятся к числу малоустойчивых, они легко изменяются под воздействием гидротерм и процессов выветривания, замещаясь различными вторичными минералами: серпентином, тальком, магнетитом, хлоритом, тремолитом и др. Наиболее распространен из них серпентин, который обычно развивается по извилистым трещинкам, с образованием весьма характерной петельчатой структуры. Часто процесс серпентинизации оливина настолько интенсивен, что он почти нацело замещается вторичным минералом. В массе серпентина сохраняются в виде островков лишь небольшие реликтовые зерна неизмененного оливина (рис. 21).

Чистый форстерит встречается только в метаморфических породах. Чистый фаялит входит в состав как магматических, так и метаморфических пород, но относится к числу редких минералов. Наиболее

¹Здесь и далее цифра в скобках около названия минерала отвечает номеру этого минерала на номограмме (см. рис. 19).



Рис. 20. Сечения зерен оливина в шлифах



Рис. 21. Петельчатая структура разрушения оливина. Черное — рудный минерал ($d \approx 3$ мм, с одним николем)

Таблица 2

Оптические свойства минералов группы оливина

Химическая формула	Минерал	Показатель преломления			$\Delta = n_g - n_p$	Оптический знак	Угол $2V$, градусы
		n_g	n_m	n_p			
Mg_2SiO_4	Форстерит	1,670	1,651	1,635	0,035	+	82
$(Mg,Fe)_2SiO_4$	Оливин	1,710	1,695	1,655	0,040	\pm	~ 90
Fe_2SiO_4	Фаялит	1,879	1,869	1,827	0,052	-	45-50

распространенный минерал этой группы — оливин, в составе которого примерно 80 % форстеритовой составляющей и 20 % — фаялитовой. Оливин типичен для основных и ультраосновных интрузивных и эффузивных пород (дунит, перидотит, габбро, базальт и др.).

Группа пироксенов

По кристаллохимической структуре пироксены относятся к цепочным силикатам. Общие признаки минералов этой группы — преимущественно короткопризматический облик кристаллов с хорошо развитыми гранями призмы и пинакоидов (рис. 22), совершенная спайность в двух направлениях под углом $87-89^\circ$, значения плотности колеблются от 3 до $3,8$ г/см³, а твердость — от 5 до 6. По кристаллографическим особенностям среди пироксенов выделяют ромбические (ортопироксены) и моноклинные (клинопироксены).

К ромбическим пироксенам относятся минералы изоморфного ряда: энстатит $Mg_2[Si_2O_6]$ — ферросилит $Fe_2[Si_2O_6]$. Магнезиальные члены этого ряда являются существенной составной частью ультраосновных и основных магматических пород в ассоциации с оливином,

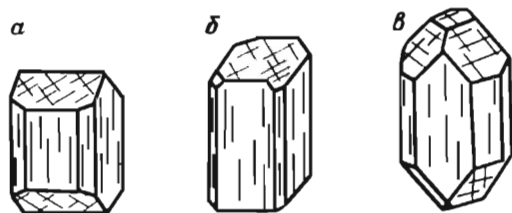


Рис. 22. Внешний облик кристаллов пироксенов (по В.Е. Трегеру, 1958 г.).

а — энстатит; б — диопсид; в — авгит

моноклинными пироксенами и основными плагиоклазами. Железистые различия более характерны для метаморфических пород, а чистый ферросилит в природе вообще не встречается.

К числу наиболее распространенных в магматических породах ромбических пироксенов относятся энстатит, бронзит, гиперстен, содержание $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ в которых соответственно составляет 0 – 12, 12 – 30, 30 – 50 %.

Энстатит (4) — $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ макроскопически бесцветный минерал или светлоокрашенный в серовато-белый цвет с зеленоватым оттенком или, реже в буровато-зеленый цвет, со стекляннным блеском.

Бронзит (5) — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ окрашен в желтовато-зеленый, желтый или коричневый цвет. Блеск на плоскостях спайности напоминает блеск бронзы.

Гиперстен (6) — $(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ минерал темно-зеленого или буро-черного цвета со стекляннным или иногда металлоидным блеском.

Под микроскопом для ромбических пироксенов характерны низкая интерференционная окраска первого порядка, прямое погасание и всегда положительное удлинение. В скрещенных николях у них очень часто, особенно у энстатита, наблюдается характерное погасание, похожее на тонковолокнистое. В эффузивных породах пироксены образуют порфировые выделения, имеющие почти квадратную или призматическую форму, а в интрузивных — чаще встречаются в виде зерен ксеноморфных очертаний.

Изменения химического состава ромбических пироксенов отражаются на их оптических свойствах (табл. 3). Ромбические пироксены относятся к высокотемпературным минералам (температура кристаллизации 1300–1500 °С) и при понижении температуры замещаются серпентином, магнетитом, реже хлоритом и тальком.

Из весьма многочисленных моноклинных пироксенов наиболее распространены пижонит, авгит, минералы ряда диопсид — геденбергит, эгирин и эгирин-авгит. К числу довольно редко встречающихся, и только в глубоко метаморфизованных породах (эклогитах), относится омфациит. Внешне моноклинные пироксены имеют много общего с ромбическими (спайность, твердость, плотность), но в шли-

Минерал	Окраска в шлифе	Характер плеохроизма	Показатель преломления			$\Delta = n_g - n_p$	Оптический знак	Угол $2V$, градусы
			n_g	n_m	n_p			
Энстатит	Бесцветный	Отсутствует	1,658	1,653	1,651	0,007	+	50–70
Бронзит	Бесцветный или слабо окрашен в зеленовато-желтый цвет	„	1,690	1,682	1,670	0,009–0,010	±	70–80 (часто близок к 90)
Гиперстен	Слабо окрашен	В удлинённых разрезах от светлого-голубовато-зеленого до светлого-желтовато-розового	1,712	1,700	1,698	0,012–0,014	–	50

фах отличаются рядом особенностей и, в первую очередь, косым погасанием в большинстве разрезов и более высокими цветами интерференции.

Пижонит (7) – $(Mg, Fe, Ca) (Mg, Fe) [Si_2O_6]$ макроскопически диагностируется с трудом, так как встречается чаще всего в виде очень мелких зерен. Они имеют призматический или таблитчатый облик. Окраска минерала меняется в зависимости от химического состава – от очень светлых, белых, желтоватых или бледно-зеленых разностей до темно-зеленых, почти черных. Из оптических свойств, характерных для пижонита, следует отметить малую величину угла оптических осей (табл. 4).

Авгит (8) – $(Ca, Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ti, Al) [(Si, Al)_2O_6]$ характеризуется переменным химическим составом, что сказывается на его физических и оптических свойствах. Макроскопически он черный, с зеленоватым или буроватым оттенком и сильным стекляннным блеском на гранях. Форма кристаллов короткостолбчатая, в интрузивных породах выделяется в виде неправильных зерен.

Оптические свойства моноклинных пироксенов

Минерал	Окраска в шлифе	Характер плеохроизма	Показатель преломления			$\Delta = n_g - n_p$	Оптическая ориентировка и угол погасания, градусы	Угол 2 V, градусы	Оптический знак
			n_g	n_m	n_p				
Пижонит	Бесцветный или слабо окрашенный	Слабо окрашенные различия плеохроируют от светло-зеленого до светло-буроватого	1,705–1,751	1,684–1,722	1,682–1,722	0,023–0,029	$cN_g = 37-44$	0–25	+
Авгит ¹	Бесцветный иногда буроватый или светло-фиолетовый ²	В окрашенных различия очень слабо плеохроирует	1,703–1,761	1,672–1,741	1,671–1,735	0,024–0,027	$cN_g = 35-48$	54–60	+
Омфацит	Бесцветный или слабо окрашенный	В окрашенных различия слабый, от светло-зеленого до бесцветного	1,688–1,693	1,674–1,676	1,667–1,669	0,022–0,027	$cN_g = 40-45$	60–70	+
Диопсид	Бесцветный, иногда слабо	В окрашенных различиях	1,696	1,672	1,665	0,029–0,031	$cN_g = 37-44$	55–65	+

	окрашенный	очень слабо плеохроирует в желтовато-зеленых тонах								
Геденбергит	Окрашенный	Плеохроирует в светлых желто-зеленых тонах	1,756	1,735	1,727	0,025—0,029	$cN_g = 43-47$	60—62	+	
Этирин	Окрашенный	Сильно плеохроирует в ярких зелено-желтых тонах	1,836	1,816	1,776	до 0,060	$cN_p = 8$	60—70	—	
Этирин-авгит	Слабо окрашенный	Слабо плеохроирует в светло-зеленых и зелено-желтых тонах	1,747	1,738	1,720	0,030—0,034	$cN_p = 24 \pm 2-3$	70—80	+	

¹ Оптические свойства авгита сильно колеблются в зависимости от химического состава.

² При содержании в качестве примесей титана.

Омфациит – $(Ca, Na)(Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al)[Si_2O_6]$ по химическому составу – переходный между авгитом, диопсидом и эгирином. Макроскопически от других моноклинных пироксенов отличается ярким травянисто-зеленым цветом, часто ассоциирует с гранатом.

Оптические свойства омфациита (см. табл. 4) близки к диопсиду, от которого его можно отличить по большему углу оптических осей.

Диопсид (9) – $Ca, Mg [Si_2O_6]$ образует короткопризматические кристаллы серовато-зеленого, серого, иногда темно-зеленого до черного цвета, со стекляннным блеском.

Геденбергит (10) – $Ca, Fe [Si_2O_6]$ встречается в виде призматических, иногда пластинчатых кристаллов темно-зеленого до черного цвета, иногда наблюдается в виде сплошных масс.

Диопсид и геденбергит образуют изоморфный ряд, промежуточные члены которого называются салитами и ферросалитами. Они более широко распространены, чем крайние члены этого ряда. Оптические свойства минералов изменяются постепенно с изменением химического состава.

Эгирин (11) – $Na, Fe^{+3} [Si_2O_6]$ отличается содержанием щелочно-го элемента – Na, в качестве примеси присутствуют Al, Ti и Fe^{+2} . Минерал образует длиннопризматические или пластинчатые кристаллы черного или темно-зеленого цвета, имеет светло-зеленую черту и стеклянный блеск на плоскостях спайности и гранях.

Эгирин-авгит (12) по химическому составу занимает промежуточное положение между авгитом и эгирином. Минерал образует столбчатые кристаллы темно-зеленого, почти черного цвета, которые часто имеют зональное строение – в центральной части авгит, а по периферии – эгирин-авгит.

Характеристика оптических свойств моноклинных пироксенов дана в табл. 4. При сравнении их для минералов данной группы видно, что в отличие от других пироксенов эгирин и эгирин-авгит имеют отрицательное удлинение ($cN_p < 45^\circ$).

Своеобразие формы зерен в разрезах со спайностью в двух направлениях позволяет достаточно легко различать друг от друга близкие по ряду оптических свойств пироксены. Так, зерна пижонита, авгита и эгирин-авгита имеют вид почти правильного восьмиугольника, образованного гранями ромбической призмы и пинакоидов (рис. 23, а). Минералы ряда диопсид – геденбергит образуют зерна почти квадратных очертаний с хорошо развитыми гранями пинакоидов (см. рис. 23, б), а эгирин – ромбовидные со срезанными тупыми углами (см. рис. 23, в).

Изучая пироксены, особенно моноклинные, с включенным анализатором, следует помнить, что наряду с равномерным они иногда имеют простое или полисинтетическое двойниковое погасание. Наибо-

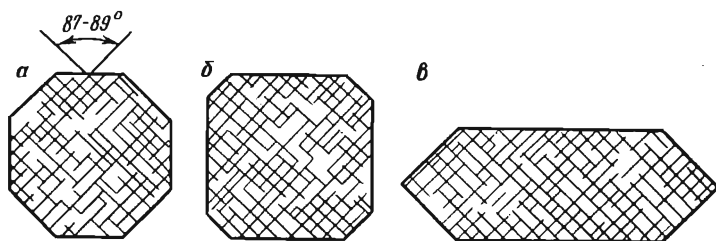


Рис. 23. Характерная форма разрезов кристаллов моноклинных пироксенов в шлифах. а — авгит; б — диопсид; в — эгирин

лее часто это наблюдается у пижонита и авгита и реже у диопсида и эгирин-авгита.

По сравнению с ромбическими пироксенами, моноклинные более устойчивы, особенно эгирин и эгирин-авгит. Авгит при разрушении чаще всего замещается светлоокрашенным амфиболом — уралитом, или хлоритом с одновременным образованием титанистого минерала — лейкоксена и карбонатов. Минералы ряда диопсид-геденбергит, разрушаясь, превращаются в амфиболы актинолит-тремолитового ряда и хлорит.

Пижонит — обычный минерал эффузивных и жильных магматических пород, в метаморфических разностях он не встречается. Авгит — типичный минерал ультраосновных и основных магматических пород, в небольших количествах он присутствует в породах среднего состава — диоритах и андезитах, а также в различных метаморфических породах.

Салиты наблюдаются в эффузивных и интрузивных породах ультраосновного и основного состава совместно с оливином, ромбическими пироксенами и основными плагиоклазами, но наиболее характерны они для метаморфических пород, особенно таких, как скарны, основные кристаллосланцы, пироксеновые гнейсы.

Эгирин и эгирин-авгит встречаются в магматических породах щелочного ряда с повышенным содержанием Na и K. Эгирин — типичный породообразующий компонент нефелиновых сиенитов, часто образующий мельчайшие включения в зернах нефелина, а эгирин-авгит более характерен для сиенитов и трахитов.

Группа амфиболов

Минералы этой группы по химическому составу близки к пироксенам, но стлчаются большей сложностью, разнообразием, обязательным присутствием гидроксильной группы OH^- , а иногда и таких легколетучих компонентов, как Fили Cl.

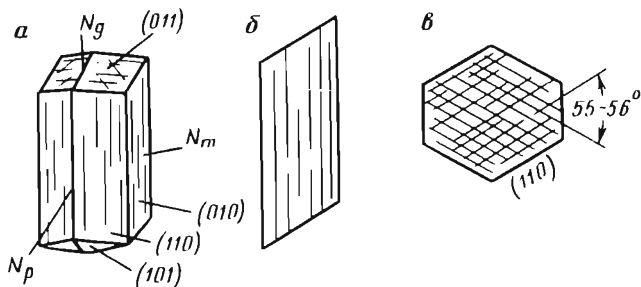


Рис. 24. Кристалл амфибола (а) и его ориентированные разрезы: б — параллельный плоскости $N_g N_p$ с хорошо видимой спайностью в одном направлении; в — перпендикулярный к оси N_g , трещины спайности видны в двух направлениях

По кристаллохимической структуре амфиболы относятся к ленточным силикатам. Особенности внутреннего строения определяют внешний облик их кристаллов — удлинённый, призматический, иногда даже игольчатый, и наличие совершенной спайности в двух направлениях под углом 55–56°. Поперечные разрезы амфиболов имеют ромбовидную, иногда близкую к шестиугольной форму (рис. 24).

Роль амфиболов в породах, их генезис и распространённость весьма различны. Одни из них встречаются очень редко, другие имеют исключительно метаморфическое происхождение, третьи являются важнейшей составной частью магматических пород.

Среди многочисленных представителей описываемой группы минералов, так же, как и среди пироксенов, выделяются ромбические и моноклинные. Из первых к числу наиболее распространённых относится антофиллит, а из моноклинных — тремолит, актинолит, обыкновенная роговая обманка, базальтическая роговая обманка, арфведсонит и глаукофан. В магматических породах первые три минерала встречаются преимущественно в качестве эпигенетических, развиваясь по пироксенам или оливину, а остальные (кроме глаукофана) играют роль породообразующих в эффузивных и интрузивных породах среднего и щелочного состава.

Базальтическая роговая обманка и арфведсонит в метаморфических породах не встречаются, зато остальные амфиболы играют роль главных минералов в амфиболитах, гнейсах, кристаллических сланцах и др.

Антофиллит (13) — $(Mg, Fe)_7 [Si_4O_{11}] [OH, F]_2$ в виде хорошо образованных кристаллов встречается чрезвычайно редко, обычно это агрегаты волокнистого строения, буровато-серого, коричневого, реже зеленого цвета.

Тремолит (14) — $\text{Ca}_2\text{Mg}_5 [\text{Si}_4\text{O}_{11}] [\text{OH}]_2$ чаще всего образует агрегаты тонковолокнистого строения, относится к числу светлоокрашенных амфиболов и имеет серый, иногда светло-серый до белого цвет, плотность его составляет 2,9–3,2 г/см³.

Актинолит (15) — $\text{Ca}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})_5 [\text{Si}_4\text{O}_{11}] [\text{OH}]_2$ отличается от предыдущего минерала наличием в своем составе Fe^{+2} , замещающего частично Mg. Это отражается как на физических, так и на оптических его свойствах. Для актинолита характерны сильно вытянутые, часто даже игольчатые кристаллы светло- или ярко-зеленого цвета, плотность 3,0–3,2 г/см³.

Обыкновенная роговая обманка (16) — $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4 \times \chi(\text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}] [\text{OH}, \text{F}]_2$ характеризуется большой изменчивостью химического состава, микроскопически окрашена в темно-зеленый, почти черный цвет, образует кристаллы призматической, реже табличчатой формы. Это одна из важнейших составных частей средних по кислотности магматических пород (диориты, сиениты), в качестве второстепенного минерала встречается в кислых (гранит, гранодиорит) и основных (габбро). Как уже отмечалось выше, роговая обманка играет существенную роль в метаморфических породах (амфиболиты, гнейсы и т.д.).

Базальтическая роговая обманка (17) представляет собой разновидность обыкновенной с повышенным содержанием Fe_2O_3 и TiO_2 . Внешне она мало отличается от обыкновенной, но под микроскопом обладает рядом характерных особенностей. Базальтическая роговая обманка имеет исключительно магматическое происхождение и является существенной составной частью таких распространенных пород, как андезиты.

Арфведсонит (18) — $\text{Na}_3 (\text{Fe}, \text{Mg})_4 [\text{Si}_4\text{O}_{11}] [\text{OH}, \text{F}]_2$ щелочной амфибол переменного химического состава с резко повышенным содержанием Na, что находит отражение в колебаниях оптических свойств (табл. 5). Он образует столбчатые кристаллы, шестоватые агрегаты и неправильные зерна черного цвета. Арфведсонит — типичный минерал глубоководных щелочных пород (нефелиновых сиенитов), где встречается в ассоциации с нефелином и эгирином.

Глаукофан (19) — $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{11}] [\text{OH}]_2$ образует кристаллы призматического габитуса сероватого или синевато-черного цвета, иногда дает серовато-синюю черту, хрупкий. В шлифах от других амфиболов глаукофан отличается характерным плеохроизмом.

У всех моноклинных амфиболов наблюдаются двойники — простые и полисинтетические с небольшим числом двойниковых полос.

Многие щелочные амфиболы, в том числе глаукофан и арфведсонит, в скрещенных николях не дают полного погасания и имеют аномальную интерференционную окраску (грязно-буро-синяя, фиолетовая).

Минерал	Сингония	Окраска в шлифах	Характер плеохроизма	Показатель преломления			$\Delta = n_g - n_p$	Оптическая ориентировка, угол погасания, градусы	Угол $2V$, градусы	Оптический знак
				n_g	n_m	n_p				
Антофиллит	Ромбическая	Бесцветный	—	1,644	1,651	1,647	0,017—0,024	$cN_g = 0$	58—60	+
Тремолит	Моноклинная	Бесцветный	—	1,630	1,618	1,608	0,022—0,027	$cN_g = 17$	80—85	—
Актинолит	То же	Слабо окрашенный	Слабый в светлых голубовато-зеленых тонах	1,667	1,659	1,647	0,020—0,025	$cN_g = 11-17$	~80	—
Обыкновенная роговая обманка	„	Окрашенный	Отчетливый в зелено-желтых, буровато-зеленых и зеленых тонах	1,644— 1,704	1,637— 1,697	1,630— 1,678	0,014— 0,025	$cN_g = 14-25$	60—80	—
Базальтовая роговая обманка	Моноклинная	Окрашенный	Отчетливый в буровато-желтых тонах	1,693— 1,760	1,683— 1,730	1,670— 1,692	0,023— 0,060	$cN_g = 0-12$	65—80	—
Арфведсонит	То же	То же	Отчетливый в зеленовато-серых, буровато-желтых, сине-зеленых тонах	1,695— 1,705	1,687— 1,705	1,693— 1,695	0,005— 0,010*	$cN_p = 0-30$	~90	±
Глаукофан	„	„	Отчетливый от почти бесцветного до лазурно-синего	1,627— 1,639	1,622— 1,638	1,606— 1,621	0,008— 0,022*	$cN_g = 4-14$	0—50	—

* Аномальные интерференционные окраски.

К числу характерных особенностей базальтической роговой обманки следует отнести образование в ряде случаев вокруг ее зерен опацитовой каемки, состоящей из агрегата мельчайших кристалликов рудного минерала и пироксена. Иногда этот процесс идет настолько интенсивно, что зерна становятся полностью непрозрачными, сохраняя первоначальную форму.

Наименее устойчива при выветривании и воздействии гидротермальных растворов из описанных минералов группы амфиболов обыкновенная роговая обманка, по которой в качестве вторичных развиваются хлорит, актинолит, кальцит, эпидот.

Группа слюд

По кристаллической структуре слюды представляют собой слоистые алюмосиликаты сложного и переменного состава с постоянным присутствием гидроксильной группы OH^- , которая может замещаться F. Вследствие однотипной внутренней структуры кристаллографические и физические свойства всех минералов этой группы очень сходны. Кристаллизуются они в моноклинной сингонии, их кристаллы имеют вид близких к шестиугольным табличек и чешуек (рис. 25, а), легко расщепляющихся на тончайшие упругие листочки; блеск на плоскостях спайности – стеклянный с перламутровым отливом, твердость 2–3, а плотность варьирует в зависимости от химического состава от 2,76 у светлых слюд до 3,12 г/см³ у наиболее железистых разновидностей.

Самые распространенные минералы группы слюд – биотит, флогопит и мусковит.

Биотит (20) – $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3 [\text{Si}_3 \text{AlO}_{10}] [\text{OH}, \text{F}]_2$ внешне черного или темно-бурого цвета, в тонких листочках слабо просвечивает. В нем очень часто наблюдаются включения мелких зерен радиоактивных минералов (чаще всего циркона), вокруг которых образуются хорошо видимые под микроскопом густоокрашенные ореолы.

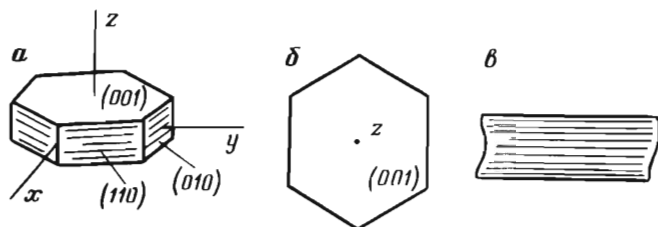


Рис. 25. Кристалл биотита (а) и его ориентированные разрезы: б – перпендикулярный к оси z (спайность не видна); в – параллельный оси z (хорошо заметны трещины спайности)

Изменения химического состава биотита – соотношение Fe^{+2} и Mg , присутствие в виде примесей Ti и др., заметно отражается почти на всех оптических свойствах минерала. Так, с увеличением железистости увеличиваются значения показателей преломления и сила двупреломления. Присутствие в его составе Ti отражается на характере плеохроизма – окраска изменяется от светло-желтой, почти бесцветной до красновато-коричневой, тогда как чаще в момент наиболее темного окрашивания она темно-коричневая. Частичное замещение алюминия Fe^{+3} обуславливает появление зеленой окраски. Изменения химического состава сказываются и на значении угла $2V$. Оптические константы наиболее часто встречающегося биотита приведены в табл. 6.

