

ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ

Кафедра геологии и маркшейдерского дела

В.В. Мосейкин

Л.Н. Ларичев

## ГЕОЛОГИЯ

ОСНОВЫ ОПТИЧЕСКОЙ ПЕТРОГРАФИИ

Учебное пособие

Рекомендовано редакционно-издательским  
советом университета



Москва 2018

УДК 622:552.12  
М81

Рецензент

д-р геол.-мин. наук, проф. *А.Л. Дергачев* (МГУ им. М.В. Ломоносова)

**Мосейкин В.В.**

М81 Геология : основы оптической петрографии : учеб. пособие /  
В.В. Мосейкин, Л.Н. Ларичев. – М. : Изд. Дом НИТУ «МИСиС»,  
2018. – 84 с.  
ISBN 978-5-906953-85-8

Пособие служит теоретической основой цикла лабораторных работ по микроскопической диагностике горных пород в рамках преподавания дисциплины «Геология» и содержит необходимый минимум сведений по теории оптики, кристаллооптическим характеристикам минералов и методике определения под микроскопом важнейших породообразующих минералов в проходящем свете.

Цель работы – ознакомление студентов с основами кристаллооптической диагностики минералов и приемам изучения вещественного состава и внутреннего строения горных пород с помощью поляризационного петрографического микроскопа.

Для студентов специальности 21.05.05 «Физические процессы горного или нефтегазового производства».

УДК 622:552.12

ISBN 978-5-906953-85-8

© Мосейкин В.В.,  
Ларичев Л.Н., 2018  
© НИТУ «МИСиС», 2018

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	4
1. Основные положения кристаллооптики .....	8
1.1. Понятие о свете .....	8
1.2. Важнейшие оптические характеристики минералов.....	11
1.3. Оптические индикатрисы минералов .....	19
2. Кристаллооптический метод изучения минералов под микроскопом.....	23
2.1. Устройство поляризационного петрографического микроскопа .....	24
2.2. Комплекс диагностических свойств минералов в шлифах.....	28
2.3. Методики определения оптических свойств минералов.....	36
3. Породообразующие минералы .....	41
3.1. Минералы магматических горных пород.....	42
3.2. Минералы метаморфических горных пород .....	54
3.3. Минералы осадочных горных пород .....	57
4. Микроскопическая диагностика горных пород .....	62
4.1. Структуры магматических горных пород .....	62
4.2. Структуры метаморфических пород .....	70
4.3. Структуры осадочных горных пород.....	74
4.4. Методики изучения горных пород.....	78
Библиографический список .....	83

## Введение

Известно, что земная кора, в пределах которой осуществляется горно-геологическая деятельность человека, сложена разнообразными горными породами. Под названием «**горные породы**» понимаются естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения, возникшие в результате деятельности природных физико-химических (геологических) процессов и залегающие в земной коре в виде самостоятельных геологических тел.

В зависимости от условий формирования (генезиса) горные породы принято делить на три генетические группы:

1) **магматические породы**, образовавшиеся в процессе кристаллизации сложного природного силикатного расплава – магмы;

2) **осадочные породы**, возникшие в поверхностных условиях из продуктов разрушения любых горных пород под воздействием экзогенных геологических процессов;

3) **метаморфические породы**, являющиеся продуктом перекристаллизации и приспособления пород любого генезиса к изменившимся в пределах земной коры физико-химическим условиям.

Изучением горных пород и их свойств занимаются различные дисциплины геологического цикла, среди которых важнейшей является петрография. **Петрография** – геологическая дисциплина, изучающая горные породы, их минеральный и химический состав, структурные и текстурные особенности, генезис, условия залегания и т.п.

Практическое значение горных пород необычайно велико:

– с некоторыми горными породами генетически связано появление минералов, имеющих промышленное значение: платиноидов, хромитов, алмазов, апатитов, сульфидов никеля, меди и т.п.;

– горные породы являются вмещающим местом месторождений различных полезных ископаемых – рудных, нерудных, горючих, гидроминеральных, причем специфические особенности вмещающих пород во многом определяют горнотехнические условия обработки этих объектов;

– нередко горные породы сами являются полезными ископаемыми (бокситы, фосфориты, минеральные соли, ископаемые угли, строительные материалы, облицовочные камни и т.п.), имеющими важное промышленное значение;

– горные породы в их естественном залегании не только являются средой горно-геологической деятельности человека, но и служат

основанием для гидротехнических, транспортных, промышленных и иных инженерных сооружений.

Поэтому студенты специальности «Физические процессы горного или нефтегазового производства» должны знать не только комплекс физических и физико-механических свойств горных пород, но и понимать, чем они обусловлены. А для этого необходимо иметь представление о методах изучения вещественного состава и внутреннего строения горных пород.

Простейшим методом изучения горных пород является их макроскопическая диагностика, т.е. определение минерального состава, структурных и текстурных особенностей невооруженным глазом. Однако этот метод дает удовлетворительные результаты только при диагностике полнокристаллических крупно- и гигантозернистых пород, которые встречаются не часто. В иных случаях макроскопическая диагностика сомнительна и ограниченность ее применения объясняется спецификой человеческого зрения.

Известно, что макроскопически человеческий глаз способен различать детали объекта, отстоящие друг от друга на десятые доли миллиметра (не менее  $8 \times 10^{-1}$  мм). С помощью оптического (светового) микроскопа можно увидеть детали объекта, расстояние между которыми достигает 0,2 мкм (микрометр), т.е.  $2 \times 10^{-4}$  мм.

Первый простейший микроскоп был создан Захариусом Йансеном (1595) и давал увеличение от 3 до 10 крат. Следует отметить, что использовался обыкновенный свет. В дальнейшем происходило совершенствование микроскопов как с оптической, так и с конструктивной точек зрения Г. Галилеем (1609–1610), Р. Гуком (1665), Е. Дивини (окуляр, 1668), Я. Гавелием (микрометренный винт), К.Г. Гертелем (зеркало), А. Левенгуком (1681), что позволило достигнуть увеличения 270 крат, а впоследствии в результате модернизации объективов (Саллинг, 1824), достигнуть увеличения в 500 раз. Современные оптические микроскопы дают увеличение свыше 1000 крат.

Длительное время микроскопы использовались в медицине, биологии и в научно-познавательных целях.

Идея использования оптических микроскопов для изучения горных пород возникла в середине XIX в. В 1855 г. Г. Сорби изучил под микроскопом в плоскополяризованном свете первый петрографический препарат – шлиф – тонкую пластику известковистого песчаника. Этот год можно считать годом рождения оптической петрографии или микропетрографии. Кристаллооптический метод изучения гор-

ных пород, основанный на использовании плоскополяризованного света в специализированных петрографических микроскопах, позволяет определять оптические свойства минералов в мелких зернах, проводить их надежную диагностику и изучать минеральный состав и внутреннее строение мелко- и тонкозернистых пород, недоступных макроскопическому изучению.

Появление поляризационных микроскопов стало возможным в связи с изобретением У. Николя (1828) устройства, позволяющего получить строго ориентированный в пространстве поток плоскополяризованного света, так называемой призмы Николя (или просто «Николь»), которая присутствует в петрографическом микроскопе в двух ипостасях – поляризатора и анализатора. Принципиально сконструированные в сороковых годах XIX в. поляризационные микроскопы к его концу приобрели близкий к современному облик и теоретическое обоснование наблюдаемых при изучении горных пород явлений.

В нашей стране развитие и совершенствование кристаллооптических методов исследования минералов и горных пород связано с трудами Е.С. Федорова, Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, А.Н. Заварицкого, В.Н. Лодочникова, В.В. Аршинова, В.И. Лучицкого, С.Д. Четверикова, С.К. Оникиенко, В.Б. Татарского, В.С. Соболева и многих других петрографов.

Для изучения горных пород под микроскопом используются специальные препараты – шлифы. Шлиф – это тонкая плоскопараллельная пластинка горной породы толщиной 0,3 мм. Эта пластинка наклеивается на тонкое предметное стекло специальным клеем – канадским бальзамом – определенным образом подготовленной пихтовой смолой (ранее смолой канадской или бальзамической пихты). Сверху препарат перекрывается тончайшим покровным стеклом. Канадский бальзам является изотропным веществом, имеющим постоянный показатель преломления (1,537), близкий к показателю преломления стекла. Кроме того, он легкоплавок и растворим в спирте, бензоле, бензине и т.п. органических веществах. Близость показателей преломления стекла и канадского бальзама позволяет считать трехслойных шлиф оптически однородной средой. Постоянство показателя преломления канадского бальзама дает возможность иметь в шлифах своего рода «внутренний стандарт», с которым можно сравнить показатели преломления любого минерала, слагающего горную породу.

Площадь обыкновенных шлифов составляет 1...2 см<sup>2</sup>. Реже использовались нестандартные шлифы площадью 5...10 см<sup>2</sup>.

Незначительная толщина шлифа обусловлена тем, что в тонких срезах большинство макроскопически непрозрачных минералов становится в различной степени прозрачными, т.е. пропускают через себя значительную часть направленного на них светового потока. Прохождение света через минералы сопровождается возникновением сходного набора оптических эффектов, которые имеют специфические особенности в зависимости от кристаллооптических характеристик каждого минерала, что и позволяет осуществлять их надежную диагностику.

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

# 1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ КРИСТАЛЛООПТИКИ

## 1.1. Понятие о свете

Как известно, свет – это сложное природное явление, представляющее собой, с одной стороны, непрерывный поток материальных частиц – фотонов, характеризующихся определенной энергией и количеством движения, а с другой стороны, – это волновое электромагнитное колебание, возникающее при изменении напряжений электрического и магнитного полей. В связи с этим существуют две теории света – квантовая и волновая, с помощью которых можно описать это сложное физическое явление во всем его многообразии. Для кристаллооптики наиболее подходит классическая **волновая теория** света, а в ряде случаев даже ее механическая модель.

К области видимого света относятся электромагнитные колебания с длиной волны  $\lambda = 380 \dots 780$  миллимикрон. Один миллимикрон (м $\mu$ ) – миллионная доля миллиметра, т.е.  $10^{-6}$  мм,  $1\text{ м}\mu = 10\text{ \AA}$  (ангстрем –  $10^{-7}$  мм или  $10^{-8}$  см).

Электромагнитные колебания с длиной волны менее 380 м $\mu$  представляют собой ультрафиолетовое и рентгеновское излучение.

Электромагнитные колебания с длиной волны более 780 м $\mu$  представляют собой инфракрасное излучение и радиоволны.

В оптической микроскопии используется **видимый свет**. Белый свет – это смесь световых волн различной длины в пределах 380...780 м $\mu$ . Если волны какой-либо длины преобладают, то свет будет окрашенный. Сложность волнового состава белого цвета обнаруживается при его разложении призмой (рис. 1.1). Обычно в спектре видимого света различают следующие цвета: красный, оранжевый, желтый, зеленый, голубой, синий, фиолетовый. Разные цвета характеризуются различной длиной волны  $\lambda$  (табл. 1.1).

Волновая неоднородность белого света лежит в основе возникновения в оптических системах явления **интерференции**. Чтобы избежать этого явления, в оптических микроскопах используют **мономатический свет**, т.е. свет, характеризующийся одной длиной волны. Простейший способ получения мономатического света – пропускание света обыкновенного через светофильтр.



Рис. 1.1. Спектр, возникающий при преломлении белого света, проходящего через стеклянную призму

Таблица 1.1

Длина волн некоторых стандартных цветов

Цвет в воздухе	Длина волны, мμ
Фиолетовый	410
Синий	470
Зеленый	530
Желтый	580
Оранжевый	610
Красный	670

Понятно, что световые волны – это частный случай электромагнитных волн, являющихся результирующей двух полей – электрического и магнитного, каждое из которых характеризуется определенным вектором  $E$  (электрическое) и  $H$  (магнитное) напряженности (рис. 1.2, в). Оба вектора равны между собой, взаимно перпендикулярны и одновременно перпендикулярны к направлению распространения света.

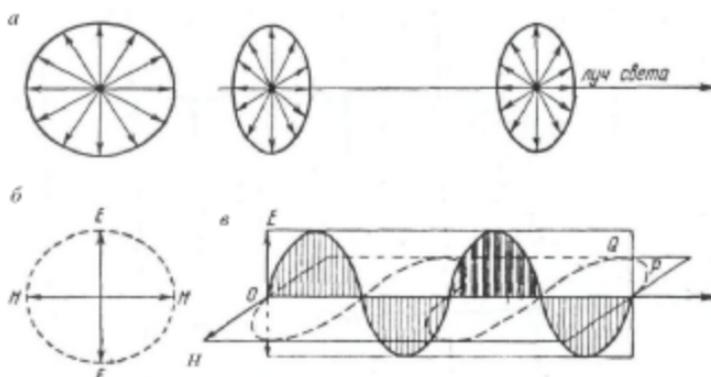


Рис. 1.2. Схема электромагнитных колебаний:

$a$  – естественного света;  $b$  – плоскополяризованного света;  $v$  – соотношение плоскости колебаний  $Q$  и поляризации  $P$ ;  $E$  – вектор электрической напряженности;  $H$  – вектор магнитной напряженности

Если в каждый момент направления колебаний электрического и магнитного векторов меняются так, что в направлении распространения светового луча одновременно происходит поступательное и вращательное движение этих векторов при постоянной скорости их колебаний, то такой свет именуется **обыкновенным**, или **естественным** (рис. 1.2, *а*).

В случае, когда колебания световых волн совершаются только в одной определенной плоскости, то свет называется **плоскополяризованным**, или просто **поляризованным** (рис. 1.2, *б*). Плоскость, в которой происходят колебания световых волн, называется плоскостью колебаний  $Q$ , а перпендикулярная к ней плоскость  $P$  — плоскостью поляризации (рис. 1.2, *в*).

Плоскополяризованный свет возникает либо при отражении его от гладкой поверхности, либо при прохождении света через кристалл.

Электромагнитные колебания являются гармоническими и характеризуются такими элементами, как длина волны, амплитуда, фаза, частота и т.п. (рис. 1.3).

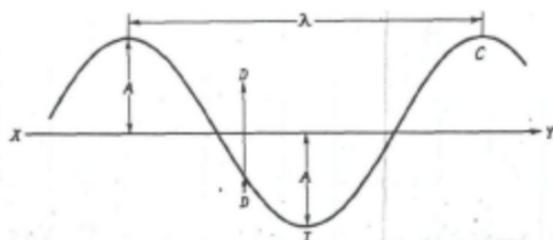


Рис. 1.3. Элементы световой волны в сечении вдоль траектории движения луча света XY

По отношению к направлению распространения света совершаются поперечные волновые движения, обусловленные быстро чередующимися электрическими и магнитными возмущениями во всех плоскостях, включающих направление их распространения. Линия от источника света до точки, в которой он воспринимается, называется **световым лучом**. На рис. 1.3 показана одна из плоскостей, проходящая через луч света в плоскости осуществления электрических колебаний (плоскость колебаний  $Q$  на рис. 1.2, *в*). Изображенная на нем синусоидальная кривая отражает величину электрического возмущения в данный момент во всех точках плоскости, в которой расположе-

на эта кривая. Синусоида на рисунке совпадает с плоскостью листа книги и характеризует явление, происходящее в этой плоскости. Но на самом деле в световой волне обыкновенного света осуществляются колебания электрического вектора во всех плоскостях, проходящих через направление распространения волны  $XU$ . На рис. 1.3: ось  $X \rightarrow Y$  – направление распространения волны;  $D \rightarrow D$  – направление колебаний электрического вектора в данной плоскости;  $C$  – гребень, т.е. точка максимального относительного смещения волны вверх;  $T$  – подошва, т.е. точка максимального относительного смещения волны вниз;  $A$  – амплитуда волны (половина расстояния между гребнем и подошвой по нормали);  $\lambda$  – длина волны, т.е. расстояние между двумя соседними гребнями или подошвами.

Следует помнить, что скорость распространения волны  $v$  представляет собой расстояние  $d$ , пройденное гребнем волны за единицу времени  $t$ , т.е.  $V = d/t$ . Поскольку мерой расстояния служит длина волны  $\lambda$ , то  $v = \lambda/t$ . Количество колебаний в единицу времени называется **частотой колебаний**  $f$ , т.е.  $f = 1/t$ . Отсюда получим  $v = f\lambda$ .

Скорость распространения света  $v = 299\,792 \pm 2$  ( $\approx 300\,000$ ) км/с в пустоте; в других средах она меньше. Следует помнить, что скорость распространения света – величина, характеристическая для каждого вещества.

## 1.2. Важнейшие оптические характеристики минералов

### Преломление света

Как хорошо известно, скорость распространения света зависит от оптических характеристик среды, так называемой *оптической плотности*. При переходе света из одной среды в другую на границе раздела этих сред происходит изменение скорости распространения света. Если свет падает по нормали к границе двух оптически разнородных сред (рис. 1.4, *a*), то при переходе из одной среды в другую он изменит только скорость, сохранив направление движения. Если же луч света падает не по нормали к границе раздела двух оптически разнородных сред (рис. 1.4, *b*), то при переходе из одной среды в другую он изменит не только скорость, но и траекторию распространения. Это явление получило название **преломление света**. Угол между падающим лучом и перпендикуляром к плоскости раздела двух сред называется **углом падения** (на рис. 1.4, *b* угол  $i$ ). Угол между лучом

преломленным и тем же перпендикуляром называется **углом преломления** (на рис. 1.4, б угол  $r$ ).

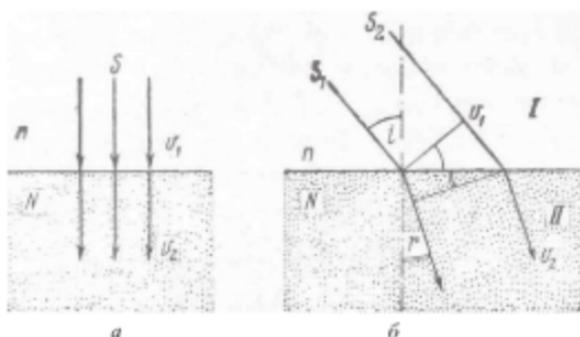


Рис. 1.4. Преломление лучей на границе двух оптически однородных сред: а – при нормальном падении лучей к границе раздела; б – при наклонном падении лучей

Распространение света в кристаллах подчиняется двум законам<sup>1</sup>.

1. Луч падающий и луч преломленный лежат в одной плоскости с перпендикуляром, восстановленным в точке падения луча к плоскости, на которую этот луч падает.

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

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} = \text{const} = n(N) \text{ – показатель преломления.}$$

Отношение скоростей света в воздухе (или пустоте)  $v_0$  к скорости света  $v_1$  в данной среде называется **показателем преломления данной среды**. Показатель преломления – величина отвлеченная и для минералов всегда больше единицы. Если мы имеем дело с двумя оптически разнородными средами, то  $n_1 = \frac{v_0}{v_1}$ , а  $n_2 = \frac{v_0}{v_2}$  или  $\frac{n_2}{n_1} = \frac{v_1}{v_2}$ .

Из приведенного равенства следует, что **показатели преломления двух сред обратно пропорциональны скоростям света в этих**

<sup>1</sup> В связи со спецификой работы явление отражения света не рассматривается.

**средах.** Показатель преломления минерала является очень важной его оптической характеристикой.

Только в пустоте скорость распространения света одинакова для всех длин световых волн. В иных средах скорости распространения света, а следовательно, и величина показателя преломления различны для разных длин волн (табл. 1.2).

Зависимость величины показателя преломления от длины волны света называется **дисперсией показателя преломления**. Все минералы делятся на две группы – с нормальной дисперсией и с аномальной дисперсией.

Таблица 1.2

**Показатели преломления некоторых веществ для разных частей спектра (В.Б. Татарский)**

Вещество	Длина волны, мм, по линиям спектра <sup>1</sup>					
	B 687	C 656	D 589	E 527	F 486	G 431
Вода при 18,7 °С	1,31309	1,3317	1,3336	1,3359	1,3378	1,3413
Сероуглерод (24,2 °С)	1,6114	1,6147	1,6240	1,6368	1,6487	1,6728
Стекло (кронглас № 13)	1,5243	1,5253	1,5280	1,5314	1,5343	1,5399
Каменная соль (NaCl)	1,5394	1,5407	1,5443	–	1,5534	1,5616

<sup>1</sup> Линия В лежит в красной части спектра; С – между красной и оранжевой; D – между оранжевой и желтой; E – в зеленой; F – между зеленой и синей; G – между темно-синей и фиолетовой

При **нормальной дисперсии** показателя преломления его значение растет по мере уменьшения длины волны  $\lambda$  пропускаемого света. В табл. 1.2 приведены вещества с нормальной дисперсией показателя преломления.

