

- 1 -

Федеральное агентство по образованию
ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

А. И. Сизых, В. А. Буланов

ОПТИЧЕСКИЙ ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ ВАЖНЕЙШИХ МИНЕРАЛОВ

Учебное пособие

Иркутск 2005

УДК 552 (076. 5)

Печатается по решению редакционно-издательского совета
Иркутского государственного университета

Рецензенты: проф. А. И. Иванов
доц. А. А. Белоголов

Сизых А. И., Буланов В. А. Оптический определитель важнейших минералов : учеб. пособие. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2005. – 282 с.

ISBN 5-9624-0063-1

Предназначено для практического определения минералов магматических и метаморфических пород. Значительное внимание уделено методике изучения оптических свойств минералов и их качественной диагностике на столике микроскопа. Приведена краткая характеристика минералов.

Рекомендуется студентам геологических специальностей по курсу «Петрография», Может быть полезно широкому кругу, аспирантов, геологов, занимающихся петрографическими исследованиями магматических и метаморфических пород.

Библиогр. 17 назв. Ил. 319. Табл. 13.

© Сизых А. И., Буланов В. А., 2005
© Иркутский государственный
университет, 2005

ISBN 5-9624-0063-1

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	5
1. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В ТЕКСТЕ	6
2. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ КРИСТАЛЛООПТИКИ	7
2.1. Естественный и поляризованный свет.....	7
2.2. Преломление света.....	8
2.3. Оптическая индикатриса	10
2.3.1. Форма и положение оптической индикатрисы в кристаллах различных сингоний.....	12
2.4. Контрольные вопросы	13
3. ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МИКРОСКОП	14
3.1. Устройство микроскопа.....	14
3.2. Основные характеристики поляризационного микроскопа.....	17
3.2.1. Общее увеличение.....	17
3.2.2. Объективы	18
3.2.3. Окуляры.....	19
3.2.4. Столик микроскопа.....	19
3.2.5. Осветительное устройство.....	20
3.2.6. Поляризационная система.....	20
3.2.7. Линза Бертрана.....	21
3.2.8. Освещение.....	21
3.3. Центрировка микроскопа	22
3.3.1. Техника центрировки.....	23
3.4. Приведение микроскопа в рабочее положение.....	25
3.4.1. Освещение.....	25
3.4.2. Фокусировка.....	25
3.4.3. Устройство	26
3.4.4. Проверка взаимной перпендикулярности нитей креста.....	26
3.4.5. Установка николей в скрещенное положение	26
3.4.6. Проверка совпадения нитей креста с направлениями колебаний, пропускаемых николями.....	26
3.4.7. Определение направления колебаний, пропускаемых поляризатором.....	27
3.4.8. Проверка правильности вращения столика микроскопа....	28
3.5. Измерение величины минерала и определение общего увеличения микроскопа.....	28
3.6. Контрольные вопросы	30
4. ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МИКРОСКОП ПОЛАМ	31
4.1. Технические данные	31

4.2.	Устройство и работа микроскопа	31
4.3.	Устройство и работа составных частей микроскопа	34
4.3.1.	Штатив	34
4.3.2.	Предметный столик	35
4.3.3.	Конденсорное устройство	36
4.3.4.	Промежуточный тубус	37
4.3.5.	Бинокулярная насадка	38
4.3.6.	Осветительное устройство	38
4.3.7.	Устройство для крепления объективов	39
4.3.8.	Объективы	40
4.3.9.	Окуляры	40
4.4.	Порядок установки и подготовки к работе	41
4.4.1.	Распаковка микроскопа	41
4.4.2.	Установка агрегатных узлов	41
4.4.3.	Установка объективов	42
4.4.4.	Включение осветителя	42
4.4.5.	Установка окуляров	42
4.4.6.	Установка бинокулярной насадки.....	42
4.4.7.	Настройка микроскопа	43
4.5.	Контрольные вопросы	46
5.	МЕТОДИКА РАБОТЫ С ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ МИКРОСКОПОМ....	47
5.1.	Исследование минералов при одном николе.....	47
5.1.1.	Цвет минерала и его плеохроизм	48
5.1.2.	Форма минерала.....	49
5.1.3.	Спайность минерала.....	49
5.1.4.	Определение величины показателя преломления минерала..	51
5.2.	Исследования минералов при скрещенных николях.....	54
5.2.1.	Определение силы двойного лучепреломления минерала.....	55
5.2.2.	Определение угла погасания минерала.....	57
5.2.3.	Явление светопоглощения минералов	64
5.2.4.	Включения и вторичные изменения минералов.....	65
5.2.5.	Наблюдение двойников.....	66
5.3.	Исследование минералов в сходящемся свете.....	66
5.3.1.	Исследование одноосных минералов в сходящемся свете..	68
5.3.2.	Исследование двуосных минералов в сходящемся свете...	69
5.3.3.	Исследование минералов по методам фокального экранирования.....	71
5.4.	Схема полного описания минерала при изучении его под микроскопом	73
5.4.1.	Процентное содержание минерала в породе.....	73
5.4.2.	Размер зерен минерала.....	73
5.4.3.	Характеристика формы зерен минерала.....	73
5.4.4.	Характеристика включений в минерале.....	73
5.4.5.	Вторичные, наложенные преобразования минерала.....	74
5.4.6.	Определение спайности.....	75
5.4.7.	Окраска и плеохроизм минерала.....	75
5.4.8.	Определение относительного показателя преломления минерала.....	75