Биотит – весьма распространенный темноцветный минерал. Он характерен для магматических пород различного состава, особенно типичен для кислых и средних пород, а также таких метаморфических, как гнейсы, амфиболиты, кристаллосланцы.

Флогопит (21) – $KMg_3 [Si_3 AlO_{10}] [OH, F]_2$ макроскопически зеленовато-бурого, иногда темно-коричневого цвета. В магматических породах встречается реже, чем биотит и мусковит, а в некоторых метаморфических является важным породообразующим компонентом.

Мусковит (22) – $KAl_2 [Si_3 AlO_{10}] [OH, F]_2$ бесцветен или чуть буроват в крупных кристаллах. В гранитах, гнейсах и слюдястых сланцах может быть породообразующим минералом, а как вторичный

Оптические свойства слюд

Таблица 6

Минерал	Окраска в шлифах	Характер плеохроизма	Показатель преломления			$\Delta = n_g - n_p$	Угол $2V$, градусы	Оптический знак
			n_g	n_m	n_p			
Биотит	Окрашенный	Сильный в коричнево-желтых или зелено-желтых тонах	1,60–1,66	1,60–1,66	1,560–1,60	0,040–0,060	0 до 10	–
Флогопит	Слабо, часто неравномерно окрашенный	Слабый, в светлых коричнево-желтых тонах	1,588	1,557	1,530	0,028–0,030	~ 15	–
Мусковит	Бесцветный	Отсутствует	1,588	1,582	1,552	0,036–0,040	35–50	–

по полевым шпатам наблюдается в породах различного состава и генезиса. В последнем случае он образует очень мелкие чешуйки, которые получили название серицита.

В прозрачных шлифах листочки слюды со спайностью имеют таблитчатую или призматическую форму. В таких разрезах определяют силу двупреломления (Δ) и оптическую ориентировку. Разрезы, параллельные спайности, обладают неправильной или близкой к шестиугольной формой. В них определяют осность и оптический знак. Все слюды имеют прямое погасание, положительное удлинение ($cN_g = 0^\circ$) и небольшие углы $2V$.

Оптические свойства слюд очень близки (см. табл. 6), но минералы легко различимы под микроскопом, так как мусковит всегда бесцветен, флогопит слабо окрашен, а биотит окрашен и в разрезах со спайностью отчетливо плеохроирует. Бесцветные разновидности флогопита отличаются от мусковита меньшей величиной угла оптических осей $2V$.

Полевые шпаты

Это наиболее важная группа породообразующих минералов, так как они встречаются в самых разнообразных породах, часто являясь их главными компонентами. Их наличие или отсутствие, а также состав играют важную роль в классификации метаморфических и, особенно, магматических пород.

По химическому составу полевые шпаты представляют собой каркасные алюмосиликаты Na, K, Ca, образующие изоморфные ряды. Внешне минералы этой группы мало отличаются друг от друга. Их кристаллы имеют коротко-призматическую или таблитчатую форму. Полевые шпаты, богатые Na и K, имеют светлую окраску – белые, розовые, красноватые, светло-серые, а существенно кальциевые – темно-серые до черных. Из физических признаков, кроме окраски, к числу диагностических относятся совершенная спайность в двух направлениях под углом 90° или близким к 90° , стеклянный блеск на плоскостях спайности и сравнительно высокая твердость 6–6,5 по шкале Мооса. Плотность полевых шпатов в зависимости от химического состава колеблется от 2,57–2,58 до 2,76 г/см³.

Минералы этой группы разделяют на натриево-кальциевые полевые шпаты, или плагиоклазы, и калиевые полевые шпаты.

Плагиоклазы – одни из самых распространенных породообразующих минералов. Они встречаются во всех магматических и метаморфических силикатных породах, за исключением тех, которые состоят из оливина и пироксенов или только из амфиболов.

Натриево-кальциевые полевые шпаты представляют собой изоморфный ряд с полной смесимостью альбита $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортита

$\text{Ca}[\text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8]$. Е.С. Федоров предложил составы плагиоклазов выражать номерами (от № 1 до № 100) по процентному содержанию анортитового компонента. В соответствии с этим различают следующие разности плагиоклазов.

Минерал	Содержание анортита, %
Альбит.....	0–10
Олигоклаз.....	10–30
Андезин.....	30–50
Лабрадор.....	50–70
Битовнит.....	70–90
Анортит.....	90–100

Следует отметить, что с увеличением содержания анортитовой составляющей в плагиоклазах уменьшается количество SiO_2 .

Ряд плагиоклазов от № 1 до № 30 относят к кислым, от № 30 до № 50 – к средним, от № 50 до № 100 – к основным. Это деление близко совпадает с разделением магматических горных пород по содержанию SiO_2 на кислые, средние и основные. Обычно плагиоклазы распределяются по соответственным группам.

Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии; наиболее характерна для них таблитчатая или изометрическая форма разрезов, некоторые сечения имеют удлиненную, призматическую форму, однако встречаются также и неправильные зерна.

Под микроскопом они бесцветны и легко определяются по отсутствию шагрени и рельефа (показатель преломления близок к $n_{к.б}$), низкой – серой или белой, интерференционной окраске и характерному для всех них сложно-двойниковому, полосчатому или зональному погасанию (см. рис. 18).

Плагиоклазы различного состава очень сходны между собой и по другим оптическим свойствам – значениям показателей преломления, величине угла оптических осей $2V$, силе двупреломления и др. (табл. 7).

Для диагностики плагиоклазов в шлифах обычно используют существующую зависимость между химическим составом этих минералов и положением в их кристаллах оптической индикатрисы.

Точное определение положения индикатрисы возможно при исследовании плагиоклазов на универсальном столике Федорова. При работе на обычном столике микроскопа определение номера плагиоклазов проводится в ориентированных разрезах, путем замера углов погасания. Зависимость между величиной угла погасания и составом плагиоклаза, выраженная графически, представлена на рис. 27 и 29, приведенных ниже.

Минерал	$\Delta = n_g - n_p$	Угол $2 V$, градус	Оптический знак
Альбит	0,008—0,010	50	+
Олигоклаз	0,008	60—70	—
Андезин	0,008	75—90	+
Лабрадор	0,010	75—90	+
Битовнит	0,010—0,011	90—80	—
Анортит	0,013	80—75	—

Примечание. Показатели преломления меняются от альбита до анортита соответственно: n_g — от 1,538 до 1,589; n_m — от 1,532 до 1,583; n_p — от 1,528 до 1,576.

Для определения состава плагиоклазов чаще всего используют следующие разрезы.

1. С симметричным погасанием двойников, перпендикулярный к грани второго пинакоида (010) — метод Мишель-Леви.

2. Перпендикулярный к граням второго (010) и третьего (001) пинакоидов — метод Бекке.

Первый разрез наиболее характерен для кислых плагиоклазов и находится по следующим признакам:

тонкие, четкие и строго параллельные друг другу следы плоскостей срастания альбитовых двойников, не сдвигающиеся при перемещении тубуса микроскопа и располагающиеся параллельно длинной стороне зерна;

одинаковая интерференционная окраска двойниковых полосок в момент, когда двойниковый шов параллелен нитям окуляра и зерно кажется монокристаллом;

углы погасания обеих систем двойников одинаковы — симметричное погасание (одна система двойников гаснет при повороте столика по часовой стрелке, другая — при повороте против часовой стрелки).

Найденное зерно устанавливают в центре поля зрения так, чтобы двойниковый шов совпадал с вертикальной нитью окуляра (рис. 26, б); и делают первый отсчет по лимбу столика. Затем поворачивают столик микроскопа до момента полного погасания одной из систем двойников (см. рис. 26, а) и берут второй отсчет. Разница первого и второго отсчетов соответствует величине угла погасания α_1 (рис. 26). Далее поворачивают столик микроскопа в противоположную сторону до полного погасания другой системы двойниковых полос (см. рис. 26, в) и снова делают отсчет. Разница первого и последнего отсчетов соответствует величине угла погасания α_2 . Углы погасания α_1 и α_2 должны

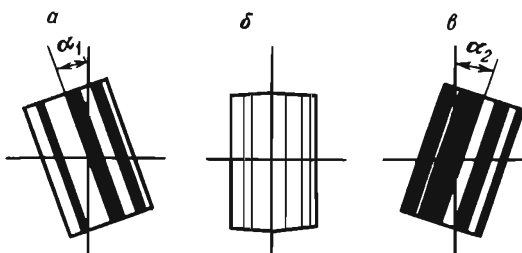


Рис. 26. Разрез плагиоклаза с симметричным погасанием.

a, v — моменты погасания одной из систем двойников; b — положение, при котором двойниковый шов совпадает с вертикальной нитью окуляра и двойниковые полоски имеют одинаковую интерференционную окраску

быть равны друг другу или отличаться не более чем на $2-3^\circ$. В последнем случае надо взять среднюю величину $(\alpha_1 + \alpha_2)/2$. Измерение углов погасания производят в нескольких разрезах (не менее трех). Из полученных значений угла погасания выбирают максимальное и по нему определяют номер и название плагиоклаза, пользуясь диаграммой на рис. 27 (кривая G)¹.

Второй разрез — перпендикулярный к граням (010) и (001), можно найти по следующим признакам:

в зерне отчетливо видны тонкие трещины спайности, располагающиеся под прямым углом друг к другу (спайность лучше наблюдать при выключенном анализаторе);

альбитовые двойники с четкими границами между ними параллельны направлению спайности по (010);

наличие в большинстве случаев, помимо двойников, параллельных длинной стороне зерна, двойниковых полос, расположенных перпендикулярно к первым (периклиновые двойники);

в момент, когда нить окуляра совмещена с плоскостью срастания альбитовых двойников, все зерно имеет одинаковую интерференционную окраску.

Разрезы с такими признаками особенно часто встречаются в средних и основных плагиоклазах.

Выбранное зерно плагиоклаза ставят в центр поля зрения так, чтобы направление альбитовых двойников совпадало с вертикальной нитью окуляра и берут первый отсчет (рис. 28). Интерференционная

¹ Если величина угла погасания не превышает $12-15^\circ$, необходимо сравнить показатели преломления плагиоклаза и канадского бальзама. Для кислых разностей (примерно до № 20) показатели преломления меньше $n_{к.б}$ и знак угла погасания считается отрицательным; у более основных по составу плагиоклазов показатели преломления больше $n_{к.б}$ и знак угла погасания — положителен.

Рис. 27. Диаграмма для определения состава плагиоклаза в разрезе с симметричным погасанием

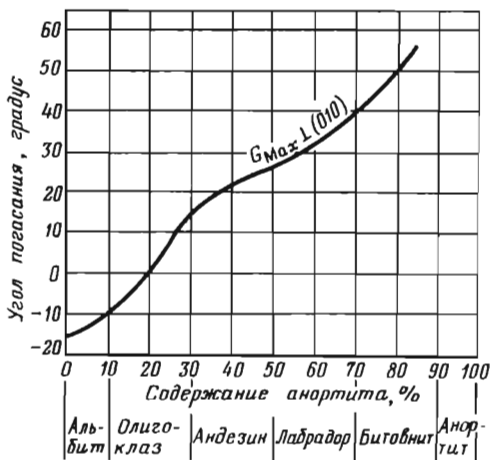
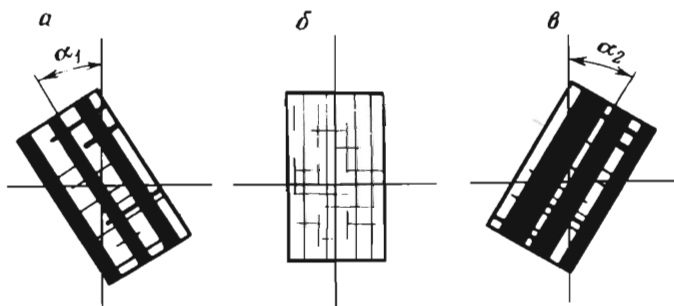


Рис. 28. Определение угла погасания плагиоклаза в разрезе, перпендикулярном к граням (010) и (001)



окраска двойниковых полос в этот момент должна быть одинаковой или отличаться незначительно.

Поворачивая столик микроскопа сначала в одну сторону, а затем в другую, измеряют углы погасания двойников α_1 и α_2 (см. рис. 28), которые либо равны, либо отличаются не более чем на 1–2°. Состав плагиоклазов определяют по диаграмме (рис. 29, кривая E).

В эффузивных породах плагиоклазы часто образуют и крупные кристаллы – вкрапленники, и мелкие кристаллы, размером менее 0,1 мм – микролиты, являющиеся составной частью основной массы породы. По химическому составу они в большинстве случаев отличаются друг от друга.

При определении состава плагиоклазов в микролитах эффузивных пород пригодные для измерения углов погасания разрезы находят по форме зерна – близкой к квадратной с гранями (001) и (010), отсутствию двойниковых полос и иногда видимыми трещинками спайности [2].

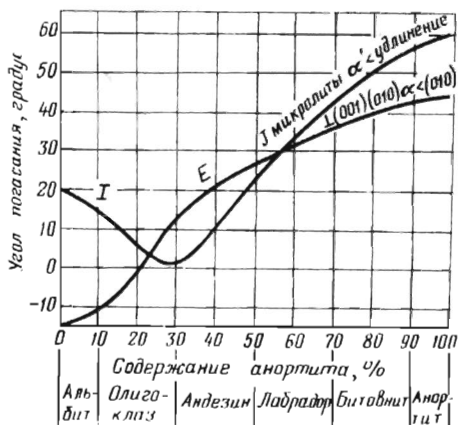


Рис. 29. Диаграмма для определения состава плагиоклазов

Микролит устанавливают в центре поля зрения так, чтобы грань (010) совпадала с вертикальной нитью окуляра. При таком положении зерна берут первый отсчет по лимбу столика. Затем, повернув столик до момента погасания микролита, берут второй отсчет. По разнице отсчетов определяют угол погасания, а затем по его величине – номер плагиоклаза (см. рис. 29, кривая J).

Чтобы отличить грань (010) от грани (001), нужно помнить, что в плагиоклазах до № 70 угол между гранью (010) и N_p' будет всегда меньше угла между гранью (001) и N_p' . Поэтому из двух углов погасания, которые образуют стороны квадрата с N_p' , для определения состава плагиоклаза следует взять меньший по величине. Если плагиоклазы в породе будут более основными, чем № 70, состав их по описанному методу определить нельзя, так как в таком случае отличить грань (010) от грани (001) невозможно.

В ряде случаев можно пользоваться более простым способом определения состава плагиоклазов, предложенным А. Иогансеном (1932 г.). Он заключается в следующем. Находят микролит таблитчатой или призматической формы, не имеющий двойникового строения, помещают зерно в центр поля зрения так, чтобы его удлинение совпадало с вертикальной нитью окуляра и делают отсчет по лимбу. Затем столик микроскопа поворачивают по часовой стрелке до полного погасания зерна и снова берут отсчет. Разница отсчетов дает величину угла погасания. Далее микролит ставят в первоначальное положение и замеряют угол погасания при повороте столика против часовой стрелки. Из полученных углов погасания выбирают меньший по величине. При таком методе необходимо сделать замеры не менее чем в пяти зернах и для определения состава плагиоклазов по кривой J (см. рис. 29) взять из них максимальный по величине угол.

При определении состава плагиоклазов в микролитах необходимо также сравнивать величину их показателя преломления с показателем преломления канадского бальзама, так как у кислых плагиоклазов до № 30 показатель преломления меньше, чем у канадского бальзама, а у более основных по составу – больше. В эффузивных и гипабиссальных породах, затвердевающих в условиях быстрого понижения температуры, часто образуются кристаллы плагиоклазов с зональным строением (рис. 30). Внутренние зоны таких кристаллов, как правило, отвечают более основным высокотемпературным разностям, внешние – более кислым, низкотемпературным.

Продукты изменения плагиоклазов различны. По кислым и средним – развивается серицит, реже каолинит. Серицит по химическому составу близок к бесцветной слюде – мусковиту. Тонкие чешуйки минерала, размером в сотые доли миллиметра, развиваются либо по всему зерну, либо по одной из систем двойников. Поскольку цвета интерференции серицита выше, чем у плагиоклаза – желтые, желто-оранжевые первого порядка, он хорошо заметен на сером, темно-сером или черном фоне. Следует отметить, что серицит может быть и породообразующим минералом метаморфических пород, например, филлитов, хлорит-серицитовых сланцев и др.

Плагиоклазы основного состава изменяются значительно легче кислых, замещаясь при этом тонкозернистым агрегатом серицита и альбита, с примесью кальцита и клиноцоизита. Такая совокупность продуктов разрушения получила название сосюрита. Отдельные составляющие минералы в сосюрите часто неразличимы, но все вместе взятые они придают участкам зерна плагиоклаза, в которых развиты, отчетливый рельеф, делают зерна малопрозрачными, буроватыми. Довольно часто наблюдается замещение плагиоклазов мусковитом. Высокотемпературные основные разности плагиоклазов легче

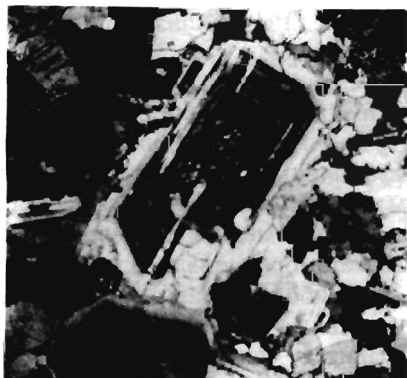


Рис. 30. Зональное погасание плагиоклазов

поддаются процессам выветривания, чем низкотемпературные, кислые.

Как уже отмечалось, плагиоклазы – главная составная часть пород различного генезиса. Альбит характерен для щелочных магматических пород и спилитов, для метаморфических пород метасоматического происхождения, а также сланцев. Олигоклаз – типичный минерал гранитов и пегматитов, биотитовых и гранатовых гнейсов. Плагиоклазы среднего состава являются существенной частью диоритов, гранодиоритов, андезитов, а также метаморфических пород – кристаллических сланцев и амфиболитов. Основные плагиоклазы иногда составляют 90–95 % магматической породы (лабрадориты, анортозиты), входят как один из главных минералов в габбро, базальты и диабазы, в значительных количествах наряду с пироксенами наблюдаются в основных кристаллических сланцах. Плагиоклазы разного состава известны в породах контактового метаморфизма (скарны). В осадочных породах минералы этой группы встречаются в виде обломков в песчаниках, алевролитах и других терригенных разностях.

Калиевые полевые шпаты по химическому составу близки к кислым плагиоклазам и имеют с ними много общего как по внешнему облику, так и по оптическим константам. Однако, если в образце породы их часто трудно отличить друг от друга, то под микроскопом это сделать гораздо проще.

Из минералов этой группы наиболее распространены в кислых, средних и щелочных магматических породах санидин, ортоклаз и микроклин. В метаморфических породах чаще встречается микроклин (гнейсы, кристаллические сланцы) и лишь в наиболее преобразованных разностях – ортоклаз и ортоклаз-пертит. По химическому составу калиевые полевые шпаты отвечают формуле $K [AlSi_3O_8]$, но, как правило, содержат $Na [AlSi_3O_8]$, незначительную примесь $Ca[Al_2Si_2O_8]$ и обладают различным внутренним строением: санидин и ортоклаз кристаллизуются в моноклинной сингонии, а микроклин – в триклинной.

Санидин (23) – высокотемпературный калиевый полевой шпат, встречается только в геологически молодых эффузивных породах; ортоклаз (24) – более низкотемпературный, он входит в состав как эффузивных, так и интрузивных пород; самый низкотемпературный – микроклин (25), наблюдается в интрузивных разностях, образовавшихся при медленном охлаждении, а также характерен для регионально метаморфизованных пород.

Наиболее правильной формы – таблитчатой или столбчатой – кристаллы калиевых полевых шпатов встречаются в порфириовидных гранитах, пегматитах и эффузивных породах кислого и среднего состава.

В шлифах санидин, ортоклаз и микроклин бесцветны, их показатели преломления меньше, чем у канадского бальзама (линия Бекке при поднятии тубуса микроскопа передвигается на канадский бальзам), цвета интерференции низкие – серые или светло-серые, спайность под микроскопом наблюдается чаще, чем у плагиоклазов. Для санидина и ортоклаза обычны простые двойники – срастание двух кристаллов по карлсбадскому, манебахскому и бавенскому закону двойникования. Такие сростки имеют характерное погасание (см. рис. 18). Микроклин в большинстве случаев обладает сложной двойниковым строением (сдвойникован по двум законам – альбитовому и периклиновому одновременно), что обуславливает его специфическое решетчатое погасание, хорошо видимое под микроскопом в скрещенных николях (см. рис. 18).

По ряду оптических свойств, как видно из табл. 8, калиевые полевые шпаты очень близки, поэтому особое внимание следует уделять характеру погасания. Чтобы отличить ортоклаз и санидин, образующие одинаковые двойники, надо определить величину угла $2V$ и обратить внимание на степень прозрачности зерен минерала. Для высокотемпературного санидина характерно отсутствие продуктов изменения и потому его кристаллы всегда водяно-прозрачны.

Продукт изменения калиевых шпатов – каолинит. Он относится к группе глинистых минералов и часто наблюдается в различных по генезису породах. Каолинит – минерал кристаллической структуры, но размеры его кристаллов ничтожно малы (тысячные и десятитысячные доли миллиметра). Поэтому в прозрачных шлифах они имеют вид темных точечных выделений. При этом зерна полевых шпатов становятся мутными, а иногда приобретают буроватый оттенок, так как каоли-

Оптические свойства калиевых полевых шпатов

Таблица 8

Минерал	Характеристика спайности	Показатель преломления			$\Delta = n_g - n_p$	Угол $2V$, градус	Оптический знак
		n_g	n_m	n_p			
Санидин	Совершенная в двух направлениях, $\alpha = 90^\circ$	1,524	1,523	1,518	0,006–0,007	20–30	–
Ортоклаз	То же	1,525	1,522	1,518	0,006–0,007	60–80	–
Микроклин	Совершенная в двух направлениях, $\alpha \sim 90^\circ$	1,521	1,518	1,514	0,006–0,007	60–80	–

нит сорбирует гидроокислы железа. Очень мутные, малопрозрачные зерна калиевых шпатов называют пелитизированными. Присутствие каолинита позволяет отличить полевые шпаты от кварца в тех случаях, когда в зернах ортоклаза или микроклина не наблюдается ни спайности, ни присущего этим минералам двойникового погасания.

В природе широко распространено явление закономерного срастания калиевого и натриевого полевых шпатов. Если в зерне калиевого полевого шпата наблюдаются тонкие, веретенообразные или неправильно полосчатые вrostки одинаково оптически ориентированного натриевого (кислого плагиоклаза), то сростки называются пертитами (ортоклаз – пертит, микроклин – пертит), при обратном соотношении – сростки называются антипертитами.

Группа фельдшпатоидов

Минералы этой группы характерны почти исключительно для магматических пород, которые недосыщены кремнеземом (SiO_2) и богаты щелочами (Na и K). В породах метаморфического происхождения они практически не встречаются. К числу наиболее распространенных фельдшпатоидов, т.е. заменителей полевых шпатов, относятся лейцит – $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ и нефелин – $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Первый встречается только в изливших разностях в виде кристаллов-вкрапленников, а второй – в щелочных породах различного генезиса.

Лейцит при температуре выше 625°C кристаллизуется в кубической сингонии, при более низких – в тетрагональной. Для него характерны кристаллы округлой формы белого, светло-серого или дымчатого цвета и довольно высокая твердость (5,5–6).