При **аномальной дисперсии** показателя преломления его значение падает по мере уменьшения длины волны  $\lambda$  пропускаемого света.

В зависимости от соотношения величин угла преломления показатель преломления контактирующих сред ( $n_1$  для среды I,  $n_2$  для среды II) возникают весьма любопытные явления (рис. 1.5).

Если показатель преломления  $n_1$  (I среда) будет меньше  $n_2$  (II среда), то луч света при переходе из среды с меньшим показателем преломления в среду с большим показателем преломления приближается к перпендикуляру, проведенному в точке падения луча к плоской границе раздела двух сред, т.е. угол преломления  $\beta_1$  будет меньше угла падения  $\alpha$ , т.е.  $\angle \beta_1 < \angle \alpha$ .

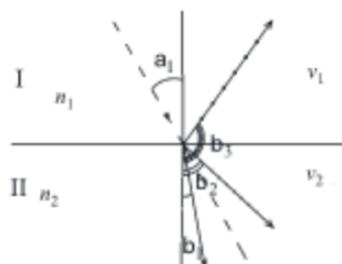


Рис. 1.5. Изменения величины угла преломления в зависимости от соотношения значений показателей преломления двух сред:

- $n_1 = n_2$  преломления нет
- $n_1 < n_2$   $\angle\beta_1 < \angle\alpha$
- + + + + +  $n_1 > n_2$   $\angle\beta_2 > \angle\alpha$
- $n_1 \gg n_2$   $\angle\beta_3 \gg \angle\alpha$

Если показатель преломления  $n_1$  (среда I) будет больше  $n_2$  (среда II), то луч света будет отклоняться от перпендикуляра, проведенного к плоской границе этих двух сред, и угол преломления  $\beta_2$  будет больше угла падения  $\alpha$ , т.е.  $\angle\beta_2 > \angle\alpha$ .

Если же величина  $n_1$  будет много больше  $n_2$ , то угол преломления  $\beta_3$  будет много больше угла падения  $\alpha$ , т.е.  $\angle\beta_3 \gg \angle\alpha$  и свет, испытав преломление, не выйдет за границу раздела этих сред, под влиянием так называемого **полного внутреннего отражения**.

При постоянном соотношении величин показателей преломления  $n_1$  и  $n_2$  и изменении угла падения света при некотором значении угла падения  $\alpha$  (так называемый **предельный угол**) луч преломленный будет скользить вдоль границы раздела двух сред. Если угол падения  $\alpha$  будет больше предельного, то падающий луч не выходит за границу раздела сред, испытав полное внутреннее отражение.

Явление полного внутреннего отражения используется, в частности, в конструкции призмы Николя, а также для определения величины показателя преломления веществ в приборах рефрактометрах. Расчет идет по формуле  $N = \sin\alpha_{\text{ин}}/n$ , где  $N$  – показатель преломления веществ;  $n$  – показатель преломления стекла полусферы прибора;  $\alpha_{\text{ин}}$  – угол полного внутреннего отражения.

### Оптическая изотропия и анизотропия

Как правило, минералы являются кристаллическими веществами и имеют упорядоченное внутреннее строение, т.е. кристаллическую

пространственную решетку. Одним из важнейших свойств кристаллических веществ является их анизотропия, выражающаяся в том, что одно и то же свойство минерала имеет различные значения по различным направлениям. Однако с точки зрения оптических свойств кристаллические вещества неоднородны. Все минералы делятся на оптически **изотропные** (равносвойственные) и оптически **анизотропные** (неравносвойственные). Это важнейшее качество минералов связано с их различным внутренним строением – с законом построения кристаллической решетки. Оптически изотропными, т.е. обладающими одинаковой скоростью распространения света по различным направлениям, являются минералы кубической сингонии и аморфные минералы. Количество последних крайне мало. Оптически анизотропными, т.е. имеющими различные скорости распространения света по различным направлениям, являются минералы всех прочих сингоний.

**Минералы кубической сингонии** относятся к высшей категории. Их кристаллическая решетка характеризуется равенством линейных параметров элементарной ячейки по всем координатным осям  $x$ ,  $y$ ,  $z$  ( $a_0 = b_0 = c_0$ ), что предопределяет изотропию кристаллов кубической сингонии. Скорость распространения света и величина показателей преломления для любого направления в кристалле постоянны и меняются только от одного минерального вида к другому.

**Минералы средней категории** (тригональная, тетрагональная и гексагональная сингонии) характеризуются равенством линейных параметров элементарной ячейки кристаллической решетки по осям  $x$  и  $y$  и неравенством по оси  $z$  ( $a_0 = b_0 \neq c_0$ ). В связи с этим в кристаллах средней категории существует единичное неповторяющееся направление, совпадающее с координатной осью  $z$  и поворотной осью симметрии высшего порядка. Для тригональной сингонии – это ось третьего порядка ( $L_3$ ), для тетрагональной – ось четвертого порядка ( $L_4$ ), а для гексагональной – ось шестого ( $L_6$ ) порядка.

Скорости света при прохождении света вдоль оси  $z$  и вдоль осей  $x$  и  $y$  будут различны, равно как и показатели преломления ( $v_z \neq v_x = v_y$  и  $n_z \neq n_x = n_y$ ).

**Минералы низшей категории** (триклинной, моноклинной и ромбической сингоний) характеризуются неравенством линейных параметров элементарной ячейки по всем трем координатным осям ( $a_0 \neq b_0 \neq c_0$ ) и, следовательно, наличием трех направлений, по которым скорости распространения света, равно как и показатели преломления, будут различны ( $v_x \neq v_y \neq v_z$  и  $n_x \neq n_y \neq n_z$ ).

## Двойное лучепреломление

Луч света, попадая в оптически изотропный минерал, изменит как скорость, так и траекторию своего движения, т.е. испытывает преломление. В свою очередь, попадая в анизотропные минералы, луч света, изменив траекторию движения, разделяется на две волны, электромагнитные колебания которых совершаются в двух взаимно перпендикулярных плоскостях с различными скоростями и, естественно, с различными показателями преломления. Эффект разложения светового луча на два получил название **двойное лучепреломление**, или **двупреломление**, и характерен для любых анизотропных веществ. Это явление было обнаружено в 1669 г. датским ученым Э. Бартолином в кристаллах прозрачного (оптического) кальцита, так называемого исландского шпата, через который наблюдалось раздвоение надписей (рис. 1.6). Кроме того, было замечено, что при рассмотрении через кристалл исландского шпата точки на бумаге видно не одно, а два изображения. При вращении кристалла одно изображение остается неподвижным, в то время как другое описывает вокруг первого некую окружность (рис. 1.7, а). Подобное явление возможно в том случае, когда один луч проходит через кристалл, не меняя направления (точка О неподвижна), в то время как другой луч преломляется и идет по отношению к первому под некоторым углом. Первый луч назвали обыкновенным и его показатель преломления обозначили  $n_o$  (*ordinary* – обыкновенный). Второй луч назвали необыкновенным и его показатель преломления обозначили  $n_e$  (*extraordinary* – необыкновенный). Пройдя через кристалл, оба луча сохраняют направление, параллельное первоначальному, но оказываются поляризованными во взаимно перпендикулярных плоскостях (рис. 1.7, б).



Рис. 1.6. Раздвоение надписи, рассматриваемой через кристалл исландского шпата

Следует помнить, что в оптически анизотропных веществах есть направления (одно или два), вдоль которых луч света не испытывает двупреломления и  $v_o = v_e$  и  $n_o = n_e$ . Подобное направление называется **оптической осью кристалла**.

В кристаллах *средней категории*, имеющих два показателя преломления, это направление совпадает с поворотной осью симметрии высшего порядка:  $L_3$  – для тригональной сингонии,  $L_4$  – для тетрагональной и  $L_6$  – для гексагональной сингоний. Кристаллы этих сингоний являются **оптически одноосными**. Условно считается, при  $n_e > n_o$  кристалл называется оптически положительным (+), а при  $n_e < n_o$  – оптически отрицательным (-).

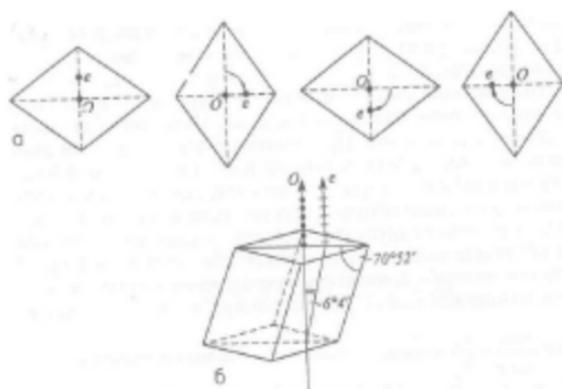


Рис. 1.7. Двупреломление в ромбодре исландского шпата: *a* – положение лучей обыкновенного (*o*) и необыкновенного (*e*) при вращении кристалла; *b* – направление лучей обыкновенного и необыкновенного при прохождении через кристалл

При прохождении света через кристаллы *нижней категории* образуются два луча, скорости которых изменяются в зависимости от направления, т.е. оба луча являются необыкновенными. Понятно, что в кристаллах триклинной, моноклинной и ромбической сингоний существуют два направления, распространяясь вдоль которых, свет не испытывает двупреломления. Таким образом, они являются **оптически двуосными**. Установлено, что для них характерно наличие трех показателей преломления  $n_g$ ,  $n_m$ , и  $n_p$  (*g* – *grand* – большой; *m* – *modet* – средний; *p* – *petit* – малый). Если в них  $n_g - n_m > n_m - n_p$ , то

кристалл считается оптически положительным (+), если же  $n_q - n_m \leq n_m - n_p$ , то оптически отрицательным (-).

При изучении минералов в шлифах не следует забывать, что в сечениях, строго перпендикулярных оптической оси, анизотропный минерал будет вести себя как изотропный (так называемое изотропизированное сечение), что может приводить к ошибкам при диагностике.

Оптические свойства минералов различных сингоний проще всего можно понять с позиции образуемых ими волновых поверхностей (поверхностей световых волн). В кристаллооптике **волновая поверхность** – воображаемая фигура, до всех точек которой свет от данного источника доходит одновременно. В *изотропных веществах*, а также *кристаллах кубической сингонии* свет распространяется во все стороны с одинаковой скоростью. Поэтому волновая поверхность в кристаллах кубической сингонии является сферической. Из-за дупреломления волновая поверхность кристаллов *тригональной, гексагональной и тетрагональной сингоний* двойная. Она представляет собой поверхность сферы для обыкновенной волны и поверхность эллипсоида вращения для необыкновенной волны. Соотношение скоростей этих волн определяет, будет ли эллипсоид вписан в сферу или наоборот (рис. 1.8). Для кристаллов *триклинной, моноклинной и ромбической сингоний* волновая поверхность более сложная, так как в кристаллах этих сингоний скорость распространения обеих волн меняется с направлением и, следовательно, обе волны – необыкновенные (рис. 1.9).

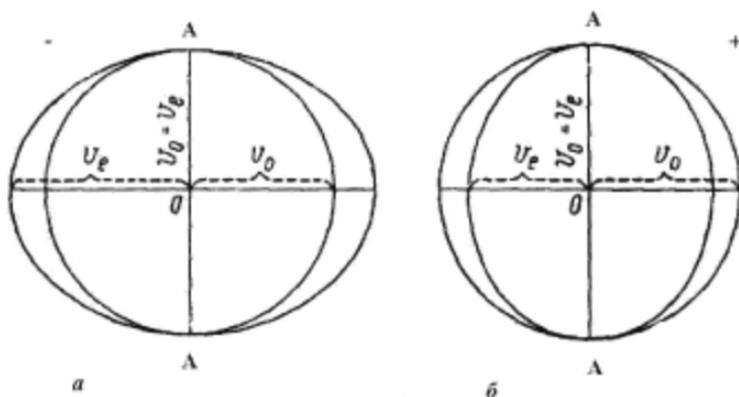


Рис. 1.8. Волновые поверхности кристаллов средних сингоний:  
а – отрицательная; б – положительная

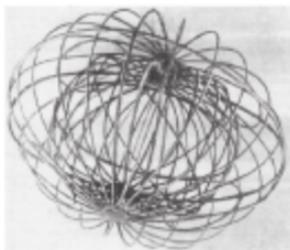


Рис. 1.9. Модель волновой поверхности кристаллов низших сингоний

### 1.3. Оптические индикатрисы минералов

Оптические свойства кристаллов изображаются с помощью оптической индикатрисы.

**Оптическая индикатриса** – вспомогательная воображаемая поверхность, выражающая оптические свойства минералов. Она строится на величинах показателей преломления, отложенных в направлении колебания электрического вектора соответствующей световой волны, перпендикулярном к направлению распространения той же волны. Этим оптическая индикатриса отличается от волновой поверхности показателей преломления, у которой величины показателей преломления откладываются в направлении распространения световой волны. Оптические индикатрисы особенно удобны, потому что из них можно вывести все остальные оптические показатели минерала. Четкое представление об оптической индикатрисе имеет важное значение для решения ряда практических задач при определении минерала под микроскопом.

Если в центре минерала поместить светящуюся точку, то лучи света будут распространяться от нее во всех направлениях. В анизотропных минералах по каждому направлению (лучу) побегут две волны, в общем случае с разной скоростью и с колебаниями, перпендикулярными друг другу. Принято наибольший показатель преломления называть  $N_g(n_g)$ , наименьший  $N_p(n_p)$ , средний  $N_m(n_m)$ . Если в направлении этих колебаний в определенном масштабе отложить показатели преломления соответствующей волны, то образуется оптическая индикатриса, т.е. мысленно воображаемая выпуклая поверхность определенной формы.

Таким образом, оптическая индикатриса – вспомогательная поверхность, имеющая форму шара или эллипсоида. Каждый радиус-

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

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

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

В кристаллах средних сингоний оптическая ось совпадает с единичным направлением и, следовательно, с осью вращения индикатрисы  $n_e$ . Рассекая мысленно эллипсоид вращения плоскостями, расположенными под углом к оси вращения, видим, что в каждой из таких плоскостей изменение показателей преломления характеризуется эллипсом, одна из осей которого  $n_o$  – величина постоянная, другая ось  $n_e^1$  – величина переменная (рис. 1.10, а). Индикатриса одноосных оптически положительных кристаллов имеет форму эллипсоида, удлиненного по оси вращения, где  $n_e$  соответствует  $n_g$ , индикатриса оптически отрицательных кристаллов имеет форму сплюснутого эллипсоида, для которого  $n_e$  соответствует  $n_p$  (рис. 1.10, б). Эллиптическое сечение индикатрисы, проходящее вдоль оптической оси, называется **главным сечением** и характеризуется крайними значениями показателей преломления  $n_e$  и  $n_o$ . Разность  $n_e - n_o$  (или  $n_o - n_e$ ) дает максимальную величину двупреломления оптически одноосного кристалла. В разрезе, перпендикулярном к оптической оси, двупреломление кристалла равно нулю; во всех косых сечениях его величина имеет промежуточные значения.

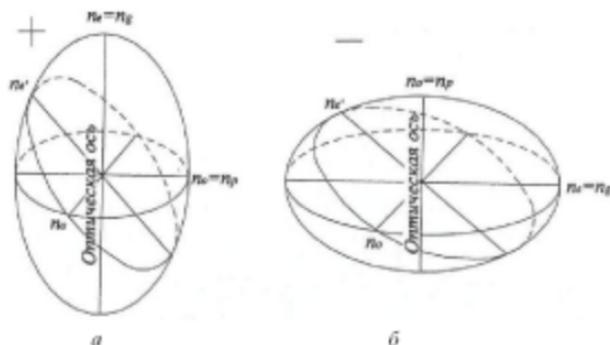


Рис. 1.10. Оптическая индикатриса одноосных кристаллов – положительных (а) и отрицательных (б)

**Оптическая индикатриса кристаллов низших сингонии.** Внутренняя структура кристаллов низших сингоний характеризуется наличием не менее трех единичных направлений, что определяет форму оптической индикатрисы в виде трехосного эллипсоида с тремя неравными взаимно перпендикулярными осями, соответствующими одному из главных показателей преломления  $n_g, n_m, n_p$ . Геометрия трехосного эллипсоида предопределяет наличие симметрично расположенных двух круговых сечений, радиус-векторы которых равны среднему показателю преломления  $n_m$ . Перпендикулярно к круговым сечениям располагаются оптические оси кристалла  $A_1$  и  $A_2$ , при прохождении вдоль которых лучи не испытывают двойного лучепреломления.

В оптически двуосных кристаллах различают **три главных сечения**:  $n_g n_p, n_g n_m, n_m n_p$ . В сечении  $n_g n_p$  лежат оптические оси и поэтому оно называется **плоскостью оптических осей**. Ось  $n_m$  перпендикулярна к плоскости оптических осей. Острый угол между оптическими осями называется **углом оптических осей** и обозначается  $2V$ ; оси  $n_g$  и  $n_p$  являются биссектрисами этих углов. Если биссектриса острого угла  $n_g$ , то кристалл относится к **оптически положительным** (рис. 1.11, а), если  $n_p$  – к **оптически отрицательным** (рис. 1.11, б), если угол  $2V = 90^\circ$  – кристалл **оптически нейтрален**.

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

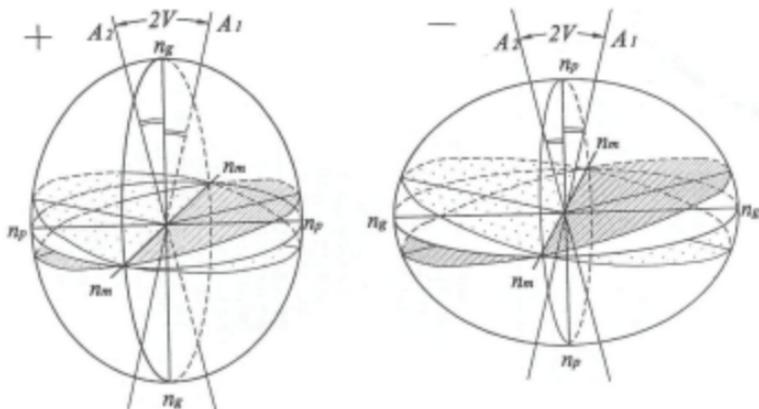


Рис. 1.11. Оптическая индикатриса двuosных кристаллов –  
положительных ( $\alpha$ ) и отрицательных ( $\beta$ )

## 2. КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПОД МИКРОСКОПОМ

Оптические свойства минералов являются важнейшими диагностическими признаками, позволяющими надежно определять как сами минералы, так и слагаемые ими горные породы. Существует несколько методов исследования оптических свойств минералов. К числу наиболее распространенных относятся: кристаллооптический метод, универсальный метод Е.С. Федорова, иммерсионный метод, метод рефрактометра и др.

**Универсальный метод Е.С. Федорова** – комплекс особо точных определений некоторых оптических констант: угла оптических осей  $2V$ , углов погасания, характера двойникования и др. Измерения производятся на специальном приборе, называемом столиком Федорова, который устанавливается на обычном предметном столике микроскопа. С помощью столика Федорова исследуемому минералу можно придавать любое положение в пространстве и, следовательно, необходимую для того или иного измерения ориентировку относительно осей микроскопа и плоскости фокуса. Для измерений на столике необходимы относительно крупные микрокристаллы, которые встречаются в горных породах далеко не всегда, что, естественно, ограничивает применение метода.

**Иммерсионный метод** основан на сравнении показателей преломления минерала и жидкости, в которую он погружен. Метод использует два оптических явления: 1) определение относительной величины показателя преломления минерала и жидкости с помощью узкой световой полоски – «линии Беке»; 2) «исчезновение» бесцветного минерала в жидкости, если их показатели преломления равны. Последовательно погружая минерал либо его осколок в ряд жидкостей с заранее известными показателями преломления, можно подобрать две соседние жидкости, у одной из которых показатель преломления больше, а у другой – меньше, чем у минерала. Показатель преломления исследуемого минерала рассчитывается как среднее арифметическое показателей преломления этих двух жидкостей. Точность определения показателя преломления минерала иммерсионным методом не превышает 0,001 и может быть повышена при применении монохроматического света. Метод широко применяется при определении обломочных минералов осадочных горных пород. Вместе с тем метод неприменим для минералов с резко выраженной спайностью.

**Метод рефрактометра** позволяет по углу полного внутреннего отражения определять показатель преломления исследуемого минерала. Приборы для измерения угла полного внутреннего отражения на границе двух сред называют **рефрактометрами**. Показатель преломления минерала определяется по формуле

$$N = \sin i_{\text{лп}} / n,$$

где  $n$  – показатель преломления стекла полусферы, указываемой на рефрактометре;  $i_{\text{лп}}$  – измеренный предельный угол полного внутреннего отражения в минерале.