5.4.9. Изотропность и анизотропность минерала.....	75
5.4.10. Характер погасания минерала.....	75
5.4.11. Сила двойного лучепреломления.....	78
5.4.12. Угол погасания.....	78
5.4.13. Оптическая ориентировка осей и знак удлинения минерала.....	79
5.4.14. Осность и оптический знак минерала.....	79
5.5. Контрольные вопросы	79
6. ФИЗИЧЕСКИЕ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ.....	80
6.1. Непрозрачные минералы.....	80
6.2. Оптически изотропные минералы.....	82
6.3. Оптически одноосные минералы.....	94
6.3.1. Одноосные оптически положительные минералы.....	94
6.3.2. Одноосные оптически отрицательные минералы.....	106
6.4. Оптически двуосные минералы.....	120
6.4.1. Двуосные оптически положительные минералы.....	121
6.4.2. Двуосные оптически отрицательные минералы.....	197
6.5. Контрольные вопросы.. ..	259
7. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.....	260
7.1. Диагностика магматических пород.....	260
7.1.1. Петрографическое описание магматических интрузивных пород.....	261
7.1.2. Пример описания интрузивной породы	261
7.1.3. Петрографическое описание вулканических и гипабиссальных пород	262
7.1.4. Пример описания гипабиссальной породы.....	262
7.1.5. Пример описания эффузивной породы.....	264
7.1.6. Петрографическое описание пирокластической породы.....	264
7.2. Диагностика метаморфических пород.....	265
7.2.1. Петрографическое описание метаморфических пород.....	266
7.2.2. Примеры описания метаморфических пород.....	267
7.3. Зарисовка шлифов.....	270
7.4. Контрольные вопросы	271
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	272
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА.....	273
АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ.....	274

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время ни одна геологическая работа не обходится без петрографического и петрологического исследования магматических и метаморфических пород. Одним из основных методов исследования которых, является микроскопический. С помощью поляризационного микроскопа изучают особенности минерального состава, текстуры и структуры магматических и метаморфических пород. Это позволяет обоснованно выйти на проблемы генезиса данных пород.

Методика исследований породообразующих минералов магматических и метаморфических пород основана на знании студентами основных законов кристаллооптики. Она характеризуется определенной сложностью и является специальной дисциплиной. Количество часов, отводимых на лабораторные занятия по курсу «Петрография», особенно по петрографии метаморфических пород невелико. Как показывает многолетний опыт их проведения на геологическом факультете Иркутского госуниверситета, при отсутствии достаточного количества учебных пособий, много времени уходит на пояснение материала по основам кристаллооптики и оптическим свойствам минералов.

Настоящее учебное пособие «Практическое руководство по основам кристаллооптики и работы с поляризационным микроскопом» отличается от ранее изданных, формой и содержанием. Значительное внимание уделено приведению микроскопа в рабочее положение.

В учебном пособии даны практические приемы исследования минералов в шлифах на столике поляризационного микроскопа. Методика исследований включает следующие крупные разделы: «Исследование минералов при одном николе», «Исследование минералов при скрещенных николях» и «Исследование минералов в сходящемся свете». Эти разделы составляют вторую главу учебного пособия, носящую методический характер.

Теоретические проблемы кристаллооптики, изложенные в существующих учебниках, и достаточно полно освещаются на лекциях при освоении курса «Петрография», затронуты в данном учебном пособии очень коротко и в объеме, необходимом для понимания сущности физических явлений, возникающих при работе с поляризационным микроскопом. Петрография магматических и метаморфических пород читается в течение двух семестров, поэтому методика петрографических исследований в силу своей сложности требует постоянных упражнений и регулярного развития навыков. В противном случае приобретенные навыки по кристаллооптике быстро забываются, вследствие этого многие, даже опытные геологи после некоторого перерыва в работе с микроскопом, затрудняются сразу же приступить к петрографическим исследованиям, хотя в этом подчас ощущается настоятельная необходимость.

В учебном пособии помещены разделы, посвященные теоретическому обоснованию и практическому применению кристаллооптического метода. Введены специальные разделы, излагающие методику определения показателей преломления минерала, спайности и других оптических констант. Описание методов кристаллооптических исследований дополняется практическими указаниями.

Авторы стремились составить учебное пособие, которое могло бы служить учебно-методическим руководством по основам кристаллооптики, и в то же время было бы руководством для лабораторных занятий и самостоятельной подготовки студентов. Для лиц, желающих более детально познакомиться с отдельными вопросами теории и практики исследования, в тексте даны литературные ссылки с указанием трудов, где данный вопрос рассмотрен более подробно. Студентам-геологам для лучшего овладения теорией необходимо рекомендовать оригинальные учебные пособия по кристаллооптике С. Д. Четверикова (1949), В. Б. Татарского (1965), Р. Н. Кочуровой (1977), В. С. Князева, И. Б. Кононовой (1978), А. И. Сизых (1995).

Глава «Физические и оптические свойства минералов в шлифах» – включает описание минералов магматических и метаморфических пород. Для удобства восприятия преподносимого материала за основу принята схема описания минерала, предложенная К. М. Сиротинным «Определитель минералов»: учеб. пособие – М. : Изд-во Выс. школа, 1970. – 263 с. Рассматривая указанные в схеме описания минералов в принятой последовательности, студенты приходят к узкому кругу минералов, слагающих магматическую и метаморфическую породу. Окончательное определение минерала производится сопоставлением оптических свойств, набранных студентами, с данными, приведёнными в предлагаемом пособии. Многие минералы обладают переменными оптическими свойствами, обусловленными их компонентным составом и Р-Т условиями образования.

В заключительной главе «Петрографическое описание магматических и метаморфических пород» приведены сведения о магматических и метаморфических породах, необходимых для первоначального исследования. В ней приводится план и последовательность описания глубинных, гипабиссальных, эффузивных и метаморфических пород. Следует отметить, что специальные вопросы петрологии метаморфических и магматических пород освещены во многих монографиях (Тернер, Ферхуген, 1961; Елисеев, 1963; Судовиков, 1964; Маракушев, 1975; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970; Великославинский, 1972; Саранчина, Шинкарёв, 1973; Коржинский, 1973, и др.).