В шлифах лейцит (26) бесцветный, его зерна имеют изометричную форму, часто близкую к восьмиугольной. Показатели преломления лейцита много меньше показателя преломления канадского бальзама (табл. 9), благодаря чему он имеет отчетливый отрицательный рельеф (кажется вдавленным под плоскость шлифа) и шагреневую поверхность. Как минерал оптически изотропный или очень слабо двупреломляющий, в скрещенных николях он почти черный. У лейцита часто наблюдаются характерные полисинтетические двойники и, как правило, многочисленные, расположенные симметрично, включения мелких зерен пироксена, магнетита, вулканического стекла и др. Лейцит – минерал сравнительно мало устойчивый и часто полностью замещается калиевым полевым шпатом, нефелином, серицитом и др.

Нефелин (27) относится к каркасным алюмосиликатам, кристаллизуется в гексагональной сингонии, сравнительно редко образуя короткостолбчатые или таблитчатые кристаллы. Обычно он встречается в виде неправильных зерен или сплошных зернистых масс. В образ-

Параметр	Лейцит	Нефелин
Спайность	Отсутствует	Несовершенная в двух направлениях, $\alpha \approx 90^\circ$
Показатель преломления		
n_o	1,508	1,535–1,549
n_e	1,509	1,530–1,544
$\Delta = n_g - n_p$	0,001	0,003–0,005
Осность	Почти изотропный	Одноосный ¹
Оптический знак	+	-

¹ Коноскопическая фигура в сходящемся свете обычно нечетная, расплывчатая.

цах минерал окрашен в светло-серый цвет с желтоватым или красноватым оттенком, иногда в грязно-зеленый, а в сплошных массах – в буро-красный или кирпично-красный цвет. В отличие от полевых шпатов и кварца, на которые он очень похож, нефелин обладает жирным блеском, имеет несовершенную спайность в двух направлениях.

В шлифах нефелин наблюдается в виде бесцветных изометричных зерен, часто близких по форме к квадратам, прямоугольникам или шестиугольникам, а также в виде зерен неправильной формы. Его показатели преломления очень близки к показателю преломления канадского бальзама и линия Бекке в одних разрезах при поднятии тубуса микроскопа перемещается на минерал, а в других – на канадский бальзам. Сила двойного лучепреломления нефелина мала и интерференционная окраска низкая – темно-серая или серая первого порядка (см. табл. 9), погасание равномерное, а в разрезах с заметной спайностью или относительно граней в прямоугольных сечениях – прямое.

В нефелиновых сиенитах, где нефелин – породообразующий минерал, в его кристаллах часто наблюдаются обильные включения щелочного пироксена – эгирина. Нефелин легко изменяется под влиянием выветривания и гидротермальных процессов, замещаясь при этом содалитом, анальцитом, серицитом и другими минералами. Неизмененный нефелин в шлифах очень похож на кварц, с которым никогда совместно не встречается, поскольку первый – типичный минерал недосыщенных SiO_2 пород (нефелиновых сиенитов, фонолитов, щелочных габбро и базальтов). Отличить его можно по более низкому, чем у кварца, двупреломлению, несовершенной спайности,

отрицательному оптическому знаку и наличию продуктов разрушения. К числу хороших диагностических признаков нефелина можно отнести также его ассоциацию с эгирином.

Группа кварца

В группе кварца выделяется ряд полиморфных модификаций кремнезема (α -кварц, β -кварц, тридимит, кристобалит и др.), образующихся при различных температурных условиях, а также такие минералы, как халцедон и опал, встречающиеся преимущественно в метаморфических и осадочных породах.

Низкотемпературная модификация β -кварца, или просто кварц по распространенности в земной коре – второй после полевых шпатов. В качестве главного породообразующего компонента он входит в состав кислых магматических пород (гранит, гранодиорит), как второстепенный минерал кварц встречается иногда и в средних магматических породах (кварцевые диориты).

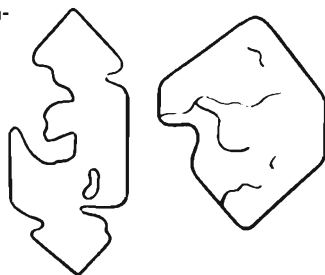
В значительных количествах кварц наблюдается в различных метаморфических породах – гнейсах, кристалло-сланцах, кварцитах и др. В виде обломков кварц составляет существенную часть песков и песчаников, алевритов, алевролитов и прочих осадочных образований.

Химическая формула кварца – SiO_2 . Высокотемпературная его разновидность – α -кварц, кристаллизуется в гексагональной сингонии, а низкотемпературная (β -кварц) – в тригональной. Обе разновидности имеют каркасную структуру. Особенности внутреннего строения определяют физические свойства минерала: высокую твердость – 7, отсутствие спайности, раковистый излом, стеклянный блеск. Макроскопически кварц бесцветный, белый, серый, дымчатый. Значительно реже встречаются разновидности, окрашенные в фиолетовый, черный, желтоватый и другие цвета.

Идиоморфные кристаллы α -кварца, наблюдаемые в кислых эффузивных породах (кварцевых порфирах, липаритах), имеют короткопризматический и дипирамидальный облик (хорошо развиты грани пирамид) с шестигранным поперечным сечением. Часто кристаллы корродированы застывшей позднее лавой (рис. 31). В интрузивных породах кварц ксеноморфен, так как кристаллизуется одним из последних, занимая оставшееся пространство между ранее выделившимися минералами.

В метаморфических породах кварц представлен низкотемпературной модификацией и обычно образует зерна изометричной или неправильной формы. Во многих случаях этот минерал – главная составная часть гидротермальных жил.

Рис. 31. Идиоморфные зерна α -кварца в эффузивной породе



В шлифе кварц (28) бесцветный, прозрачный, без шагрени и рельефа, поскольку его показатели преломления близки к $n_{к.б.}$ ($n_o = 1,544$, $n_e = 1,553$), величина двупреломления невелика – 0,008–0,009, цвета интерференции – серые и белые, погасание – в породах магматического генезиса обычно равномерное, а в метаморфических породах – волнистое или облачное. Кварц одноосный, его оптический знак положительный. Этот минерал не имеет продуктов разрушения, зерна его прозрачны и лишь при большом увеличении иногда бывают видны мельчайшие включения газа и жидкости, расположенные цепочками. Перечисленные свойства в подавляющем числе случаев позволяют легко отличать кварц от полевых шпатов и нефелина.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ, ВСТРЕЧАЮЩИЕСЯ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Груша граната

По кристаллической структуре гранаты относятся к группе островных силикатов, образующих несколько изоморфных рядов. Кристаллизуются гранаты в кубической сингонии, их кристаллы имеют характерную форму – тетрагонтриоктаэдры, ромбододекаэдры или комбинации этих форм. Минералы этой группы обладают большим сходством физических признаков: стеклянный блеск, отсутствие спайности, относительно высокая твердость (6,5–7,5), большая плотность – 3,15–4,3 г/см³. Макроскопически наиболее распространенные разновидности гранатов различают главным образом по цвету (табл. 10), который отражает особенности химического состава минералов.

Как отмечалось выше, гранаты образуют изоморфные ряды, промежуточные члены которых встречаются чаще, чем крайние [3].

Под микроскопом в прозрачных шлифах гранаты бесцветны или очень слабо окрашены в желтоватый или розоватый цвет. Зерна их чаще имеют округлую, изометричную или неправильную форму, но

Минерал	Химическая формула	Цвет в образце.
Пироп	$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	Красный, темно-красный
Альмандин	$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	Буро-красный, розовато-желтый
Спессартин	$Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	Розовый, желтовато-бурый
Гроссулярь	$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	От бесцветного до коричнево-бурого, чаще бледно-зеленый
Андрадит	$Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$	От зеленовато-желтого до черного, чаще буро-красный
Уваровит	$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	Изумрудно-зеленый

Продолжение табл. 10

Минерал	Показатель преломления	Плотность, г/см ³	Цвет в шлифе
Пироп	1,714	3,58	Розовый, красноватый
Альмандин	1,830	4,32	Бесцветный, розовый
Спессартин	1,800	4,19	Буроватый
Гроссулярь	1,734	3,59	Бесцветный
Андрадит	1,887	3,86	Желтоватый, бесцветный
Уваровит	1,860	3,90	Зеленый

иногда отчетливо идиоморфны и представляют собой почти правильный шести- или восьмиугольник.

Значения показателей преломления гранатов намного превышают величину показателя преломления канадского бальзама, в результате чего зерна этих минералов имеют резко выраженный рельеф и шагрелевую поверхность.

Как кристаллы кубической сингонии, гранаты оптически изотропны, но кальциевые разности нередко обладают заметным двупреломлением (до 0,012) и даже полисинтетическим двойниковым строением (зональное погасание).

Отнесение минерала к группе гранатов при изучении в шлифах обычно не вызывает трудностей, но более точная диагностика — установление состава, требует детального его исследования и, в первую очередь, определения величины показателя преломления (табл. 10). Установлена четкая зависимость между химическим составом гранатов и значениями n , а также такими параметрами, как их плотность. Графики, выражающие эту зависимость, приводятся во многих справочниках [3, 8].

Знание состава гранатов необходимо для решения генетических вопросов — определения точных величин температуры и давления процесса метаморфизма. Это выходит за пределы программы геологов-нефтяников, для которых достаточно определить наличие или отсутствие граната в породе.

Зерна граната часто содержат многочисленные включения минералов, входящих вместе с ним в состав породы — кварц, биотит, полевые шпаты, рудные минералы и т.д. При разрушении гранаты замещаются хлоритом, карбонатами, реже биотитом и некоторыми другими минералами.

Минералы описываемой группы как породообразующие характерны для различных метаморфических пород: кристаллосланцев, гнейсов, скарнов и др. В составе пород магматического происхождения они, как правило, относятся к числу второстепенных компонентов. Однако довольно часто встречаются гранатосодержащие граниты и пегматиты.

Силлиманит

Силлиманит — $Al[AlSiO_5]$ — высокотемпературный минерал, являющийся важной составной частью контактово- и регионально-метаморфизованных пород (роговики, кристаллосланцы, гнейсы). Макроскопически трудно определим, так как образует либо отдельные сравнительно мелкие и тонкие кристаллы, либо плотные сростки субпараллельно ориентированных кристаллов. Однако под микроскопом диагностируются достаточно легко.

Силлиманит (29) кристаллизуется в ромбической сингонии, в прозрачных шлифах бесцветен. Зерна его, как правило, идиоморфны и имеют в одном сечении длиннопризматическую или даже игольчатую форму, а в другом — ромбовидную, часто близкую к квадратной. Для минерала характерна совершенная спайность в одном направлении. Трещины спайности проходят вдоль длинной стороны зерен параллельно граням призмы. Показатели преломления колеблются от 1,654–1,660 (n_p) до 1,673–1,683 (n_g), сила двойного лучепреломления невысока (0,020–0,022), погасание равномерное, прямое, удлинение всегда положительное ($cN_g = 0^\circ$), угол оптических осей $2V$ положительный и небольшой (20–30°).

Сростки тонких, волосовидных кристаллов силлиманита получили название фибролита. В шлифах такие агрегаты имеют сероватый цвет (высокий рельеф вследствие большого n). При разрушении силлиманит сначала по спайности и трещинам, а потом по всему зерну замещается серицитом и глинистыми минералами.

√ Дистен (кианит)

Дистен — $Al_2[SiO_4]O$ — типичный минерал кристаллических сланцев и некоторых других, менее распространенных, метаморфических пород. Встречается он в виде длинных плоских кристаллов голубого, синего, иногда белого или серого цвета; имеет спайность в двух направлениях. Из характерных особенностей минерала следует отметить большую разницу в твердости: вдоль длинной стороны кристаллов 4–5, а в перпендикулярном направлении — 7.

В шлифах дистен (30) бесцветен или слабо окрашен в голубоватый цвет, но не плеохроирует, наблюдается часто в виде идиоморфных зерен — призматических или таблитчатых. Кроме трещин спайности по первому (100) и второму (010) пинакоидам, проходящих под углом, близким к 90° , у него наблюдается отдельность по третьему пинакoiду (001). Дистен кристаллизуется в триклинной сингонии; показатели преломления — $n_g = 1,727-1,734$, $n_m = 1,721-1,723$, $n_p = 1,712-1,718$, сила двупреломления невысока — $\Delta = 0,012-0,016$; минерал двуосный, оптически отрицательный, угол $2V$ — большой ($80-83^\circ$). Характер погасания и знак удлинения в разных разрезах различен. В сечениях с наиболее совершенной спайностью погасание почти прямое ($0-3^\circ$) и удлинение положительное, а там, где спайность выражена хуже — угол погасания составляет $27-32^\circ$ и удлинение отрицательное. У дистена часто наблюдаются двойники — простые и полисинтетические, и обильные включения различных минералов.

Андалузит

Андалузит — $Al_2[SiO_4]O$ — характерен для пород контактового и регионального метаморфизма по песчано-глинистым породам (роговики, вторичные кварциты, слюдястые сланцы и др.). Макроскопически в образцах определяется с трудом, так как обычно содержится в сравнительно небольших количествах и в виде мелких кристаллов. Крупные его кристаллы встречаются чрезвычайно редко.

Кристаллизуется андалузит в ромбической сингонии, образуя кристаллы короткостолбчатого облика, с хорошо развитыми гранями ромбической призмы. В продольных сечениях идиоморфные зерна имеют вид удлиненного прямоугольника, а в поперечных — ромба, близкого к квадрату с четкими трещинами спайности под углом 89° .

Оптические свойства андалузита (31) следующие:

в шлифах минерал бесцветен или слабо и неравномерно окрашен в розовый или зеленоватый цвет, в последнем случае он плеохроирует от бледно-розового (по N_p) до бледно-зеленого или почти бесцветного (по N_g);

величина показателей преломления и сила двупреломления

меняется в зависимости от содержания примесей Fe^{+3} и Mn^{+3} : $n_g = 1,638 - 1,650$ (при содержании 10 % Fe_2O_3 достигает 1,740 [2]), $n_m = 1,633 - 1,644$, $n_p = 1,629 - 1,640$, $\Delta = 0,009 - 0,011$; угол оптических осей равен $80 - 85^\circ$, оптический знак отрицательный; погасание прямое, в сечениях, параллельных граням призмы со спайностью в одном направлении, удлинение (знак главной зоны) отрицательное.

Под микроскопом можно наблюдать разновидность андалузита — хиастолит, содержащий обильные включения непрозрачных углистых частиц, расположенных в поперечных сечениях крестообразно.

Андалузит относится к числу довольно устойчивых минералов, так как обладает высокой твердостью (7,5 по шкале Мооса), сравнительно большой плотностью — $3,16 - 3,20$ г/см³, при химическом изменении замещается серицитом.

Ставролит

Минерал относится к силикатам. Его химический состав $FeAl_4x [SiO_4]_2O_2(OH)_2$. Благодаря изоморфным замещениям Fe^{+2} и Mg , Fe^{+3} и Al и др., у ставролита меняется окраска кристаллов от темной красновато-бурой или бу- вато-черной до светлой, желтовато-бурой. Изменения в химическом составе сказываются и на оптических свойствах, особенно на значениях показателя преломления. Кристаллизуется ставролит в ромбической сингонии, образуя столбчатые, короткопризматические кристаллы, которые часто сростаются в крестообразные двойники.

В шлифах ставролит (32) наблюдается в виде зерен призматической, ромбовидной, реже шестиугольной формы. Встречается минерал и в виде неправильных зерен. Спайность у ставролита несовершенная в одном направлении и поэтому в большинстве сечений не наблюдается совсем.

Минерал относится к группе окрашенных, плеохроирует от оранжево- или золотисто-желтого (по N_g) до бледно-желтого, почти бесцветного (по N_p). В зернах наблюдается отчетливый рельеф и шагреневая поверхность ($n_g = 1,743 - 1,762$, $n_m = 1,738 - 1,755$, $n_p = 1,734 - 1,752$). Сила двупреломления минерала невысока — $\Delta = 0,009 - 0,016$ (интерференционные окраски до желтой первого порядка). Угол оптических осей положительный и большой ($2V = 80 - 90^\circ$). Как правило, ставролит содержит большое количество разнообразных включений (кварц, гранат, рутил, рудный минерал и др.).

Ставролит — типичный минерал кристаллических сланцев, встречается совместно с гранатом, дистеном, силлиманитом, кварцем, мусковитом и некоторыми другими минералами. Как правило, размер зерен ставролита во много раз крупнее зерен других минералов метаморфической породы.

Кордиерит

По кристаллохимическим особенностям минерал относится к островным алюмосиликатам кольцевой структуры. Его химический состав выражается формулой $(Mg, Fe)_2 Al_3 [Si_5 AlO_{18}]$. Кроме железа и магния, соотношение которых сильно варьирует, в состав кордиерита в качестве примесей входят Fe^{+3} , Mn, Ti, Ca, Na и др., а также H_2O (до 4 %).

В природе наиболее широко распространены магнезиальные разновидности кордиерита. Кристаллизуется этот минерал в ромбической сингонии, а облик его кристаллов близок к гексагональным. В шлифах нормальной толщины – 0,03 мм, кордиерит бесцветен, но если он содержит включения, например, циркон, то вокруг них наблюдаются лимонно-желтые плеохроичные ореолы. Зерна минерала, как правило, неправильной формы, спайность наблюдается редко и имеет вид нескольких прерывистых трещинок на все зерно.

Оптические константы кордиерита (33) варьируют, что связано с изменениями его химического состава: $n_g = 1,527-1,578$; $n_m = 1,524-1,574$; $n_p = 1,522-1,558$; $\Delta = 0,005-0,018$, угол оптических осей сильно колеблется по величине и по знаку (от -39° до $+76-90^\circ$). Такая изменчивость оптических свойств очень затрудняет его микроскопическое определение, поэтому иногда для точной диагностики приходится прибегать к рентгеноструктурному анализу.

К числу отличительных признаков минерала относится наличие у него своеобразных двойников, имеющих клиновидную форму – секториальные двойники. Углы между двойниковыми швами, расходящиеся из одного центра, равны 30, 60 или 120° .

Иногда определение кордиерита облегчается появлением продуктов изменения – хлорита, серицита, талька, серпентиновидного вещества. При этом тонкие листочки серицита заполняют трещины в зерне, располагаясь перпендикулярно к их стенкам. Такие измененные кордиериты называют пинитами.

Кордиерит – типичный минерал высокоглиноземистых (богатых Al_2O_3) метаморфических пород – кристаллических сланцев, гнейсов, гранулитов.

Кальцит

Кальцит – $CaCO_3$ – относится к весьма многочисленной группе минералов – карбонатам. Однако далеко не все из них породообразующие. Один из наиболее распространенных карбонатов – кальцит. В магматических породах он чаще всего эпимагматический, так как образуется в процессе изменения моноклинных пироксенов, роговой обманки, основных плагиоклазов, заполняет пустоты и трещины в эф-

фузивных породах. Существенную часть, а иногда почти целиком, кальцит составляет в метаморфических породах – мраморы, скарны и др.

Макроскопически в образцах пород кальцит легко определяется по характерной реакции с 10 %-ной HCl, по светлой, как правило, окраске, по хорошо заметной совершенной спайности по граням ромбоэдра.

Кальцит кристаллизуется в тригональной сингонии. Хорошо образованные кристаллы наблюдаются в пустотах, в трещинах, а в породах минерал обычно присутствует в виде зерен неправильной, иногда близкой к изометричной, формы. В шлифах кальцит (34) бесцветен, в мелких зернах размером менее 0,1 мм трещины спайности не наблюдаются, а в более крупных, как правило, видны тонкие четкие линии спайности в одном, двух или трех направлениях. Характерная особенность кальцита, как и других минералов этой группы, – очень высокая сила двупреломления ($n_o - n_e = 0,172$), которой отвечает интерференционная окраска – белая высшего порядка (переливающаяся, перламутровая).

Кальцит оптически одноосный, отрицательный, показатели преломления – $n_o = 1,658$, $n_e = 1,486$. Обыкновенному лучу отвечает отчетливый положительный рельеф и шагреньевая поверхность ($n_{\min} \gg n_{к.б}$), а необыкновенному, величина которого меньше $n_{к.б}$ – слабый, отрицательный рельеф и слабо выраженная шагрень. Это служит причиной явления, которое называется псевдоабсорбцией и имеет сходство с плеохроизмом. В крупных зернах кальцита часто наблюдаются полисинтетические полосчатые двойники.

Группа эпидота

В различных метаморфических породах в существенных количествах (до 20–25 %) встречаются клиноцоизит (35) и эпидот (36), а также цоизит – обычно второстепенный компонент, чаще образующийся по плагиоклазам основного состава (лабрадору, битовниту и анортиту). Другие минералы группы эпидота либо встречаются в качестве аксессуарных и составляют в породах 1–2 % и меньше (ортит), либо относятся к числу редко встречающихся (пьемонтит), поэтому в настоящем пособии не рассматриваются.

Клиноцоизит, эпидот и цоизит внешне очень похожи. Они имеют одинаковый характер спайности – в одном направлении совершенная, в другом – несовершенная, близкие значения твердости (6–7) и плотности (3,25–3,7 г/см³). В виде геометрически правильных кристаллов в породах они почти не наблюдаются, образуя сплошные мелкозернистые массы или отдельные зерна. Окраска минералов зависит от химического состава – серая, желто-бурая, зеленовато-серая, но чаще

Минерал	Окраска в шлифах	Характер плеохроизма	Показатель преломления			$\Delta = n_g - n_p$	Угол $2V$, градус	Оптический знак
			n_g	n_m	n_p			
Клиноцоизит	Бесцветный	—	1,690	1,674	1,670	0,005	14–90	+
Клиноцоизит (содержит 15 % эпидотовой составляющей)	Бесцветный	—	1,734	1,725	1,715	0,015	14–90	+
Эпидот	Бесцветный и окрашенный ¹	Окрашенные разности отчетливо плеохроируют от желто-зеленого до бесцветного	1,797	1,784	1,751	0,049	65–90	—

¹ Ярко окрашенный, четко плеохроирующий от фишашково-зеленого до бледно зелено-вато-желтого, эпидот называется пистацит.

всего зеленая с разными оттенками (яблочно-зеленая, желто-зеленая, фишашково-зеленая и др.). Присутствие в породе большого количества минералов группы эпидота часто определяет ее цвет в образце.

Клиноцоизит – $Ca_2 Al_6 [SiO_4] [SiO_2] O(OH)$ – и эпидот – $Ca_2 Fe^{+3} Al_2 x [SiO_4] [Si_2 O_7] O(OH)$ – островные силикаты, они образуют изоморфный ряд минералов, в которых изменяется содержание Fe^{+3} и соответственно меняются оптические свойства (табл. 11).

Клиноцоизит и эпидот кристаллизуются в моноклинной сингонии. Под микроскопом в шлифах наблюдаются в виде удлинённых, таблитчатых или неправильной формы зерен, иногда образующих радиально-лучистые сростки; спайность в двух направлениях под углом 65° , причем в одном направлении совершенная, а в другом – несовершенная, в виде коротких трещин. Угол погасания колеблется от 0° до $25-30^\circ$. Его величина и знак удлинения зависят от того, с каким направлением спайности изменяется угол.

Характерная особенность минералов группы эпидота – наличие аномальной интерференционной окраски. Особенно заметна она у

цоизита (тусклая серо-синяя, желтовато-бурая), у клиноцоизита – выражена слабее (густые желтые и оранжево-желтые цвета), а у эпидота особенно яркими становятся красные, малиново-красные и зеленые тона.