При применении монохроматического света метод рефрактометра дает весьма точные результаты.

**Кристаллооптический метод** основан на изучении оптических свойств минералов при помощи поляризованного света под микроскопом. Метод является чрезвычайно важным, давно вошел в практику минералогических и петрографических исследований и дает точное представление о минеральном составе и структуре горных пород, взаимоотношениях минералов, их размере, количестве и порядке выделения. Наиболее простые методики изучения минералов этим методом будут рассмотрены ниже более подробно.

## 2.1. Устройство поляризационного микроскопа

В настоящее время поляризационный микроскоп является основным прибором, применяемым для изучения оптических свойств минералов. Поляризационные микроскопы – универсальные кристаллооптические приборы, позволяющие исследовать минералы и горные породы в проходящем и отраженном свете при ортоскопическом или коноскопическом ходе лучей.

Поляризационные микроскопы, изучающие минералы и горные породы в проходящем свете, называют *петрографическими*. Наборы объективов и окуляров к микроскопам позволяют производить исследования при увеличениях от 15 до 1000...1200 $\times$ . Микроскопы приспособлены для установки на них дополнительных приборов, позволяющих производить количественно минералогический анализ горных пород и микрофотографирование, вести наблюдения по методу Федорова и т.д. У нас в стране и за рубежом выпускается несколько моделей поляризационных микроскопов, отличающихся друг от друга лишь некоторыми конструктивными деталями, при принципиально одинаковой схеме прохождения поляризованного света в микроскопе.

Устройство поляризационного микроскопа рассмотрим на примере одной из моделей «Полам» (рис. 2.1).

Главными частями микроскопа являются осветительная система, поляризационная система, штатив, предметный столик, объективы, окуляры, штатив, линза Бертрана.

**Осветительная система** микроскопа состоит из источника света 1, трансформатора, светофильтра 2, конденсора 3 и линзы Лазо (линза с большой кривизной для получения сходящегося пучка световых лучей).

**Поляризационная система** микроскопа состоит из двух однотипных призм – поляризатора 4 и анализатора 5. Поляризатор располагается ниже предметного столика, а анализатор выше его. Анализатор может выключаться из оптической системы микроскопа, а поляризатор остается зафиксированным в одном и том же положении все время производства наблюдений. Эти призмы подготавливаются из кристалла оптического кальцита (так называемого исландского шпата), распиленного по диагонали и склеенного при помощи так называемого канадского бальзама (лишенной эфирных масел смолы канадской пихты, а в российской практике – смолы сибирской пихты), показатель преломления которого постоянен и равен 1,537. Подобные призмы получили название по имени их изобретателя У. Николя (1828) – **призмы Николя**, или просто **николи**.

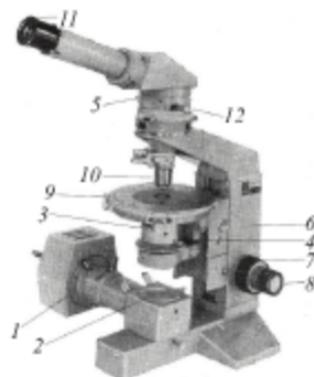


Рис. 2.1. Устройство поляризационного микроскопа:  
1 – источник света, 2 – светофильтр, 3 – конденсор, 4 – поляризатор,  
5 – анализатор, 6 – штатив, 7 – рукоятка грубой фокусировки,  
8 – рукоятка тонкой фокусировки, 9 – предметный столик,  
10 – объектив, 11 – окуляр, 12 – линза Бертрана

В основу конструкции поляризующих устройств положено свойство анизотропных кристаллов поляризовать проходящий через них свет. На рис. 2.2 изображен ход световых лучей в призме Николя.

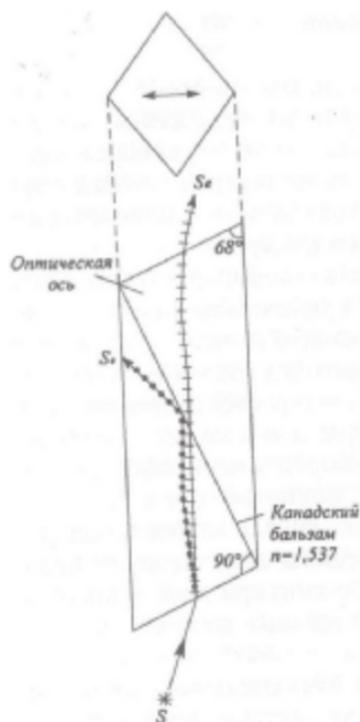


Рис. 2.2. Ход лучей в призме Николя

Луч естественного света  $S$  (см. рис. 2.2), достигнув нижней поверхности призмы Николя, разлагается кристаллом кальцита на два луча – обыкновенный  $S_o$  и необыкновенный  $S_e$  с показателями преломления соответственно  $n_o = 1,658$  и  $n_e = 1,536$ . Волны луча  $S_o$  (линия с точками) совершают колебания в плоскости, перпендикулярной к чертежу; волны луча  $S_e$  колеблются в плоскости чертежа (линия с черточками). Так как показатель преломления кристалла для направления колебаний волн луча  $S_o$  больше показателя преломления бальзама, а угол падения при данном направлении плоскости распила больше предельного, то, дойдя до плоскости распила, луч  $S_o$  получит

полное внутреннее отражение, будет отброшен на боковую сторону призмы, где и погасится черной оправой николя. В итоге сила света уменьшится примерно вдвое. Луч  $S_e$ , идущий с показателем преломления, близким к показателю преломления бальзама, пройдет через плоскость распила почти без преломления и выйдет из призмы Николя, сохранив приобретенные в кристалле колебания в строго определенной плоскости.

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

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

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

Из сказанного ясно, что если бы мы имели возможность повернуть верхний николь на  $360^\circ$ , то поле зрения четыре раза должно было бы стать темным (никколи скрещены) и четыре раза максимально освещенным (никколи **параллельны**).

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

Наряду с описанным типом поляризаторов (призм Николя) в последнее время стали все шире применяться для получения поляризо-

ванного света специально изготовленные устройства – **поляроиды**. Полярионд – это тонкая пластинка, представляющая собой поливинилхлоридную пленку, покрытую слоем мельчайших параллельно ориентированных кристалликов, обладающих способностью поляризовать свет и почти полностью поглощать колебания одного из поляризованных лучей. Полярионды значительно дешевле исландского шпата, кроме того, их можно изготавливать практически любого размера, что расширяет возможности их использования.

**Штатив 6** служит основанием для всех частей микроскопа. Для устойчивости он имеет Т-образную форму. На штативе крепятся винты грубой 7 и тонкой 8 регулировки.

**Предметный вращающийся столик 9** микроскопа, на котором размещается шлиф, снабжен градусными делениями ( $0 \dots 360^\circ$ ), которые позволяют производить измерения углов при изучении минералов. С этой целью одна сторона измеряемого угла (между трещинами спайности, ребрами кристалла и т.п.) совмещается с нитью окулярного креста и отсчет берут по нониусу. Далее поворотом столика вторую сторону совмещают с той же нитью креста и фиксируют второе показание. Разность отсчетов дает величину измеряемого угла.

**Объективы 10** в микроскопах съемные с различной разрешающей способностью: в ПОЛАМах  $3\times$ ,  $9\times$ ,  $20\times$ ,  $40\times$ ,  $60\times$ .

**Окуляр 11** микроскопа также съемные с различной разрешающей способностью. Они имеют перпендикулярно расположенные нити (крест нитей), параллельные колебаниям света в поляризаторе и анализаторе. В одном из окуляров размещается шкала-линеечка, позволяющая определять размеры исследуемых зерен минералов.

Общее увеличение микроскопа при определенной комбинации объектива и окуляра (например, 9 и 10) будет равно произведению их разрешающих способностей, т.е.  $9 \times 10 = 90\times$ .

**Линза Бертраана 12** – увеличительная линза, применяемая при исследованиях в сходящемся свете (так называемая коноскопия). Как и анализатор, она может быть выведена или введена в оптическую систему.

## **2.2. Комплекс диагностических свойств минералов в шлифах**

Определение минералов под микроскопом производится путем изучения их оптических свойств. Наиболее простыми свойствами,

наблюдаемыми в шлифах, являются: 1) форма зерен; 2) спайность; 3) прозрачность; 4) цвет; 5) плеохроизм; 6) показатель преломления; 7) рельеф; 8) шагреньевая поверхность; 9) световая полоска Бекке; 10) псевдоплеохроизм; 11) оптическая анизотропность; 12) интерференционная окраска; 13) величина двупреломления; 14) угол угасания; 15) двойники; 16) удлинение. Оптические свойства 1–10 изучаются в параллельном свете при выключенном анализаторе, свойства 11–16 исследуются при включенном анализаторе.

**Форма зерен.** Горные породы в большинстве своем сложены агрегатами минеральных зерен, реже – вулканическим стеклом с включениями отдельных зерен. Форма зерна минералов – легко наблюдаемое свойство, поэтому с ее изучения и нужно начинать определение минерала (рис. 2.3). Наблюдаемые в шлифах формы зерен зависят от случайных срезов или плоско параллельных сечений, получаемых при шлифовке. Поэтому в одном шлифе можно встретить несколько различной формы сечений одного и того же минерала, что усложняет задачу определения минералов по форме зерен. Основы кристаллографии и простые формы кристаллов, изученные студентами в первом семестре, помогут им преодолеть эту трудность.

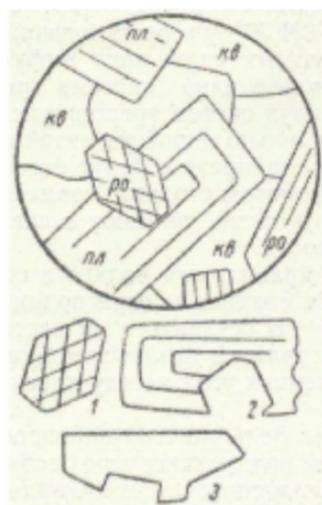


Рис. 2.3. Форма зерен минералов:  
1 – идиоморфная, 2 – гипидиоморфная, 3 – ксеноморфная  
(ПЛ – плагиоклаз, КВ – кварц, РО – роговая обманка)

Выделяют четыре типа формы зерен:

1) *идиоморфные зерна* («идиос» – свой, «морфос» – форма) характеризуются правильными, свойственными данному минералу кристаллографическими очертаниями. Границы зерен прямолинейны в любых сечениях. Идиоморфные очертания зерен в шлифах характерны для таких минералов, как гранаты, сфен, циркон, апатит;

2) *гипидиоморфные зерна* («гипо» – полу) представлены в шлифах сечениями с лишь частично сохранившимися кристаллографическими очертаниями. Нередко гипидиоморфные плагиоклазы, а характерные поперечные сечения пироксенов и амфиболов – являются их важными диагностическими свойствами;

3) *аллотриоморфные зерна* («аллос» – чуждый) не имеют прямолинейных кристаллографических очертаний. Зерна приблизительно изометричны, но их границы неровные. Такая форма зерен характерна для кварца и кальцита в кварцитах и мраморах;

4) *ксеноморфные зерна* («ксенос» – чужой) характеризуются совершенно неправильными очертаниями и заполняют оставшиеся промежутки между другими зернами минералов. В магматических горных породах обычно ксеноморфен кварц, часто – калиевый шпат.

**Спайность.** Под микроскопом она наблюдается в виде одной, двух, реже трех систем тонких прямых, параллельных друг другу, и обычно прерывистых трещинок в зернах минералов. Известно, что слюды имеют одну систему трещин спайности (если сечение зерна параллельно спайности, то она в зерне не наблюдается). У амфиболов и пироксенов в сечениях, перпендикулярных удлинению кристаллов или зерен минералов, четко фиксируется призматическая спайность, образуемая двумя системами трещин. У первых угол между системами трещин спайности –  $124^{\circ}30'$ , у вторых близок к прямому –  $88^{\circ}$ . В сечениях, параллельных удлинению амфиболов и пироксенов, наблюдается только одна система трещин спайности. Угол спайности для двух систем трещин измеряют. Для этого устанавливают параллельно одной из нитей окуляра сначала одну систему трещин спайности и берут отсчет на столике микроскопа, а затем поворотом столика, совмещают с нитью вторую систему трещин и также снимают отсчет. Разница замеров и есть угол спайности. Измерение будет правильным только в сечении, перпендикулярном к плоскости спайности (при поднятии и опускании тубуса трещины должны оставаться на месте, не смещаясь, и обе системы трещин должны казаться тонкими прямыми линиями). В других сечениях угол между плоскостями спайности будет искаженным.

**Цвет.** Породообразующие минералы в шлифах в большинстве случаев совершенно бесцветны либо слабо окрашены, тогда как микроскопически наблюдаемые окрашены достаточно интенсивно. Цвет любого минерала зависит от его способности избирательно поглощать (абсорбировать) и отражать волны определенной длины из состава сложного белого цвета. Цвет изотропных и анизотропных минералов (последних в сечениях, перпендикулярных оптической оси) определяется под микроскопом абсорбцией лучей, проходящих через тонкий срез минерала, и толщиной шлифа. Часть лучей поглощается, и минерал становится окрашенным в цвета, отличные от белого. Интенсивно окрашенных минералов в шлифах немного. К ним относятся гранаты, пироксены, амфиболы. Рудные минералы поглощают все видимые лучи спектра и в шлифах, как правило, черные.

**Прозрачность.** Большинство породообразующих минералов прозрачны, т.е. пропускают через себя поляризованный свет. Непрозрачными являются, как правило, рудные минералы, исследуемые в отраженном свете.

**Плеохроизм.** Некоторые окрашенные прозрачные минералы (в анизотропных сечениях) при повороте столика микроскопа меняют цвет либо интенсивность окраски. Первое явление есть плеохроизм, второе – абсорбция. Эти явления обусловлены способностью некоторых минералов по-разному поглощать лучи света различной длины волны. Плеохроизм и абсорбция – свойства, характерные только для анизотропных двупреломляющих минералов. У изотропных минералов оптические свойства по всем направлениям одинаковы, и, следовательно, плеохроизм не наблюдается. Впрочем, отсутствует он и у анизотропных минералов в круговых (изотропных) сечениях. Плеохроизм бывает трех видов: а) с изменением цвета (собственно плеохроизм); б) с изменением интенсивности окраски (абсорбция); в) с изменением цвета и его густоты (плеохроизм и абсорбция вместе).

**Показатель преломления.** Под показателем преломления понимается средний показатель преломления (кроме минералов кубической сингонии и изотропных сечений кристаллов других сингоний), величина которого зависит от направления сечения. Эти различия в каком-либо одном минерале малы по сравнению с различиями между средними показателями преломления в разных минералах.

Такие оптические свойства, как рельеф, шагреновая поверхность, световая полоска Бекке, псевдоплеохроизм обусловлены показателями преломления минералов.

**Рельеф.** Поверхность шлифа, в соизмерении с увеличениями микроскопа, не является идеально отшлифованной поверхностью. Она имеет выступы и углубления до 0,003 мм. Если показатели преломления минерала и канадского бальзама, заполняющего все углубления шлифа, близки, то поверхность зерен будет казаться ровной, «гладкой». Чем больше разница между показателями преломления минерала и бальзама, тем рельефнее выглядят его зерна. Таким образом, рельеф является кажущейся выпуклостью минерала и обусловлен наличием вокруг наблюдаемого зерна темной каймы. Минералы с показателями выше канадского бальзама имеют положительный рельеф, а ниже – отрицательный. Типичные примеры соответственно гранат и флюорит.

**Шагреновая поверхность.** Для минералов с резко выраженным рельефом (как положительным, так и отрицательным) характерна кажущаяся мелкая неровность на их поверхности, получившая название шагреновой поверхности. Она является важным оптическим свойством для отличия очень похожих друг на друга минералов, например апатита (имеет шагреновую поверхность) и нефелина (шагреновая поверхность отсутствует).

Ниже приводится ориентировочная группировка минералов в зависимости от величины показателя преломления, рельефа и шагреновой поверхности.

$N < 1,54$ . Отрицательный рельеф (минерал кажется расположенным ниже других) – опал, флюорит, ортоклаз, микроклин, альбит, кальцит (частично).

$N = 1,54 - 1,56$ . Рельеф и шагреновая поверхность отсутствуют – кварц, олигоклаз;

$N = 1,56 - 1,60$ . Слабый положительный рельеф и шагреновая поверхность – андезин, мусковит, биотит;

$N = 1,61 - 1,65$ . Рельеф и шагреновая поверхность отчетливые – апатит, роговая обманка (частично);

$N = 1,66 - 1,70$ . Рельеф и шагреновая поверхность резкие – оливин, ромбические пироксены, диопсид, кальцит;

$N = 1,71 - 1,78$ . Рельеф и шагреновая поверхность очень резкие – эпидот, авгит, гранаты;

$N \geq 1,78$ . Рельеф и шагреновая поверхность чрезвычайно резкие – сфен, циркон.

**Полоска Бекке.** Для определения относительной разницы показателей преломления двух рядом лежащих минералов либо минерала и

канадского бальзама пользуются световой полоской, имеющейся на границе двух зерен со стороны более высокопреломляющего минерала. Ее появление объясняется тем, что часть лучей, падая под большим углом на границу двух минералов и встречая минерал с меньшим показателем преломления, испытывает полное внутреннее отражение. Поэтому над минералом с большим показателем преломления собирается большее количество лучей и образуется световая полоска. При поднятии тубуса микроскопа полоска перемещается в сторону минерала с большим показателем преломления.

**Псевдоплеохроизм** (псевдоабсорбция). Свойство, наблюдаемое только у оптически анизотропных минералов. В разных направлениях эти минералы характеризуются различными показателями преломления. Если в данном сечении зерна имеется большое различие в показателях преломления, то при вращении столика микроскопа оптические свойства зерна резко изменяются, что приводит к явлению изменения у зерна характера рельефа и шагреновой поверхности. Это явление и называется псевдоплеохроизмом. В отличие от плеохроизма псевдоплеохроизм наблюдается только у бесцветных минералов. Так, у кальцита в сечении, параллельном оптической оси, и у мусковита в разрезе, перпендикулярном спайности, в одном случае наблюдаются очень резкие рельеф и шагреновая поверхность, а при повороте на  $90^\circ$  эти явления исчезают. Для карбонатов и слюд псевдоплеохроизм – важное оптическое свойство.

**Оптическая анизотропность.** При включенном анализаторе изотропные минералы и аморфные вещества пропускают луч, вышедший из поляризатора не изменив направления его колебаний, в силу чего луч погасится анализатором и зерна будут постоянно темными.

Анизотропные минералы обладают двупреломлением, и из зерна выходят уже два луча, которые, попадая в анализатор, вновь претерпевают двупреломление, т.е. получается четыре луча. Два из них, идущие по направлению обыкновенного луча анализатора, испытывают полное внутреннее отражение от канадского бальзама и гасятся оправой анализатора. Следовательно, из анализатора выйдут два необыкновенных луча. Это означает, что при включенном анализаторе анизотропные минералы будут освещены. Конечно, если зерна анизотропных минералов в срезе шлифа будут ориентированы перпендикулярно оптической оси (круговые сечения индикатрис), то зерна все время будут оставаться темными. Такие сечения наблюдаются в шлифах очень редко.

Если зерно минерала поворотом столика микроскопа ориентировать так, чтобы оси индикатрисы располагались параллельно колебаниям луча света в николях, естественно зерно минерала будет темным, так как луч из поляризатора, войдя в минерал, не изменит направлений колебаний и анализатор погасит его. Таких положений, когда зерно будет темным, у анизотропных минералов в произвольных сечениях при повороте столика на  $360^\circ$  будет четыре. Темным зерно будет каждый раз, когда оси произвольного эллиптического сечения индикатрисы будут параллельны сечениям николей.

**Интерференционная окраска.** Важное свойство анизотропных минералов – двупреломление, обуславливает возникновение в шлифах оптического эффекта, называемого интерференционной окраской минерала. Причина ее возникновения лежит в явлениях интерференции световых волн, происходящих в системе поляризатор – анизотропный минерал – анализатор. Суть наблюдаемого явления такова: из поляризатора плоскополяризованный луч в зерне анизотропного минерала, испытывая двупреломление, разложится на два луча OR и OS, которые будут распространяться в шлифе с различной скоростью. Шлиф имеет определенную толщину, а потому, пройдя его, лучи будут обладать некоторой разностью хода, тем большей, чем толще пластинка и чем больше величина двойного лучепреломления минерала. Попадая в анализатор, оба луча испытывают двупреломление. Луч OS разложится на  $OS_1$  и  $OS_2$  луч OR – на  $OR_1$  и  $OR_2$ . Оба обыкновенных луча  $OR_2$  и  $OS_2$  анализатором гасятся, а два других  $OR_1$  и  $OS_1$ , колеблющиеся в одной плоскости, будут складываться между собой. Результат интерференции зависит от разности фаз и от амплитуды колебаний взаимодействующих волн.