При подготовке к изданию данного пособия авторы использовали известные учебники, монографии и учебные пособия. Перечень их помещен в рекомендуемом списке литературы. Одни из них содержат разделы, связанные только с определениями оптических констант минералов и не касаются вопросов изучения метаморфических и магматических пород. Другие охватывают все разделы курса «Петрография», но не могут быть использованы для индивидуальной работы с поляризационным микроскопом.

В соответствии с проблемами, стоявшими перед авторами учебного пособия, вопросы теории любого раздела освещались в минимальном объеме и только в тех случаях, когда это необходимо для усвоения практических навыков работы с поляризационным микроскопом знакомятся с теоретическими основами курса. студенты-геологи знакомятся на лекциях и лабораторных занятиях, используя рекомендуемую литературу.

При подготовке учебного пособия к изданию значительную помощь оказали: А. А. Белоголов и Г. Я. Абрамович, сделавшие ряд ценных замечаний. Авторы пользуются случаем выразить им глубокую признательность и благодарность.

Отзывы об учебном пособии просьба присылать по адресу: 664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1. Иркутский госуниверситет, геологический факультет.

ВВЕДЕНИЕ

Оптическое определение минералов сыграло большую роль в развитии петрологии. Без знания важнейших минералов, их свойств, происхождения нельзя даже приступить к изучению петрографии. Обычно считают, что петрография как самостоятельная научная дисциплина начала развиваться в 50-х годах 19 столетия, после того как англичанин Г. К. Сорби применил микроскоп для изучения пороодообразующих минералов в тонких шлифах горных пород. Применение микроскопа позволило установить полный минеральный состав и структуру горных пород, а также оптические особенности пороодообразующих минералов.

Оптические свойства минералов имеют ведущее значение для определения и характеристики минералов. Нередко оптические свойства позволяют точно проследить постепенное изменение химического состава внутри одного и того же неоднородного образца, что практически не осуществимо другими методами. При этом кристаллооптический анализ занимает минимальное время.

Оптические особенности минералов определяются характером распространения в них света. Поэтому оптическое определение минералов требует знания элементарных сведений по кристаллооптике. Теория кристаллооптических исследований детально изложена в учебных пособиях В. Н. Лодочникова (1947), Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1951), В. Б. Татарского (1965), К. М. Сиротина (1970),

Р. Н. Кочуровой (1977) и др.

Таким образом, методы оптического изучения представляют собой одно из важнейших и в то же время наиболее простых средств познания вещественного состава. Точная и обоснованная диагностика минералов не возможна без определения их оптических свойств. В настоящее время микроскоп стал одним из основных технических средств, используемых при исследовании вещественного состава горных пород. Современные методы микроскопии позволяют надёжно идентифицировать определяемый минерал, и выделять особенности его строения и состава.

Решению поставленных задач способствует то, что в настоящее время оптическая промышленность освоила производство широкого ассортимента микроскопов и микроскопных устройств различного назначения. Конструкции этих микроскопов обеспечивают возможность применения всех основных методов микроскопических исследований прозрачных объектов в шлифах и препаратах.

1. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В ТЕКСТЕ

- a, b, c – направление кристаллографических осей
 a – первая кристаллографическая ось (горизонтальная)
 b – вторая кристаллографическая ось (горизонтальная)
 c – третья кристаллографическая ось (вертикальная)
 n_g, n_m, n_p – три главных показателя преломления, округленные до третьего знака после запятой
 n_g – наибольший показатель преломления в оптически двуосных минералах
 n_m – средний показатель преломления в оптически двуосных минералах
 n_p – наименьший показатель преломления в оптически двуосных минералах
 N_g, N_m, N_p – направление осей индикатрисы в двуосном минерале
 N_g – наибольшая ось индикатрисы
 N_m – средняя ось индикатрисы
 N_p – наименьшая ось индикатрисы
 n_g-n_p – двупреломление в двуосных минералах
 n_e, n_o – два главных показателя преломления в оптически одноосных минералах
 n_o – показатель преломления обыкновенного луча
 n_e – показатель преломления необыкновенного луча
 n_o-n_e или n_e-n_o – двупреломление в одноосных минералах
 $N_e > N_o$ – направление осей индикатрисы в одноосном минерале
 $2V$ – угол оптических осей указывается всегда относительно острой биссектрисы
 $\gamma > \nu$ – дисперсия оптических осей вокруг указанной (данной) биссектрисы
(100) – первый пинакоид
(010) – второй пинакоид
(001) – третий пинакоид
Пл. о.о. – плоскость оптических осей

2. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ КРИСТАЛЛООПТИКИ

Теория кристаллооптических исследований относительно детально изложена в учебных пособиях В. Н. Лодочникова (1947), Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1951), В. Б. Татарского (1965), К. М. Сиротина (1970), Р. Н. Кочуровой (1977), А. И. Сизых (1995) и других. Вниманию читателей предлагаются элементарные сведения из кристаллооптики, необходимые для понимания оптических свойств минералов.

2.1. ЕСТЕСТВЕННЫЙ И ПОЛЯРИЗОВАННЫЙ СВЕТ

Свет одновременно обладает волновыми и корпускулярными свойствами. Первые проявляются в светопреломлении, интерференции, отражении и т. д. В основу кристаллооптических исследований положена волновая теория. Свет рассматривается как электромагнитные колебания, распространяющиеся волнами во все стороны от источника света с большой скоростью.