Клиноцоизит и эпидот относятся к числу устойчивых минералов и часто сами являются продуктами разложения силикатов и алюмосиликатов. В качестве породообразующего компонента они характерны для регионально-метаморфизованных пород эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев (амфиболиты, хлоритовые сланцы и др.).

Группа хлоритов

К этой группе относится более 25 переменных по химическому составу алюмосиликатов со слоистой структурой. Особенности условий образования – низкие температура и давление, тесная связь с гидротермальными процессами, обуславливают высокое содержание в них воды. Общая формула хлоритов – $(Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al)_{12} [(Si, Al)_8 O_{20}] (OH)_{16}$. В хлоритах наблюдается несколько видов изоморфизма, что приводит к чрезвычайной изменчивости всех свойств этих минералов.

В породах разного генезиса хлориты имеют различное значение. В магматических породах они, как правило, наряду с другими эпимагматическими, образуются по железосодержащим минералам – биотиту, роговой обманке, моноклинным пироксенам и плагиоклазам основного состава, выполняют пустоты и трещины в излившихся породах. И в метаморфических породах хлориты часто играют роль вторичных минералов, развивающихся по породообразующим компонентам. Наряду с этим, в породах, представляющих собой продукт метаморфизма основных магматических пород или магнезиальных глин и мергелей в зеленосланцевой фации, хлориты в ассоциации с альбитом, эпидотом, кальцитом и некоторыми другими минералами – одни из главных и содержатся в значительных количествах.

Ряд минералов группы хлоритов образуется в экзогенных условиях и входит как важная составная часть в осадочные породы. В настоящем пособии приводится общая характеристика хлоритов, поскольку для точной их диагностики необходимо располагать данными о химическом составе минерала и более подробное описание нескольких разновидностей.

Хлориты кристаллизуются в моноклинной сингонии. Имеют слюдоподобный облик, но их листочки не обладают упругостью. Часто образуют сростки и агрегаты. Обладают совершенной спайностью в одном направлении, цвет в образце – зеленый, иногда темно-зеленый до почти черного.

В шлифах хлориты могут быть окрашенными с хорошо заметным плеохроизмом или бесцветными, показатели преломления колеблются от 1,56 до 1,66 (одной из причин этого является содержание железа в составе минерала), сила двупреломления не поднимается выше 0,015. Для большинства хлоритов характерны аномальные интерференционные окраски с тусклыми темно-синими, фиолетовыми, оливково-бурыми и другими цветами. Все хлориты двуосные, но угол оптических осей (2V) обычно невелик, а иногда близок к 0° (псевдоодноосные).

Пеннин (43) – наиболее распространенный из хлоритов, относится к окрашенным разностям с плеохроизмом от синевато-зеленого или бесцветного до желто-зеленого, показатели преломления колеблются в пределах 1,56–1,58, сила двупреломления не превышает 0,005, угол оптических осей небольшой, отрицательный, но может быть и положительным. Наиболее важное диагностическое свойство пеннина, помимо плеохроизма, – аномальная интерференционная окраска – синяя или фиолетовая.

Очень близок к пеннину другой минерал из группы хлоритов – клинохлор. Он отличается всегда положительным знаком оптических осей, а аномальная интерференционная окраска – грязно-желто-зелено-серая.

Делессит тоже относится к окрашенным минералам, в шлифах плеохроирует от бесцветного или слабо окрашенного в желтоватый или зеленоватый цвет до зеленого или оливково-зеленого, показатели преломления несколько выше, чем у двух предыдущих хлоритов (1,598–1,602), сила двупреломления равна 0,005, угол оптических осей близок к 0°, аномальные цвета интерференции такие же, как у клинохлора. Отличительная особенность делессита – характерное для него образование сростков радиально-лучистого строения – сфероцитов.

Серпентин и тальк

Серпентин и тальк – продукты изменения агниевых силикатов – оливина и пироксенов. Наряду с этим, в породах, образующихся при низкотемпературном региональном метаморфизме магматических разностей основного и ультраосновного состава, эти минералы играют роль породообразующих компонентов.

Особенность химического состава серпентина и талька – наличие гидроксильной группы.

Серпентин в шлифах бесцветный или светло-буро-зеленый, волокнистого или пластинчатого строения, показатели преломления колеблются от 1,532 до 1,574, цвета интерференции низкие – серые, белые, иногда бледно-желтые. По типу структуры, определяемой

электронномикроскопическим или рентгеноструктурным анализом, выделяют несколько разновидностей серпентина: хризотил, антигорит, серпофит, лизардит и бастит.

Тальк по оптическим константам очень близок к мусковиту и серициту. Для точной его диагностики необходимо определить показатель преломления ($n_g = 1,589 - 1,600$, $n_m = 1,589 - 1,594$, $n_p = 1,539 - 1,550$). При отсутствии такой возможности следует ориентироваться на минеральную ассоциацию с существенно магниевыми минералами и иногда – на характер выделения (по трещинам, по периферии зерен).

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы этой группы не встречаются в существенных количествах, но являются характерной примесью в той или иной группе магматических или метаморфических пород¹. Зерна акцессорных минералов в ряде случаев имеют правильные кристаллографические очертания (идиоморфны), что обусловлено их высокой кристаллизационной способностью. Размер зерен обычно очень мал – сотые или единицы десятых долей миллиметра, поэтому определение у них таких свойств, как осьность, оптический знак, угол $2V$ в большинстве случаев весьма затруднительно. Ниже приведено описание наиболее часто встречающихся акцессорных минералов.

Циркон – $ZrSiO_4$ (37), кристаллизуется в тетрагональной сингонии, образуя удлинённые зерна с бипирамидальными окончаниями. В метаморфических породах циркон чаще встречается в виде округлых зерен или зерен неправильной формы. Размер их обычно не превышает 0,1 мм. Кроме самостоятельных выделений циркон часто наблюдается в качестве включений в породообразующих компонентах – биотите, роговой обманке, кордиерите и др. Вокруг таких включений образуются ореолы: темный, почти черный в биотите или роговой обманке, лимонно-желтый в кордиерите и т. д.

В шлифах циркон бесцветный, иногда желтоватый или розоватый, с очень высоким рельефом и шагренью ($n = 1,923 - 2,01$), интерференционные окраски третьего и четвертого порядка ($\Delta = 0,044 - 0,062$), погасание прямое, часто имеет зональное строение, особенно в метаморфических породах; одноосный, положительный.

Апатит (38) – $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl)$ гексагональной сингонии, в магматических породах наблюдается в виде длиннопризматических до игольчатых зерен, а в метаморфических – чаще в виде зерен округлой или неправильной формы. В шлифах апатит бесцветный, с

¹ В отдельных случаях содержание их резко возрастает и тогда они играют роль породообразующих. Например, апатит в щелочных породах.

тонкими четкими ограничениями ($n = 1,630-1,655$), низкими – серыми или светло-серыми интерференционными окрасками первого порядка ($\Delta = 0,005-0,007$), прямым погасанием, отрицательным удлинением, одноосный, оптически отрицательный. Последние оптические свойства часто ввиду малых размеров зерен определить весьма сложно. Апатит очень устойчивый минерал и продукты его разложения неизвестны.

Сфен (титанит)(39) – $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]$ O может в качестве примеси содержать Fe, Al, Mn, TR, F и другие элементы, что влияет на цвет минерала в образце. Кристаллизуется сфен в моноклинной сингонии, хорошо образованные кристаллы имеют призматическую или конвертообразную форму. В шлифах они дают ромбовидные, иногда клиноподобные сечения. Наряду с этим: сфен встречается в неправильных зернах, иногда в сростках с рудными и другими минералами. Минерал обладает спайностью, но она видна очень редко и только в крупных, более 0,5 мм, зернах.

Сфен относится к числу бесцветных в шлифах минералов, но благодаря высоким значениям показателей преломления ($n_g = 1,975-2,054$, $n_p = 1,888-1,913$) он кажется сероватым, а иногда желтовато- или буровато-серым (резко выраженная шагрень). Еще одна характерная особенность сфена – высокая интерференционная окраска – белая высшего порядка ($\Delta = 0,090-0,140$). Иногда наблюдается двойниковое погасание.

При разрушении титансодержащих минералов – сфена, биотита, амфиболов, ильменита и др., образуется тонкозернистый, почти непрозрачный агрегат зерен, состоящий, как показывают детальные исследования, из сфена, анатаза, рутила или брукита. Он получил название лейкоксен. В отраженном свете лейкоксен – белый, желтоватый и похож на кусочки ваты.

Рутил (40) – TiO_2 встречается в интрузивных породах, преимущественно кислых и средних по составу, в пегматитах, а также в метаморфических породах – амфиболитах, эклогитах и др. Довольно часто тонкие иголки рутила в виде сростков-двойников, расположенных под углом 60° друг к другу, образуются при изменении титансодержащих минералов, например, биотита (сагенин).

Рутил обычно наблюдается в виде мелких зерен, размером в сотые и десятые доли миллиметра и сравнительно редко представлен более крупными зернами. Его характерные свойства следующие: в шлифах густо окрашен в буро-красный или желто-бурый цвет, часто почти непрозрачен из-за широких темных контуров – очень высокий рельеф ($n_e = 2,899-2,901$, $n_o = 2,605-2,613$), интерференционная окраска высокая – белая высшего порядка ($\Delta = 0,286-0,296$), но вследствие интенсивной собственной окраски минерала она практически не

видна и с включенным анализатором рутил такого же цвета, как и при одном николе.

Как минерал тетрагональной сингонии, рутил имеет прямое погасание. Мелкие его кристаллы игольчатой формы наблюдаются в качестве включений в кварце, причем в них всегда хорошо видна высокая интерференционная окраска.

Монацит — (Ce, La, Th) $[\text{PO}_4]$ встречается в гранитах, пегматитах, гнейсах различного состава, кристаллических сланцах. В шлифах монацит (41) похож на циркон, но в отличие от него имеет в удлинённых сечениях косое погасание, так как кристаллизуется в моноклинной сингонии. Форма кристаллов монацита — таблитчатая и разрезы в шлифах также таблитчатые, изометричные или короткопризматические. Минерал бесцветен, показатели преломления высокие ($n_g = 1,828-1,851$, $n_m = 1,777-1,801$, $n_p = 1,774-1,800$), но ниже, чем у циркона; сила двупреломления $\Delta = 0,045-0,075$, что также меньше, чем у циркона. Монацит обладает совершенной спайностью в двух направлениях, но в шлифах обычно видна одна система трещин, угол погасания $cN_g = 2-7^\circ$, двусный, оптически положительный.

Турмалин — минерал сложного и переменного химического состава, относящийся к кольцевым борато-силикатам и образующий изоморфные ряды. Наиболее распространенные представители этих рядов дравит — $\text{NaMg}_3 \text{Al}_6 [\text{Si}_6 \text{O}_{18}] [\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})$, шерл — $(\text{Na}, \text{Ca}) \text{Fe}_3^+ \text{Al}_6 [\text{Si}_6 \text{O}_{18}] [\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})$ и эльбаит — $\text{Na} (\text{Li}, \text{Al})_3 \text{Al}_6 \times [\text{Si}_6 \text{O}_{18}] [\text{BO}_3]_3 (\text{OH}, \text{F})$.

Кристаллизуются турмалины в тригональной сингонии, образуя столбчатые, длинно-призматические до игольчатых кристаллы, которые часто срastaются в лучистые агрегаты — турмалиновые "солнца".

Особенности химического состава минералов этой группы сказываются на их окраске и в образце, и в шлифах под микроскопом. Так, макроскопически дравит — зеленый, шерл — черный, а эльбаит — нежно-розовый. Окрашенные турмалины в шлифах отчетливо плеохроируют в удлинённых разрезах: дравит плеохроирует от бледно-желтого или светло-бурого до бесцветного; шерл — от зеленого или синего до розовато-бурого, иногда окраска зональная или пятнистая, эльбаит — от почти бесцветного до голубого или красного.

Спайностью минералы не обладают, но, как правило, наблюдаются трещинки отдельности, ориентированные перпендикулярно к граням призмы. Все турмалины одноосные, отрицательные, погасание прямое, удлинение отрицательное.

Величины показателей преломления и сила двупреломления меняются в зависимости от химического состава турмалина (табл. 12).

Оптические свойства	Дравит	Шерл	Эльбаит
n_o	1,635–1,661	1,655–1,675	1,640–1,655
n_e	1,610–1,632	1,625–1,650	1,615–1,620
$\Delta = n_o - n_e$	0,021–0,026	0,025–0,034	0,017–0,024

В шлифах турмалин (42) можно спутать с биотитом или роговой обманкой. Чтобы этого не произошло, надо помнить, что, во-первых, содержание в породе турмалина всегда незначительно (доли или единицы %), во-вторых, он не имеет спайности, в-третьих, турмалин, плеохроируя, принимает наиболее темную окраску, когда длинная сторона кристалла перпендикулярна к направлению колебаний света в поляризаторе, в то время как биотит имеет самую темную окраску в момент, когда лучи света колеблются параллельно длинной стороне или спайности. От роговой обманки турмалин отличается прямым погасанием и осностью.

Турмалин – типичный минерал пегматитовых жил, значительно реже он встречается в гранитах; из метаморфических пород, в которых наблюдается этот минерал, можно назвать грейзены, вторичные кварциты, метаморфогенные гранитоиды.

Флюорит – CaF_2 сравнительно редко наблюдается в качестве акцессорного минерала в интрузивных породах с повышенным содержанием щелочей, но является характерным для пегматитов и особенно для грейзенов. Флюорит – минерал оптически изотропный, так как кристаллизуется в кубической сингонии. Кристаллы его имеют вид куба или правильного восьмигранника – октаэдра, но значительно чаще в породах он представлен зернами неправильной или округлой формы. В прозрачных шлифах флюорит бесцветен, его показатель преломления много меньше, чем у канадского бальзама ($n = 1,434$), поэтому у минерала отчетливо выражен отрицательный рельеф и сильная шагрень. Для флюорита характерна совершенная спайность в четырех направлениях, но в шлифах лишь в отдельных сечениях можно наблюдать три системы трещин под углом 60° друг к другу.

Отрицательный рельеф и отсутствие интерференционной окраски позволяют достаточно легко определить флюорит под микроскопом.

Из рудных минералов наиболее распространены как в магматических, так и в метаморфических породах магнетит, ильменит, титано-магнетит, гематит и пирит. Диагностика этих минералов проводится по особой методике с помощью специального рудного микроскопа, поскольку они в шлифах непрозрачны. Можно восполь-

зоваться и поляризационным микроскопом, оснащенным опак-иллюминатором.

Изучая породы в прозрачных шлифах, предварительное определение рудных минералов проводят в отраженном свете, направляя свет на шлиф сверху. Если в проходящем свете рудные минералы все одинаковы (черные), то в отраженном они имеют разный цвет, или оттенки, что и позволяет различить их. Магнетит в отраженном свете стально-серый, иногда с красновато-коричневым оттенком; ильменит – серовато-белый со слегка желтоватым оттенком, он обычно окружен белыми ватоподобными продуктами разрушения – лейкоксеном; титано-магнетит в отраженном свете серый и очень похож на магнетит, но в отличие от него при изменении замещается лейкоксеном; гематит – стально-серый, с сильно выраженным металлическим блеском, тонкие пластинки этого минерала просвечивают кроваво-красным цветом; пирит – светло-желтый или золотисто-желтый с металлическим блеском.

Контрольные вопросы

1. Как подразделяются минералы по их роли в горных породах?
2. К какой группе минералов относятся фаялит, форстерит и оливин?
3. Дайте характеристику спайности минералов группы оливина.
4. Какие из оптических свойств являются общими для минералов группы оливина?
5. Как отражается изменение химического состава минералов группы оливина на их оптических свойствах?
6. К какому подклассу минералов относятся пироксены?
7. По каким особенностям можно отличить в шлифах пироксены от минералов группы оливина?
8. В какой сингонии кристаллизуются пироксены?
9. Назовите минералы из группы пироксенов, которые в шлифах бесцветны или почти бесцветны.
10. Дайте характеристику погасания ромбических и моноклинных пироксенов.
11. Перечислите отличительные признаки гиперстена под микроскопом.
12. У какого пироксена сила двухпреломления достигает наибольшей величины и какой наивысшей интерференционной окраской он обладает?
13. Назовите минералы, образующиеся при процессах изменения пироксенов.
14. В состав каких пород пироксены входят как породообразующие минералы?
15. Какая форма разрезов наблюдается в шлифах у минералов группы амфиболов?
16. Дайте характеристику спайности амфиболов.

17. К какой группе минералов – окрашенных или бесцветных под микроскопом, относится большая часть амфиболов?
18. Какова оптическая ориентировка арфведсонита, обыкновенной и базальтической роговой обманки?
19. Перечислите амфиболы, типичные для метаморфических пород.
20. В чем сходство и различия минералов из группы пироксенов и амфиболов?
21. К какому структурному подклассу алюмосиликатов относятся слюды?
22. Существует ли зависимость между химическим составом слюд и их оптическими свойствами?
23. Какая поверка микроскопа проводится с помощью биотита?
24. Охарактеризуйте особенности погасания и оптической ориентировки минералов группы слюд.
25. Как называется мелкочешуйчатая разновидность мусковита? Какова ее роль в различных горных породах?
26. Какова в шлифах форма разрезов идиоморфных кристаллов слюд?
27. В какой сингонии кристаллизуются плагиоклазы?
28. Перечислите важнейшие оптические свойства плагиоклазов. Какие из них являются наиболее надежными при диагностике плагиоклазов?
29. На чем основан оптический метод определения химического состава плагиоклазов?
30. Перечислите признаки, по которым в шлифах выбирают зерна плагиоклазов для определения их состава?
31. Чем замещаются плагиоклазы при их разрушении?
32. В каких породах плагиоклазы наблюдаются в виде микролитов?
33. Перечислите наиболее распространенные минералы группы калиевых полевых шпатов.
34. Что общего и каковы различия в оптических свойствах минералов из группы плагиоклазов и калиевых полевых шпатов?
35. В каком направлении перемещается линия Бекке на контакте канадского бальзама с микроклином при поднятии тубуса микроскопа?
36. По каким признакам можно отличить ортоклаз от санидина и микроклина в шлифах?
37. Что образуется в процессе изменения калиевых полевых шпатов?
38. В каком случае полевые шпаты называют пелитизированными?
39. Назовите наиболее распространенные минералы из группы фельдшпатов.
40. Могут ли в состав магматической породы входить одновременно кварц и нефелин?
41. В каких породах кварц часто бывает представлен зернами идиоморфных очертаний?
42. Назовите диагностические свойства кварца, по которым его можно узнать под микроскопом?

43. Отражаются ли на свойствах минералов группы гранатов изменения их химического состава?
44. Какие из оптических свойств являются наиболее важными при диагностике гранатов в шлифах?
45. Охарактеризуйте тип погасания и оптическую ориентировку в кристаллах силлиманита.
46. В каких породах силлиманит является существенной составной частью?
47. Что называют "фибrolитом"?
48. В каких пределах колеблются величины показателей преломления у дистена?
49. Обладает ли дистен плеохроизмом?
50. Какой тип погасания наблюдается у дистена?
51. Укажите важнейшие оптические свойства андалузита.
52. Какова форма зерен андалузита в шлифах?
53. Сила двойного лучепреломления андалузита равна 0,009–0,011. Каким интерференционным окраскам соответствует это значение в шлифах толщиной 0,03 мм?
54. Дайте характеристику плеохроизма ставролита.
55. Обладает ли ставролит спайностью? Если да, то в скольких направлениях и какова степень ее совершенства?
56. К какой группе относится ставролит – оптически одноосным или двуосным?
57. Назовите минералы, на которые под микроскопом похож кордиерит?
58. Относится ли к числу диагностических свойств кордиерита величина показателя преломления?
59. Какой тип двойников наблюдается у кордиерита?
60. Какой минерал из группы карбонатов является наиболее распространенным?
61. Назовите оптические свойства, характерные для минералов группы карбонатов?
62. Какова роль кальцита в различных горных породах?
63. Что является причиной псевдоабсорбции?
64. Перечислите минералы группы эпидота, которые часто играют роль породообразующих компонентов.
65. Какие признаки являются наиболее надежными при диагностике минералов группы эпидота в шлифах?
66. Продуктом разрушения каких минералов является хлорит?
67. Показатель преломления хлоритов колеблется в пределах 1,56–1,66. Каков в этом случае характер шагреневой поверхности и рельефа?
68. Какую роль играют в породах серпентин и тальк?
69. В чем состоит значение аксессуарных минералов?
70. В породах какого происхождения и состава апатит может играть роль породообразующего минерала?

Минеральный состав	Цветное число	Эффузивные породы	
		Палеотипные	Неотипные
		Структура порфировая — неравномернозернистая с крупными вкрапленниками и стекловатой или микрокристаллической основной массой	
Нефелин, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, щелочные амфиболы и пироксены, слюды	10—15	Фонолит	
Калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, роговая обманка (щелочной или обычный пироксен, биотит)	15	Трахит	Трахитовый (ортоклазовый) порфир
Кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, слюды (роговая обманка)	10	Липарит (риолит)	Липаритовый (риолитовый) порфир
Кварц, средние плагиоклазы, роговая обманка, калиевые полевые шпаты, биотит (пироксен)	15—20	Дацит	Дацитовый (кварцевый) порфир
Средние плагиоклазы, роговая обманка (пироксен, биотит)	35	Андезит	Андезитовый порфирит
Основные плагиоклазы, пироксены (оливин, роговая обманка)	50	Базальт	Базальтовый порфирит
Пироксены, оливин, рудные минералы (роговая обманка)	95—100		Меймечит

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Современная систематика горных пород строится на выделении различных взаимосвязанных и взаимоподчиненных таксономических единиц: тип — класс — группа — ряд — семейство — вид. Наиболее крупные подразделения — типы и классы пород — выделяются по генетическому признаку — геологическим условиям их образования. Среди всех горных пород выделяются три основных генетических типа — магматические, осадочные и метаморфические.

Таблица 13

Интрузивные породы		Группа пород по содержанию SiO_2	Ряд пород по щелочности
Гипабиссальные	Абиссальные		
Структура порфиroidная — полнокристаллическая, неравномернокристаллическая с крупными вкрапленниками и мелко- или среднезернистой основной массой	Структура полнокристаллическая, равномерно-кристаллическая, крупнокристаллическая		
Нефелиновый сиенит-порфир	Нефелиновый (фельдшпатоидный) сиенит	Средняя, $\text{SiO}_2 = 53-64 \%$	Щелочной фельдшпатоидный
Сиенит-порфир	Сиенит		Щелочной безфельдшпатоидный
Гранит-порфир	Гранит	Кислая, $\text{SiO}_2 > 64 \%$	Нормальный или щелочно-земельный
Гранодиорит-порфир	Гранодиорит		
Диорит-порфир	Диорит	Средняя, $\text{SiO}_2 = 53-64 \%$	
Диабаз, габбро-диабаз	Габбро	Основная, $\text{SiO}_2 = 44-53 \%$	
Пикрит, кимберлит	Дунит, перидотит, пироксенит	Ультрасиенная, $\text{SiO}_2 < 44 \%$	

Магматические горные породы — продукты кристаллизации жидкого природного силикатного расплава (магмы) — отличаются друг от друга, в первую очередь, условиями их образования и составом. Эти два основных признака и положены в основу классификации магматических горных пород. По условиям глубинности образования или, как принято говорить, по фациальным признакам все магматические породы разделяются на три класса — абиссальные, гипабиссальные и эффузивные, каждый из которых характеризуется определенным типом структур (табл. 13).