Характерная интерференционная окраска минералов возникает, когда волны встречаются в одинаковых фазах, складываются и усиливают друг друга.

Интерференционная окраска бывает разных порядков, граница между которыми проводится по фиолетовому цвету. Порядки и последовательность цветов в них приводятся на цветной монограмме Мишель – Леви.

Таким образом, интерференционная окраска минералов в шлифах зависит от разности хода световых волн и обусловлена толщиной зерна, направлением сечения и величиной двупреломления. С ее помощью можно приблизительно определить величину двойного лучепреломления минерала в наблюдаемом сечении. Наивысшие интер-

ференционные окраски при нормальной толщине шлифа (0,03 мм) наблюдаются, когда в его плоскости располагаются наибольшая и наименьшая оси индикатрисы.

**Величина двупреломления** – важная оптическая константа, определяемая по интерференционной окраске. Она представляет собой разность между наибольшим и наименьшим показателем преломления минерала  $N_g - N_p$ . Наиболее точно величина двупреломления определяется по характерным интерференционным окраскам, наблюдаемым в ориентированных сечениях минералов. В шлифах для одноосных минералов это сечения, параллельные оптической оси или несколько косые по отношению к ней; для двуосных – сечения, параллельные плоскости оптических осей. В этих сечениях одноосные и двуосные минералы имеют наивысшие интерференционные окраски. Для количественного определения величины двупреломления используют монограмму Мишель – Леви.

**Угол угасания** – легко измеряемая оптическая константа. Он характеризует положение оптической индикатрисы анизотропного минерала относительно его кристаллографических направлений. С его помощью можно определить направление осей индикатрисы в данном сечении минерала, т.е. определить, какие углы составляют оси индикатрисы с трещинами спайности или гранями зерен минералов. Эти углы и называют углами угасания.

Угасание может быть *прямым*, когда зерно минерала гаснет при совпадении трещин спайности с направлением осей индикатрисы, или, что то же самое, трещины спайности располагаются параллельно вертикальной оси нити окуляра микроскопа (как, например, у биотита), или *косым*, если трещины спайности в момент угасания образуют какой-то угол с вертикальной нитью (например, у амфиболов и моноклиновых пироксенов). В последнем случае угол угасания замеряется по лимбу предметного столика.

**Двойники.** Зерна некоторых минералов могут угасать не целиком по всей поверхности, а делиться резкой прямой линией или серией параллельных или перпендикулярных пересекающихся линий на две или несколько частей, каждая из которых при повороте столика микроскопа освещается и гаснет самостоятельно. Наблюдаемые под микроскопом закономерные виды угасания минералов, представляющие собой сложный комплекс закономерных сростков, и есть двойники. Вид и характер двойников помогает определять либо отличать друг от друга некоторые минералы. Простые двойники (зерно разде-

лено двойниковым швом на две части) характерны для ортоклаза, полосчатые полисинтетические двойники свойственны плагиоклазам, а решетчатые полисинтетические – микроклину.

**Удлинение.** Ряд минералов под микроскопом имеет пластинчатые либо игольчатые формы, т.е. характеризуется удлинением в определенных (нередко совпадающих с кристаллографическими) направлениях. Выделяют положительное и отрицательное удлинение минералов. При положительном удлинении (+) с направлением удлинения совпадает наибольший показатель преломления  $N_g$ , при отрицательном (-) –  $N_p$ . Для определения характера удлинения минерала используют компенсатор – прибор, измеряющий разность хода интерферирующих волн и, следовательно, повышающий либо понижающий интерференционную окраску минерала. В качестве компенсатора применяют гипсовую пластинку либо кварцевый клин. С удлинением компенсатора совпадает  $N_p$ . При параллельном расположении однозначных осей в минерале и компенсаторе происходит увеличение разности хода лучей и повышение интерференционной окраски, а при скрещенном, наоборот, понижение.

### **2.3. Методики определения оптических свойств минералов**

Прежде чем приступить к определению оптических свойств минералов, необходимо изучить устройство микроскопа и назначение его основных частей.

#### **Подготовка микроскопа к работе**

1. Поворотами зеркала либо лампы накаливания (при выключенном анализаторе) добиваемся равномерного и наиболее яркого освещения поля зрения микроскопа.

2. Устанавливаем окуляр и добиваемся, вращая ободку его верхней линзы, ясной видимости нитей окулярного креста.

3. Вставляем объектив и центрируем его при помощи центровочных ключей. Объектив центрирован, если при вращении предметного столика на  $360^\circ$  точка, выбранная в небольшом зерне, вращается в перекрестье нитей окуляра, не выходя за пределы минерала.

4. Проверяем перпендикулярность плоскостей колебания волн, пропускаемых николями. Для этого включается анализатор, т.е. николи ставятся в скрещенное положение. Если в таком положении мы получаем полное затмение поля зрения, то николи установлены пра-

вильно. Если полного затмения нет, то вращаем поляризатор до тех пор, пока темнота в поле зрения не будет достигнута.

5. Наблюдения в микроскопе следует производить попеременно правым и левым глазом, оставляя другой открытым, это предохраняет от быстрого утомления.

6. Шлиф кладем на столик микроскопа покровным стеклом вверх и зажимаем клеммами.

7. Производим фокусировку шлифа сначала винтом грубой наводки, затем микрометрическим винтом. Чтобы не раздавить шлиф при установке на фокус, сначала необходимо поднять столик до соприкосновения объектива со шлифом (глядя на объектив сбоку), а затем, опуская столик, установить шлиф на фокус.

8. При изучении минералов в шлифах производят три группы наблюдений:

- а) исследования при выключенном анализаторе (при одном николе);
- б) исследования при включенном анализаторе (при двух николях);
- в) исследования при включенном анализаторе в сходящемся свете.

### **Исследования при выключенном анализаторе**

1. Помещаем исследуемое зерно в центр поля зрения и устанавливаем степень идиоморфизма минерала. Целесообразно зарисовать различные сечения одного и того же минерала в шлифе, чтобы получить объемное представление о его форме, после чего минерал относится к одному из четырех типов форм зерен.

2. При изучении спайности устанавливаем степень ее совершенства. У большинства минералов спайность в шлифах наблюдается в виде прерывистых параллельных трещин. Как диагностическое свойство она помогает при определении минералов. Так, у кварца она отсутствует, у оливина – весьма несовершенная, у амфиболов и пироксенов – совершенная в двух направлениях и несовершенная в третьем, у слюд – весьма совершенная в одном направлении и представляет собой систему параллельных непрерывных трещин. Следует помнить, что число наблюдаемых систем трещин спайности может изменяться в зависимости от сечения минерала в шлифе. Как было рассмотрено выше, углы между плоскостями спайности измеряются и являются для некоторых минералов важным диагностическим свойством.

3. Для исследования плеохроизма и абсорбции окрашенных минералов необходимо иметь свет с определенным направлением ко-

лебаний, что и дает поляризатор. Для определения направления колебаний, выходящих из поляризатора, применяют биотит. В шлифе находят разрез этого минерала с отчетливо видимыми тонкими трещинами спайности и вращают столик микроскопа до получения биотитом наиболее темной окраски. В этом случае трещины спайности, параллельные одной из нитей окуляра, указывают на направление колебаний в поляризаторе. Наблюдения производятся при одном николе, но после определения ориентировки оптических осей индикатрисы в минерале. Для того чтобы определить плеохроизм или схему абсорбции, надо:

а) выбрать разрез минерала, прошедший параллельно оптической оси (для одноосных кристаллов) или параллельный плоскости оптических осей (для двуосных);

б) найденные при скрещенных николях направления  $N_g$  и  $N_p$  привести последовательно в положение, параллельное направлению колебаний поляризатора (вертикально);

в) наблюдаемую окраску минерала (при одном николе) описать качественно, т.е. по цвету и густоте;

г) для характеристики окраски по  $N_m$  (для двуосных минералов) выбрать разрез, близкий перпендикулярному к оптической оси (по минимальной интерференционной окраске и наименьшему плеохроизму);

д) качественно описать окраску по  $N_m$ ;

е) составить схему абсорбции.

Схема абсорбции – важная характеристика минерала. Практически она определяется следующим образом. Для одноосных минералов, имея указанное выше сечение, совмещаем с колебаниями поляризатора сначала одну ось эллипса главного сечения, для чего необходимо поворачивать столик микроскопа при скрещенных николях до наступления темноты; после этого выводим анализатор и отмечаем цвет минерала. Затем, не вводя анализатор, поворачиваем пластинку на  $90^\circ$  от этого положения в ту или другую сторону и отмечаем в новом положении. В каждом из этих двух положений обозначаем наименование оси ( $N_g$  и  $N_m$  или  $N_m$  и  $N_p$ ), которой соответствует каждый из двух цветов. Отмечается и густота окраски; например, турмалин более густая окраска по  $N_m$  и менее густая по  $N_p$ . Выражение  $N_m > N_p$  и есть схема абсорбции. Между главным и круговым сечениями резкость плеохроизма понижается по мере приближения к изотропному.

## Исследования при включенном анализаторе

1. Вдвигаем в тубус анализатор и рассматриваем шлиф, вращая столик микроскопа. Часть зерен минералов в шлифе может быть темной, с сохранением темноты при поворачивании столика, другая часть – окрашенной в ту или иную интерференционную окраску и при полном повороте столика микроскопа будет четырежды затемняться. Как было сказано выше, первая группа зерен – минералы кубической сингонии и аморфные либо изотропные сечения минералов других сингоний. Чтобы отличить оптически изотропные минералы от изотропных сечений анизотропных (двупреломляющих) минералов, следует слегка приподнять шлиф за один край и тогда в случае анизотропности минерала темнота нарушается.

2. Для определения величины двупреломления выбираем зерно изучаемого минерала с наивысшей интерференционной окраской, что соответствует главному сечению данного минерала при определенной толщине шлифа. Зная цвет и порядок интерференционной окраски зерна, а также толщину шлифа, с помощью цветной номограммы Мишеля – Леви легко установить значение величины двупреломления. Необходимо помнить, что интерференционные окраски кварца и плагиоклазов в главном сечении в шлифах нормальной толщины не выше желтовато-белой, а ортоклаза – светло-серой.

Некоторые методические приемы определения оптических свойств минералов в скрещенных николях рассмотрены выше при непосредственной характеристике этих свойств.

## Исследования в сходящемся свете (коноскопия)

1. Для создания пучка сходящегося света помещают между поляризатором и столиком микроскопа линзу Лазо.

2. Так как исследования ведутся в скрещенных николях при больших увеличениях, то предварительно при малом увеличении и в параллельном свете ищут подходящее сечение минерала. Наиболее характерные интерференционные фигуры получаются в определенных так называемых ориентированных разрезах.

Для одноосных минералов это сечения:

- 1) перпендикулярные к оптической оси;
- 2) параллельные оптической оси;
- 3) несколько косые по отношению к ней.

Для двусосных:

1) перпендикулярные к острой биссектрисе;

2) перпендикулярные к оптической оси.

3. Наблюдения производят двумя способами. Первый способ:

1) вводят линзу Лазо; 2) вынимают окуляр. Тогда непосредственно под объективом появляется характерная и отчетливая интерференционная фигура очень малых размеров. Второй способ: 1) вводят линзу Лазо; 2) не вынимая окуляра, вдвигают линзу Бертрана. Появляется более расплывчатая, но сильно увеличенная фигура, улучшить которую можно путем диафрагмирования линзы Бертрана и путем ее поднятия или опускания.

В результате наблюдают в сходящемся свете интерференционную фигуру, по которой определяют осьность минералов, оптический знак, а для двусосного минерала – приближенно величину угла оптических осей. Для одноосных минералов (сечение перпендикулярно оптической оси) интерференционная фигура имеет вид черного креста на светло-сером или белом фоне для низкодвупреломляющих минералов или на фоне цветных колец для высокодвупреломляющих минералов. Для двусосных минералов (сечение перпендикулярно к оптической оси) наблюдаем темную изогнутую полосу – изотру. Истолкование наблюдаемых интерференцирующих фигур, а также систематическое изучение минералов в сходящемся свете не входит в программу курса для студентов-горняков, а потому сведения по коноскопии имеют ознакомительный характер.

### 3. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Породообразующие минералы – это составные части горных пород, отличающихся друг от друга по химическому составу и физическим свойствам. В горных породах они встречаются в количестве немногим более 100. Породообразующие минералы подразделяют на: 1) типоморфные (характерные) минералы, имеющие исключительно магматическое, метаморфическое или осадочное происхождение и 2) минералы, образующиеся при различных геологических процессах и находящиеся в породах любого генезиса. К последним относятся наиболее распространенные породообразующие минералы – полевые шпаты, роговые обманки, кварц и др.

Минералы, слагающие основную массу горной породы, в количестве десятков процентов называются **главными породообразующими минералами**. Их общий объем в породе достигает 85...90 % и они являются видообразующими, т.е. в каждом виде породы их набор строго определенный. Минералы, встречающиеся в количестве до 10 %, называются **второстепенными** и их общий объем в породе составляет 10...15 % и они не являются видообразующими. Минералы, встречающиеся в горной породе в незначительных количествах (доли процента), называются **акцессорными минералами** и они являются видообразующими, т.е. в каждом виде породы их набор строго определен.

Изучая минералы под микроскопом, обычно их разделяют на отдельные группы на основании особенностей их оптических свойств. Так, минералы делят на непрозрачные и прозрачные, прозрачные – на изотропные и анизотропные, а анизотропные – на оптические одноосные и двуосные. В каждой из этих групп минералы расположены в определенном порядке по тем или иным оптическим свойствам, что удобно для их систематики. По такой схеме построено большинство справочных пособий по породообразующим минералам. Время, отведенное на изучение дисциплин геологического цикла в программе преподавания геологии, не позволяет полностью следовать традиционному изложению информации по породообразующим минералам. Это относится и к количеству изучаемых минералов, и к форме описания их оптических свойств, и к порядку описания. Описание минералов произведено по генетическим группам горных пород и в связи с их ролью в породах. Порядок описания оптических свойств минералов, наблюдаемых под микроскопом: 1) при одном поляризаторе; 2) при включенном анализаторе; 3) в сходящемся свете (коноскопия).

### 3.1. Минералы магматических горных пород

Минералы, образовавшиеся из магмы при ее кристаллизации, называются *магматическими*, или *первичными*, а возникшие позже за счет изменения первичных – *постмагматическими* или *вторичными*.

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

Главные породообразующие минералы по особенностям химического состава и окраски разделяются на *салические*, или светлые (содержащие много Si и Al) и *фемические*, или темноцветные (содержащие много Fe и Mg). К первым относятся полевые шпаты, фельдшпатоиды, кварц; ко вторым оливин, пироксены, амфиболы, слюды. В плифах салические минералы в отличие от фемических, как правило, бесцветны, имеют низкие показатели преломления и двупреломления.

Эффузивные магматические породы содержат в различных количествах вулканические стекла, краткое описание оптических свойств которых приводится в данном разделе.

Вторичные минералы представлены тальком, хлоритом, эпидотом, серицитом, каолинитом, кальцитом и др.

Акцессорные минералы: апатит, циркон, турмалин и др.

#### Главные породообразующие минералы

**ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ** – самые распространенные минералы в природе, составляют около 60% массы земной коры, главная составляющая часть большинства магматических, метаморфических и некоторых осадочных пород. Они распределены следующим образом: в магматических горных породах 60%, в метаморфических 30%, в осадочных 10%. Наличие или отсутствие полевых шпатов, их количество и состав кладутся в основу минералогической классификации магматических горных пород. Поэтому определение полевых шпатов – одна из главных задач изучения и диагностики горных пород под микроскопом.

По кристаллохимической структуре полевые шпаты являются каркасными алюмосиликатами и из-за близости ионных радиусов Na и Ca, а также K и Ba образуют три изоморфных ряда: 1) натриево-кальциевые полевые шпаты, или плагиоклазы, 2) натриево-калиевые полевые шпаты и 3) калиево-бариевые полевые шпаты. Последние не имеют существенного петрогенетического значения и здесь не рассматриваются.

**Плагиоклазы** кристаллизуются в триклинной сингонии и представляют твердые растворы двух компонентов: альбита  $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$  и анортита  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ . В зависимости от процентного соотношения компонентов различают несколько минеральных видов: кислые плагиоклазы – альбит № 1–10, олигоклаз № 10–30; средние плагиоклазы – андезин № 30–50; основные плагиоклазы – лабрадор № 50–70; битовнит № 70–90, анортит № 90–100 (где № – номер плагиоклаза, соответствующий процентному содержанию анортита). Температура кристаллизации анортита 1550 °С, альбита 1100 °С, т.е. основные плагиоклазы более высокотемпературные. Быстрое охлаждение расплава ведет к незавершенности реакции взаимодействия между образующимися кристаллами и расплавом, что способствует образованию плагиоклазов с зональным строением.

1. Форма зерен – таблитчатая, таблитчато-призматическая, реже неправильная. В эффузивных породах часто игольчатая.

Спайность совершенная в двух направлениях; почти под прямым углом в шлифах часто не видна.

Цвет – неизменные плагиоклазы в шлифах бесцветны, при изменении (замещении) окраска грязновато-серая. В зональных плагиоклазах магматических пород ядро часто разложено, а наружные зоны свежие. Продуктами замещения плагиоклазов являются серицит, мусковит, эпидот, хлорит, кальцит. Наиболее характерны: серицитизация – замещение плагиоклаза агрегатом тонкочешуйчатого мусковита; сосюртитизация – замещение основных плагиоклазов смесью тончайших зерен серицита, эпидота, альбита и кальцита. Замещенные зерна плагиоклазов делаются мутными.

Показатели преломления плагиоклазов, как и плотности, закономерно возрастают от альбита к анортиту:

	$N_g$	$N_m$	$N_p$	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Альбит	1,538	1,532	1,528	2,62
Олигоклаз	1,546	1,540	1,539	2,64
Андезин	1,557	1,553	1,549	2,67
Лабрадор	1,563	1,559	1,558	2,69
Битовнит	1,573	1,569	1,564	2,72
Анортит	1,589	1,583	1,576	2,76

Рельеф слабый или отсутствует. Шагреновой поверхности нет. У кислых плагиоклазов показатель преломления по полоске Бекке меньше, чем у кварца, а у основных – больше.

2. Интерференционная окраска – не выше светло-желтой первого порядка, большей частью белая или серая. Величина двупреломления невысокая – от 0,007 у средних плагиоклазов до 0,013 у основных. У альбита  $N_g - N_p = 0,010$ , т.е. близка к таковой у кварца и немного больше, чем у ортоклаза. Углы погасания относительно двойниковых швов или трещинок спайности у кислых плагиоклазов малые, обычно не более 20°, у основных больше 45°. Полисинтетические двойники – характерная особенность плагиоклазов. Кислые плагиоклазы имеют, как правило, очень тонкие двойниковые плоскости, а основные – более широкие. Законы двойникования плагиоклазов разнообразны. Для точного определения номера плагиоклазов пользуются федоровским столиком, на котором можно измерять не только углы погасания, но и углы между двойниковыми осями и осями оптической индикатрисы.

3. Двуосные. Альбит и лабрадор – положительные, андезит и анортит – отрицательные. Углы оптических осей большие 75°.

**Калиевые полевые шпаты** – кристаллизуются в моноклинной (ортоклаз и санидин) и триклинной (микроклин и анортотлаз) сингониях, что связано с характером распределения в кристаллической решетке ионов Al и Si. По химическому составу они представляют собой твердые растворы  $K[AlSi_3O_8]$  и  $Na[AlSi_3O_8]$ , которые при высоких температурах обладают полной смесимостью, а при охлаждении распадаются на калиевую и натриевую фазы. Примесь  $Ca[Al_2Si_2O_8]$  в них незначительна. Калиевые полевые шпаты встречаются преимущественно в кислых и средних магматических породах, реже в метаморфических и осадочных. Как и плагиоклазы, они могут быть высокотемпературными (санидин) и низкотемпературными (ортоклаз и микроклин).

1. Форма зерен микроклина, ортоклаза и его разновидности – санидина чаще всего аллотриоморфная таблитчатых очертаний. Правильные кристаллы встречаются у микроклина только в порфириовидных гранитах и пегматитах и кислых эффузивах, у ортоклаза – редко в эффузивах. Спайность совершенная под прямым углом, наблюдается в шлифах редко.