В световом колебательном движении различают направление распространения колебаний. Прямые, по которым распространяется свет, называются световыми лучами. Направление световых колебаний перпендикулярно направлению распространения света. Световые колебания являются гармоническими, т. е. совершаются через определенные промежутки времени.

В гармоническом колебательном движении выделяются следующие элементы (рис. 2.1):

1. Амплитуда (A) – наибольшее расстояние, на которое колеблющаяся точка отклоняется от своего положения равновесия.
2. Период колебаний – промежуток времени, в течение которого точка совершает одно полное колебание (aa').
3. Частота колебания – число полных колебаний в секунду.
4. Фаза – состояние колебания в данной точке в данный момент, т. е. угол, на который отклоняются частицы от положения равновесия. Различают одинаковые фазы и противоположные. Точки одинаковых фаз располагаются по одну сторону от положения равновесия и движутся в одну сторону (1 и 1'). Точки противоположных фаз располагаются по разным сторонам от положения равновесия и движутся в разные стороны (2 и 2').
5. Длина волны (λ) – расстояние, на которое распространяется колебательное движение за один период. Иными словами, длина волны есть расстояние между ближайшими точками, находящимися в одинаковых фазах.

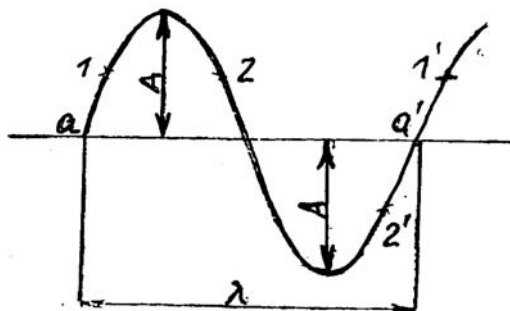


Рис. 2.1. Элементы гармонического колебательного движения

К области видимого света относятся электромагнитные колебания с длинами волн от 380 мкм (фиолетовая часть спектра) до 780 мкм (красная часть спектра). Белый свет прак-

тически представляет собой смесь световых колебаний всех возможных длин волн. Свет какой-либо одной длины называется монохроматическим. Рентгеновские лучи и радиоволны имеют также электромагнитную природу и отличаются от видимого света только длиной волны. У первых длина волны меньше 380 мкм, а у вторых – больше 780 мкм.

Если два луча распространяются в одном и том же направлении и обладают одной и той же длиной волны, то они взаимодействуют или интерферируют между собой. Наиболее простой случай интерференции наблюдается, когда оба интерферирующих луча поляризованы в одной плоскости.

Различают свет естественный и поляризованный. Колебания естественного света совершаются во всех плоскостях, проходящих через направление распространения луча, во всех направлениях, перпендикулярных лучу. Колебания же поляризованного света совершаются в плоскости, перпендикулярной лучу, но по параллельным направлениям. Плоскость, перпендикулярная плоскости колебания, называется плоскостью поляризации (рис. 2.2). Поляризация света происходит при отражении, при прохождении света через кристаллическое вещество. Она может быть полной и частичной.

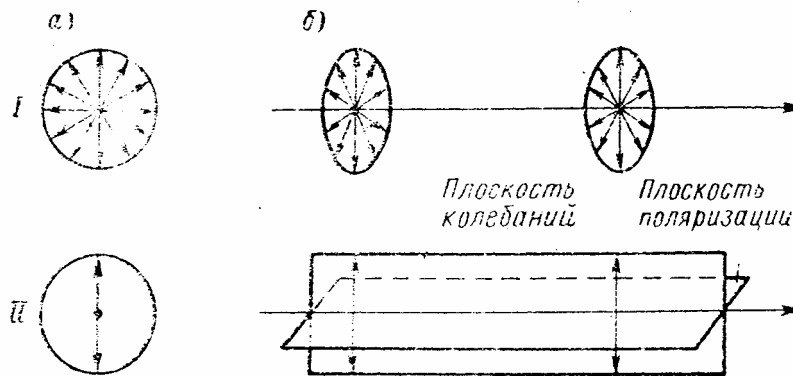


Рис. 2.2. Направление колебаний естественного луча (I) и линейно поляризованного (II) а) – вид по направлению луча; б) – вид сбоку

2.2. ПРЕЛОМЛЕНИЕ СВЕТА

Скорость распространения света в разных средах неодинакова. В пустоте она приблизительно равна 300 000 км/с, во всех других средах меньше. При переходе света из одной среды в другую происходит изменение скорости распространения света, или, иначе говоря, преломление световых лучей.

Существует определенная зависимость между углом падения луча и изменением скорости. Для данных двух сред отношение синуса угла падения к синусу угла преломления есть величина постоянная, равная отношению скорости света в первой среде к скорости света во второй среде. Это отношение называется показателем преломления среды второй относительно среды первой и обозначается N .

Показатель преломления какой-либо среды относительно пустоты называют абсолютным показателем преломления. Вследствие того, что скорость распространения света в пустоте является наибольшей, абсолютный показатель преломления всегда больше единицы. Практически показатель преломления определяется относительно воздуха (его $N = 1,0003$).

При прохождении света из среды с меньшим показателем преломления, в среду с большим показателем преломления, угол преломления меньше угла падения. Если же свет идет из среды с большим показателем преломления, то угол преломления больше угла падения. Поэтому из пучка лучей найдется луч, который после преломления пойдет по границе сред. Угол падения такого луча называется предельным.

При угле падения, больше предельного, падающий луч полностью отразится от поверхности раздела двух сред (рис. 2.3). Это явление носит название полного внутреннего отражения. Таким образом, полное внутреннее отражение наблюдается тогда, когда луч из среды с большим показателем преломления попадает в среду с меньшим показателем преломления под углом, превышающим предельный. Чем значительнее разница в показателях преломления двух сред, тем меньше предельный угол и тем большая часть падающих лучей испытает полное внутреннее отражение.