За пределами таблицы остаются породы жильной, или дайковой, серии, которые близки по условиям образования к гипабиссальному классу, но отличаются от последнего характером структуры и резким обогащением светлыми (лейкократовыми), калиевыми или

наоборот темноцветными (меланократовыми), фемическими минералами по сравнению со средним их содержанием в аналогичных гипабиссальных и абиссальных породах. Лейкократовые жильные породы подразделяются на крупнокристаллические (иногда гигантокристаллические) пегматиты и мелкокристаллические аплиты с характерными структурами. Меланократовые разности жильных пород обладают панидиоморфнозернистой структурой и объединяются в группу лампрофиров.

Проблема классификации магматических горных пород по их составу чрезвычайно сложна, вследствие чего единой схемы их разделения в настоящее время не существует. Наиболее рациональное направление, принятое в большинстве современных классификаций, отражает связь химического состава магматических пород с их реальным минеральным составом. При этом наиболее крупные классификационные единицы – группы и ряды выделяют преимущественно по химическому составу, но с учетом присутствия типоморфных минералов¹. Для более мелких подразделений – семейств, видов и разновидностей за основу классификации принимают состав и количество главных породообразующих минералов. Одна из таких классификаций была предложена А.А. Маракушевым (1973 г.) и использована в ряде последних учебников по петрографии магматических пород. Близкая по принципам схема классификации была предложена Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР.

За основу указанных классификаций принимается содержание в горных породах кремнезема (SiO_2) и оксидов щелочных металлов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), а также наличие или отсутствие наиболее важных для характеристики пород минералов: кварца, фельдшпатоидов, полевых шпатов и темноцветных компонентов.

В настоящем руководстве принята с некоторыми упрощениями классификация, разработанная Терминологической комиссией Петрографического комитета. Она представлена на двухкомпонентной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, где выделяются основные группы и ряды магматических пород. Здесь же показаны области с содержанием кварца менее 5 % и присутствием фельдшпатоидов (рис. 32).

По содержанию кремнезема (SiO_2) среди магматических пород выделяют четыре группы: ультраосновные, основные, средние, кислые.

Границы между этими группами до некоторой степени условны, поэтому на графике помимо линий, их разделяющих, штриховкой выделены зоны, или "поля неопределенности".

Важный показатель, используемый для классификационных целей, – содержание в магматической горной породе щелочей (Na_2O и

¹ Типоморфными называют минералы, типичные (характерные) для определенных условий образования.

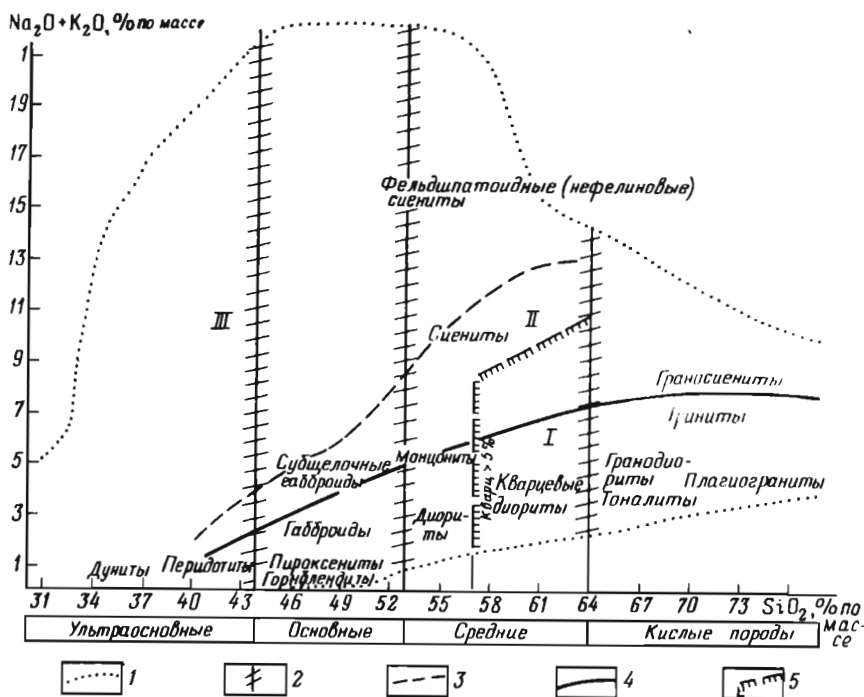


Рис. 32. Систематика магматических горных пород в зависимости от содержания SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [4, 5, с упрощениями].
 1 — область распространения химических составов магматических горных пород; границы:
 2 — разделения пород на группы по содержанию кремнезема с "полями неопределенности", 3 — нижняя граница распространения щелочных пород с фельдшпатоидами, 4 — нижняя граница распространения субщелочных пород, 5 — распространения кварца (> 5%)

K_2O). При этом учитывается не их количество, которое сильно варьирует, а соотношение содержания щелочей и кремнезема. По этому признаку на представленной выше схеме выделяют три ряда пород (см. рис. 32). Границы между ними коррелируются особенностями минерального состава.

1. Породы нормального или щелочноземельного ряда (рис. 32). К ним в зависимости от содержания SiO_2 относятся породы от ультраосновных до кислых и входят семейства дунитов, габбро, диоритов, гранодиоритов и гранитов, включая и все промежуточные разновидности¹. Породы данного ряда наиболее распространены в природе и отличаются

¹ Название семейств дается по абиссальным разностям.

Группа пород по кислотности	Породы нормального ряда	Породы повышенной щелочности	Породы щелочного ряда	
			Насыщенные кремнеземом	Недосыщенные кремнеземом
Ультраосновные	Перидотиты			
Основные	Габбро-перидотиты			
	Габбро-нориты			
Средние	Габбро-диориты	Монцититы		
	Диориты	Сиенито-диориты	Щелочные сиениты	Фельдшпатоидные сиениты
Кислые	Кварцевые диориты	Кварцевые сиениты		
	Гранодиориты, гнаусиениты	Граносиениты		
	Граниты	Щелочные граниты		

Рис. 33. Схема взаимоотношений главных типов глубинных пород (по Трусовой И.Ф., Чернову В.И., 1982 г., упрощенная)

ся от магматических пород других рядов отсутствием фельдшпатов, щелочных пироксенов и амфиболов.

2. Породы ряда с повышенной щелочностью, или субщелочные безфелдшпатоидные (см. рис. 32), также изменяются по кислотности от ультраосновных до кислых. Этот ряд включает семейства субщелочных габброидов, монцититов, сиенитов, щелочных гранитов и др.

3. Породы щелочного ряда – фельдшпатоидные (см. рис. 32) наименее распространены в природе. Среди представителей этого ряда известны лишь разновидности от ультраосновных до средних. Из щелочных пород чаще других встречаются фельдшпатоидные (нефелиновые или лейцитовые) сиениты.

Определительная таблица главнейших групп магматических пород (табл. 13), в которой учитывается глубинность породы, ее фациальный характер, определяемый по типу структуры (классы: абиссальный, гипабиссальный и эффузивный), и минеральный или химический состав, составлена исходя из основ разобранный выше классификации.

По соотношению кремнезема и суммы щелочей выделяют группы, ряды и семейства магматических горных пород. При этом изменение химического состава сказывается прежде всего на появлении или исчезновении того или иного породообразующего минерала. Из всех перечисленных выше семейств для общей определительной таблицы

(см. табл. 13) выбраны наиболее распространенные, в том числе все семейства пород нормального ряда, сиениты из субщелочных разностей и нефелиновые сиениты из щелочного фельдшпатоидного ряда. Для абиссальных пород приведена более детальная классификация (табл. 14): выделяются не только типичные породы семейства, но и некоторые часто встречающиеся разновидности. Взаимосвязь основных семейств магматических горных пород и их промежуточных разностей наглядно иллюстрируется схемой взаимоотношения главных типов глубинных пород (рис. 33).

Таким образом, для определения магматической горной породы в лабораторных условиях необходимо установить ее структуру и по типу последней отнести изучаемую породу к одному из генетических классов – абиссальным, гипабиссальным или эффузивным¹.

Комплекс породообразующих минералов, присутствующих в породе, позволит выбрать соответствующую горизонтальную графу табл. 13. Название породы будет находиться на пересечении выбранных горизонтальной графы и вертикального столбца.

При работе с определительной таблицей необходимо иметь в виду следующее:

1. Названия гипабиссальных пород в таблице соответствуют разностям с характерной порфиroidной структурой. В случае гипабиссальных пород с равномернокристаллической мелкокристаллической структурой они называются по типу соответствующей абиссальной породы с приставкой "микро", например микрогранит, микросиенит, микрогаббро и др.

2. Эффузивы подразделяются на два ряда – неотипные (геологически молодые, неразрушенные) и палеотипные (вторично измененные) породы. Первые характеризуются почти полным отсутствием вторичных изменений вкрапленников и основной массы, прозрачностью в шлифах. В палеотипных разностях вкрапленники частично или полностью замещены вторичными (эпимагматическими) минералами, вулканическое стекло девитрифицировано и превращено в мелкокристаллический агрегат эпимагматических минералов и поэтому породы в шлифах малопрозрачные, мутные.

3. В эффузивных породах часто встречаются не все минералы, характерные для их глубинных аналогов, вследствие наличия в породе стекловатой фазы. Кроме того, состав микролитов основной массы часто не может быть определен из-за малого их размера. Поэтому диагностика эффузивов проводится на основании изучения минерального состава вкрапленников, характера структуры и типа раскристаллизации основной массы. Связь определенных структур с химико-

¹ Необходимо помнить, что для точного отнесения породы к определенному фашиальному ряду необходимы полевые наблюдения и знание условий залегания пород.

Минеральный состав главнейших абиссальных пород

Горная порода	Нефелин	Кальцевые полевые шпаты	Кварц	Кислые плагиоклазы	Средние плагиоклазы	Основные плагиоклазы	Слюды	Амфиболы	Моноклинные пироксены	Ромбические пироксены	Оливин
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Семейство нефелиновых сиенитов:

хибинит

++

++

-

+

+

-

- +

++

++

-

-

миаскит

++

++

-

+

+

-

++

- +

-

-

-

Семейство сиенитов:

сиенит

-

++

-

+ +

-

-

- +

++

- +

-

-

граносиенит

-

++

++

+ +

-

-

- +

++

- +

-

-

габбро-сиенит

-

++

-

-

-

+ +

+

++

+

-

-

(монцонит)

Семейство гранитов:

гранит

-

++

++

++

-

-

++

- +

-

-

-

плагιοгранит

-

- +

++

++

-

-

- +

+

-

-

-

Семейство гранодиоритов:

гранодиорит

-

++

++

-

++

-

- +

++

-

-

-

тоналит

-

- +

++

-

++

-

- +

++

-

-

-

Семейство диоритов

кварцевый диорит

-

-

++

-

++

-

- +

++

-

-

-

диорит

-

-

-

-

++

-

- +

++

- +

-

-

Семейство габбро												
габбро	-	-	- + ¹	-	-	++	- +	- +	++	-	+ -	
норит	-	-	-	-	-	++	-	- +	-	++	+ -	
габбро-норит	-	-	-	-	-	++	- +	- +	++	++	+ -	
лабрадорит	-	-	-	-	-	++	-	-	- +	-	- +	
трактолит	-	-	-	-	-	++	-	-	-	- +	++	
Семейство перидотитов												
перидотит	-	-	-	-	-	-	-	-	++	+ -	++	
лерцолит	-	-	-	-	-	-	-	-	++	++	++	
гарцбургит	-	-	-	-	-	-	-	-	++	- +	++	
верлит	-	-	-	-	-	-	-	-	++	- +	++	
пироксенит ²	-	-	-	-	-	-	-	- +	++	++ ³	- +	
горнблендит	-	-	-	-	-	-	-	++	- +	-	-	
дунит	-	-	-	-	-	-	-	-	- +	- +	++	

¹Кварцевое габбро.

²Пироксениты по кислотности занимают промежуточное положение между основными и ультраосновными породами.

³Встречаются разновидности пироксенитов, сложенные или только моноклиновыми пироксенами или только ромбическими.

Примечание. Знаки "++" означают, что минерал характерен для породы; "+-" — минерал чаще присутствует; "+⁺" — минерал типичен для породы, но как исключение может отсутствовать; "-+" — минерал чаще отсутствует; "-" — минерал присутствует в породе не может.

минералогическим составом эффузивных пород изложена в разделе, посвященном изучению строения различных магматических пород.

4. Минералы, характерные для данной группы пород (см. табл. 13), перечислены в соответствии с их процентным содержанием в породе, а те, что указаны в скобках, не являются обязательными для пород этой группы.

5. При определении названия магматических горных пород к числу важных признаков относится процентное содержание в породах темноцветных минералов (цветное число). Для наиболее характерных разновидностей пород цветные числа приведены в определительной табл. 13. В случае значительного превышения цветного числа против нормы (на 5–15 %) к названию абиссальной породы добавляется прилагательное – меланократовый (например, меланократовое габбро); при снижении количества темноцветных минералов по сравнению с нормой – лейкократовый (например, лейкократовый гранит).

СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магматические горные породы образуются в процессе затвердевания природного, в подавляющем большинстве случаев, силикатного расплава – магмы. В зависимости от условий ее кристаллизации возникающие магматические горные породы разделяют на эффузивные – в результате застывания расплава, излившегося на поверхность земли, и интрузивные – кристаллизующиеся внутри земной коры. Последние в свою очередь делятся по фациям глубинности на абиссальные (глубинные) и гипабиссальные (полуглубинные). Особенности кристаллизации магматического расплава – температура магмы и окружающей среды, давление в магматическом очаге и глубина его залегания, химический состав магмы – отражаются в первую очередь на структуре породы, т.е. характере ее составных частей и их взаимоотношении между собой. Вследствие этого изучение структуры, выяснение ее характерных особенностей наряду с полевыми наблюдениями позволяет установить условия образования магматической породы, фацию ее глубинности.

Под структурой понимают строение породы, которое определяется: 1) степенью кристалличности; 2) абсолютным размером зерен; 3) относительным размером зерен и 4) формой зерен и соотношением их между собой по степени идиоморфизма. Первые три признака в значительной мере зависят от термодинамических условий кристаллизации магмы и определяют собой основной тип структуры; четвертый признак зависит в первую очередь от химического состава магмы и характеризует видовые признаки структуры.

По степени кристалличности различают полнокристаллические породы, образующиеся на той или иной глубине и целиком

состоящие из кристаллов минералов; полукристаллические, в которых наряду с кристаллами присутствует вулканическое стекло; стекловатые, полностью или почти полностью сложенные вулканическим стеклом. Последние два типа структур характерны для излившихся — эффузивных пород.

По абсолютному размеру зерен выделяют гигантокристаллические (размер зерен > 20 мм), крупнокристаллические (5–20 мм), среднекристаллические (1–5 мм), мелкокристаллические (1–0,1 мм) и скрытокристаллические ($< 0,1$ мм) разновидности структур. Последние присущи излившимся вулканическим породам.

По относительному размеру зерен выделяются равномерно- и неравномернозернистые структуры. Среди последних наиболее распространены порфиroidные и порфиroidные структуры, для которых характерно наличие двух резко различных по размерам составных частей: крупных кристаллов — вкрапленников и мелкокристаллической (порфиroidные структуры) или скрытокристаллической и стекловатой (порфиroidные структуры) основной массы.

Форма зерен зависит от физико-химических особенностей магмы, кристаллизационной способности минералов и последовательности их выделения. Существенное влияние на процесс кристаллизации оказывает состав и количество летучих компонентов (минерализаторов), содержащихся в магматическом расплаве. Присутствие газов и паров способствует более полной его раскристаллизации. В соответствии с изменением условий кристаллизации магмы меняется и степень идиоморфизма даже одних и тех же минералов, что отражается в названии конкретных структур.

Изучение всех основных признаков структуры, ее полная характеристика позволяют определить условия образования породы и отнести ее к абиссальным, гипабиссальным или эффузивным разновидностям.

СТРУКТУРЫ АБИССАЛЬНЫХ ПОРОД

Абиссальные породы образуются при кристаллизации магматического расплава на глубине, в условиях больших температур и давления, незначительной разницы в температуре магмы и окружающей среды. Вследствие этого процесс остывания протекает медленно и вся масса силикатного расплава полностью раскристаллизовывается. Образовавшиеся породы имеют полнокристаллическое строение, они равномернокристаллические и средне- или крупнокристаллические. Эти признаки общие для структур абиссальных пород. Выделяемые среди них разновидности различаются по степени идиоморфизма зерен минералов, слагающих породу. Наиболее часто встречаются следующие структуры.

Рис. 34. Панидиоморфнозернистая структура (перидотит, хорошо заметен идиоморфизм оливина; диаметр поля зрения (d) 3,7 мм, с включенным анализатором)

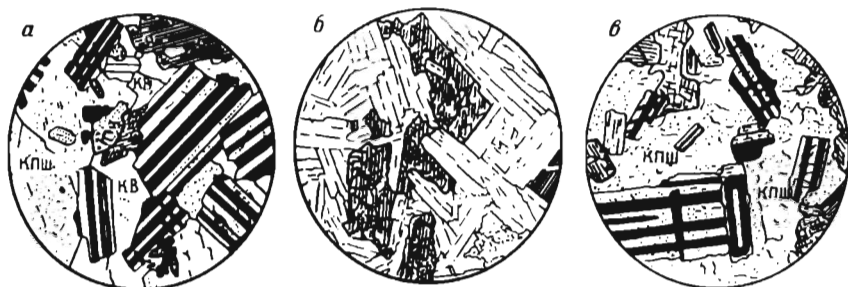
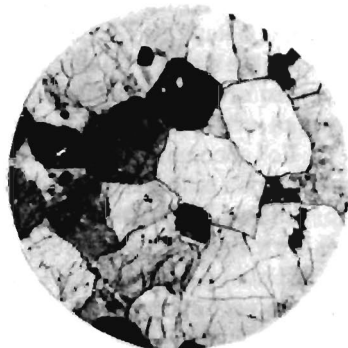


Рис. 35. Гипидиоморфнозернистые структуры (по А.Н. Заварицкому, 1965 г.).

а — гранитовая, хорошо видны гипидиоморфные кристаллы роговой обманки и плагиоклаза, зерна калиевого полевого шпата (КПШ) и кварца (КВ) ксеноморфны (гранодиорит, $d \approx 5$ мм, с включенным анализатором); *б* — офитовая, плагиоклаз образует призматические зерна, пироксен (зерна с высоким рельефом) ксеноморфен (габбро-диабаз, $d = 2,7$ мм, без анализатора); *в* — монзонитовая, калиевый полевой шпат (КПШ) представлен крупными ксеноморфными зернами, плагиоклаз и цветные минералы — авгит и биотит — имеют гипидиоморфные очертания (монзонит, $d \approx 4$ мм, с включенным анализатором)

1. **Панидиоморфнозернистая** структура отличается тем, что большинство минералов имеет идиоморфные очертания (рис. 34). Такая структура часто наблюдается у пород ультраосновного состава, например, перидотитов, дунитов.

2. **Гипидиоморфнозернистая** структура характеризуется различной степенью идиоморфизма минералов, входящих в состав породы. Такая структура у гранитов и близких к ним пород называется **гранитовой**, при этом наиболее четко идиоморфизм выражен у цветных минералов (биотит, роговая обманка), несколько хуже у плагиоклазов и ортоклаза, а зерна кварца и микроклина — резко ксеноморфны (рис. 35, *а*).

3. **Офитовая** структура является разновидностью гипидиоморфной. Для нее характерен резко выраженный идиоморфизм призматических



Рис. 36. Габбровая структура.
Пл — плагиоклаз; П — пироксен, черное — магнетит (мелкозернистое габбро, $d = 2,5$ мм, без анализатора)

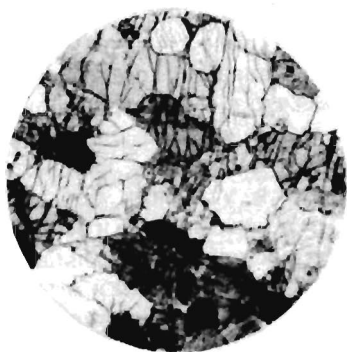


Рис. 37. Панксеноморфная структура (перидотит, $d = 5$ мм, без анализатора)

и таблитчатых зерен плагиоклазов по отношению к пироксенам, которые занимают промежутки между зернами. Эта структура присуща некоторым габбро и габбро-диабазам (см. рис. 35, б).

4. **Монцонитовая** структура характеризуется резко выраженным идиоморфизмом плагиоклазов по отношению к калиевым полевым шпатам, причем последние имеют более крупные размеры, чем первые (см. рис. 35, в). Это также разновидность гипидиоморфнозернистой структуры, она наблюдается чаще всего у монцонитов и габбро-сиенитов. Последние представляют собой породы переходные по составу, в которых наряду с калиевым полевым шпатом присутствуют основные плагиоклазы (ряда лабрадора), авгит, биотит и небольшое количество других темноцветных минералов.

5. **Габбровая** структура свойственна габбровым породам и характеризуется примерно одинаковым идиоморфизмом изометричных зерен плагиоклазов и пироксенов (рис. 36).

6. **Панксеноморфнозернистая** структура как и панидиоморфнозернистая характерна для ультраосновных пород — пироксенитов, перидотитов. Она отличается тем, что зерна минералов, слагающих породу, ксеноморфны, т.е. не имеют характерных кристаллографических очертаний (рис. 37).

СТРУКТУРЫ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ПОРОД

Структуры гипабиссальных пород, образующихся в земной коре из магматических расплавов на относительно небольшой глубине в условиях значительной разницы температур магмы и окружающей среды, характеризуются полнокристаллическим строением.

Однако, в отличие от абиссальных, структура гипабиссальных пород мелко- или среднекристаллическая. Кроме того, многие гипабиссальные породы имеют неравномернозернистое строение — на фоне мелко-среднекристаллической основной массы присутствуют отдельные, обычно идиоморфные крупные кристаллы, образование которых возможно происходило еще в первичной магматической камере, в условиях больших абиссальных глубин, до внедрения магмы в верхние этажи земной коры. Тип неравномернокристаллических структур гипабиссальных пород, где одновременно присутствуют крупные вкрапленники и мелко-среднекристаллическая масса, получил название **порфировидных** структур.

Таким образом, для гипабиссальных пород характерны два основных типа структур: **равномернокристаллическая, мелко- или среднекристаллическая и порфировидная.**

Наименование разновидностей равномернокристаллических структур и основной массы порфировидных структур аналогично названиям структур абиссальных пород, но с приставкой "микро". Например, микрогранитовая структура, порфировидная структура с микромонцитовой основной массой и т.д.

Помимо указанных выше, для гипабиссальных пород присущи и некоторые специфические структуры, получившие свои особые названия. Наиболее распространены среди них следующие:

1. **Пойкилитовая** — беспорядочное включение многих зерен одного или разных минералов в значительно более крупные зерна другого (рис. 38, а).



Рис. 38. Структуры гипабиссальных пород:

а — типичная пойкилитовая, в крупных кристаллах роговой обманки включения оливина и моноклинного пироксена (роговообманковый перидотит, $d = 4$ мм, без анализатора, по А.Н. Заварицкому); б — диабазовая, порода сложена плагиоклазом, авгитом и магнетитом (диабаз, $d = 4,3$ мм, без анализатора, по А.Н. Заварицкому); в — пегматитовая, в крупном кристалле калиевого полевого шпата — КПШ, располагаются одинаково ориентированные вроски кварца — КВ (гранитный пегматит, $d = 2,7$ мм, без анализатора, по Е.А. Кузнецову)

2. **Диабазовая** (микроофитовая) – средне- и мелкозернистая разновидность офитовой структуры (хорошо образованные длинно-призматические плагиоклазы и ксеноморфный пироксен), в которых размеры плагиоклазов и авгита приблизительно одинаковы (см. рис. 38, б).