Цвет – свежие калиевые полевые шпаты бесцветны, при разложении мутнеют и имеют буроватый оттенок за счет замещения микроклина каолином. В отличие от ортоклазов не подвергаются серицитизации. Показатели преломления калиевых полевых шпатов во всех сечениях ниже канадского бальзама:

	$N_g$	$N_m$	$N_p$
Ортоклаз	1,526	1,524	1,519
Микроклин	1,529	1,526	1,522

Рельеф у всех калиевых шпатов слабый отрицательный с отчетливым дисперсионным эффектом, когда поверхность кажется окрашенной в бледно-розовый цвет. Шагреневая поверхность отсутствует. Полоска Бекке при поднятии тубуса микроскопа перемещаться на каннадский бальзам.

2. Интерференционная окраска микроклина и ортоклаза не выше светло-серой первого порядка. Величина двупреломления низкая  $N_g - N_p = 0,007$ . Угол угасания микроклина в зависимости от среза  $5...19^\circ$ . У ортоклаза угол угасания  $a: N_p$  – от  $5$  до  $12^\circ$ ,  $c: N_m$  – от  $14$  до  $21^\circ$ . Микроклин часто образует полисинтетические двойники в двух направлениях – так называемую микроклиновую решетку, где в зависимости от среза системы двойников пересекаются то почти под прямым углом, то под сильно скошенным. Ортоклаз лишь иногда образует простые двойники. Калишпаты могут быть и несдвоенными, в этом случае отличить микроклин от ортоклаза можно только при точном определении сингонии. В скрещенных николях в ряде случаев наблюдается, что двойниковое строение калишпата осложняется наличием веретеновидных или неправильно полосчатых включений, представленных альбитом. Эти включения – продукт распада высокотемпературного раствора микроклин–альбит называются **пертитам**. При обратных соотношениях (микроклин в плагиоклазе) образуются **антипертиты**. Угасают такие вроски в зерне одновременно.

3. Двуосные, отрицательные. Угол оптических осей микроклина колеблется от  $60$  до  $80^\circ$ . У высокотемпературных разновидностей он меньше, у низкотемпературных – больше. У ортоклаза  $2V$  сильно колеблется  $30...84^\circ$ .

**Нефелин**  $\text{KNa}_3[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}]$  – наиболее распространенный минерал группы фельдшпатоидов – каркасных щелочных силикатов, которые кристаллизуются вместо полевых шпатов из магмы, не насыщенной  $\text{SiO}_2$  и содержащей в избытке  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Встречается почти исключительно в щелочных интрузивных (нефелиновые сиениты) и эффузивных (фонолиты, нефелиновые порфиры) магматических горных породах, изредка в метаморфических породах – гнейсах и сланцах. Сингония гексагональная.

1. Форма зерен – изометричная. Шестиугольные толстотаблитчатые или короткостолбчатые кристаллы дают в шлифах прямоуголь-

ные, квадратные или гексагональные формы. Спайность – несовершенная и наблюдается под микроскопом часто. Бесцветный. Часто замещается цеолитами, реже – канкринитом, изредка – серицитом и мусковитом  $N_g = 1,529...1,546$ ,  $N_p = 1,526...1,542$ ; рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Полоска Бекке на границе нефелин–ортоклаз при поднятии тубуса перемещается на последний.

2. Интерференционная окраска – серо-голубая начала первого порядка. Величина двупреломления низкая  $N_g - N_p = 0,003...0,005$ . Часто в зернах нефелина наблюдаются тонкие иголки эгирина, имеющего резкий рельеф и высокие цвета интерференции. Погасание прямое относительно прямоугольных контуров зерен и трещин спайности.

### 3. Одноосный, отрицательный.

Примечание. Никогда не встречается с кварцем, так как при избытке  $\text{SiO}_2$  вместо нефелина кристаллизуется альбит. От ортоклаза отличается формой зерен, отсутствием двойников и совершенной спайности, прямым погасанием.

**Кварц**  $\text{SiO}_2$  – второй после полевых шпатов по распространенности минерал. Выделяются три полиморфных модификации кремнезема: в интервале  $1470...870$  °C устойчив тридимит,  $870...573$  °C  $\beta$ -кварц, ниже  $573$  °C –  $\alpha$ -кварц. Ниже рассматривается низкотемпературная модификация  $\alpha$ -кварца, называемая просто кварцем. Он составляет более 12% общего объема магматических пород. Широко распространен также в метаморфических и осадочных горных породах. Сингония тригональная.

1. Форма зерен – чаще всего ксеноморфная, особенно в интрузивных горных породах. Правильные кристаллы наблюдаются изредка внутри зерен полевых шпатов. Спайность отсутствует. Бесцветный. Характерно отсутствие в зернах продуктов изменений. Помутнение зерен, обусловленное мельчайшими включениями, наблюдается очень редко. Показатели преломления  $N_g = 1,553$ ,  $N_p = 1,554$ . Рельеф и шагреньевая поверхность не наблюдаются. Полоска Бекке на границе с канадским бальзамом и калишпатами всегда идет на кварц.

2. Интерференционная окраска белая или серая первого порядка. В утолщенных шлифах – желтая. Величина двупреломления  $N_g - N_p = 0,009$ . Угасание прямое, устанавливается в тех случаях, когда зерна имеют правильную форму. В деформированных породах зерна кварца часто имеют характерное волнистое угасание. Двойники практически не наблюдаются.

3. Одноосный, положительный. Под воздействием давления может стать псевдодвуосным.

**Оливин**  $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$  – продукт изоморфного ряда двух минералов: форстерита  $Mg_2[SiO_4]$  – фаялита  $Fe_2[SiO_4]$ . Характерный минерал основных и ультраосновных пород. Форстерит характерен для контактово-метаморфических пород. Сингония ромбическая.

1. Форма зерен – изометричная, реже ромбовидная. Спайность часто наблюдается только во вкраплениях эффузивных пород (базальтов) в виде тонких прерывистых трещинок в одном направлении. В интрузивных породах, как правило, не видна. Бесцветен, изредка пятнисто окрашен оксидами железа.  $N_g = 1,669...1,975$ ;  $N_m = 1,651...1,865$ ;  $N_p = 1,636...1,827$ . Показатели преломления закономерно возрастают по мере увеличения железистости оливина. Рельеф очень высокий, шагреневая поверхность резкая (зерна резко очерчены и как бы испещрены черными точками).

2. Интерференционные окраски яркие, первого и второго порядка. Величина двупреломления большая  $N_g - N_p = 0,033...0,048$ . Погасание прямое относительно удлинения зерен или спайности.

3. Двуосный, положительный (реже отрицательный).

Примечание. По извилистым трещинам оливинов интрузивных пород обычно развивается серпентин с образованием характерной петельчатой структуры. Часто оливин почти нацело замещается серпентином. В эффузивных породах он замещается биотитоподобным минералом – идингситом.

**ПИРОКСЕНЫ** – многочисленные и непостоянные по химическому составу изоморфные ряды ромбических и моноклинных минеральных видов. В структурном отношении пироксены относятся к цепочечным силикатам. Широко распространены в основных и ультраосновных породах, реже – в метаморфических.

Моноклинные пироксены разделяются на две группы:

Известковые:

диопсид  $CaMg[Si_2O_6]$   
геденбергит  $CaFe[Si_2O_6]$   
пижонит  $(Ca,Mg)(Mg,Fe)[Si_2O_6]$   
авгит  $Ca(Mg,Fe,Al)[Si,Al)_2O_6]$

Щелочные:

эгирин  $NaFe[Si_2O_6]$   
жадеит  $NaAl[Si_2O_6]$   
сподумен  $LiAl[Si_2O_6]$

Наиболее распространенными в горных породах являются известковые **моноклинные** пироксены. Ниже приводится обобщенное описание пироксенов ряда диопсид – авгит.

1. Форма зерен – гипидиоморфная короткопризматическая или изометричная (правильные восьмиугольники). Спайность – совершенная в двух направлениях. В разрезах, перпендикулярных удлинению почти под прямым углом, углом спайности –  $87^\circ$ . Наблюдаются также трещины отдельности. Преимущественно бесцветны. Иногда бледно-бурые либо бледно-фиолетовые (авгит), или бледно-зеленые (геденбергит). Если зерна окрашены, наблюдается слабо выраженный плеохроизм. Показатель преломления 1,7. Рельеф высокий положительный, шагреневая поверхность четко выражена. Интерференционная окраска четкая второго порядка. Двупреломление сильное  $N_g - N_p = 0,02 \dots 0,03$ . Угол погасания относительно спайности большой –  $25^\circ$ . У авгита близкий к  $45^\circ$ , диопсида  $37 \dots 44^\circ$ , геденбергита  $47^\circ$ . Двойники чаще встречаются простые, реже – полисинтетические.

3. Двуосные, преимущественно положительные.

**Эгири** – наиболее распространенный в природе щелочной пироксен. Характерный минерал нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов.

1. Форма зерен – призматическая или тонкоигольчатая в зернах нефелина. Спайность – в одном направлении совершенная, в другом – ясная, плоскости пересекаются под углом  $87^\circ$ . Цвет – зеленый. Плеохроизм сильный. Схема абсорбции  $N_p > N_m > N_g$ , обратная роговой обманке. Цвет по  $N_g$  – желтовато-бурый,  $N_m$  – желтовато-зеленый,  $N_p$  – темно-зеленый.  $N_g = 1,836$ ,  $N_m = 1,821$ ,  $N_p = 1,776$ . Рельеф очень высокий, шагреневая поверхность резкая.

2. Интерференционная окраска высокая второго или третьего порядка. Величина двупреломления  $N_g - N_p = 0,040 \dots 0,060$ . Погасание близкое к прямому, угол угасания от 0 до  $8^\circ$ . Удлинение положительное. Двойники встречаются.

3. Двуосный, отрицательный.

**Ромбические пироксены** – непрерывный изоморфный ряд минералов, конечными членами которого являются энстатит  $Mg_2[Si_2O_6]$  и гиперстен  $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$ . Они являются породообразующими минералами основных и ультраосновных пород, кроме того, энстатит встречается в андезитах, а гиперстен – в контактово- и регионально-метаморфизованных породах.

1. Форма зерен удлиненно-призматическая, чаще идиоморфная. Спайность – под углом  $88^\circ$ . Энстатит бесцветен, гиперстен слабоокрашен и плеохроирует от бледно-зеленого ( $N_g$ ) до бледно-розового ( $N_p$ ) цвета. Показатель преломления изменяется от 1,65 до 1,73, что

зависит от содержания в минерале железа. Рельеф высокий, ясно выраженная шагреньевая поверхность.

2. Интерференционная окраска у энстатита не выше белой, у гиперстена – не выше оранжевой первого порядка. Величина двупреломления у энстатита – 0,009, у гиперстена – 0,013. Погасание в удлиненных зернах с тонкими трещинами спайности прямое, в остальных разрезах может достигать  $10^\circ$ . Удлинение всегда положительное.

3. Двуосные, энстатит – положительный, гиперстен – отрицательный.

**Амфиболы** по своей структуре относятся к ленточным силикатам, основа которых двосные цепочки кремниеслнотных тетраэдров  $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$ . Они, как и пироксены, могут быть разделены на известковые и щелочные, а по структуре – на моноклинные и ромбические. В отличие от пироксенов амфиболы имеют в своем составе гидроксильную группу  $[\text{OH}]$  нередко с F и Cl. Это указывает на их кристаллизацию в магматических и метаморфических горных породах при участии летучих компонентов. Этим объясняется отсутствие амфиболов в основной массе эффузивных пород. Ниже приводится краткое описание двух минералов этой группы: роговой обманки и арфведсонита.

**Роговая обманка**  $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Al},\text{Fe})[(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH},\text{F}]_2$  – типичный минерал средних магматических горных пород, реже встречается в кислых магматических, а также является породообразующим минералом некоторых метаморфических пород. Сингония моноклиная.

1. Форма зерен – гишдиоморфная призматическая, широкотаблитчатая, реже ромбовидная. Во вкрапленниках эффузивных пород часто идиоморфная. Спайность – средняя. В разрезах, перпендикулярных длинной оси минерала, спайности по двум направлениям с характерным углом между трещинами спайности  $124^\circ 30'$ . Цвет от зеленого до бурого. Плесхроизм – резкий, от темно-зеленого, иногда красно-бурого по  $N_g$ , до зеленого или светло-бурого по  $N_m$  и зеленовато-желтого по  $N_p$ . Показатель преломления 1,65, рельеф отчетливый положительный. Шагреньевая поверхность резкая.

2. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных  $N_m$ , синяя, красная, желтая второго порядка. Лучше всего наблюдается в краях зерен, так как минерал интенсивно окрашен. Величина двупреломления большая  $N_g - N_p = 0,014 \dots 0,026$ , увеличивается с увеличением содержания железа. Угол угасания  $14 \dots 25^\circ$ . Двойники простые и полисинтетические – наблюдаются редко. Удлинение положительное.

3. Двуосный, отрицательный.

Примечание. Чаше всего замещается хлоритом, эпидотом, кальцитом.

**Арфведсонит**  $\text{Na}_3(\text{Fe},\text{Mg})_4(\text{Fe},\text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH},\text{F}]_2$  – минерал нефелиновых сиенитов, где находится в ассоциации с нефелином и эгирином. Сингония моноклинная.

1. Форма зерен – идиоморфная длиннопризматическая. Спайность – в двух направлениях, характерная для всех амфиболов. Цвет зеленовато-синий до фиолетового. Плеохроизм сильный: по  $N_g$  – зеленовато-желтый, по  $N_m$  – густо-синий или зеленый, по  $N_p$  – фиолетовый, синий. Схема абсорбции  $N_p > N_m > N_g$ . Показатель преломления 1,69. Рельеф резкий положительный. Шагреновая поверхность четкая.

2. Интерференционная окраска – фиолетово-бурая, маскируется собственным цветом. Величина двупреломления очень низкая  $N_g - N_p = 0,005$ . Погасание в большинстве разрезов косое и неполное. Двойники простые и полисинтетические. Удлинение отрицательное.

3. Двусный положительный или отрицательный.

Примечание. От всех амфиболов отличается низким двупреломлением и резким плеохроизмом.

Отличия некоторых оптических свойств пироксенов и амфиболов приведены в табл. 3.1. Наиболее существенными являются углы спайности и погасания.

Таблица 3.1

**Оптические свойства пироксенов и амфиболов**

Оптические свойства	Пироксены	Амфиболы
Угол спайности	Около 87°	Около 124°
Окраска	Преимущественно бесцветны	Густо окрашены
Двупреломление	Большое, яркие цвета интерференции	Небольшое
Угол погасания	Большой 30...45°	Малый 12...25°
Плеохроизм	Слабый, у большей части нет	Сильный
Изменения	Переходят в амфиболы, биотит, хлорит	Переходят в хлорит, энидот, кальцит, биотит

**СЛЮДЫ** по кристаллохимической структуре относятся к слоистым алюмосиликатам, где кремнекислородные тетраэдры образуют плоские слои. Элементарная ячейка слоя имеет вид  $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]^5-[\text{OH}]_2^{2-}$ . Однотипность внутренней структуры определяет то, что все они кристаллизуются в моноклинной сингонии. Слюды – типичные минералы кислых, реже средних магматических и большой группы метаморфических горных пород. Наиболее распространенными породообразующими минералами слюд являются биотит и мусковит.

**Биотит**  $K_2(Mg,Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH,F]_2$  часто образуется за счет изменения пироксенов и амфиболов, содержит включения циркона и апатита, окруженные плеохроичными двориками. В свою очередь, легко замещается хлоритом и эпидотом.

1. Форма зерен – гиpidиоморфные листочки разных размеров. Спайность – весьма совершенная в одном направлении. Цвет – бурый различных оттенков. Плеохроизм – сильный от почти бесцветного или светло-бурого по  $N_p$  до темно-бурого или зеленого по  $N_m$  и  $N_g$ . Схема абсорбции  $N_g = N_m > N_p$ . В разрезах, параллельных спайности (перпендикулярных оптической оси), практически не наблюдается. Показатель преломления в зависимости от содержания железа изменяется от 1,56...1,60 до 1,60...1,66. Высокий разрез и резкая шагреньевая поверхность наблюдаются в разрезах, перпендикулярных спайности, в разрезах, параллельных спайности – выражены слабо.

2. Интерференционная окраска очень высокая второго и третьего порядка. Величина двупреломления  $N_g - N_p = 0,040...0,080$ . Погасание относительно спайности – прямое. Удлинение положительное.

3. Псевдоодноосный, отрицательный.

**Мусковит**  $KAl_2[Si_3AlO_{10}][OH]_2$  – типичный минерал гранитов и пегматитов. Тонкочешуйчатая разновидность мусковита, называемая серицитом, – самый распространенный продукт постмагматического замещения плагиоклазов.

1. Форма зерен – неправильные листочки, чешуйки, удлиненные сечения, как правило, с тонкими трещинами спайности. Спайность – весьма совершенная в одном направлении. Бесцветный.  $N_g = 1,588...1,624$ ,  $N_m = 1,582...1,619$ ,  $N_p = 1,522...1,570$ . Рельеф и шагреньевая поверхность наблюдаются только в сечениях, перпендикулярных спайности или близких к ним. Характерен псевдохроизм, особенно в удлиненных сечениях с тонкими трещинами спайности.

2. Интерференционные окраски очень чистые, яркие, второго порядка. Величина двупреломления  $N_g - N_p = 0,036...0,054$ . Угасание относительно спайности – прямое.

3. Двуосный отрицательный.

**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА** – важнейшая породообразующая часть эффузивных магматических пород. Они являются изотропными средами, и отличить их друг от друга по оптическим свойствам весьма трудно.

1. Бесформенные массы. Кислые стекла обычно бесцветны, средние и основные часто имеют бурый цвет. Показатель преломления

кислых стекол, как правило, ниже канадского бальзама (по полоске Бекке).

2. Как изотропные среды все стекла темные. В раскристаллизованных стеклах наблюдается слабая поляризация мельчайших минеральных зерен микролитов. Последние в обычных петрографических микроскопах практически неопределимы.

### Вторичные породообразующие минералы

Вторичные породообразующие минералы магматических горных пород, такие как тальк, хлорит, эпидот, несравненно более широко распространены в метаморфических, а каолинит, кальцит – в осадочных горных породах, где они являются часто главными породообразующими минералами этих генетических типов горных пород. Поэтому рассмотрение их оптических свойств будет приведено ниже в соответствующих разделах.

**Серпентин**  $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$  – типичный вторичный минерал, развивающийся по магнезиальному оливину, широксенам, реже амфиболам в ультраосновных и основных горных породах. Сингония неизвестна.

1. Форма зерен обусловлена формами выделения и особенностями структуры. Выделяются разновидности: волокнистая, пластинчатая, зернистая и бесформенная опаловидная. Спайность наблюдается редко. Цвет – бесцветный, бурый, серый, зеленый, желтый. Плеохроизм (хризотил) по  $N_g$  – зеленовато-желтый по  $N_m = N_p$  – бесцветный. У бесцветных разновидностей почти не виден. Показатель преломления 1,490...1,571 близок к бальзаму. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют.

2. Интерференционная окраска – светло-желтая первого порядка. Величина преломления от 0,002 до 0,011. Характерна агрегатная поляризация в синеватых и серых тонах интерференции. Угасание прямое. Удлинение положительное.

### Акцессорные минералы

**Апатит**  $Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)$  встречается во всех магматических, контактово-метаморфических и осадочных (фосфориты) горных породах. Минерал стойкий, продукты разрушения не известны. Сингония гексагональная.

1. Форма зерен – идиоморфная в виде вытянутых прямоугольников или шестиугольников. Спайность наблюдается очень редко в крупных зернах. Бесцветен. При наличии радиоактивных включений имеет розовый или буроватый оттенок и, как следствие, слабый плеохроизм.  $N_o = 1,663...1,667$ ,  $N_e = 1,630...1,664$ . Рельеф высокий. Шагреновая поверхность отчетливая.

2. Интерференционная окраска – серая первого порядка. Величина двупреломления очень низкая,  $N_o - N_e = 0,003$ . Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Двойников нет.

3. Одноосный отрицательный.

**Циркон**  $Zr[SiO_4]$  часто содержит примеси радиоактивных элементов. Распространен в кислых и щелочных породах, при разрушении этих пород попадает в осадочные и метаморфические породы. Сингония тетрагональная.

1. Форма зерен – прямоугольники, квадраты, восьмиугольники. Спайность по призме, видна только в крупных зернах, которые чрезвычайно редки. Бесцветный. Вследствие разложения радиоактивных примесей зерна окружены темными плеохроичными ореолами (дво-риками);  $N_g = 1,968...2,015$ ;  $N_p = 1,924...1,960$ . Рельеф очень высокий. Шагреновая поверхность резкая.