Луч естественного света, войдя в кристалл, преломляется и разделяется на два луча, идущих с различными скоростями и поляризованных в двух взаимных перпендикулярных плоскостях. Такое явление называют двойным лучепреломлением, или двупреломлением.

Явление двупреломления связано с анизотропностью кристаллов, т. е. с неодинаковыми свойствами кристаллов в различных направлениях. В аморфных веществах и кристаллов кубической сингонии скорость распространения света и другие их свойства во всех направлениях одинаковы, поэтому в них двупреломления не происходит. В анизотропных веществах – кристаллах всех остальных сингоний – двупреломление происходит во всех направлениях (кроме направлений оптических осей).

Один из возникших при двупреломлении лучей идет с одинаковой скоростью по разным направлениям в кристалле, а другой меняет скорость в зависимости от направления. Первый луч называют обыкновенным (*ordinarius*) и обозначают *o*, а второй – необыкновенным (*extraordinarius*) и обозначают *e*.

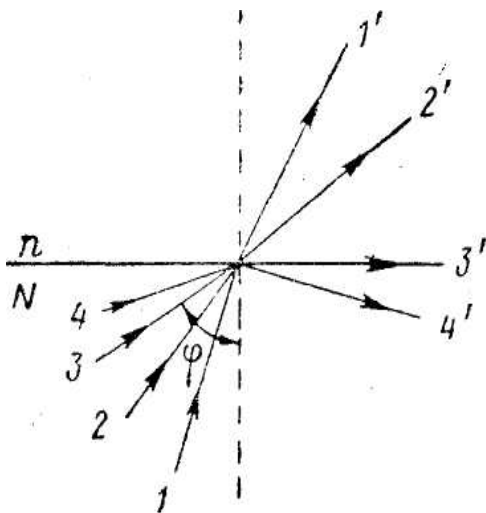


Рис. 2.3. Преломление света на границе двух сред с различными показателями преломления: $N > n$. φ - предельный угол падения. Луч 4 испытывает полное внутреннее отражение

В кристаллах средних сингоний есть направление, проходя по которому луч не раздваивается, т. е. двупреломления не происходит. Это направление называют оптической осью кристалла. В кристаллах низших сингоний оба возникших луча являются необыкновенными, т. е. меняют скорость в различных направлениях. В таких кристаллах имеются две оптические оси. Поэтому кристаллы низших сингоний называют оптически двуосными, а средних – одноосными.

Двупреломлением обладают все анизотропные минералы. Однако у большинства из них обнаружить его можно только под микроскопом. У кальцита двупреломление выражено резко и наблюдается непосредственно в кристаллах.

На явлениях полного внутреннего отражения и двупреломления основано устройство призм Николя – главных частей поляризационного микроскопа. Призмы Николя (в практике их обычно называют просто николи) выпиливаются из прозрачных кристаллов кальцита – исландского шпата – и склеиваются канадским бальзамом. При изготовлении призм угол у основания выбирают такой, чтобы один из возникающих в кальците лучей претерпел полное внутреннее отражение (рис. 2.4).

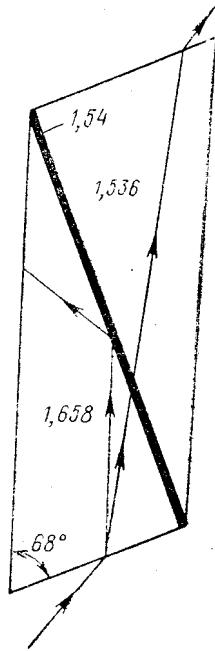


Рис. 2.4. Схема устройства призмы Николя (продольный разрез)

Луч естественного света, совершающего колебания во всех плоскостях, входит в кристалл исландского шпата и распадается на два поляризационных луча, совершающих колебания в двух взаимно перпендикулярных плоскостях.

Обыкновенный луч имеет показатель преломления 1,658, а необыкновенный – 1,536 (в данном направлении в кристалле, согласно определенным выпиленным углам). Оба возникших луча пойдут в николь до границы с канадским бальзамом ($N_{\text{кб}} = 1,540$). Здесь обыкновенный луч, идущий из среды более плотной в среду менее плотную под углом больше предельного, претерпевает полное внутреннее отражение и поглощается черной оправой призмы. Необыкновенный луч проходит через слой канадского бальзама, почти не преломляясь, и выходит из николя, совершая колебания в одной плоскости.

2.3. ОПТИЧЕСКАЯ ИНДИКАТРИСА

При изучении оптических свойств кристаллов пользуются вспомогательной пространственной фигурой, построенной на показателях преломления и называемой оптической индикатрисой. Величина каждого радиус-вектора индикатрисы выражает показатель преломления кристалла для тех световых волн, колебания которых совершаются в направлении данного вектора.

Поверхность индикатрисы представляет собой эллипсоид. В зависимости от свойств кристаллов форма эллипсоида может меняться. Так, если два показателя преломления равны, то индикатриса имеет форму эллипсоида вращения, а если равны все показатели преломления, то она принимает форму шара. В общем же случае эллипсоид имеет три неравные оси.

Главные оси эллипсоида обозначаются N_g – наибольшая, N_p – наименьшая и N_m – средняя.*

Индикатриса кристаллов средних сингоний представляет собой эллипсоид, осью вращения которого является оптическая ось, а перпендикулярно к ней располагается круговое сечение. Различают оптически одноосные положительные и отрицательные кристаллы. В первых необыкновенный луч обладает меньшей скоростью по сравнению с обыкновенным ($N_o < N_e$) и совершает колебания в направлении большего показателя преломления N_g , а обыкновенный луч обладает большей скоростью и колеблется в направлении меньшего показателя преломления N_p . Во вторых $N_o > N_e$ и, соответственно, обыкновенный луч совершает колебания в направлении N_g , а необыкновенный – в направлении N_p .