3. **Пегматитовая** – порода сложена закономерными сростками двух минералов (например, кварца и калиевого полевого шпата), причем один из них образует крупные выделения, проросшие оптически одинаково ориентированными кристаллами другого (см. рис. 38, в).

СТРУКТУРЫ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Эффузивные породы образуются из магматического расплава, излившегося на поверхность земли и получившего название лава.

Кристаллизация магмы при этом происходит в две фазы: первая – начальная стадия кристаллизация – при относительно медленном остывании расплава на глубине в первичной магматической камере и возможно при перемещении его в верхние части земной коры; вторая – при быстром остывании в процессе излияния лавы на поверхность. В первую фазу образуется небольшое количество крупных и хорошо ограненных кристаллов, называемых вкрапленниками.

Резкое понижение температуры и давления при излиянии лавы вызывает чрезвычайно быстрое ее затвердение, вследствие чего расплав застывает в виде мельчайших ($< 0,1$ мм) кристалликов – микролитов и вулканического стекла, количественное соотношение которых непостоянно. Иногда микролиты отсутствуют и вся лава застывает в виде вулканического стекла¹.

Таким образом, структуры эффузивных пород характеризуются следующими общими признаками – они неполнокристаллические и неравномернозернистые. При наличии того или иного количества крупных кристаллов-вкрапленников на фоне скрытокристаллической или стекловатой основной массы структуры называются порфирировыми. Значительно реже встречаются породы, где вкрапленники отсутствуют. В таком случае структуры относятся к типу афировых. Структуры первого типа отличаются друг от друга строением основной массы.

Главнейшие структуры основной массы эффузивных пород следующие.

¹ При излиянии лавы внутренняя часть крупных потоков или покровов остывает медленнее, чем краевая и поверхностная; в результате чего часто возникают структуры, близкие к порфириовидным, характерным для гипабиссальных пород. Это показывает, как важны для выяснения генезиса породы полевые наблюдения.

Рис. 39. Порфирировая структура.

Основная масса имеет витрофировую или стекловатую структуру (дацит, $d = 3,7$ мм, с включенным анализатором)

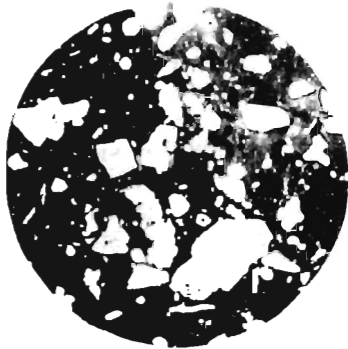


Рис. 40. Порфирировые структуры эффузивных пород (по А.Н. Заварицкому).

а — трахитовая, порфирировый вкрапленник — санидин, основная масса состоит из табличек санидина и небольшого количества эгирина ($d = 4$ мм, без анализатора); *б* — основная масса стекловатая с флюидальной структурой, во вкрапленниках плагиоклаз, амфибол и биотит ($d = 8$ мм, без анализатора); *в* — основная масса оливинового базальта имеет интерсертальную структуру, во вкрапленниках плагиоклаз — внизу, пироксен — слева, оливин — вверху ($d = 2,6$ мм, без анализатора)

1. **Витрофировая или стекловатая (гиалиновая)** (рис. 39), — основная масса сложена нераскристаллизовавшимся вулканическим стеклом. Такая структура наблюдается, главным образом, в кислых породах типа липарита (порфирировый тип) или обсидиана (афировый тип).

2. **Трахитовая** — основная масса породы сложена субпараллельно расположенными призматическими микролитами калиевого полевого шпата с незначительным количеством вулканического стекла между ними (рис. 40, *а*). Такая структура наиболее характерна для трахитов.

3. **Пилотакситовая** — морфологически близка к трахитовой, но отличается составом микролитов, которые представлены плагио-

клазами. Характерна для некоторых андезитов, спилитов, трахиандезитов.

4. **Флюидальная** (флюктуационная) – встречается в эффузивных породах различного состава и характеризуется наличием в основной массе следов течения – микролиты или стекло как бы обтекают отдельные вкрапленники (см. рис. 40, б).

5. **Базальтовая**, или **интерсертальная**, – характерна для базальтов (рис. 40, в). Основная масса породы слагается относительно крупными микролитами плагиоклазов, в промежутках между которыми располагаются очень мелкие зерна пироксенов, хлорит и рудный минерал. В небольшом количестве может присутствовать и вулканическое стекло.

6. **Андезитовая** (гиалопилитовая) – представляет собой беспорядочно расположенные многочисленные микролиты полевых шпатов, между которыми наблюдается вулканическое стекло (рис. 41, а). Количество последнего может быть различно. Такое строение основной массы наиболее типично для андезитов.

7. **Сферолитовая** (см. рис. 41, б) – обычно встречается в виде участков на общем фоне фельзитовой структуры, но иногда составляет большую часть основной массы. Характеризуется наличием волокнистых кристаллов, чаще всего кварца и полевых шпатов, растущих радиально из одного центра. Между ними может располагаться стекло или микрофельзитовая масса.

8. **Фельзитовая** (рис. 42) – микрокристаллическая структура основной массы, состоящая из мельчайших, тесно сросшихся, отдельно неразличимых и неопределимых кристаллов, действующих на поляризованный свет (агрегатное погасание). Такое строение основная масса приобретает в результате раскристаллизации вулканического стекла. Фельзитовая структура характерна для палеотипных (древних) эффузивных пород кислого и среднего составов – трахитовый, липаритовый, дацитовый порфиры.

В ряде случаев при изучении пород под микроскопом можно определить и ее текстуру. Однако наиболее четко текстурные особенности пород заметны в обнажениях и при макроскопическом исследовании образцов. Под текстурой горных пород понимается совокупность признаков внешнего строения, обусловленных ориентировкой и относительным расположением и распределением составных частей породы.

Приведем несколько примеров. Породы называются массивными, то есть обладают массивной текстурой, если они на всем видимом пространстве имеют однородное строение. При застывании лав в результате выделения растворенных в них газов и паров образуются породы, имеющие пористую текстуру. В последующее время поры нередко заполняются растворами, из которых выделяются

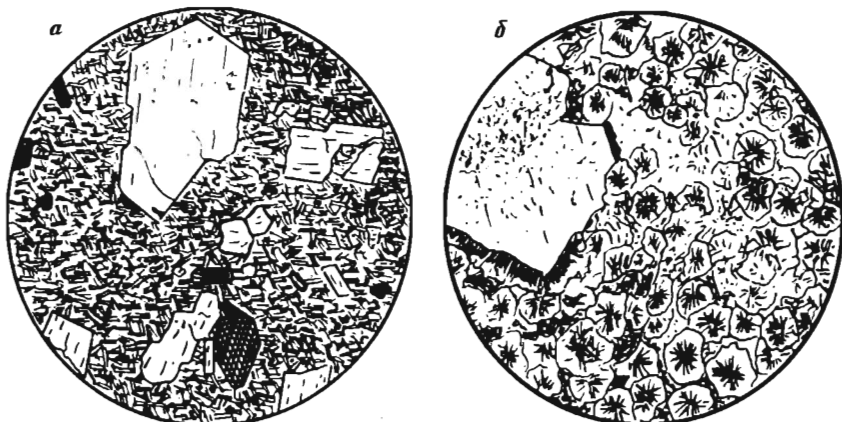


Рис. 41. Порфировые структуры эффузивных пород.

a — структура основной массы андезитовая, кристаллы-вкрапленники представлены плагиоклазом и базальтической роговой обманкой ($d=2$ мм, без анализатора, по Ю.И. Половинковой, 1966 г.); *б* — трахитовый порфир — основная масса имеет сферолитовую структуру ($d=2,5$ мм, без анализатора, по А.Н. Заварицкому, 1956 г.)



Рис. 42. Трахитовый порфир.

Структура основной массы — фельзитовая, вкрапленники представлены плагиоклазом и ортоклазом ($d=3,7$ мм, с включенным анализатором)

различные минералы, и порода приобретает так называемую миндалекаменную текстуру.

К текстурным признакам относится также отдельность магматических пород, обусловленная их закономерной трещиноватостью (шаровая, столбчатая, матрацевидная и др.).

ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Исследование магматических пород в лабораторных условиях начинается с детального описания их внешнего вида: зернистости, окраски, крепости, плотности, текстурных особенностей. Затем приступают к их микроскопическому изучению. При этом надо учитывать, что нельзя сводить петрографическое описание лишь к правильному определению названия породы. Необходимо привести настолько полную характеристику структуры и вещественного состава породы,

чтобы можно было сделать правильные генетические и практические выводы. Таким образом, петрографическое описание должно отвечать следующим требованиям:

содержать характеристику строения породы – особенности распределения в ней минералов и взаимоотношения этих минералов (степень идиоморфизма, последовательность кристаллизации);

содержать характеристику минерального состава, которая отражала бы как количественные соотношения минералов в породе, так и особенности каждого из этих минералов;

быть кратким, но в то же время настолько полным, чтобы по описанию можно было составить представление об изучаемой породе.

Особенности структур пород интрузивного и эффузивного облика обуславливают некоторые различия при описании тех и других.

Описание интрузивной породы

А. Макроскопическое описание (приводят сведения о зернистости, цвете, плотности, крепости, текстурных особенностях).

Б. Микроскопическое описание.

I. Общая характеристика породы под микроскопом. Здесь необходимо указать на степень однородности строения и характер измененности породы в целом, отметить соотношение бесцветных и окрашенных минералов, наличие или отсутствие микротрещин и другие общие сведения.

II. Описание структуры. Строение горной породы, с одной стороны, характеризует ее физико-механические свойства, а с другой – позволяет решить вопрос об условии ее формирования (скорость охлаждения расплава, порядок кристаллизации минералов и др.).

При описании структуры необходимо отметить: 1) абсолютный размер кристаллов, мм; 2) относительный размер кристаллов; 3) степень идиоморфизма кристаллов различных минералов. Учитывая перечисленные особенности строения породы, привести полное название структуры. Например, гипидиоморфнозернистая, габбровая, диабазовая и др.

III. Описание минерального состава. Среди минералов необходимо выделить главные породообразующие, слагающие большую часть пород (привести перечень с указанием процентного содержания), аксессуарные, представленные обычно мелкими кристаллами правильной формы, и эпимагматические, т.е. продукты изменения породообразующих минералов.

Далее следует привести краткую характеристику каждого из породообразующих минералов с указанием диагностических признаков и оптических констант, которые часто указывают на особенности их химического состава. Кроме того, желательно отметить степень из-

менности главных компонентов и перечислить эпимагматические минералы, возникшие в результате постмагматических процессов. Описание акцессорных минералов можно не приводить, а ограничить-ся только их перечислением.

IV. Выводы об условиях образования (абиссальная или гипабиссальная) и химическом составе породы (кислая, средняя, щелочная и т.д.).

V. Название породы. Для определения пользуются табл. 13, для абиссальных пород название уточняется в табл. 14.

Описание эффузивной породы

A. Макроскопическое описание (отмечают однородность или неоднородность окраски, цвет, плотность, наличие пустот, следов течения и т.д.).

Б. Микроскопическое описание.

I. Общая характеристика породы под микроскопом. Необходимо указать на соотношение между основной массой и вкрапленниками, количество в составе последних бесцветных и окрашенных минералов, степень измененности породы в целом, наличие микропустот, микротрещин и т.д.

II. Описание структуры. Характеризуя строение породы, следует отметить:

количество порфировых выделений, их размер и распределение (количество вкрапленников оценивается в процентах при сравнении площади, занимаемой ими, и площади шлифа);

особенности строения основной массы эффузива (характер ее раскристаллизации, количество вулканического стекла и микролитов, распределение и ориентировка последних в шлифе, наличие следов течения) и название ее структуры (интерсертальная, фельзитовая, андезитовая и др.).

III. Описание минералов-вкрапленников. Прежде всего перечисляют минералы с указанием содержания каждого (последнее может быть дано в процентах от объема породы в целом или от суммарного количества вкрапленников), а затем описывают их. При характеристике минералов приводятся оптические константы и обязательно отмечается степень их измененности.

IV. Выводы об условиях образования породы и ее химическом составе. Для решения вопроса об отнесении эффузивной породы к группе неотипных или палеотипных необходимо особое внимание обратить на степень измененности минералов-вкрапленников и основной массы. В неотипных разностях вкрапленники и микролиты представлены прозрачными, полностью или почти полностью лишенными продуктов изменения кристаллами с четкими очертаниями, а

вулканическое стекло, если оно входит в состав породы, не раскристаллизовано.

В палеотипных разностях вкрапленники, за исключением кварца, становятся мутными, малопрозрачными, иногда нацело замещаются эпимагматическими минералами, вулканическое стекло раскристаллизовывается и основная масса превращается в агрегат вторичных минералов – хлорита, альбита и др. Выводы о химическом составе породы делаются по минеральному составу вкрапленников.

V. Название породы. Для определения названия эффузивной породы также пользуются табл. 13.

Таким образом, схема описания любой магматической породы имеет следующий вид.

А. Макроскопическое описание.

Б. Микроскопическое описание.

I. Общая характеристика породы.

II. Описание структуры.

III. Минеральный состав.

IV. Выводы об условиях образования и химическом составе породы.

V. Название породы.

ПРИМЕРЫ ОПИСАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Гранодиорит

А. Светло-розовато-серая, крупно- и равномернокристаллическая порода массивного сложения с хорошо различимыми визуально серыми кристаллами плагиоклазов, черными листочками биотита и темно-зелеными, почти черными призматическими зернами роговой обманки.

Б. I. При изучении породы под микроскопом в шлифах отчетливо заметно однородное, сравнительно равномернозернистое строение породы, общий лейкократовый характер (преобладание бесцветных минералов над окрашенными), незначительное развитие вторичных, эпимагматических минералов.

II. Структура породы равномернокристаллическая, среднекристаллическая гипидиоморфнозернистая (рис. 43). Характерен большой идиоморфизм плагиоклазов, иногда роговой обманки и биотита по отношению к калиевому полевоому шпату и кварцу. Зерна последних всегда ксеноморфны и выполняют интерстиции между кристаллами других минералов.

III. Главные породообразующие минералы: средний плагиоклаз (45–50 %), кварц (20–25 %), микроклин (10–15 %), роговая обманка

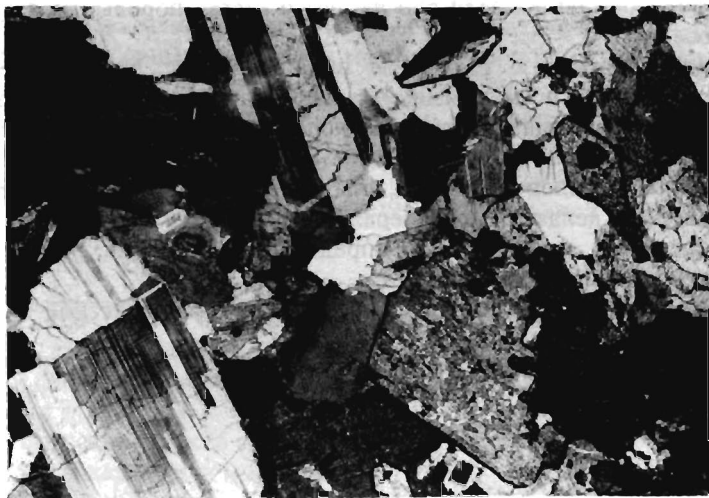


Рис. 43. Гранодиорит гипидиоморфнозернистой структуры (размер кадра 4·6 мм, с включенным анализатором)

(10–15 %), биотит (5–10 %). Из акцессорных минералов встречены титанит, апатит, циркон, магнетит и ильменит. Эпимагматические минералы немногочисленны, среди них присутствуют каолинит, серицит и хлорит.

Плагиоклаз представлен идиоморфными, иногда гипидиоморфными кристаллами таблитчатой и изометрической формы с отчетливыми тонкими полисинтетическими двойниками, реже с зональным строением. В отдельных зернах присутствуют пойкилитовые включения биотита и роговой обманки. По углу погасания (21°) в разрезе, перпендикулярном к (010) и (001), плагиоклаз относится к группе андезина № 39–40. Его зерна обычно прозрачные, неизменные и только в редких случаях слабо серицитизированы. Размер зерен плагиоклаза меняется от 0,5 до 5 мм (по длине); преобладают зерна в 1,5–2,5 мм.

Кварц образует неправильные ксеноморфные зерна размером от 0,5 до 3 мм, выполняющие промежутки между другими минералами. В отдельных крупных кристаллах кварца отмечены пойкилитовые включения серицитизированного плагиоклаза. Погасание кварца равномерное, реже слабо волнистое; отмечены многочисленные точечные включения.

Микроклин, подобно кварцу, образует неправильные зерна, размером 0,5–4 мм, контуры которых соответствуют форме выполняемых ими интерстиций. Внутри зерен микроклина часты включения мелких лейст биотита и кристаллов плагиоклазов. Повсеместно

наблюдается каолинизация, приводящая к помутнению зерен микроклина. Решетчатое погасание заметно не повсеместно, микроклиновая решетка имеет нечеткий, расплывчатый характер.

Роговая обманка представлена гипидиоморфными зернами призматического или ромбовидного габитуса. В последних хорошо заметна спайность в двух направлениях под углом 56° . Окрашена она в зеленые тона и отчетливо плеохроирует от светло-зеленовато-желтого до зеленого цвета. Оптические свойства ($n_g - n_p = 0,022 - 0,023$, с $N_g = 20^\circ$, $-2V = 60 - 70^\circ$) позволяют отнести минерал к группе обыкновенных роговых обманок. Размер зерен меняется от 0,2 до 2 мм, продуктов разрушения в них не наблюдается. Зерна роговой обманки распределены по породе неравномерно и образуют вместе с биотитом небольшие скопления размером в 2–4 мм. К этим скоплениям приурочена большая часть рудных зерен.

Биотит представлен листочками таблитчатой или призматической формы размером от 0,3 до 2,5 мм. Для минерала характерен резкий плеохроизм от светло-желтого до темно-буровато-коричневого цвета. Большая часть зерен биотита свежая, неизменная и только в отдельных случаях наблюдается образование хлорита с краев и вдоль трещин спайности. В зернах часто отмечаются включения кристаллов плагиоклазов и акцессорных минералов – апатита, циркона, ильменита и магнетита.

IV, V. Средне- и равномернокристаллический характер породы, наличие типичной гипидиоморфнозернистой структуры, массивная текстура свидетельствуют о ее глубинном абиссальном происхождении. Наличие в большом количестве кварца и микроклина говорит о принадлежности изученной породы к кислым разностям. В то же время присутствие андезина (средний плагиоклаз) и роговой обманки отличает ее от типичных гранитов и поэтому породу следует назвать гранодиоритом.

Андезит

А. Серая, плотная, однородная, полукристаллическая порода с порфировым строением и массивной текстурой. Заметны черные мелкие призматические кристаллы роговой обманки.

Б. I. При микроскопическом изучении отчетливо заметно порфировое строение породы – присутствуют кристаллы-вкрапленники, между которыми расположена полустекловатая основная масса. Порода почти не изменена вторичными процессами, пустот и трещин не имеет.

II. Структура породы порфировая с андезитовой (гиалопилитовой), участками близкой к флюидальной основной массой (рис. 44). Порфировые вкрапленники (фенокристаллы) составляют 20 % общего объема породы. Размер их изменяется от 0,02 до 2 мм, при преобладании зерен



Рис. 44. Андезит.

Структура порфировая с андезитовой основной массой, на фоне которой располагаются вкрапленники роговой обманки и плагиоклазов (размер кадра 4x6 мм, с включенным анализатором)

в 0,5–1 мм. Среди вкрапленников, распределенных в породе равномерно, присутствуют плагиоклаз (до 60 % от общего количества вкрапленников), базальтическая роговая обманка (30 %) и авгит (10 %).

Основная масса породы на 40–50 % состоит из микролитов плагиоклазов и мелких зерен рудного минерала, равномерно распределенных в стекловатом базисе (50–60 %), что характерно для гиалопилитовых структур. В ряде участков микролиты плагиоклазов принимают ориентированное положение и как бы обтекают порфиробласты.

III. Порфировые выделения плагиоклазов представлены идиоморфными, таблитчатой или изометрической формы кристаллами с хорошо заметным полисинтетическим двойниковым погасанием. Плагиоклазы не затронуты вторичными процессами и прозрачны в проходящем свете. Их состав соответствует среднему плагиоклазу – андезину № 43–44 (угол погасания в разрезе, перпендикулярном к (010) и (001), равен 23°).

Базальтическая роговая обманка – призматические, реже таблитчатые кристаллы бурого цвета, плеохроирующие от светло-зеленовато-бурой до бурой и темно-бурой окраски. В сечениях ромбовидной формы наблюдается характерная для амфиболов спайность в двух направлениях под углом 56°. Оптические константы минерала: $n_g - n_p =$

$= 0,030$, $cN_g = 12-13^\circ$, $-2V = 70-80^\circ$ подтверждают правильность отнесения данного минерала к базальтической роговой обманке.

Авгит представлен идиоморфными кристаллами, дающими в шлифе таблитчатые или близкие к восьмиугольным разрезы. Размер их меньше, чем у зерен плагиоклазов и роговой обманки, и не превышает $0,4-0,5$ мм. В шлифе минерал бесцветен, его константы обычны для авгита ($n_g - n_p = 0,024$, $cN_g = 41^\circ$, $+2V = 50-60^\circ$).

IV. Изучаемая порода отличается полным отсутствием эпимагматических минералов и может быть отнесена к группе эффузивных неотипных пород среднего состава нормального или щелочно-земельного ряда.

V. Наличие среди вкрапленников плагиоклаза-андезина и базальтической роговой обманки позволяет назвать породу андезитом.

Габбро-диабаз

A. Темно-серая, почти черная, крепкая, явно кристаллическая порода массивного сложения.

B. I. Порода имеет однородное, разнокристаллическое строение и почти полностью сложена бесцветными в шлифе минералами.

II. Структура породы порфириовидная, пойкилитовая, местами близкая к микрофитовой или пойкило-офитовой. В крупных неправильных зернах пироксенов, составляющих до 60 % породы, отмечаются вростки идиоморфных кристаллов плагиоклазов и гипидиоморфных — оливина (рис. 45). Промежутки между зернами пироксенов выполнены среднезернистой массой, сложенной правильными лейстами плагиоклазов и ксеноморфными зернами пироксенов.

III. Главные породообразующие минералы: пироксен (50–60 %), оливин (20–25 %), плагиоклаз (20–25 %), биотит (единичные зерна), магнетит (~ 5 %). Из аксессуарных минералов встречен апатит; в небольшом количестве присутствует хлорит, образовавшийся за счет изменения биотита, и серпентин.