2. Интерференционная окраска очень яркая, третьего или четвертого порядка. Величина двупреломления большая  $N_g - N_p = 0,044...0,055$ . Погасание относительно граней призмы прямое.

3. Одноосный.

**Сфен**  $CaTiSiO_5$  встречается в большинстве интрузивных магматических и многих метаморфических горных пород. Сингония моноклиная.

1. Форма зерен как ксеноморфная (агрегаты ксеноморфных зерен), так и клиновидная, таблитчатая и призматическая. Спайность несовершенная в двух направлениях. Цвет бесцветный (вследствие высокого преломления), серый либо коричневый различных оттенков. Плеохроизм слабый. Максимальные показатели преломления  $N_g = 2,054$ ;  $N_m = 1,921$ ;  $N_p = 1,913$ . Очень высокий рельеф и резкая шагреновая поверхность.

2. Интерференционная окраска – белая высшего порядка, чем отличается от цирконов. Величина двупреломления  $N_g - N_p = 0,090...0,140$ . Погасание косое.

3. Двуосный, положительный.

### 3.2. Минералы метаморфических горных пород

Разнообразие минерального состава пород, подвергшихся метаморфизму при различных температуре и давлении, приводит к перекристаллизации существующих и возникновению большого количества новых минералов. Кристаллизация или перекристаллизация минералов при метаморфизме осуществляется в твердом состоянии.

В метаморфических породах весьма существенное значение имеют главные породообразующие минералы магматических пород: полевые шпаты, кварц, амфиболы пироксены, слюды. Характеристика оптических свойств некоторых из них приведена выше. Следует указать, что неустойчивыми в условиях метаморфизма являются нефелин, базальтическая роговая обманка и щелочные пироксены. Большое число породообразующих минералов метаморфических горных пород также составляют и минералы, которые в магматических породах развиваются как вторичные – хлориты, тальк, эпидот, серпентин и др. И наконец, ряд специфических минералов, которые встречаются исключительно в метаморфических породах гранаты, ставролит, дистен, кордиерит и др.

В метаморфических породах, как и в магматических, минералы подразделяются по количественному принципу на главные и второстепенные.

**ГРУППА ХЛОРИТОВ.** Минералы этой группы (пеннин, клинохлор, прохлорит, корундофиллит, амезит) во многих отношениях напоминают слюды (сингония, спайность, низкая твердость и др.) и имеют преимущественно метаморфическое происхождение. Ниже приводится характеристика наиболее распространенного минерала этой группы.

**Хлорит** (пеннин)  $(Mg, Fe)_5Al[AlSi_3O_8][OH]_8$  – широко распространенный минерал метаморфических горных пород. Он часто встречается как в магматических, так и в осадочных горных породах, но не является в них главным породообразующим минералом. В магматических породах он, как правило, продукт изменения биотита, роговой обманки, пироксена либо вулканического стекла. Сингония моноклиная.

1. Форма зерен – листочки, чешуйки или неправильные массы. Спайность совершенная в одном направлении. Цвет бледно-зеленый. Плеохроизм слабый в зеленых тонах. Показатель преломления изменяется в зависимости от содержания железа от 1,56 до 1,66. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют.

2. Интерференционная окраска аномальная – индиго синяя, пятнистая либо тускло-фиолетовая. Она обусловлена низкой величиной двупреломления  $N_g - N_p = 0,002$ . Угасание относительно спайности прямое или слегка косое  $2^\circ$ .

3. Двуосный, отрицательный.

**ГРУППА ЭПИДОТА.** Группа включает ряд минералов: ортит, ромбический цоизит, клиноцоизит, эпидот и др. Последние два представляют собой изоморфный ряд, в котором от клиноцоизита к эпидоту идет постепенное увеличение железа.

Минералы этой группы широко распространены в метаморфических горных породах, а также развиваются как вторичные по пироксенам и амфиболам в магматических горных породах. Самый распространенный минерал этой группы – эпидот.

**Эпидот**  $\text{Ca}(\text{Al,Fe})_3(\text{OH})(\text{SiO}_4)_3$  – типичный минерал зеленых и хлоритовых сланцев, скарнов и филлитов. Сингония моноклинная.

1. Форма зерен – призматическая, либо вытянутые радиально лучистые и шестоватые агрегаты. Спайность, совершенная по одному направлению и средняя по другому, наблюдается редко. Цвет – желтый или фисташково-желтый. Клиноцоизит – бесцветный. Плеохроизм слабый: по  $N_g$  – бесцветный, зеленовато-желтый; по  $N_m$  – зеленовато-желтый, голубой; по  $N_p$  – светло-желтый, лимонно-желтый. Схема абсорбции  $N_m > N_g > N_p$ . Показатель преломления по  $N_g = 1,778$ ,  $N_m = 1,761$ ,  $N_p = 1,729$ . Рельеф очень высокий, шагреневая поверхность резкая.

2. Интерференционная окраска аномальная, очень яркая: синяя, зеленая, красная, желтая. Часто различные цвета пятнисто распределены в пределах одного зерна. Цоизит имеет индиго синие цвета интерференции. Величина двупреломления высокая  $N_g - N_p = 0,049$ . Углы угасания  $e$ :  $N_m = 0^\circ$ ,  $c$ :  $N_p = 0 \dots 5^\circ$ ,  $a$ :  $N_g = 30^\circ$ . Двойники встречаются редко.

3. Двуосный, отрицательный.

**ГРУППА ГРАНАТА.** Минералы группы образуют два изоморфных ряда. Ряд альмандина  $(\text{Mg,Fe}^{+2},\text{Mn})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  (пироп, альмандин, спессартин) и ряд андрадита  $\text{Ca}_3(\text{Al,Fe}^{+3},\text{Cr})\text{Si}_3\text{O}_{12}$  (уваровит, гроссуляр, андрадит). Гранаты – характерные минералы метаморфических горных пород. Сингония кубическая.

1. Форма зерен – изометричная, часто идиоморфная. Спайность не наблюдается. Цвет – розовый, бледно-зеленый, реже бесцветный. Показатели преломления колеблются в пределах  $1,714 \dots 1,887$ . Рельеф

очень высокий (четко очерчены контуры), шагреневая поверхность резкая.

2. Гранаты альмандинового ряда изотропны (черные), андрадитового ряда аномально анизотропны, т.е. обнаруживают темно-синие цвета интерференции и сложные секториальные двойники.

**Дистен** (кианит)  $Al_2[SiO_4]O$  – типичный метаморфогенный минерал. Широко распространен в кристаллических сланцах в парагенезисе со ставролитом и гранатами. При изменении легко переходит в мусковит. Сингония триклинная.

1. Форма зерен – удлиненно-призматическая, столбчатая, широко таблитчатая, иногда в виде радиально-лучистых и сноповидных агрегатов. Спайность совершенная в одном направлении и средняя в другом. Цвет – бесцветный или слабо-голубоватый. У окрашенных разновидностей слабый плеохроизм. Показатель преломления  $N_g = 1,728$ ;  $N_m = 1,720$ ;  $N_p = 1,712$ . Рельеф очень высокий, шагреневая поверхность резкая.

2. Интерференционная окраска – желтая либо оранжево-желтая первого порядка в разрезах, параллельных плоскостями  $N_g$  и  $N_p$ . Величина двупреломления  $N_g - N_p = 0,012 \dots 0,016$ . В разрезах с хорошо выраженной спайностью погасание близкое к прямому, а в разрезах с плохо проявленной спайностью – косое. Удлинение положительное. Характерны полисинтетические двойники.

3. Двуосный, отрицательный.

**Ставролит**  $Fe^{+2}Al_4[SiO_4]_2O_2[OH]_2$  – характерный минерал регионально-, реже контактово-метаморфических горных пород. Характерен для кристаллических сланцев в ассоциации с гранатами, дистеном, слюдами и др. Сингония моноклинная.

1. Форма зерен – короткопризматическая, в поперечных сечениях шестигранная либо неправильная с ситовидной структурой. Характерны крестовидные сростки. Спайность несовершенная в одном направлении, как правило, хорошо видна. Цвет – желтый. Плеохроизм по  $N_g$  – оранжево-желтый, по  $N_m$  – светло-желтый, по  $N_p$  – почти бесцветно желтоватый. Схема абсорбции  $N_g > N_m > N_p$ . Показатели преломления  $N_g = 1,716 \dots 1,752$ ;  $N_m = 1,745 \dots 1,753$ ;  $N_p = 1,739 \dots 1,747$ . Рельеф высокий, шагреневая поверхность хорошо выражена.

2. Интерференционная окраска – до оранжево-желтой первого порядка, как у кварца. Величина двупреломления  $N_g - N_p = 0,012 \dots 0,014$ . Погасание прямое. Удлинение положительное. Двойники крестовидные под углами  $90^\circ$  либо  $60^\circ$  (по этому свойству легко определяются).

3. Двуосный, положительный.

### 3.3. Минералы осадочных горных пород

Минералы осадочных горных пород образуются при процессах: 1) выветривания магматических, метаморфических и более древних осадочных горных пород; 2) седиментации, т.е. отложения продуктов разрушения пород в бассейнах осадконакопления; 3) диагенеза – преобразования осадка в осадочную горную породу.

При процессах выветривания образуются глинистые минералы, слагающие значительную часть осадочных пород (каолинит, галлуазит, иллит, монтморелонит и др.) и минералы кремнезема (кварц, опал, халцедон).

При процессах седиментации минералы осадочных пород образуются различными способами: 1) в результате жизнедеятельности организмов (кальцит, арагонит, опал, халцедон); 2) при кристаллизации истинных растворов (доломит, гипс, соли – галит, сильвин и др.); 3) при коагуляции коллоидов (гидроксиды железа, марганцевые минералы).

В процессе диагенеза могут возникать сидерит, кальцит, фосфатные минералы, марказит и др.

**ГРУППА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ.** Глинистым минералам в составе осадочных пород принадлежит исключительно важная роль. Они слагают глины, находятся в виде примеси в песчаниках, алевролитах, известняках и ряде других пород. По химическому составу глинистые минералы являются водными силикатами и алюмосиликатами Al, Mg и K с примесью Fe, Ca, Na и некоторых других элементов. По строению кристаллической решетки они относятся к слоистым и цепочечным силикатам. Кристаллическая решетка способна растягиваться и сжиматься. Поэтому исследование глинистых минералов в шлифах под микроскопом возможно только в случае однородного состава глин либо при изучении цемента песчаников, где глинистое вещество значительно лучше раскристаллизовано. Ниже приведено описание наиболее распространенных глинистых минералов.

**Каолинит**  $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$  – типичный минерал осадочных пород. Он образуется за счет разложения слюд, полевых шпатов, фельдшпатиодов и некоторых других силикатов; слагает каолиновые глины и входит в состав полиминеральных глин. Редко присутствует в цементе обломочных пород. Сингония триклинная. Полиморфные разновидности диккит и накрит кристаллизуются в моноклинной сингонии и образуются при гидротермальных и пневматолитовых процессах.

1. Форма зерен – тонкочешуйчатые агрегаты, изредка крупные чешуйки веерообразной или чевообразной формы. Спайность совершенная. В шлифах бесцветен иногда бледно-желтый. В агрегатах кажется непрозрачным. Показатели преломления:  $N_g = 1,566$ ;  $N_m = 1,565$ ;  $N_p = 1,561$ . Рельефа и шагреновой поверхности нет.

2. Интерференционная окраска практически отсутствует, так как чешуйки очень тонки. Двупреломление 0,005. Угасание почти прямое, но из-за небольших размеров зерен трудноопределимо. Удлинение положительное.

3. Двуосный, отрицательный.

Примечание. В шлифах похож на серицит и монтморелонит, от которых отличается меньшим двупреломлением, а от последнего также более высокими показателями преломления.

**Галлуазит** – гидратированная форма каолинита – смесь гидрогаллуазита и метagalлуазита  $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8 \times 4H_2O$  и  $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$  – типичный минерал кор выветривания, реже встречается как составная часть глин.

1. Формы зерен в шлифе – землистые агрегаты или фарфоровидные массы. Бесцветен. Показатели преломления 1,47 и 1,555.

2. Очень низкое двупреломление (0,002), поэтому в шлифах кажется изотопным.

**Иллит** (гидромусковит)  $K, Al_2[(Al, Si)_4O_{10}][OH]_2 \times nH_2O$  – главная составляющая часть глинистой фракции современных морских осадков. Сходен с серицитом, от которого отличается большим содержанием воды и меньшим калия. Сингония моноклиная.

1. Формы зерен – чешуйчатые агрегаты, часто совместно с каолинитом. Бесцветен. Показатели преломления колеблются в зависимости от содержания воды, увеличиваясь с ее уменьшением:  $N_g = 1,574 \dots 1,610$ ;  $N_p = 1,544 \dots 1,572$ .

2. Двупреломление 0,010 и больше, но всегда меньше, чем у мусковита (0,036).

**Монтмориллонит**  $m\{Mg_3[Si_4O_{10}]\}p\{(Al, Fe)_2[Si_4O_{10}]\} \times nH_2O$  образуется при выветривании различных магматических пород, особенно стекол, пеплов, туфов в условиях щелочной среды. Монтмориллонит слагает бентонитовые глины – продукт разложения вулканического пепла. Сингония ромбическая или гексагональная.

1. Форма зерен – чрезвычайно мелкие чешуйки, образующие спутанно-волоконистые или скрытокристаллические агрегаты. Отдельные

зерна не видны даже при очень больших увеличениях. Цвет – бесцветный или бледно-желтый за счет изоморфных примесей железа. Показатели преломления:  $N_g = 1,513...1,610$ ;  $N_m = 1,500...1,600$ ;  $N_p = 1,47...1,589$ .

2. Двупреломление  $0,025...0,040$ .

Примечание. Поглощает и выделяет воду, кроме воды поглощает органические жидкости, поэтому имеет различные оптические константы.

Следует отметить, что определение приведенных выше глинистых минералов в шлифах под микроскопом чрезвычайно сложная задача, обусловленная, прежде всего их малыми размерами (часто доли микрона). Кроме того, эти минералы в шлифах, накладываясь друг на друга, дают суммарный оптический эффект – агрегатную поляризацию. Поэтому точная диагностика глинистых минералов возможна только при применении рентгеноструктурного, электронно-микроскопического, термического, иммерсионного, химического и ряда других лабораторных методов. В шлифах же для ряда глинистых минералов часто применяют метод окрашивания органическими красителями.

**ГРУППА КАРБОНАТОВ.** Минералы этой группы широко распространены в осадочных горных породах, часто встречаются в метаморфических породах и как вторичные минералы в магматических породах. Наиболее распространены в осадочных породах кальцит и доломит, значительно реже встречаются сидерит, анкерит, магнезит и др.

Под микроскопом характерными оптическими свойствами всех карбонатов являются псевдоабсорбция и очень высокое двупреломление. Интенсивность псевдоабсорбции зависит от направления сечения минералов в шлифах. Необходимо помнить, что на разрезах, перпендикулярных оптической оси, это явление не наблюдается. Очень высокое двупреломление приводит к тому, что в скрещенных николях зерна карбонатов имеют белую (перламутровую) интерференционную окраску высшего порядка (выше четвертого). Для точной диагностики минералов группы карбонатов и определения их количественных соотношений в шлифах эффективен метод окрашивания трехкомпонентным красителем, для чего изготавливают шлифы без покровных стекол.

**Кальцит**  $\text{CaCO}_3$  – наиболее распространенный минерал группы карбонатов в осадочных породах. Сингония тригональная.

1. Форма зерен – чаще всего аллотриоморфная. В карбонатных породах форма зерен неправильная лапчатая. Спайность весьма со-

вершенная по ромбоздру. Бесцветен, на некоторых разрезах благодаря псевдоабсорбции кажется серым;  $N_o=1,658$ ;  $N_e=1,486$ . Псевдоабсорбция выражается в том, что зерна либо безрельфные – гладкие, либо при повороте на  $90^\circ$  приобретают резкий рельеф и шагреньевую поверхность.

2. Интерференционная окраска – белая высшего порядка или перламутровая. Величина двупреломления очень высокая (0,172). Погасание по диагоналям ромба (относительно спайности косое). Часто наблюдаются полисинтетические двойники.

3. Одноосный, отрицательный. Дает отчетливую коноскопическую фигуру одноосного минерала – множество изохроматических колец.

**Доломит**  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  образуется в процессе диагенеза за счет преобразования известковых осадков и путем химического осаждения. Может быть гидротермальным – доломитизация вокруг рудных жил.

1. Форма зерен – более или менее изометричная. Нередко встречаются зерна ромбической формы. В отличие от кальцита не образует зерен с извилистыми очертаниями. Спайность совершенная по ромбоздру. Бесцветен, часто ромбоздры доломита имеют зональное строение и содержат в центре непрозрачные включения;  $N_o = 1,679 \dots 1,698$ ;  $N_e = 1,502 \dots 1,513$ . Псевдоабсорбция резко выражена в сечениях, параллельных оптической оси. Рельеф зерен полностью не исчезает (отличие от кальцита), а виден либо хорошо, либо несколько слабее.

2. Интерференционная окраска перламутровая. Величина двупреломления 0,177. Погасание прямое относительно диагоналей ромба. В результате давления приобретает полисинтетическое двойникование. В отличие от кальцита двойники встречаются очень редко.

3. Одноосный, отрицательный.

**ГРУППА КРЕМНЕЗЕМА.** Типичными минералами этой группы являются опал, халцедон и осадочный кварц.

**Опал**  $\text{SiO}_2 \times n \text{H}_2\text{O}$  – аморфный кремнезем. Происхождение осадочное либо гидротермальное

1. Бесформенные массы, заполняющие пустоты и трещины в породах. В ряде обломочных пород является цементом. Спайности нет. Бесцветен, иногда красновато-бурый за счет гидроксид. Вследствие дисперсии света в местах контакта с другими минералами или канадским бальзамом кажется золотисто-желтоватым;  $N = 1,40 \dots 1,46$ . Рельеф отчетливо отрицательный.

2. Изотопный. Иногда вследствие внутренних напряжений или около включений аномально поляризует, в результате чего появляется серая интерференционная окраска.

В отличие от вулканических стекол преломление у опала ниже, чем у любого стекла. От флюорита отличается формой зерен и отсутствием спайности.

**Халцедон**  $\text{SiO}_2$  – скрытокристаллическая модификация кварца – является продуктом раскристаллизации опала, а также выпадает из растворов, образуя сферолиты в порах и кавернах различных пород. Нередко бывает в форме миндалин эффузивных пород. Агат и яшма также состоят из халцедона. Сингония не установлена.

1. Неправильные агрегаты сферического, волокнистого или листовидного строения. Спайность отсутствует. Бесцветен, иногда окрашен оксид железа в буровато-желтый цвет;  $N_o = 1,530 \dots 1,533$ ;  $N_e = 1,538 \dots 1,543$ . Рельеф отсутствует.

2. Интерференционная окраска не выше белой. Двупреломление  $0,008 \dots 0,010$ . Двойники отсутствуют. Волокнистые зерна халцедона имеют прямое погасание и отрицательное удлинение.

Оптические свойства кварца описаны при характеристике минералов магматических пород. В осадочных породах зерна магматического кварца (перемещенного в эти породы в результате экзогенных процессов) обычно изометричны и более или менее окатаны. Осадочный кварц отличается от магматического – отсутствием включений и неправильной формой.

## 4. МИКРОСКОПИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД

Кристаллооптический метод широко применяется не только в диагностике минералов, но и при петрографических исследованиях, так как дает точное представление о минеральном составе и структуре горных пород, взаимоотношениях минералов, их размере, характере срастаний зерен, количестве и порядке выделения. В некоторых случаях, как, например, при исследовании мелкозернистых либо эффузивных горных пород, когда разделение породы на составные минералы не может быть произведено визуально, кристаллооптический метод является важнейшим. Он позволяет точно определить входящие в породу минералы и подсчитать их примерные количественные соотношения. Таким образом, породы достаточно быстро определяются под микроскопом по минеральному составу и структуре.

**Структура горной породы** – совокупность признаков строения, которые определяются морфологическими особенностями отдельных составных частей и их пространственных взаимоотношений. Такие признаки, как форма и взаимное расположение составных частей породы, требующие изучения породы под микроскопом, образуют понятие **микроструктура**. Признаки, часто определяемые визуально (степень кристалличности и размер составных частей), образуют понятие **макроструктура** горной породы. Морфологическими единицами структур являются минеральные зерна и их агрегаты, нераскристаллизованное вулканическое стекло, обломочный материал, цемент и т.д. Важность изучения структур горных пород определяется тем, что структура – существенная характеристика, определяющая физико-механические свойства горной породы. Наиболее прочными являются равномерно мелко- и среднезернистые породы, тогда как породы того же минерального состава, но крупнозернистой структуры более податливы к разрушению как при механическом воздействии, так и при резких колебаниях температур.