Индикатриса одноосных положительных кристаллов имеет вытянутую форму: осью вращения является ось N_g , а радиусом кругового сечения – ось N_p . Для одноосных отрица-

* N – показатель преломления, g , m и p – начальные буквы французских слов *grand* – большой, *moyen* – средний, *petit* – малый.

тельных кристаллов эллипсоид имеет сплюснутую форму: осью вращения является ось N_p , а радиусом кругового сечения – ось N_g (рис. 2.5).

Индикатриса кристаллов низших сингоний представляет собой трехосный эллипсоид, оси которого соответствуют показателям преломления N_g , N_p и N_m . Кристаллы низших сингоний оптически двуосные. Угол между оптическими осями носит название угла оптических осей и обозначается $2V$. Величина его может изменяться от 0 до 90° . Если биссектрисой острого угла оптических осей будет ось эллипсоида N_g , то кристалл называется оптически положительным. Если же

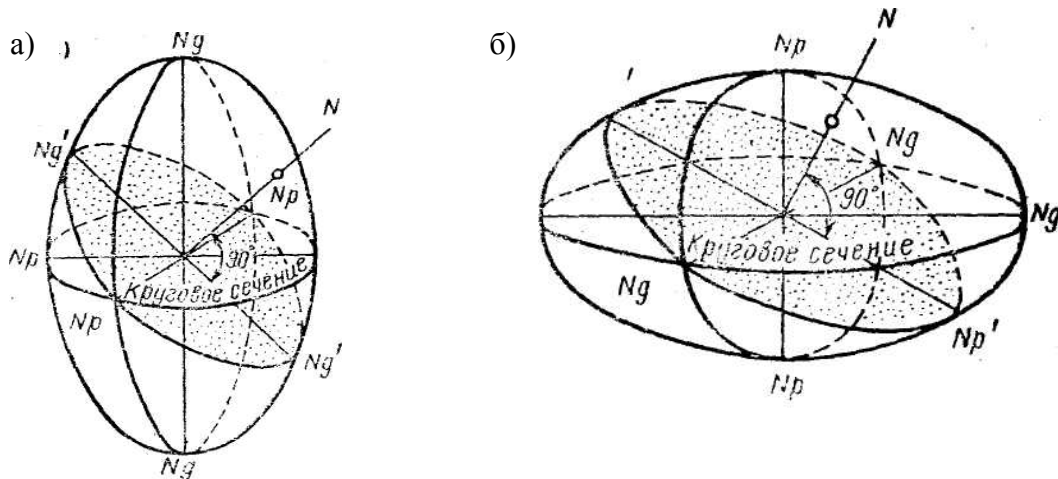


Рис. 2.5. Оптическая индикатриса одноосного кристалла: а – положительного; б – отрицательного. Направление N иллюстрирует правило индикатрисы

биссектрисой острого угла оптических осей будет ось эллипсоида N_p , то кристалл называется оптически отрицательным. Оптические оси лежат в сечении $N_g N_p$, которое называется плоскостью оптических осей, перпендикулярно ему располагается ось N_m . В трехосном эллипсоиде ось N_m является радиусом круговых сечений, перпендикулярных оптическим осям (рис. 2.6).

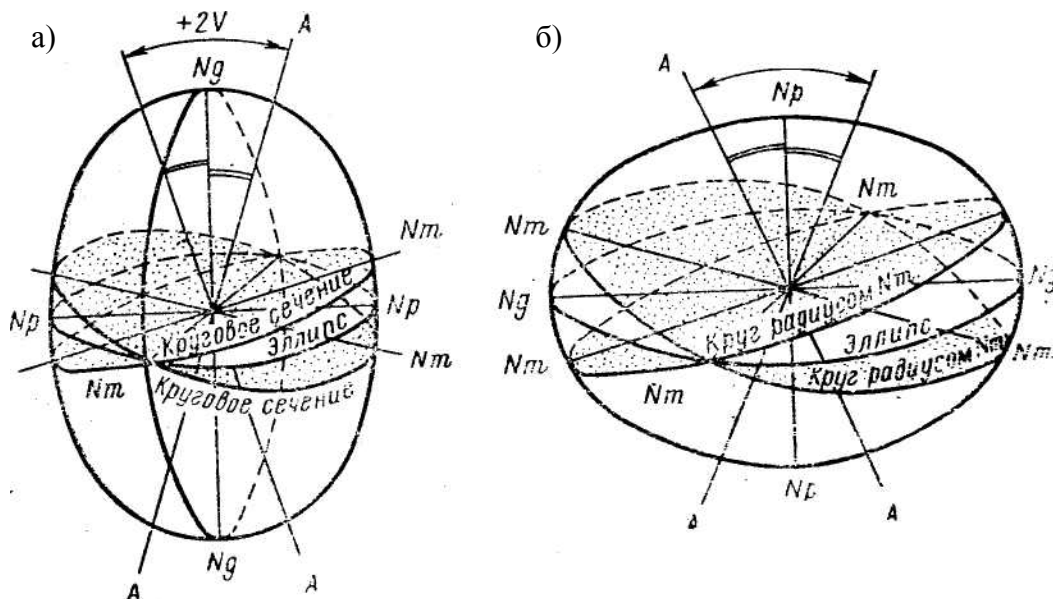


Рис. 2.6. Оптическая индикатриса двуосного кристалла: а – положительного; б – отрицательного

Оси эллиптических сечений индикатрисы являются векторами, указывающими направления колебаний и величину показателей преломления для лучей, распространяющихся перпендикулярно к данному сечению. Следовательно, для определения направления колебаний возникающих лучей и величин показателей преломления нужно разрезать индикатрису плоскостью, проходящей через ее центр и перпендикулярной данному лучу. Тогда направления осей полученного сечения укажут на направления колебаний, а величины полуосей – на показатели преломления. Изложенное выше носит название правила индикатрисы, которое широко применяют при объяснении различных оптических свойств минералов.