Пироксен представлен кристаллами двух типов. Преобладают крупные, размером от 1 до 6 мм, резко ксеноморфные зерна, переполненные пойкилитовыми включениями призматических и таблитчатых лейст плагиоклазов и преимущественно гипидиоморфными кристаллами оливина. Вростки плагиоклазов и оливина наблюдаются как внутри, так и по краям зерен пироксенов; в последнем случае их контуры становятся чрезвычайно неровными, изрезанными. Кроме описанных, встречаются сравнительно небольшие, размером $0,2-0,5$ мм, зерна пироксенов неправильной, таблитчатой или изометрической формы, слагающие вместе с плагиоклазами и оливином участки породы микрофитовой структуры, которые располагаются между крупными зернами пироксенов. По оптическим константам (в шлифе

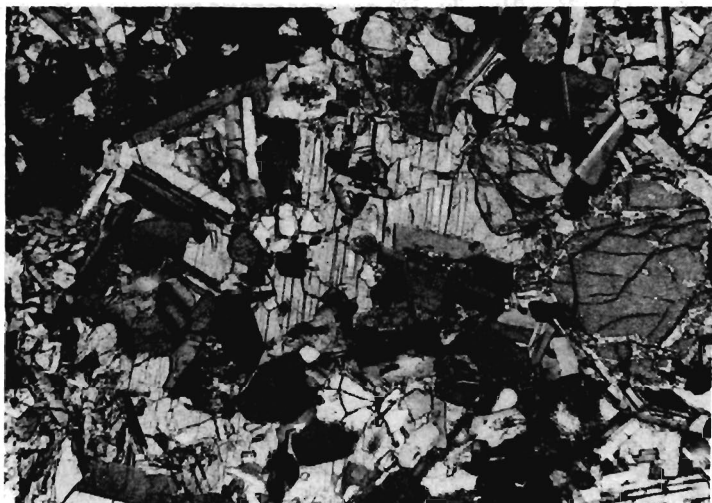


Рис. 45. Пойкило-офитовая структура габбро-диабазы.

В крупном кристалле авгита — светлое — видны вроски плагиоклазов с двойниковым погасанием и округлых зерен оливина — серое (размер кадра 4х6 мм, с включенным анализатором)

бесцветный, $n_g - n_p = 0,024$, $cN_g = 42^\circ$, $+2V = 50-60^\circ$) пироксен относится к группе авгита. Продукты изменения пироксенов отсутствуют.

Оливин — изометрические зерна, идиоморфных или гипидиоморфных очертаний, иногда с несколько оплавленными контурами, размером 0,2–1,4 мм. Минерал слабо изменен: процесс серпентинизации приурочен к тонким трещинам и лишь в небольшом количестве зерен. Оптические константы характерны для оливина (бесцветный, несовершенная спайность в одном направлении, $cN_g = 0^\circ$, $n_g - n_p = 0,40$; $2V = 90^\circ$).

Плагиоклазы представлены водяно-прозрачными идиоморфными зернами — призматическими, реже таблитчатыми, располагающимися как внутри или по краям крупных зерен пироксенов, так и между ними, где они вместе с пироксеном и оливином образуют относительно более мелкозернистые участки микроофитовой структуры. Размер зерен плагиоклазов изменяется от 0,2 до 1,2 мм, преобладают лейсты в 0,4–0,7 мм. По составу плагиоклаз относится к лабрадору № 57–58.

Биотит присутствует в виде мелких единичных лейст, хлоритизированных по краям. Они приурочены к местам повышенного содержания магнетита.

Магнетит распределен по породе не равномерно, а концентрируется в отдельных участках или зонах вблизи микротрещин. Образует идиоморфные кристаллы квадратного габитуса, размером 0,05–0,15 мм.

IV. Наличие характерного порфиroidного строения и отчетливой микроофитовой, пойкило-офитовой и пойкилитовой структуры позволяет отнести изученную породу к группе гипабиссальных разностей. Минеральный состав (основной плагиоклаз, оливин, авгит) соответствует основным магматическим породам щелочно-земельного ряда.

V. Название породы (см. табл. 13) габбро-диабаз.

Контрольные вопросы

1. Какие признаки положены в основу классификации магматических горных пород?
2. Перечислите группы пород, выделенных по содержанию SiO_2 .
3. Назовите ряды пород, отличающихся содержанием щелочных компонентов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).
4. Какова связь между химическим и минеральным составом магматических горных пород?
5. Приведите примеры пород семейства габбро. Чем они отличаются друг от друга?
6. Дайте сравнительную характеристику гранита и гранодиорита.
7. Чем отличаются неотипные эффузивные породы от палеотипных?
8. Что понимается под термином "цветное число"?
9. Какие породы относятся к числу лейкократовых, а какие — к меланократовым?
10. Дайте определение понятия структура.
11. Какие особенности присущи структурам интрузивных пород?
12. Приведите примеры наиболее распространенных структур абиссальных пород.
13. В чем состоят отличия структур абиссальных пород от структур гипабиссальных?
14. Охарактеризуйте пегматитовую и пойкилитовую структуры.
15. Каковы отличия порфировых и афировых структур?
16. Дайте характеристику витрофировой структуры основной массы эффузивной магматической породы.
17. Основная масса эффузивной породы сложена беспорядочно расположенными микролитами плагиоклазов, между которыми наблюдается то или иное количество вулканического стекла. Как называется в этом случае структура?
18. Для каких пород характерна интерсертальная структура?
19. Каковы особенности фельзитовой структуры?
20. Приведите характеристику минерального состава габбро.
21. Как называются эффузивные аналоги гранита?
22. Какие минералы являются породообразующими в составе перидотита, пироксенита и дунита?
23. Назовите интрузивную абиссальную породу, в составе которой содержание калиевых полевых шпатов превышает количество плагиоклазов, а кварц практически отсутствует.
24. Как называется палеотипный аналог трахита?
25. Каковы особенности минерального состава нефелиновых сиенитов?
26. Для каких групп магматических пород роговая обманка является породообразующим минералом?

27. При изучении магматической породы на какие особенности ее внешнего вида следует обратить внимание?
28. Каким требованиям должно отвечать петрографическое описание магматической породы?
29. Что необходимо отметить при характеристике структуры интрузивной породы?
30. Какие группы минералов по их роли в породе выделяют при описании минерального состава?
31. В чем заключаются особенности характеристики структуры эффузивной породы при ее микроскопическом описании?
32. На каких признаках основывается название эффузивной породы?
33. Перечислите признаки, по которым можно различить абиссальные, гипабиссальные и эффузивные породы при их микроскопическом изучении.
34. Назовите магматические породы, относящиеся к числу наиболее распространенных.
35. Каково практическое значение магматических горных пород?

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

ПОНЯТИЕ О МЕТАМОРФИЗМЕ И ЕГО ТИПАХ

Метаморфизм (от греческого *metamorpho* – преобразуюсь, превращаюсь) – это перекристаллизация, минералогические и химические превращения пород (осадочных, магматических и ранее образовавшихся метаморфических) под воздействием внутренних эндогенных процессов, которые вызывают изменение физико-химических условий в земной коре.

Главные факторы метаморфизма – температура T , давление p и химически активные вещества – растворы и газы C . В зависимости от характера протекания метаморфических процессов выделяют различные типы метаморфизма, которые могут в первую очередь, быть разделены на группы локального и регионального метаморфизма. Локальный метаморфизм в свою очередь может быть подразделен на аутометаморфизм, контактовый метаморфизм и динамометаморфизм.

Аутометаморфизм – метаморфизм магматических горных пород под влиянием летучих компонентов данного магматического очага. Главный преобразующий фактор в этом случае – химически активные вещества.

Контактовый метаморфизм наблюдается в горных породах, окружающих магматический очаг. При этом главный фактор их изменения – высокая температура внедряющейся магмы, а также количество и состав выделяющихся из магмы летучих компонентов.

Большое влияние на характер контактных метаморфических процессов оказывает состав контактирующих с магмой горных пород.

Динамометаморфизм (дислокационный метаморфизм) возникает в узких зонах разрывных нарушений и вызывается кратковременным действием направленного давления (стресс), что приводит в первую очередь к раздавливанию – катаклазу или милонитизации породы. При высокой температуре, наряду с этим, породы могут претерпеть и перекристаллизацию.

Региональный метаморфизм проявляется на обширных территориях в пределах подвижных поясов земной коры вне видимой связи с интрузиями. Основные факторы регионального метаморфизма – высокая температура T и давление p возникающие под влиянием тепловых волн, идущих из недр земного шара в центральных частях геосинклинальных областей в ходе эволюционного развития складчатых поясов.

Различают процессы прогрессивного метаморфизма, идущие при увеличении T и p , и регрессивного метаморфизма или диафореза, происходящие при уменьшении T и p . В результате этих процессов возникают метаморфические (глинистые, серицитовые, хлоритовые, серпентинитовые и др.) или кристаллические (филлиты, слюдястые сланцы, кварцито-сланцы, кварциты, гнейсы, амфиболиты, гранулиты, эклогиты и др.) сланцы.

В программе курса "Петрография" для геологов специальности "Геология нефти и газа" предусматривается макро- и микроскопическое изучение пород только регионального метаморфизма. Это объясняется тем, что геологам-нефтяникам для региональных тектонических построений и грамотной интерпретации геофизических данных необходимо знать возраст, состав и структуру фундамента нефтегазовых территорий, который в подавляющем большинстве случаев сложен регионально метаморфизованными породами. Зоны контактового метаморфизма, аутометаморфизма и минералы, их слагающие, изучаются в курсе минералогии в объеме, достаточном для геологов нефтегазового профиля.

ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ ПОРОД РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Современные классификации процессов регионального метаморфизма базируются на принципе выделения минеральных фаций, впервые отчетливо сформулированном П. Эскола в 1920 г. Под метаморфической фацией он понимал совокупность пород, образовавшихся в одинаковых условиях температуры и давления. Минеральный состав метаморфических пород каждой фации является функцией их

Отношение метаморфических фаций к температуре и давлению (по П. Эскола)

Повыше- ние дав- ления	Повышение температуры \longrightarrow			Санидинитовая фация
	Развитие цеолитов в изверженных породах			
↓ Y	Фация зеленых сланцев	Эпидот-амфиболи- товая фация	Амфиболитовая фация	Пироксен-рогови- ковая фация
	—	—	—	Гранулитовая фация
	—	—	Глаукофановая сланцевая фация	Эклогитовая фация

Таблица 16

Метаморфические фации и зоны метаморфизма (по В.А. Заварицкому, 1969 г.)

Фация (субфация)	Критическая ассоциация минералов	Характер амфи- бола	Степень по индекс-ми- нералам	Зона метамор- физма (по У. Грубенман- ну)
Зеленых сланцев	Альбит, эпидот, хло- рит или альбит, эпи- дот, хлорит, кальцит	Актинолит	Хлорито- вая	Эпизона
			Биотито- вая	
Альбито-эпидото- вых амфиболитов	Альбит, роговая об- манка, эпидот (хло- рит)	Голубовато- зеленая ро- говая обманка	Альман- диновая	Мезозона
			Ставроли- товая	
Амфиболитовая	Плагиоклаз, роговая обманка (диопсид, гранат, эпидот)	Обыкновен- ная роговая обманка	Дистено- вая	
Гранулитовая	Плагиоклаз, пироксен	Бурая роговая обманка	Силлима- нитовая	Катазона

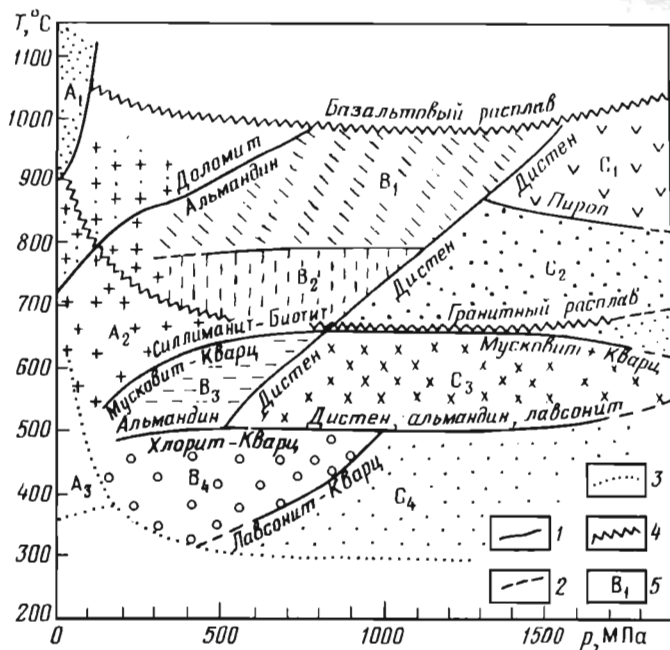


Рис. 46. Схема фаций контактового и регионального метаморфизма (по Н.Л. Добрецову и В.С. Соболеву, 1970 г., упрощенная).

1 — границы фаций, 2 — вероятная граница поля метаморфизма, 3 — линии плавления базальтов и гранита, 4 — поля отдельных фаций; 5 — поля фаций средних давлений: B_1 — гранулитовая, B_2 — амфиболитовая, B_3 — эпидот-амфиболитовая, B_4 — зеленых сланцев. Фации низких и высоких давлений — $A_1, A_2, A_3, C_2, C_3, C_4$ в пособии не рассматриваются

химического состава и термодинамических условий метаморфизма. П. Эскола была предложена схема метаморфических фаций на качественной диаграмме $T-p$ (табл. 15).

В качестве эталона для расчленения и номенклатуры фаций были приняты широко распространенные породы габбро-базальтовой группы. Для каждой фации характерна критическая ассоциация минералов, т.е. комплекс минералов, существующих при данных температуре и давлении. Одним из важных отличительных признаков фации является характер амфибола метаморфической породы, а также наличие или отсутствие индекс-минералов, т.е. минералов существующих лишь в сравнительно узких пределах T и p . Характерные минералогические особенности наиболее распространенных фаций регионального метаморфизма приведены в табл. 16 и на рис. 46.

Исходная порода	Фашия метаморфизма			
	зеленых сланцев	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
1	2	3	4	5
Глины песчаные глины	I ¹ Филлиты, хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые и другие сланцы	Слюдяные кристаллические сланцы – биотитовые, мусковитовые, андалузит (кианит)-мусковитовые и др.	Парагнейсы и кристаллические сланцы (биотит-кианитовые, биотит-силлиманитовые)	Гранулиты
	II ² Кварц, серицит, альбит, хлорит, биотит	Кварц, мусковит, биотит, гранат, андалузит, кианит, ставролит	Кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, биотит, роговая обманка, пироксен, гранат, силлиманит и др.	Кварц, ортоклаз, гранат, гиперстен, кордиерит
Кварцевые песчаники	I Кварцитовидные песчаники, кварциты, кварцито-сланцы	Кварциты и кварцито-сланцы	Кварциты и кварцито-сланцы	Кварциты
	II Кварц (серицит, хлорит, альбит, биотит)	Кварц (биотит, мусковит, андалузит и др.)	Кварц (биотит, силлиманит, кианит, гранат и др.)	Кварц (гиперстен, кордиерит, гранат)
Аркозовые песчаники с глинистым цементом	I Кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и др. сланцы	Слюдяные кристаллические сланцы – биотитовые, мусковитовые и др.	Парагнейсы слюдяные, биотит-силлиманитовые, биотит-гранатовые, роговообманковые и др.	Гранулиты
	II Кварц, хлорит, альбит, серицит, биотит	Кварц, мусковит, биотит, гранат, андалузит, полевой шпат ³	Кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, биотит, роговая обманка, пироксен, силлиманит, гранат, кианит и др.	Кварц, ортоклаз, гиперстен, гранат, кордиерит, диопсид
Магматические породы кислого	I Кварц-альбит-серицитовые, кварц-серицитовые	Слюдяные кристаллические сланцы – биотитовые	Ортогнейсы – биотит-силлиманитовые, биотит-	Гранулиты

состава		вые, кварц-альбит-биотитовые и др. сланцы	мусковитовые, двусло- дьяные, слюдисто-полево- шпатовые и др.	гранатовые	
	II	Кварц, серицит, биотит, альбит, хлорит	Кварц, мусковит, биотит, полевой шпат, гранат, андалузит и др.	Кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, биотит, силлиманит, гра- нат, кианит и др.	Кварц, ортоклаз, ги- перстен, гранат, кор- диерит
Магматические породы среднего и основного соста- ва, мергели, грау- вакки	I	Зеленые сланцы — хлори- товые актинолитовые, хлорит-альбит-эпидото- вые и др.	Альбит-эпидотовые амфи- болиты и сланцы	Амфиболиты и амфибо- ловые сланцы	Двупироксен-плагио- клавовые (основные) кристаллические слан- цы
	II	Альбит, хлорит, эпидот, актинолит, кальцит, био- тит (серицит, кварц)	Альбит, эпидот, роговая обманка, биотит, гранат (кварц)	Средний или основной плагиоклаз, роговая обманка, биотит, гранат, пироксен	Основной плагиоклаз, гиперстен, диопсид, гранат-альмандин
Магматические породы ультраос- новного состава	I	Серпентиновые, талько- вые, тремолитовые, анто- филлитовые и другие сланцы	Роговообманковые сланцы и массивные породы		Оливин-пироксеновые и пироксеновые поро- ды
	II	Серпентин, тальк, тремо- лит, антофиллит, акти- нолит	Роговая обманка, антофиллит, кумингтонит и др.		Оливин, пироксен
Известняки (до- ломиты)	I	Известковые сланцы, мраморизированные известняки	Мраморы, силикатные мраморы		
	II	Кальцит, доломит (хлорит, тальк, тремо- лит и др.)	Кальцит, доломит, тремолит, волластонит, роговая обманка, гроссуляр	Кальцит, доломит, волластонит, диопсид, гроссуляр	Кальцит, доломит, диопсид, шпинель, гроссуляр, форстерит, основные плагиоклазы

I — метаморфические породы;

II — породообразующие минералы;

³ При большом содержании полевого шпата порода может быть названа гнейсом.

Возможность выделения фациальных серий глубинности, отличающихся друг от друга величиной отношения температуры и давления, обосновал в 1961 г. А. Мияширо. В настоящее время большинство исследователей принимает необходимость разделения метаморфических фаций на серии глубинности: 1) низких давлений или фации контактового метаморфизма¹; 2) средних давлений; 3) высоких давлений.

Переходя к характеристике метаморфических пород при макро- и микроскопическом изучении, необходимо отметить, что их особенности зависят прежде всего от первичного состава породы и степени метаморфизма. Обычно выделяют ряды пород разного первичного состава и прослеживают их изменения при переходе от одной метаморфической фации к другой (табл. 17).

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Текстуры и структуры метаморфических пород зависят как от строения исходных пород, так и от характера процессов, приводящих к формированию метаморфических разностей. По особенностям текстуры все метаморфические породы можно разделить на два типа — массивные и с ориентированным строением.

Породы с массивной текстурой характеризуются однородным строением, когда все компоненты, входящие в их состав, распределяются равномерно и имеют одинаковый или близкий размер. Такое строение породы приобретают в тех случаях, когда факторы метаморфизма оказывают одинаковое воздействие на исходные образования и когда последние обладают однородными текстурами.

Из текстур с ориентированным строением для регионально метаморфизованных пород наиболее характерны полосчатые (гнейсовидные) и сланцеватые. Они образуются при перекристаллизации в условиях одностороннего давления. Главная особенность этих текстур — плоскопараллельное и линейнопараллельное расположение кристаллов чешуйчатого, листоватого или пластинчатого облика. При этом очень часто обособляются вытянутые в виде полос зоны, в одних из которых преобладают темноцветные минералы — биотит, амфиболы, пироксены и др., а в других — светлоокрашенные (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы и др.). Полосчатые и сланцеватые текстуры часто носят характер унаследованных (реликтовых, остаточных) от тонкослоистого строения исходных пород.

Структуры метаморфических пород подразделяются на три группы: кристаллобластовые, катакластические и реликтовые. Для регионально метаморфизованных пород наиболее

¹ В предлагаемом пособии не рассматриваются.

характерны структуры первой группы. Они образуются в результате перекристаллизации в твердом состоянии. Этот процесс еще называют *блaстез* (от греческого слова "блястос" – росток). Образующиеся при этом зерна минералов могут иметь как правильные кристаллографические очертания, т.е. быть идиоморфными, так и неправильными, ксеноморфными. В метаморфических породах, в отличие от магматических, степень идиоморфизма зерен зависит не от последовательности их выделения, а от их кристаллизационной способности. Минералы, обладающие высокой кристаллизационной способностью (сфен, гранат, турмалин, дистен и некоторые другие), представлены наиболее хорошо образованными кристаллами. Минералы с меньшей кристаллизационной способностью, например, эпидот, пироксен, роговая обманка, наблюдаются в виде зерен гипидиоморфных очертаний. И, наконец, минералы, у которых кристаллизационные силы выражены очень слабо, образуют чаще всего неправильные, ксеноморфные зерна (кварц, кальцит, калиевый полевой шпат).

На характере структур регионально метаморфизованных пород, как уже отмечалось выше, отражается направленное давление, которое является одним из главных факторов метаморфизма. Кристаллы минералов приобретают закономерную ориентировку, что особенно заметно в расположении удлинённых зерен амфиболов или силлиманита, листочков слюд или хлорита.

Из большого числа кристаллобластовых структур, присущих регионально метаморфизованным породам, приведем наиболее распространенные.

1. Гранобластовая структура – породы сложены зернами примерно одинакового размера изометричной или округлой, овальной, неправильной формы и обычно не имеют идиоморфных очертаний. Такая структура встречается у мраморов, кристаллических сланцев, иногда у гнейсов (рис. 47).

2. Мозаичная структура является разновидностью гранобластовой. Ее отличительная особенность – прямолинейные очертания изометричных зерен минералов (рис. 48).

3. Лепидогранобластовая структура (рис. 49) наблюдается у пород, в состав которых в значительном количестве входят листоватые минералы – биотит, мусковит, хлорит и др., причем их чешуйки располагаются субпараллельно друг другу. Если эти минералы резко преобладают в породе, то при одинаково ориентированном расположении их листочков структура называется лепидобластовой.

4. Нематобластовые структуры свойственны породам, сложенным в большей своей части минералами, кристаллы которых имеют вытянутую форму – призматическую, длиннопризматическую, игольчатую (амфиболы, силлиманит), и длинной стороной ориентированы в одном направлении (рис. 50). Если в породе наряду с этим



Рис. 47. Гранобластовая структура мелкозернистого биотит-плагиоклазового гнейса ($d = 2$ мм, с включенным анализатором, по Ю.И. Половинкиной)



Рис. 48. Мозаичная структура пироксенового кристаллосланца. Зерна пироксена (высокий рельеф, спайность) и полевого шпата имеют изометричную форму с почти прямолинейными ограничениями ($d=2$ мм, без анализатора)



Рис. 49. Лепидогранобластовая структура. Порода сложена преимущественно полевыми шпатами и кварцем, незначительное количество листочков биотита располагаются субпараллельно. Преобладают зерна размером $0,5-0,8$ мм ($d=2$ мм, без анализатора)



Рис. 50. Нематобластовая структура. Порода почти целиком сложена одинаково ориентированными кристаллами амфибола удлиненной формы ($d=2,5$ мм, без анализатора)

заметную роль играют минералы, зерна которых изометричны, то структура получает название нематогранобластовой, или гранонематобластовой.

Перечисленные выше структуры характерны для пород, сложенных близкими по размеру зернами минералов. Такие структуры относятся к числу гомеобластовых, равномернозернистых. При большой разнице в размере зерен структуры относятся к гете-

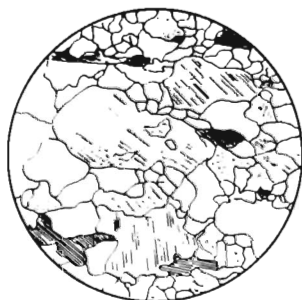


Рис. 51. Гетеробластовая структура.
Хорошо видно, что порода имеет разномасштабное строение. Беспорядочно расположенные зерна минералов сильно отличаются друг от друга по размеру — от 0,05 до 3 мм ($d=5$ мм, без анализатора)



Рис. 52. Порфиробластовая структура.
Порфиробласты представлены гранатом, а мелкозернистая часть — субпараллельно ориентированными кристаллами амфибола ($d=3,5$ мм, без анализатора)

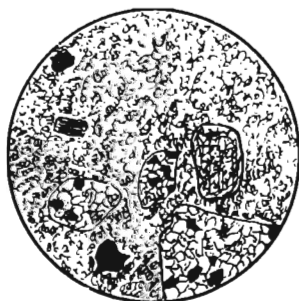


Рис. 53. Бластопорфировая структура.
Реликты фенокристаллов выполнены агрегатами мелкозернистого кварца и скоплениями рудных зерен ($d=2,5$ мм, с включенным анализатором, по Ю.И. Половинкиной)



Рис. 54. Бластосаммитовая структура.
Хорошо видны обломочные зерна кварца остроугольной или угловатой формы. Цемент исходного песчаника полностью перекристаллизован и превратился в агрегат субпараллельно ориентированных чешуй серицита, мусковита, хлорита и других минералов ($d=1,5$ мм, без анализатора по Ю.И. Половинкиной)

робластовым, т.е. разномасштабным, и это отражается в названии, например, гетерогранобластовая (рис. 51).