### 4.1. Структуры магматических горных пород

Структуры магматических пород определяются: 1) степенью кристалличности; 2) абсолютными и относительными размерами кристаллических выделений; 3) морфологическими особенностями минеральных зерен – степенью идиоморфизма (совершенства) кристал-

лических форм; 4) взаимным расположением и способами сочетания минеральных составляющих, заполняющих объем горной породы.

По степени кристалличности (относительному содержанию нераскристаллизованного и раскристаллизованного стекла) выделяют три типа структур: полнокристаллические, неполнокристаллические и стекловатые.

Стекловатое состояние горных пород в земной коре неустойчиво, поэтому породы сравнительно быстро претерпевают изменения. В результате раскристаллизации появляются мельчайшие зародыши минералов округлой или вытянутой формы. Эти зародыши, имеющие размеры менее 0,005 мм, называются *кристаллитами*. По отдельности они оказывают слабое действие на поляризованный свет, но если кристаллиты образуют агрегаты, то отчетливо воздействуют на поляризованный свет. Наиболее часто встречаются агрегаты кристаллитов в форме *сферолитов*, наблюдающиеся преимущественно в кислых эффузивах.

Несколько более крупными образованиями, также наблюдаемыми только при больших увеличениях, являются *микролиты*. У микролитов определяемы некоторые оптические константы, по которым можно установить, к какому минералу они принадлежат. Форма микролитов игольчатая или пластинчатая. Чаще всего иголки или тонкие призмочки белой интерференционной окраски относятся к плагиоклазу, иголки высоких цветов интерференции – к эгирину, а квадратики или шестиугольники – к нефелину.

**Полнокристаллические структуры** состоят из зерен минералов и не содержат вулканического стекла. Они характерны для интрузивных пород, образующихся в глубинных условиях при медленном остывании магмы. По относительному размеру составных частей полнокристаллические структуры подразделяются на равномерно- и неравномерно-зернистые. Равномерно-зернистые микроструктуры подразделяются на отдельные типы на основании степени идиоморфизма главных породообразующих минералов, а внутри каждого типа – на разновидности структур, обусловленные различным минеральным составом породы. Ниже приведена характеристика наиболее типичных микроструктур интрузивных пород.

В соответствии с морфологическими особенностями и взаимоотношениями минералов друг с другом различают панидиоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые и паналлотриоморфнозернистые структуры.

**Панидиоморфнозернистые структуры** характеризуются идиоморфными (правильными) очертаниями всех минералов, слагающих горную породу. Эти структуры образуются при одновременной кристаллизации всех минералов и часто встречаются в мономинеральных породах – дунитах, пироксенитах и др.

**Гинидиоморфнозернистые структуры** имеют различную степень идиоморфизма зерен минералов (рис. 4.1). Эти структуры наиболее распространены, так как в большинстве случаев в интрузивных породах наблюдается последовательная кристаллизация минералов из расплава. Наиболее типичные разновидности этих структур приведены ниже.



Рис. 4.1. Гинидиоморфнозернистые структуры:  
*a* – нормальный биотитовый гранит. Гранитовая структура. Плаггиоклаз немного серитизирован. КШШ с пертитовыми вростками, кварц, биотит, акцессорный магнетит; *б* – кварцевый монзонит. Плаггиоклаз, КШШ, кварц, биотит (справа внизу), авгит, акцессорный магнетит



Рис. 4.2. Микроструктуры основных и ультраосновных пород:  
*a* – пойкилоофитовая структура. Диабаз; *б* – диабазовая (офитовая) структура. Оливиновый диабаз. Моноклинный пироксен (внизу слева) и оливин (справа) ксеноморфны и находятся в промежутках между призматическими зернами основного плаггиоклаза; *в* – сидеритовая структура. Магнетитовый оливинит

*Сидеронитовая структура* – относительно идиоморфные зерна оливина, пироксенов, плагиоклазов сцементированы резко ксеноморфными зернами рудного минерала. Структура характерна для перидотитов, пироксенитов и габбро (рис. 4.2).

*Диабазовая (офитовая) структура* характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к ксеноморфным фемическим минералам (пироксенам и оливину), занимающим промежутки между вытянутыми сдвойникованными зернами плагиоклазов. Структура типичная для диабазов и габбро-диабазов (см. рис. 4.2).

*Гранитовая структура* – более идиоморфны плагиоклазы и цветные минералы (роговая обманка, слюды), менее идиоморфны или ксеноморфны калиевые полевые шпаты и кварц. Структура характерна для кварцсодержащих пород: гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов (см. рис. 4.1).

*Агпатовая структура* – идиоморфны нефелин и калиевый полевой шпат, ксеноморфны щелочные цветные минералы (эгирин, арфведсонит). Структура характерна для щелочных пород – нефелиновых сиенитов (рис. 4.3).



Рис. 4.3. Агпатовая структура. Уртит: бесцветный – нефелин, со штриховкой – эгирин

*Пойкилоофитовая структура* – идиоморфные мелкие зерна плагиоклаза включены в более крупные кристаллы фемических минералов (пироксена или оливина). Часто встречается в основных и ультраосновных породах (см. рис. 4.2).

*Моноцититовая структура* – мелкие идиоморфные зерна плагиоклаза и фемических минералов заключены в крупных ксеноморфных зер-

нах калиевого полевого шпата. Структура часто встречается в сени-  
нитах и нефелиновых сенинитах (см. рис. 4.1).

Последние две из рассмотренных структур являются разновидно-  
стями *пойкилитовой* структуры, характеризующейся наличием вклю-  
чений одних минералов в другие (рис. 4.4).

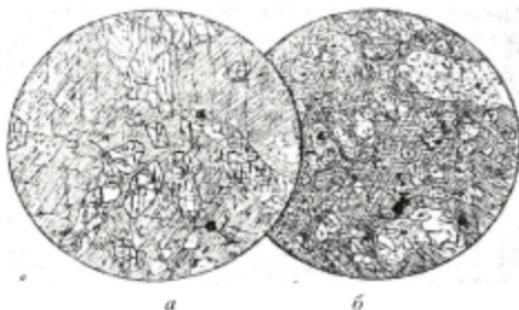


Рис. 4.4. Пойкилитовая структура. Перидотит:  
*a* – в крупных кристаллах роговой обманки пойкилитовые включения  
оливина и пироксена; *б* – в амфиболе многочисленные пойкилитовые  
включения сильно серпентинизированного оливина

**Паналлютриоморфнозернистые структуры** характеризуются тем,  
что все минералы, слагающие породу, имеют ксеноморфные очертания.  
Эти структуры возникают при одновременной кристаллизации минера-  
лов и характерны для полиминеральных пород. Наиболее типичными  
разновидностями этих структур являются габбровые и аплитовые.

*Габбровые структуры* характеризуются ксеноморфными изометрич-  
ными или короткопризматическими зернами плагиоклаза и пироксена  
(рис. 4.5).

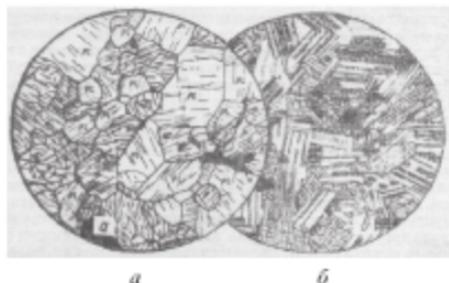


Рис. 4.5. Микроструктуры основных пород:  
*a* – габбровая структура; *б* – габбро-сиенитовая структура  
(плагиоклаз и пироксен в габбро-долерите)

*Аплитовая структура* обусловлена ксеноморфными изометричными зернами полевых шпатов и кварца, причем последний часто более идиоморфен. Характерна для лейкократовых гранитов.

*Порфириовидная и пегматитовая микроструктуры* (рис. 4.6) практически ничем не отличаются от наблюдаемых визуально макроструктур и потому здесь не рассматриваются.



Рис. 4.6. Порфириовидная структура. Диорит (пл – плагиоклаз, ро – роговая обманка, би – биотит, черный минерал – магнетит)

**Неполнокристаллические структуры** состоят из вкрапленников (зерен минералов) и основной массы стекловатого или полустекловатого сложения, включающей в себя микролиты, кристаллиты, сферолиты и стекло.

Структуры характерны для эффузивных горных пород. Среди них выделяют три типа микроструктур: микролитовые, скрытокристаллические и стекловатые. Дальнейшее разделение на конкретные структуры производится по количественным соотношениям между микролитами и стеклом, форме микролитов, типу сферолитов и другим признакам. По наличию или отсутствию вкрапленников среди неполнокристаллических пород выделяют порфириовые и афировые структуры. Первые имеют преобладающее развитие.

**Микролитовые структуры** характеризуются преобладанием беспорядочно расположенных в вулканическом стекле микролитов, соприкасающихся друг с другом главным образом по длинной стороне.

Если микролиты плагиоклаза ориентированы вдоль линий течения либо обтекают вкрапленники, если таковые имеются, то структура называется *пилотакситовой* (рис. 4.7). Эта структура характерна для базальтов и андезитов. Типичными микролитовыми структурами являются интерсерральная, толстовая, трахитовая, гялопилитовая, сферолитовая.



Рис. 4.7. Микроструктуры эффузивных пород:  
*а* – пилотакситовая структура основной массы. Андезит (общая структура порфировая);  
*б* – порфировая структура, в основной массе апонитерсертальная

*Интерсертальная* структура характеризуется тем, что игольчатые микролиты плагноклаза располагаются под углом друг к другу, образуя в разрезах замкнутые или полужамкнутые треугольники, внутренняя часть которых выполнена вулканическим стеклом и мелкими зернами моноклинного пироксена.

*Толентовая структура* морфологически сходна с офитовой, существенное ее отличие заключается в наличии стекла, заполняющего изолированные участки между идиоморфными лейстовидными кристаллами плагноклаза. Толентовая и интерсертальная структуры типичны для базальтов, андезитов-базальтов и других лав основного состава.



Рис. 4.8. Микроструктуры эффузивных пород:  
*а* – гналопилитовая структура основной массы. Андезит. В крупных вкрапленниках базальтическая роговая обманка (темное) и плагноклаз (светлый); *б* – интерсертальная структура. Спилит. Резко удлиненные лейсты-плагноклазы

*Трахитовая структура* часто морфологически сходна с пилотакситовой, однако в строении трахитовой структуры участвуют микролиты калиевого полевого шпата (вытянутые кристаллики санидина), а не плагиоклаза, как в пилотакситовой. Количество вулканического стекла, скрепляющего микролиты, невелико.

*Гуалопилитовая структура* – игольчатые микролиты плагиоклаза как бы пропитаны стеклом, преобладающим над микролитами. Стекло часто замещено продуктами его разложения. Структура характерна для андезитов (рис. 4.8).

*Сферолитовая структура* характеризуется присутствием значительного количества сферолитов – шариков радиально-лучистого строения, растущих вокруг некоторых центров. В шлифе сферолиты – круговые сечения, размеры и количество которых могут быть различными: чаще всего 0,01...0,1 мм, иногда до 0,8 мм в поперечнике. Структура типична для кислых эффузивов (рис. 4.9).

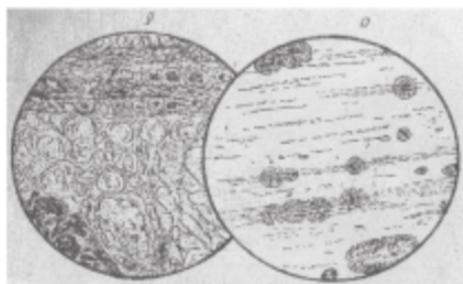


Рис. 4.9. Сферическая структура: *а* – обсидиан, *б* – перлит

**Скрытокристаллические структуры** – основная масса пород состоит из мельчайших кристаллических образований, обычно неразличимых под микроскопом даже при сильных увеличениях. Кристаллический характер обнаруживается по суммарному воздействию агрегата на поляризованный свет, в результате чего порода в скрепленных николях имеет серый цвет.

**Фельзитовая структура** – тонкокристаллический агрегат кварца и полевого шпата, зерна практически неразличимы. Иногда в этой фельзитовой массе встречаются радиально-лучистые сращения волокон калиевого полевого шпата и кварца в виде сферических образований. Структура характерна для липаритов и липаритовых порфиритов.

**Стекловатые (витрофировые) структуры** характеризуют породы, преимущественно состоящие из стекловатого вещества, содержащего единичные включения кристаллитов или сферолитов. Витрофировые структуры характерны для липаритов и вулканических стекол – обсидианов (см. рис. 4.9).

## 4.2. Структуры метаморфических горных пород

Структуры метаморфических пород определяются формой и степенью идиоморфизма зерен минералов, взаимным их расположением, абсолютными и относительными величинами кристаллических зерен, их однородностью по размерам и доминирующими формами.

Микроструктуры метаморфических пород подразделяются на кристаллобластовые, катакластические, реликтовые и метасоматические. Все метаморфические структуры являются полнокристаллическими.

**Кристаллобластовые структуры** – наиболее широко развиты в метаморфических породах. Они – результат кристаллобластеза, т.е. перекристаллизации исходных пород в твердом состоянии, откуда и получили свое название. Признаки выделения структур этой группы сходны с теми, которые применяются при описании магматических пород. Так, по однородности размеров зерен минералов различают гомеобластовые (равномернозернистые) и гетеробластовые (неравномернозернистые) структуры; среди последних при наличии крупных минералов на фоне более мелких выделяют порфиробластовые структуры.

По степени идиоморфизма в метаморфических породах выделяются минералы идиобластовые (в магматических породах – идиоморфные) и ксенобластовые (ксеноморфные). Однако в метаморфических породах степень идиоморфизма минералов не может быть использована для определения порядка выделения минералов, так как они формируются в процессе перекристаллизации практически одновременно. Идиобластичность минералов определяется прежде всего их кристаллизационной способностью.

По мере нарастания процессов метаморфизма обычно наблюдается и увеличение размеров зерен минералов, слагающих метаморфические породы. Три структуры, рассмотренные ниже, являются наиболее распространенными разновидностями гомеобластовых структур.

**Гранобластовая структура** характеризуется формой зерен, близкой к изометричной, контакты зерен имеют вид зазубренных конту-

ров. Характерная структура для мраморов, кварцитов, гранулитоз (рис. 4.10, 4.11). Разновидностью гранобластовой структуры является роговиковая структура, образованная очень мелкими изометричными зернами с сильно изрезанными контактами между ними. Характерна для контактово-метаморфических пород – роговиков (см. рис. 4.10).

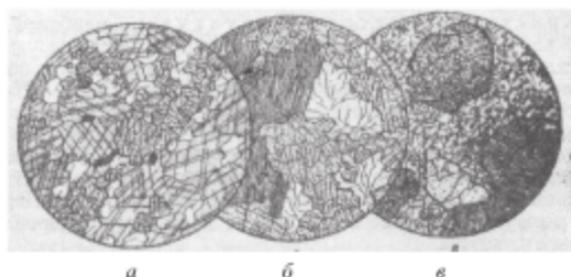


Рис. 4.10. Микроструктуры мраморов и роговиков:  
*a* – гранобластовая структура. Мрамор; *б* – роговиковая структура.  
 Диопсид – волластонитовый роговик; *в* – гранобластовая структура.  
 Мрамор. Темные крупные зерна – гранат

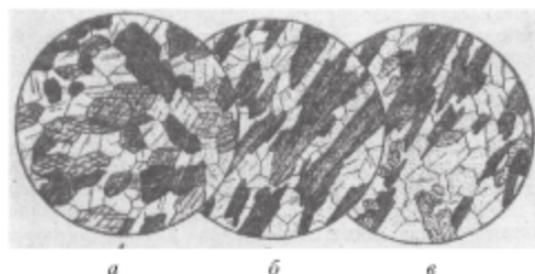


Рис. 4.11. Микроструктуры амфиболитов:  
*a* – гранобластовая структура. Амфиболит. Срез шлифа перпендикуляр  
 направлению сланцеватости. Темные зерна – роговая обманка, светлые – пла-  
 гиоклаз; *б* – то же, что и *a*. Срез параллелен сланцеватости; *в* – грано-  
 бластовая структура. Эпидотовый амфиболит. Белые зерна – эпидот,  
 темные зерна – биотит с трещинками спайности, светлые зерна  
 с точками – плагиоклаз, темные зерна с точками и трещинками  
 спайности – роговая обманка

**Ленидобластовая структура** обусловлена преобладанием в породе чешуйчатых минералов (слюд, хлоритов, талька и др.), ориентированных в определенном направлении (сланцевая текстура).

Разрезы, параллельные и перпендикулярные сланцеватости, выглядят различно: во-первых, чешуйчатые минералы характеризуются отсутствием спайности, не плеохроируют или плеохроируют слабо и имеют низкие цвета интерференции; во-вторых, спайность и плеохроизм наблюдаются отчетливо. Лепидобластовые структуры типичны для сланцев и гнейсов (см. рис. 4.12).

Нематобластовая структура характеризуется развитием минералом в удлиненно-призматических или столбчатых форм (роговой обманки, дистена, актинолита и др.), нередко ориентированных в одном направлении. Встречается в амфиболитах, гнейсах и сланцах (см. рис. 4.12).



Рис. 4.12. Микроструктуры кристаллических сланцев:

*a* – лепидобластовая структура. Плагноклаз – кварц – гранат – биотитовый сланец. Срез шлифа параллелей сланцеватости, в центре – крупное зерно циркона. Темные зерна – биотит;

*б* – лепидобластовая структура (порода та же, что и *a*).

Срез шлифа перпендикулярен сланцеватости; *в* – нематобластовая структура. Антофиллит – кварц – хлоритовый сланец

Часто, когда в пределах одной породы выделяется комбинация различных структур, применяется ее сложное наименование, причем преобладающая структура упоминается в конце. Например, лепидогранобластовая структура указывает на то, что главная масса породы сложена гранобластовыми зернами, а чешуйчатые, как правило, линейно-ориентированные минералы встречаются в подчиненных количествах.

Наиболее типичными разновидностями гетеробластовых структур являются порфиробластовая, пойкилобластовая и гелицитовая.

**Порфиробластовая структура** характеризуется наличием крупных порфиробластов – минералов с большой кристаллизационной способностью (гранат, дистен, микроклин и др.), расположенных в более мелкозернистой основной массе. Встречается в гнейсах, грейзенах и узловатых сланцах (рис. 4.13).

**Пойкилобластовая структура** выделяется в тех случаях, когда в порфиробластах минералов обнаруживаются неориентированные и незакономерно расположенные включения мелких зерен, слагающих ткань (мелкозернистую массу). Структура часто встречается в скарнах, амфиболитах. Внешне похожа на пойкилитовую структуру магматических пород, отличаясь от нее только генетически (см. рис. 4.13).

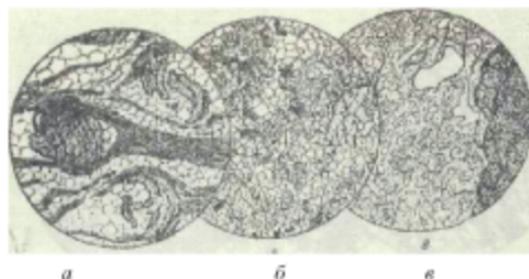


Рис. 4.13. Микроструктуры метаморфических пород:  
*a* – порфиробластовая структура. Гранат – слюдисто-кварцевый сланец. В порфиробластах – гранат; *б* – гранобластовая структура. Гранат – гиперстен – плагиоклазовый гранулит. Два наиболее крупных зерна – гранаты; *в* – пойкилобластовая структура. Скарн. Справа – гранат, основное поле – эпидот с включениями кварца (два крупных зерна) и кальцита

**Гелицитовая структура** образуется, если при росте порфиробластов кристаллы вращаются под влиянием движения материала при тектонических деформациях. Включения в порфиробластах закручиваются в виде спирали, напоминающей раковину улитки (от лат. «геликс» – улитка). Характерна для сланцев и гнейсов.

**Катакластические структуры** характерны для пород, подвергшихся катаклазу – дроблению без перекристаллизации. Крупные кристаллы, сохранившиеся при дроблении, называются порфиорокластами. Эти структуры фиксируются по наличию раздробленных зерен кварца, полевых шпатов и других минералов; более пластичные минералы (слюды, хлориты, тальк) часто бывают изогнуты. Во многих зернах наблюдаются волнистое или мозаичное угасание, микросдвиги, двойники скольжения и другого рода механические деформации. Наиболее типичными катакластическими структурами являются брекчиевидная и милонитовая.