Все свойства кристаллов, в том числе и оптические, по всем направлениям, параллельным данному, тождественны. Поэтому безразлично, какую точку кристалла принять за центр оптической индикатрисы. Оптические оси и оси индикатрисы должны рассматриваться как направления, т. е. как совокупность линий, параллельных данной.

Частицы, из которых состоит кристалл, расположены вдоль равных направлений одинаково. Поэтому по равным направлениям кристалл и имеет одинаковые физические свойства. По единичному направлению свойства кристалла могут отличаться от свойств по всем другим направлениям. Так, например, единичным направлением в кристалле является оптическая ось, при прохождении по которой лучи не испытывают двупреломления. Единичное направление индикатрисы должно обязательно совпадать с единичным направлением в кристалле.

2.3.1. Форма и положение оптической индикатрисы в кристаллах различных сингоний

Кубическая сингония. В кристаллах кубической сингонии единичное направление отсутствует, а индикатриса имеет форму шара и располагается произвольно.

Средняя сингония. В кристаллах гексагональной, тригональной, тетрагональной имеется одно единичное направление. Оптическая индикатриса имеет форму эллипсоида вращения, единичное направление которого – оптическая ось – должно совпадать с единичным направлением кристалла – осью симметрии высшего порядка (L_3 , L_4 , L_6).

В кристаллах низших сингоний индикатриса имеет форму трехосного эллипсоида, ориентировка которого в разных сингониях неодинакова.

Ромбическая сингония. В кристаллах ромбической сингонии единичным направлением являются три оси симметрии второго порядка или ось симметрии и нормали к двум плоскостям симметрии. По этим направлениям проводятся кристаллографические оси $[100]$, $[010]$, $[001]$, которые могут также обозначаться соответственно a , b , c или X , Y , Z . Главные оси индикатрисы совпадают с единичными направлениями. Соотношение между осями индикатрисы и кристаллографическими осями у различных минералов меняется.

В ромбических пироксенах, например, с $[001]$ совпадает ось индикатрисы N_g , с $[010]$ – N_m , с $[100]$ – N_p ; в группе оливина с $[001]$ совпадает N_m ; с $[010]$ – N_p , с $[100]$ – N_g .

Моноклиная сингония. В кристаллах моноклиной сингонии имеется множество единичных направлений, которые лежат в одной плоскости, совпадающей, с плоскостью симметрии кристалла. Одно единичное направление, расположенное перпендикулярно этой плоскости, является осью симметрии второго порядка и всегда принимается за $[010]$. Индикатриса в кристаллах моноклиной сингонии расположена так, что одна из ее осей совпадает с нормалью к плоскости единичных направлений, т. е. с $[010]$.

Для разных минералов характерно, какая ось индикатрисы совпадает с $[010]$ и как расположены две другие его оси. В моноклинных пироксенах, например, с $[010]$ совпадает ось N_m , а оси N_g и N_p образуют углы соответственно с $[001]$ и $[100]$; у ортоклаза с $[010]$ совпадает ось N_g , а оси N_m и N_p составляют углы с $[001]$ и $[100]$.

Триклинная сингония. В кристаллах триклинной сингонии все направления единичны. Поэтому положение индикатрисы не фиксировано заранее определенными условиями. Оси индикатрисы расположены косо относительно кристаллографических осей и образуют с ними углы, величины которых характерны только для минерала данного состава. Например, в плагиоклазах ориентировка индикатрисы меняется так: в альбите ось N_m составляет с $[001]$ угол 19° , N_g с $[010]$ – 15° , N_p с $[100]$ – 29° ; в анортите N_m с $[100]$ – 31° , N_p с $[001]$ – 38° , N_g с $[010]$ – 52° .

Ориентировка индикатрисы в кристаллах определяется при помощи федоровского столика.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Что такое обыкновенный и поляризованный свет?
2. Преломление света.
3. Понятие оптическая индикатриса.
4. Форма оптической индикатрисы в кристаллах различных сингоний.

3. ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МИКРОСКОП

Изучение оптических свойств минералов и структурно-текстурных особенностей горных пород производится при помощи поляризационного микроскопа. Существуют различные конструкции поляризационных микроскопов. Наиболее распространенными являются отечественные микроскопы моделей МП, МИП и ПОЛАМ. В учебном процессе обычно используются микроскопы МП–2, МП–3, МП–6, МП–7, МИН–8, МИН–9.

3.1. УСТРОЙСТВО МИКРОСКОПА

Исследование оптических свойств мелких кристаллических зерен (минералы горных пород, продукты химических реакций и пр.) производится при помощи *поляризационного микроскопа*, который представляет собой микроскоп, снабженный поляризатором, анализатором и некоторыми другими приспособлениями. В настоящее время этот прибор достиг высокого совершенства и позволяет получать почти исчерпывающую оптическую характеристику микроскопических кристаллов, по которой затем производится диагноз вещества.

Прежде чем перейти к характеристике поляризационного микроскопа, кратко напомним основные черты устройства и принцип действия обыкновенного (не поляризационного) микроскопа.