5. **Порфиробластовая структура** наблюдается в породах, в которых присутствуют минералы, обладающие большой кристаллизационной способностью. Они, как правило, образуют крупные кристаллы, располагающиеся в виде вкрапленников (порфиробластов) на

мелкозернистом фоне. На рис. 52 отчетливо видны крупные, имеющие частично правильные кристаллографические очертания зерна граната, а основная масса породы сложена мелкими призматическими кристалликами амфибола-куммингтонита.

6. **Пойкилобластовая** структура относится к числу гетеробластовых. Для нее характерно наличие крупных зерен (порфиробластов) которые содержат обильные включения беспорядочно расположенных зерен других минералов. Такие структуры часто наблюдаются в гранат- и ставролитсодержащих породах.

Если в строении метаморфической породы наблюдаются реликты структур изначальных пород, то перед названием исходной структуры употребляется приставка **бласто**, которая указывает на процесс перекристаллизации.

7. **Бластопорфировая** структура (рис. 53) характеризуется наличием следов первоначальной порфировой структуры, свойственной эффузивным магматическим породам. Как правило, основная масса эффузива перекристаллизована значительно интенсивнее, чем фенокристаллы (вкрапленники).

8. **Бластосаммитовая** структура наблюдается в метаморфических породах, образовавшихся в результате метаморфизма песчаников. В измененной перекристаллизацией породе наблюдаются реликты обломков, представленные чаще всего кварцем (рис. 54).

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Рассмотрим состав и структуру наиболее распространенных пород регионального метаморфизма для основных метаморфических фаций (из фаций высокого давления рассматривается только эклогитовая фация).

Фация зеленых сланцев (температура от 300–350 до 450–500 °С, давление 400–850 МПа).

Филлиты – мелкозернистые тонкослоистые, тонкосланцеватые породы серого, темно-зеленовато-серого до почти черного цвета, состоящие из кварца, серицита и иногда хлорита, альбита и биотита. Характерен шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости или раскола, обусловленный закономерным расположением чешуек серицита. Структура микрогранобластовая и микролепидобластовая. Филлиты образуются в результате метаморфизма глинистых пород.

Сланцы серицитовые, серицит-хлоритовые, альбит-серицит-хлоритовые и т.д. – мелкозернистые сильно рассланцованные породы серого или зеленовато-серого цвета. В своем составе, помимо серицита, хлорита и альбита, они содержат много кварца. Если его количество превышает 50 %, то это отражается в названии породы (например,

кварц-серицитовый сланец). От филлитов они отличаются большей крупнозернистостью и полосчатой текстурой – чередование полосок преимущественно кварцевого и серицитового или серицит-хлоритового состава. Структура сланцев этой группы – grano- и лепидобластовая. Перечисленные выше сланцы образуются как при прогрессивном метаморфизме глинистых и песчаных пород, так и при регрессивном метаморфизме кислых магматических разностей.

Кварцитовидные песчаники, кварциты и кварцито-сланцы – различно окрашенные, плотные, сливные породы мозаичной или гранобластовой структуры, состоящие почти нацело из тесно сросшихся зерен кварца. Среди пород этой группы встречаются как массивные разности, так и сланцеватые. При сохранении остаточных структур кварцевых песчаников породу можно называть не кварцитом, а кварцитовидным песчаником. При наличии в первичных кварцевых песчаниках обломков других минералов или глинистого цемента, состав кварцитов или кварцито-сланцев усложняется – появляются слюды, хлориты, полевые шпаты и другие минералы. В этом случае мы будем иметь ряд переходных пород от кварцито-сланцев к серицит- или хлорит-кварцевым сланцам.

Различные по составу зеленые сланцы возникают при метаморфизме в зеленосланцевой фации средних и основных магматических пород, а также мергелей богатых кальцием и магнием. Цвет их меняется от светло- до темно-зеленого; текстура сланцеватая, полосчатая или линзовидно-полосчатая; структура мелкозернистая, лепидо-, немато- или лепидогранобластовая. В ряде случаев могут сохраняться реликты первичной порфировой структуры, вследствие чего зеленые сланцы будут иметь бластопорфиновую структуру. Основные минералы – альбит, хлорит, актинолит, минералы группы эпидота, серицит, кальцит, иногда присутствует кварц в небольшом количестве. Наименование зеленым сланцам дается по количественно-минеральному принципу. Так, порода, содержащая 10 % альбита, 20 % эпидота, 30 % актинолита и 40 % хлорита, будет называться альбит-эпидот-актинолит-хлоритовый сланец.

Серпентиновые, тальковые, актинолитовые сланцы или массивные породы, соответственно сланцеватой или массивной текстуры и нематобластовой или волокнистой структуры. В образцах они имеют желтовато-зеленый цвет или темно-зеленый, до черного. Образуются сланцы этой группы при метаморфизме ультраосновных пород. В составе их присутствуют серпентин, тальк, хлорит, реже актинолит или тремолит и антофиллит. Характерный признак этих сланцев – отсутствие кварца. Название сланцам дается так же как и в предыдущей группе – по количественному соотношению имеющихся минералов. Например, в актинолит-тальк-серпентиновых

сланцах преобладает серпентин, несколько ниже содержание талька и еще меньше – актинолита. Минерал, присутствующий в количестве менее 10 %, в названии породы не указывается.

Известковистые сланцы и мраморизированные известняки возникают в условиях зеленосланцевой фации при метаморфизме известняков¹. Они отличаются средне- или крупнокристаллическим строением, гранобластовой или мозаичной структурой, массивной или сланцеватой текстурой. Цвет их меняется от светло-серого, почти белого с различными оттенками (розовый, желтый, зеленый) до темно-серого, что зависит от присутствия в виде примеси тех или иных минералов. Наличие в первичных известняках глинистого магнезиального материала приводит к образованию хлоритовых, тальковых и прочих известковистых сланцев.

Эпидот-амфиболитовая фация (температурный интервал от 450–500 до 600–650 °С, давление от 750 до 1000 МПа).

Слюдяные кристаллические сланцы – продукты метаморфизма глин, аркозовых песчаников (ортосланцы) или кислых магматических пород (парасланцы) в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Для них типична сланцеватая или полосчатая текстура, лепидогранобластовая, лепидобластовая и порфиробластовая структура, среднезернистое строение с размером зерен не менее 0,5–1 мм. Реликты первичной структуры и текстуры практически отсутствуют. Цвет пород изменяется от светло- до темно-серого. Основные породообразующие минералы: биотит, мусковит, кварц. В качестве подчиненных могут присутствовать гранаты альмандиновой группы, ставролит, андалузит, дистен, образующие как правило, крупные кристаллы – порфиробласты. В качестве аксессуарных компонентов часто присутствуют рутил, циркон, титанит, турмалин, апатит.

В названии кристаллических сланцев, аналогично зеленым и серицитовым сланцам, в качестве прилагательных перечисляются минералы от содержащихся в меньшем количестве к преобладающим. Кварц в названии не участвует, если его количество не более 50 %. В противном случае порода называется кварцито-сланец. Пример: содержание биотита – 40 %, ставролита – 20 %, граната – 10 %, кварца – 30 %. Название породы – гранат-ставролит-биотитовый сланец.

Кварциты образуются при метаморфизме кварцевых песчаников при перекристаллизации и полной утере первичных текстуры и структуры. Цвет пород зависит от примеси красящего вещества (Fe, Mn, C и т.д.) и может варьировать в широких пределах. Текстура массивная, либо сланцеватая, структура гетеро- или гранобластовая, иногда мозаичная. Основной породообразующий минерал – кварц.

¹ Аналогичные породы могут возникать и при метаморфизме доломитов. В соответствии с этим будут меняться названия – доломитистые сланцы и т.д.

При наличии в песчаниках глинистого цемента в составе кварцитов могут появляться те же минералы, что и в кристаллических слюдистых сланцах. Таким образом существует непрерывный ряд пород от кварцитов, через кварцито-сланцы к слюдистым кристаллическим сланцам.

Особый интерес представляют кварциты сильно обогащенные оксидами железа: гематитом (Fe_2O_3) или магнетитом (FeFe_2O_4). Это железистые кварциты, или джеспилиты. Количество Fe может достигать промышленных значений и тогда железистые кварциты разрабатываются в качестве железной руды (Курская магнитная аномалия, Кривой Рог и др.).

В условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций кварциты сохраняют отмеченные выше особенности, лишь текстура их, как правило, становится массивной, поэтому описание кварцитов в условиях указанных фаций не приводится.

Мрамор – крупно- и среднекристаллические массивные породы гомеобластовой или гетеробластовой структуры, возникающие при метаморфизме чистых известняков и доломитов в условиях эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций. Вследствие чего их описание в дальнейшем не повторяется. Главные минералы мраморов – кальцит и доломит.

При метаморфизме глинистых известняков и доломитов образуются силикатные мраморы, в которых наряду с главными минералами содержатся диопсид, тремолит, волластонит, гроссуляр, кварц и плагиоклаз.

Альбит-эпидотовые амфиболиты и сланцы образуются при метаморфизме как средних и основных магматических пород (ортоамфиболиты), так и мергелей (параамфиболиты). Это темно-зеленые массивные (амфиболиты) или рассланцованные породы (амфиболитовые сланцы) мелко- и среднекристаллические, grano-, немато- или пойкилобластовой структуры. Основные минералы – альбит, обыкновенная роговая обманка, эпидот. Кроме того, могут присутствовать биотит, гранат или кварц. При содержании их в породе более 10 % к названию "амфиболит" добавляется соответствующее прилагательное (гранатовый амфиболит, биотитовый амфиболит и т.д.).

От близких по составу и структуре пород зеленосланцевой фации, таких как актинолит-эпидотовые сланцы и др., описываемые амфиболиты и сланцы отличаются присутствием вместо актинолита обыкновенной роговой обманки. От амфиболитов более высокотемпературной амфиболитовой фации их отличает наличие альбита, в то время как в породы более высокой степени метаморфизма входят средний и основной по составу плагиоклазы.

К этой же группе метаморфических пород относятся сланцеватые или массивные разности, состоящие почти целиком из магнезиальных

амфиболов (роговой обманки, антофиллита, кумингтонита и др.). Их образование связано с метаморфизмом в альбит-амфиболитовой фации ультраосновных магматических пород. Аналогичные породы есть и в амфиболитовой фации. Структурные и текстурные особенности их близки к описанным выше альбит-эпидотовым амфиболитам и сланцам.

Амфиболитовая фация (температура – от 650 до 800 °С, давление 800–1000 МПа).

В условиях амфиболитовой фации при высоком содержании воды в породе может наступить частичное расплавление – анатексис с образованием гранитного расплава, который, внедряясь в окружающие гнейсы, образует смешанные породы – мигматиты (мигма – смесь), состоящие из участков гранитного и гнейсового состава. Полосчатая текстура мигматитов видна особенно четко, если гнейсы темноокрашенные – биотитовые или роговообманковые. На их фоне хорошо выделяются розовые прожилки интродуцированного гранитного материала.

Разновидности мигматитов выделяются по степени переработки гнейсового субстрата и характера текстурного рисунка.

Вопросы образования мигматитов, их состав, структура и взаимоотношения с окружающими породами представляют большой теоретический интерес, но их изучение выходит за пределы программы курса "Петрография" для геологов-нефтяников.

Гнейсы – наиболее распространенные породы амфиболитовой фации, образуются при метаморфизме глин, аркозовых песчаников (парагнейсы) или кислых магматических пород (ортогнейсы). Они обладают гнейсовидной, полосчатой или массивной текстурой, средне- и крупнокристаллической grano-, лепидограно- или порфиробластовой структурой. Полосчатость или гнейсовидность проявляется в чередовании темных полос, сложенных меланократовыми минералами со светлыми, лейкократовыми полосами. К числу главных компонентов гнейсов относятся кварц, полевые шпаты и цветные минералы. Полевые шпаты могут быть представлены кислыми или средними плагиоклазами, ортоклазом и микроклином. Содержание значительного количества полевых шпатов – главное отличие гнейсов от слюдяных кристаллических сланцев.

Из темноцветных минералов часто встречаются слюды (биотит и мусковит), реже – роговая обманка или пироксены. Иногда присутствуют гранаты, силлиманит, ставролит, кордиерит, андалузит. Из аксессуарных минералов – циркон, апатит, монацит, сфен, магнетит.

При наличии темноцветных минералов в количестве более 10 % к названию "гнейс" добавляются соответствующие прилагательные (от минерала с меньшим содержанием к большему). Например, содержа-

ние граната 10 %, биотита – 15 %. Название породы – гранат-биотитовый гнейс. Если полевые шпаты представлены только плагиоклазом, то его называют плагиогнейс.

Амфиболиты близки к аналогичным породам эпидот-амфиболитовой фации и, как уже отмечалось, отличаются от них появлением вместо альбита средних, реже основных по составу плагиоклазов, отсутствием эпидота и возможным появлением моноклинного пироксена. В число основных минералов амфиболитов, помимо плагиоклазов, входит роговая обманка – зеленая или бурая, в сравнительно небольших количествах могут присутствовать гранат, пироксен, магнетит. При значительном содержании последних к названию породы добавляется соответствующее прилагательное – биотитовый амфиболит, гранатовый амфиболит и др.

Внешне амфиболиты темно-зеленые до черных, средне- и крупнокристаллические, массивные породы с порфирограно- или немато-гранобластовой структурой. Аналогичные по составу породы, но имеющие отчетливую сланцеватую текстуру, называются амфиболовыми сланцами.

Гранулитовая фация (температура – от 750–800 до 900–1000 °С, давление – от 400–500 до 1200–1300 МПа).

Гранулиты – мелкозернистые, светло- либо темноокрашенные породы массивной, линзовидной или полосчатой текстуры в результате обособления темноцветных минералов от светлых. Структура гранулитов чаще гранобластовая, иногда с линзовидными зернами кварца. Особенность состава этих пород – полное отсутствие гидроксилсодержащих минералов (слюды, амфиболы, эпидот и др.), а также ставролита и андалузита. Наиболее типичные минералы – кварц, ортоклаз, гранат, гиперстен, иногда кордиерит или диопсид.

Гранулиты образуются в результате метаморфизма в условиях высоких температур аркозовых песчаников, глин и кислых или средних магматических пород.

Основные кристаллические сланцы (или по другой номенклатуре – дупироксен-плагиоклазовые гранулиты) – это серые или темно-серые массивные или сланцеватые, полосчатые, средне- или крупнокристаллические породы с гранобластовой структурой. Типичные минералы – основные, реже средние плагиоклазы, гиперстен и диопсид. Помимо них могут присутствовать гранат и акцессорные минералы – апатит, магнетит и рутил.

Образование основных кристаллических сланцев происходит в результате метаморфизма средних или основных магматических пород или мергелей в условиях гранулитовой фации.

Оливин-пироксеновые и пироксеновые породы образуются при метаморфизме ультраосновных пород в гранулитовой

фации и с большим трудом могут быть отличимы от магматических дунитов, пироксенитов и перидотитов по наличию бластовых структур.

Эклогитовая фация (температура 750–1000 °С, давление свыше 1200 МПа).

Эклогиты – темно-зеленые, почти черные, средне- и крупнокристаллические, массивные, реже полосчатые гнейсовидные породы с гранобластовой или порфирогранобластовой структурой. Главные минералы, слагающие эклогиты, – моноклинный пироксен-омфациит, гранат-альмандин пиропового ряда и рутил. Из дополнительных минералов встречаются дистен, диопсид и некоторые другие. Характерная особенность описываемых пород – отсутствие в них полевых шпатов. Образование эклогитов происходило при очень высоком давлении. По данным Ф. Тернера и Дж. Ферхугена давление должно превышать 1300 МПа при температуре около 700 °С. Залегают эклогиты в самых разнообразных геологических условиях в виде изолированных тел среди регионально метаморфизованных пород амфиболитовой и гранулитовой фации; в виде ксенолитов в кимберлитах, базальтах, ультраосновных породах. По мнению большинства исследователей, эклогиты – продукт глубокого метаморфизма основных магматических пород. Некоторые считают, что эклогиты образуются в верхних частях мантии и попадают в земную кору в результате тектонических или магматических процессов.

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ К ОПИСАНИЮ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Описание метаморфических горных пород проводится по тому же плану, что и магматических.

А. Макроскопическое описание. Особое внимание обращают на текстурные особенности образца – массивный или сланцеватый, гнейсовидный или полосчатый. Отмечают наличие плейчатости, шелковистого блеска, зеркал скольжения на плоскостях напластования или разрыва, цвет, размер зерен и т.д.

Б. Микроскопическое исследование.

1. Структура породы. При характеристике структуры метаморфической породы отмечают абсолютный и относительный размер зерен, наличие или отсутствие признаков структур первичных пород (бластопорфировая, бластопсаммитовая и т.д.), взаимоотношения минералов друг с другом. В итоге дают название структуры породы в целом.

II. Описание минерального состава. Прежде всего перечисляют все минералы породы с выделением среди них главных (> 5–10 %), второстепенных (< 5 %) и аксессуарных. При количественной характеристике

можно употреблять и качественные оценки: резко преобладают, небольшое количество, единичные зерна и т.п.

Далее описывают каждый минерал. При этом указывают размер и форму зерен, основные оптические константы, подтверждающие правильность определения минерала, какие-либо индивидуальные особенности (оттенки при плеохроизме, срастание с другим минералом, наличие большого числа включений, приуроченность к тем или иным участкам породы и др.), наличие и состав продуктов замещения.

III. На основе данных по текстуре, структуре и минеральному составу по табл. 17 определяют название породы, по-возможности указывают, к какой минеральной фации она принадлежит, приводят соображения о ее первичном (до метаморфизма) составе и генезисе. Для этого следует воспользоваться материалом, изложенным в предыдущем разделе пособия.

Контрольные вопросы

1. Дайте определение понятия "метаморфизм".
2. Перечислите главные факторы метаморфизма.
3. Назовите главные типы локального метаморфизма.
4. Охарактеризуйте основные особенности регионального метаморфизма.
5. Что такое "метаморфическая фация" и ее признаки?
6. Перечислите основные метаморфические фации регионального метаморфизма.
7. Что такое "критическая ассоциация минералов" метаморфической фации?
8. Какие типы структур присущи метаморфическим породам?
9. В чем отличие структур метаморфических пород от структур магматических пород?
10. Чем отличается порфиробластовая структура от бластопорфировой?
11. Перечислите наиболее распространенные кристаллобластовые структуры.
12. Что характерно для бластосаммитовой структуры?
13. Какие породы образуются при метаморфизме глинистых пород в фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации?
14. Перечислите породы гранулитовой фации.
15. Какие породы образуются при метаморфизме кислых магматических пород в фациях зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой?
16. В какой фации и из каких пород образуются хлоритовые, хлорит-актинолитовые и другие сланцы.
17. В какие породы превращаются при метаморфизме магматические породы кислого состава?
18. Каково главное отличие кристаллических сланцев (слюдистых, андалузитовых и др.) от гнейсов?
19. Назовите породы амфиболитовой фации, образовавшиеся при метаморфизме глин и магматических пород кислого состава.
20. Чем отличаются парагнейсы от ортогнейсов?
21. Перечислите породы эклогитовой фации.
22. Назовите породообразующие минералы эклогитов.

23. Приведите примеры пород амфиболитовой фации.
24. Какие породы образуются при прогрессивном метаморфизме кварцевых песчаников?
25. Из каких магматических и осадочных пород могут образоваться хлорит-актинолитовые, альбит-эпидотовые, амфиболитовые сланцы и амфиболиты?
26. Назовите метаморфическую породу, которая образуется из аркозовых песчаников в амфиболитовой фации.
27. Перечислите метаморфические породы, характерные для фации зеленых сланцев.
28. При метаморфизме каких пород образуются двупироксен-плагиоклазовые (основные) кристаллические сланцы?
29. Назовите основные породообразующие минералы гранулитов.
30. Из каких первичных пород образуются оливин-пироксеновые и пироксеновые метаморфические породы?

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусова О.Н., Михина В.В. Общий курс петрографии. — М.: Недра, 1972.
2. Даминова А.М. Породообразующие минералы. 2-е изд. — М.: Высшая школа, 1974.
3. Залищак Б.Л., Бурилина Л.В., Кипаренко Р.И. Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. 2-е Изд. — М.: Недра, 1981.
4. Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород. — М.: Недра, 1980
5. Классификация и номенклатура магматических горных пород/Е.Д. Андреева, О.А. Богаткина, М.Б. Бородаевская и др. — М.: Недра, 1981.
6. Кузнецов Е.А. Краткий курс петрографии. — М.: Изд. МГУ, 1970.
7. Лапинская Т.А., Прошляков Б.К. Основы петрографии. — М.: Недра, 1981.
8. Оникиенко С.К. Методика исследования породообразующих минералов в прозрачных шлифах. — М.: Недра, 1971.
9. Петрография: В III ч./Под ред. А.А. Маракушева. — М.: Изд. МГУ, 1986. — ч. I—III.
10. Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. Т. 1 и 2. — М.: Недра, 1966.
11. Сиротин К.М. Определитель минералов. — М.: Высшая школа, 1970.
12. Смирнов В.Б., Токарев М.А. Полярный метод в минералогии и петрографии. — М.: ВНИИОЭНГ, 1984.
13. Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. — М.: Госгеолтехиздат, 1958.
14. Трусова И.Ф., Чернов В.И. Петрография магматических и метаморфических пород. — М.: Недра, 1982.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Методика определения минералов под микроскопом	5
Работа № 1. Устройство поляризационного микроскопа и его поверки	5
Работа № 2. Изучение под микроскопом формы кристаллов и спайности	11
Работа № 3. Изучение цвета и плеохроизма минералов	14
Работа № 4. Определение величины показателя преломления минералов	16
Работа № 5. Определение силы двойного лучепреломления минералов	19
Работа № 6. Определение характера погасания, угла погасания и оптической ориентировки	25
Работа № 7. Определение осности минерала, оптического знака и величины угла оптических осей (2V)	29
Работа № 8. Схема полного описания минерала при изучении его под микроскопом	35
Минералы магматических и метаморфических горных пород	41
Породообразующие минералы	42
Породообразующие минералы, встречающиеся преимущественно в метаморфических породах	67
Акцессорные минералы	77
Магматические горные породы	84
Основы классификации магматических горных пород	84
Структуры магматических горных пород	92
Структуры абиссальных пород	93
Структуры гипабиссальных пород	95
Структуры эффузивных пород	97
Описание магматических пород	100
Описание интрузивной породы	101
Описание эффузивной породы	102
Примеры описания магматических горных пород	103
Гранодиорит	103
Андезит	105
Габбро-диабаз	107
Метаморфические горные породы	110
Понятие о метаморфизме и его типах	110
Основы классификации пород регионального метаморфизма	111
Текстуры и структуры метаморфических пород	116
Основные породы регионального метаморфизма	120
Методические рекомендации к описанию метаморфических пород	126
Список литературы	128