**Брекчиевидная структура** возникает в начальной стадии дробления породы. Минералы раздроблены неравномерно. Достаточно

крупные угловатые обломки скреплены более мелкораздробленным, иногда перетертым материалом. При более интенсивном дроблении количество мелкораздробленного материала увеличивается и образуется так называемая цементная структура.

**Милонитовая структура** характеризуется весьма интенсивным раздроблением и перетиранисом, приводящим к образованию тонкозернистых полосчатых пород – милонитов. Наряду с раздроблением в милонитах происходит перекристаллизация и образование вдоль трещинок чешуйчатых минералов, например серицита и хлорита.

**Реликтовые структуры** образуются там, где метаморфические породы сохраняют участки (реликты) строения исходной материнской породы. Они характерны для пород, не претерпевших глубоких метаморфических преобразований. Для реликтовых структур употребляют термины, которые состоят из названия структуры исходной породы и приставки «бласто» или «класто». Например, бластогранитовая структура (местами видны гнидиоморфные зерна полевых шпатов), бластосаммитовая и т.п. Для серпентинитов и серпентинизированных дунитов и пироксенитов характерна петельчатая структура, в которой среди волокнистой массы серпентина расположены зерна оливина и пироксена.

**Метасоматические структуры** возникают при замещении минералов начальных стадий минералообразования более поздними, характеризуются неравномерной зернистостью слагающих породу минералов. При замещении зерна корродируются и приобретают неровные извилистые очертания. Метасоматические структуры часто морфологически похожи на некоторые кристаллобластовые, в которых наблюдается скелетный рост минералов или обилие пойкилитических включений. Эти структуры, вызванные замещением, широко распространены в скарнах и других метасоматитах.

### 4.3. Структуры осадочных горных пород

Структуры осадочных пород определяются размерами, формой, взаимным расположением составных частей (обломков минералов и горных пород, минералов и остатков организмов), а для ряда пород (карбонатных, сульфатных, галлоидных) и степенью кристалличности вещества и т.д. Для определения структур необходимы следующие наблюдения:

– размер частиц преобладающей фракции, их минимальные и максимальные размеры, равномернозернистые или неравномернозернистые породы;

- характер частиц: окатанные, угловатые, угловатоокатанные, чешуйчатые;
- имеется ли ориентировка обломочных частиц и зерен цемента или ее нет;
- цемент и его структура: базальный, поровобазальный, поровый, контактный, выполнения, обрастания и т. п.;
- органические остатки и их характер (для органогенных пород с органогенными структурами);
- размер, форма, характер сочленения зерен и их взаимное расположение (для хемогенных пород с кристаллически-зернистыми структурами).

Структуры осадочных горных пород подразделяются на обломочные, глинистые, кристаллически-зернистые, органогенные и смешанные.

**Обломочные структуры** определяются размерами и формой обломков, строением цементирующего материала и взаимоотношением обломков и цемента (рис. 4.14). Обломочные структуры выделяют по величине обломков. Различают следующие структуры: **грубообломочная (песчистая) структура** – в составе породы преобладают обломки 2 мм и более в диаметре; **среднеобломочная (псаммитовая) структура** – преобладают обломки 2,0...0,5 мм в диаметре; **мелкообломочная (алевритовая) структура** – диаметр 0,5...0,01 мм. Отнесение к определенной структуре производится по какой-либо фракции, превышающей 50% общего количества обломков. Если такое выделение невозможно, образуются структуры переходного типа, например алевропсаммитовая.

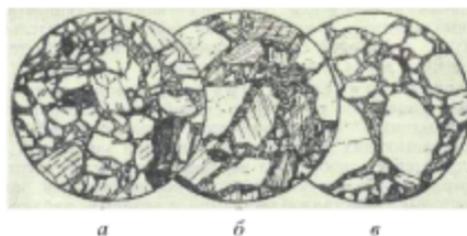


Рис. 4.14. Псаммитовые структуры в аркозовых песчаниках:  
*а* – прозрачные зерна – кварц, светлые зерна со спайностью – плагиоклаз, цемент-алевритовая глина, темные зерна со спайностью – биотит; *б* – угловатые светлые зерна – кварц, мутные зерна со спайностью – плагиоклаз и микроклин, цемент-алевритовая глина;  
*в* – прозрачные зерна – кварц, зерна с точками – микроклин и ортоклаз, цемент – серицит и глинистые минералы

Важная характеристика структур обломочных пород, определяющая их физико-механические и водно-физические свойства, – форма зерен обломков. Выделяют обломочные зерна осколчатой, угловатой, полуокатанной и окатанной формы.

Не менее важная характеристика обломочных структур – цемент (аутигенный или тонкообломочный) – материал, скрепляющий между собой более крупные обломки. Наиболее распространенные типы цемента: *базальный* цемент – образует основную массу породы, в которой заключен обломочный материал, обломки не соприкасаются друг с другом; *поровый* – заполняет только поры в породе, обломки соприкасаются друг с другом; *контактный* – присутствует на контакте обломков, его содержание в породе незначительно; *смешанный* – в породе цемент местами базальный, а местами поровый или контактный.

**Глинистые структуры** (пелитовые) образуются глинистыми минералами, характерной особенностью которых являются весьма малые размеры (менее 0,001 мм). Поэтому изучение их оптических свойств и структур под микроскопом даже при больших увеличениях весьма затруднительно (рис. 4.15). В шлифах чаще всего наблюдаются следующие микроstructures глинистых пород:

**Псевдоаморфная структура** — тонкодисперсная глинистая масса почти не действует на поляризованный свет.

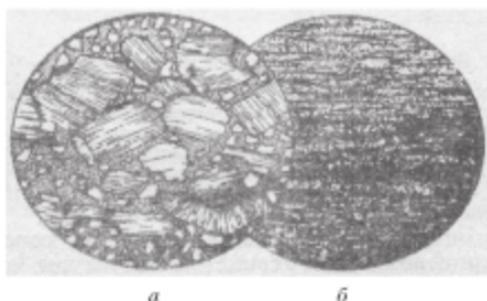


Рис. 4.15. Микроstructures глинистых пород:  
*а* – алеврито-пелитовая структура. Песчанистая огнеупорная глина. Обломки кварцевых зерен сцементированы каолинитом; *б* – пелитовая структура. Глинистый сланец

**Чешуйчатая структура** сложена разноориентированными чешуйками глинистых минералов; при вращении столика микроскопа наблюдается агрегатная поляризация.

**Ориентированная структура** – участки агрегатов глинистых частиц – характеризуется одинаковой оптической ориентировкой глинистых минералов. При скрещенных николях эти участки погасают одновременно, как одно зерно.

**Спутанно-волоконистая структура** – в скрещенных николях наблюдается беспорядочное переплетение тонких волокон, поочередно погасающих и высвечивающихся при вращении столика микроскопа.

**Кристаллически-зернистые структуры** определяются размерами и формой зерен минералов. Они характеризуются кристаллическими зернами минералов непосредственно соприкасающихся друг с другом (рис. 4.16, 4.17).



Рис. 4.16. Микроструктуры известняков:

*a* – кристаллически-зернистая структура. Песчаный известняк. Белые полуокатанные зерна – кварц; *b* – кристаллически-зернистая структура. Туфогенный известняк. Белые угловатые обломки – стекловатые частицы; *c* – органогенная структура. Известняк. Раковины сцементированы микрокристаллическим кальцитом. Черное замещение ширитом органогенного кальцита

Характерны для химических и химико-органогенных пород. По размеру зерен кристаллически-зернистые структуры, как и обломочные, разделяются на: *грубозернистую* структуру, зерна размером более 1 мм; *крупнозернистую* – зерна размером 1,0...0,25 мм; *среднезернистую* – зерна размером 0,25...0,1 мм; *мелкозернистую* – 0,1...0,05 мм; *микрзернистую* – размер зерен 0,05...0,01 мм; *афанитовую* (скрытокристаллическую) 0,01...0,0001 мм. Если зерна разных размеров, то структура называется неравномерно-зернистой. К этой же группе структур можно отнести **оолитовую структуру**, которая характеризует породу, состоящую из образований шаровидной или эллипсоидной формы, имеющих концентрически-зональное строение. В центре оолитов часто встречаются песчинки, мелкие обломки рако-

вин. Если сходные по форме с оолитами образования не имеют концентрического строения, то они называются псевдооолитами, а структура **псевдооолитовой**.

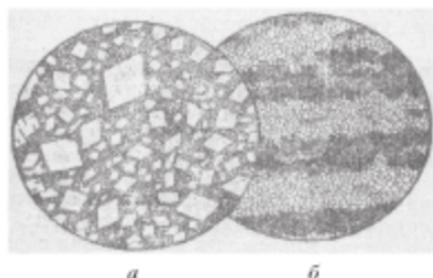


Рис. 4.17. Кристаллически-зернистые структуры. Доломитизированные известняки: *а* – ромбоздры доломита заключены в микрокристаллическом неравномерно-зернистом кальците, некоторые зерна доломита имеют темные центральные зоны; *б* – более темные и мелкозернистые полосы – доломит, более светлые – кальцит

**Органогенные структуры** выделяются при наличии в породах значительного количества органогенных образований кремнистого, карбонатного либо фосфатного состава (см. рис. 4.16). Величина органических остатков определяет разделение этих структур на макро- и микроорганогенные. По сохранности органических остатков выделяют: **биоморфную структуру** – цельнораковинную и **детритусовую**, – образованную перетертыми обломками органических остатков.

**Смешанные структуры** образуются в тех породах, при формировании которых не было резко выраженного преобладания одного из факторов, определяющих структуру (см. рис. 4.15). Смешанные структуры наиболее широко распространены в породах, состоящих из аллотигенных компонентов (обломочные и органогенные породы). В породах, состоящих из аутигенных компонентов (хемогенные и в меньшей степени глинистые породы), смешанные структуры распространены реже.

#### 4.4. Методики изучения горных пород

Основными характеристиками горных пород в шлифах являются: 1) минеральный состав; 2) процентные соотношения породообразующих минералов; 3) структура. Поэтому методики исследований включают в себя ряд операций.

**Определение минералов.** Исследование горной породы обычно начинают с просмотра при небольшом увеличении ( $3\times$  или  $8\times$ ) всей площади шлифа и выделения минералов. Выделив минералы, приступают к их систематическому исследованию – определению оптических свойств. После определения минералов по оптическим свойствам переходят к изучению процентных соотношений породообразующих минералов в горной породе.

**Подсчет количественных соотношений минералов.** Подсчет количественного (процентного) соотношения минералов в шлифах производят точечным, линейным и площадным способами. Все они требуют достаточно много времени. Поэтому для быстроты определения (для целей определения горных пород большая точность подсчета не требуется) количественного соотношения минералов можно пользоваться специальными таблицами, составленными М.С. Швецовым (рис. 4.18), путем сравнения содержания минерала в поле зрения с фотографиями диаграмм.

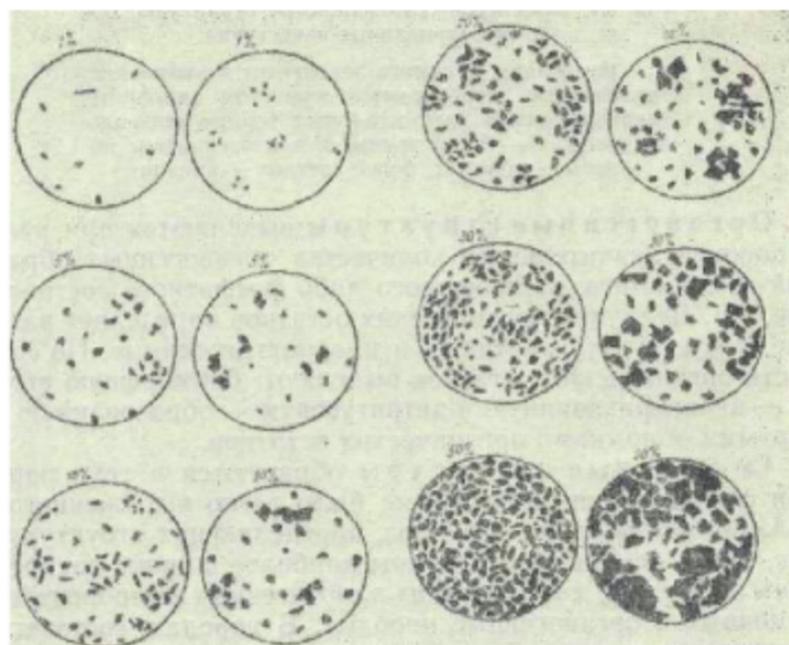


Рис. 4.18. Процентное содержание минералов под микроскопом

**Определение структур.** Определение структуры можно производить и в самом начале изучения шлифа, но лучше это делать и конце, так как исследователь к этому времени хорошо знает особенности его состава и строения.

### **Методика изучения интрузивных горных пород**

Изучая полнокристаллические магматические породы в шлифах, определяют минералы, слагающие породу, и подразделяют их на главные, второстепенные и вторичные. Подсчитывают процентное их содержание в породе главных минералов. Делают описание важнейших оптических свойств породообразующих минералов в порядке, указанном в гл. 2. Располагают минералы по степени идиоморфизма зерен либо в порядке убывания их количества. Ряд оптических констант, например величина максимального двупреломления, оптический знак минерала, осьность и др., приводятся только в случае их резко аномальных свойств. Изучение вторичных минералов завершается оценкой общей степени измененности.

Описывая микроструктуры пород, указывают: преобладающую степень идиоморфизма зерен, характер их контактов (сочленения) друг с другом, различные типы взаимных прорастаний, образование реакционных каемок, процессы коррозии, оплавления зерен и т. и.

Порядок описания шлифов интрузивных пород: 1) выделение главных, второстепенных и вторичных минералов; 2) количественное (процентное) содержание главных породообразующих минералов; 3) важнейшие оптические свойства минералов; 4) микроструктура и ее характеристика; 5) название породы.

Изучение пород иллюстрируется зарисовками зерен минералов и микроструктур либо микрофотографиями.

### **Методика изучения эффузивных горных пород**

Изучая неполнокристаллические магматические породы, характеризуют отдельно вкрапленники и основную массу, оценивают в конкретных сечениях количественные отношения объема вкрапленников ко всей площади шлифа и, рассчитывая среднее значение, получают отношение объема вкрапленников ко всему объему породы.

Минералы вкрапленников описывают полно (с определением важнейших оптических свойств), аналогично описанию главных минералов полнокристаллических пород, и располагают их в порядке убывания в породе.

Основную массу исследуют прежде всего с точки зрения ее кристалличности. Перечисляют минералы микролиты, отмечая преобла-

дающие. Их описание дают с меньшей детальностью, чем для вкрапленников. Если имеется вулканическое стекло, то указывают его цвет, показатель преломления и степень замещения вторичными минералами. Следует помнить, что показатели преломления стекол кислых, средних и щелочных эффузивных пород меньше показателя преломления канадского бальзама, а у основных эффузивных пород – больше.

Микроструктуры определяются количественными и качественными соотношениями вкрапленников и основной массы, минеральным составом и формой вкрапленников с одной стороны, микролитами и вулканическим стеклом основной массы – с другой. Так же как и для интрузивных пород, полезно приводить зарисовку микроструктур.

Порядок описания шлифов эффузивных пород: 1) минералы вкрапленники, их минеральный состав, важнейшие оптические свойства; 2) основная масса, состав, степень кристалличности; 3) вторичные изменения вкрапленников и основной массы; 4) микроструктура; 5) название породы.

#### **Методика изучения метаморфических горных пород**

Порядок описания метаморфических пород практически такой же, как и для интрузивных магматических пород. Минералы, слагающие эти породы, под микроскопом также подразделяют на главные (более 5%), второстепенные (менее 5%) и акцессорные. В отличие от магматических пород, для которых указывают процентное содержание каждого порообразующего минерала, в метаморфических породах обычно употребляют качественные оценки количества минералов (резко преобладает, больше, меньше и т.п.). Порядок описания минералов соответствует их количественному содержанию в породе. Описание их оптических свойств аналогично таковому для минералов интрузивных пород.

Микроструктуры характеризуются: формой порфириобластов, характером строения основной массы, различными типами сочленений и прорастаний зерен, особенностями строения, свидетельствующими о процессах замещения. Перед названием типа породы обычно указывают 1 – 2 главных минерала.

#### **Методика изучения обломочных горных пород**

Описывая шлифы песчаных или алевролитовых пород, выделяют обломочный и аутигенный материал и характеризуют их отдельно. Обломочные зерна подразделяют на: 1) главные; 2) примесь (до 10% состава обломочных зерен); 3) акцессорные (0,5...2%). Характеризуя обломочный материал, указывают процентное содержание главных

породообразующих минералов (за 100 % принимаются все обломочные зерна). При описании каждого породообразующего минерала отмечают: для зерен кварца – форму, прозрачность, наличие включений, характер погасания и т.п.; для зерен полевых шпатов – состав, форму зерен, степень и характер вторичных изменений.

Исследуя обломки пород, по возможности определяют, к какой генетической группе пород они относятся.

Микроструктуры определяются путем измерения размеров обломочных зерен с помощью окуляр-микрометра. Если структура неравномернообломочная, с помощью окулярной сетки указывают процентное соотношение зерен различных минералов. Важной наблюдаемой структурной характеристикой, как было отмечено выше, является и форма обломочных зерен.

Характеризуя цементирующий материал, указывают его количество, минеральный состав и строение.

Описывая шлиф, необходимо отметить обнаруженные в породе органические остатки и минеральные новообразования. Последние характеризуются отсутствием окатанности, сферолитовой или оолитовой структурой.

Порядок описания шлифов обломочных пород: 1) количественная и качественная характеристика обломочных зерен; 2) величина и форма обломочных зерен; 3) количество цементирующего минерала; 4) минеральный состав и строение цемента; 5) тип цементации; 6) органические остатки; 7) минеральные новообразования; 8) название породы.

### **Методика изучения карбонатных горных пород**

Описывая шлифы карбонатных пород, обычно указывают: форму зерен, процентное соотношение, с одной стороны, различных карбонатных минералов, а с другой, карбонатных зерен различных размеров. При наличии органического детрита подсчитывают его процентное содержание в породе. При описании также характеризуют обломочный и глинистый материалы, по возможности определяя их минеральный и гранулометрический состав, а также аутигенные минералы.

Порядок описания карбонатных пород в шлифах: 1) минеральный состав; 2) процентное содержание различных карбонатных минералов; 3) структурно-генетический тип (оолитовый, зернистый, пелигоморфный и т.п.); 4) качественная и количественная характеристика обломочного, глинистого и аутигенного материала; 5) микроструктура; 6) название породы.

## Библиографический список

- Бутиков Е.И.* Оптика. М.: Высш. шк., 1986.
- Даминова А.М.* Породообразующие минералы. М.: Высш. шк., 1974.
- Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б.* Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Изд-во МГУ, 1985.
- Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк., 1967.
- Лодочников В.Н.* Главнейшие породообразующие минералы. М.: Госгеолтехиздат, 1995.
- Мосейкин В.В.* Микропетрография горных пород. М.: Изд-во МГИ, 1986.
- Половинкина Ю.И.* Структура горных пород. Т. 1–3. М.: Недра, 1966.
- Оникиенко С.К.* Методика исследования породообразующих минералов в прозрачных шлифах. М.: Недра, 1971.
- Петрография / Под. ред. А.А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1981. Ч. II.
- Стойбер Р., Морзе С.* Определение кристаллов под микроскопом. М.: Мир, 1974.
- Татарский В.Б.* Кристаллооптика и иммерсионный метод. М.: Недра, 1965.
- Трегер В.Е.* Таблица для оптического определения породообразующих минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

*Учебное издание*

**Мосейкин** Владимир Васильевич  
**Ларичев** Лев Николаевич

## **ГЕОЛОГИЯ**

### **Основы оптической петрографии**

**Учебное пособие**

Редактор *Л.М. Цесарская*

Компьютерная верстка *А.Л. Бабабекова*

---

Подписано в печать 19.10.18 Уч.-изд. л. 5,25

Формат 60 × 90 <sup>1</sup>/<sub>16</sub> Электронная версия

---

Национальный исследовательский  
технологический университет «МИСиС»,  
119049, Москва, Ленинский пр-т, 4

Издательский Дом НИТУ «МИСиС»,  
119049, Москва, Ленинский пр-т, 4  
Тел. 8 (495) 638-44-06

Отпечатано в типографии  
Издательского Дома НИТУ «МИСиС»,  
119049, Москва, Ленинский пр-т, 4  
Тел. 8 (495) 638-44-16, 8 (495) 638-44-43