Собственно, микроскоп или «сложный микроскоп» (в отличие от «простого микроскопа» – лупы) имеет систему линз, разделенных на две части. Первая часть этой системы – *объектив* – дает увеличенное, перевернутое, действительное изображение исследуемого объекта. Это изображение рассматривается при помощи второй части – окуляра – так же, как предмет рассматривается в лупу. Современные микроскопы дают увеличение до 2000 $\times$ и больше и позволяют наблюдать предметы размером около 0,15 микрона.

Теория микроскопа весьма сложна. Здесь дается лишь схематическое представление о ходе лучей в микроскопе и о построении изображения.

Каждая точка объекта AB (рис. 3.1) может рассматриваться как центр расходящегося пучка лучей. Объектив превращает каждый такой расходящийся пучок в сходящийся. Все лучи, вышедшие из точки A , сходятся в точке A_1 , являющейся действительным изображением точки A . Изображением точки B является B_1 . Изображения всех точек, промежуточных между A и B , будут лежать между A_1 и B_1 в одной с ними плоскости, которая называется *плоскостью изображения*.

Полученное действительное увеличенное и обратное изображение рассматривается глазом через верхнюю – глазную линзу окуляра, которая действует как простая лупа и дает еще более увеличенное изображение A^*B^* .

На чертеже не показана нижняя линза окуляра – *коллектив*, играющая сравнительно второстепенную роль. Она обычно расположена ниже плоскости изображения и служит для того, чтобы приблизить действительное изображение к глазной линзе, уменьшить его размеры и обеспечить тем самым возможность попадания в глазную линзу от всех точек этого изображения. На рис. 3.1 пришлось изобразить глазную линзу несоразмерно большой.

Полная теория микроскопа показывает, что при очень сильных увеличениях четкость изображения в большей степени зависит от осветительного аппарата. Значение осветительного аппарата в этом отношении здесь не рассматривается.

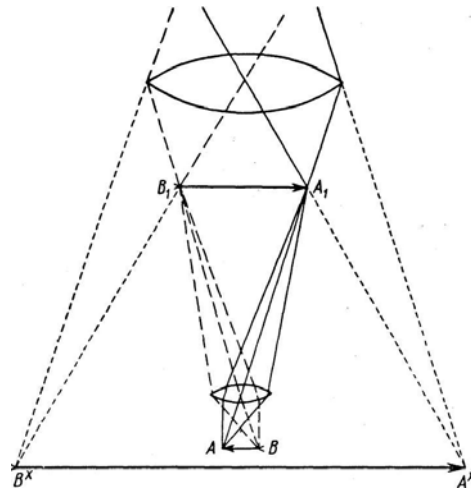


Рис. 3.1. Ход лучей в микроскопе (упрощенная схема)

Общий вид поляризационного микроскопа показан на рис. 3.2.

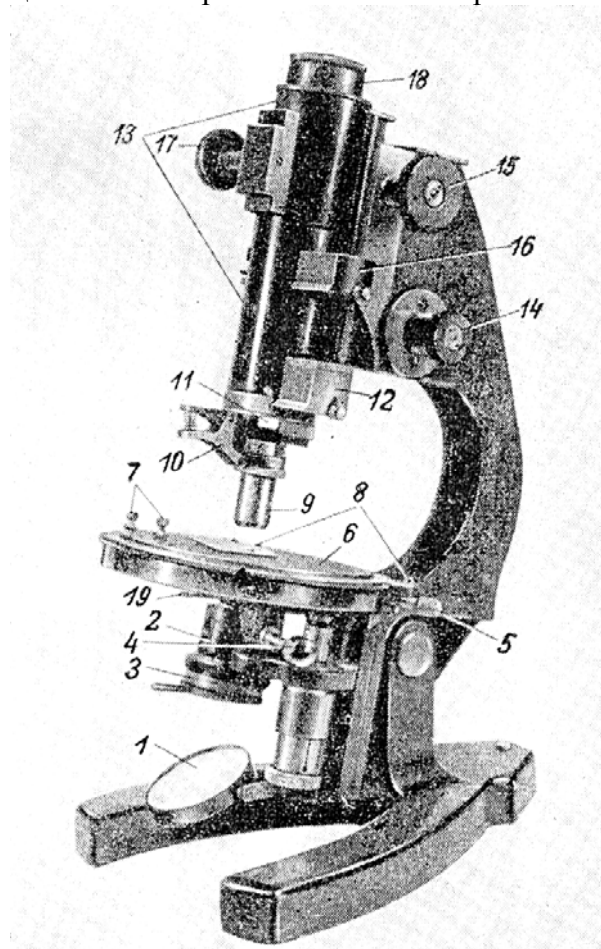


Рис. 3.2. Поляризационный микроскоп МП-2 производства ООМЗ (Ленинград:
1 – зеркало; 2 – осветительный аппарат; 3 – поляризатор; 4 – рычаг линзы Лазо; 5 –
винт для закрепления столика; 6 – предметный столик; 7 – клеммы; 8 – нониус; 9 – объ-
ектив; 10 – щипцы, прижимающие объектив к тубусу; 11 – отверстие для компенса-
ционных пластинок; 12 – анализатор; 13 – тубус; 14 – микрометрический винт; 15 – кре-
мальера тубуса; 16 – линза Бертрана; 17 – кремальера линзы Бертрана; 18 – окуляр; 19 –
рычаг диафрагмы

Препарат, смонтированный на предметном стекле, кладется на столик (6) и плотно прижимается к нему двумя клеммами (7). Под столиком на подвижном рычаге при помощи вилки укреплено зеркало (1), которому можно придать любое положение.

Назначение его – освещение прозрачного объекта. Зеркало при правильном своем положении должно отражать пучок лучей, идущих от источника света, таким образом, чтобы ось отраженного пучка была перпендикулярна к плоскости столика и проходила через его центр. Лучи, отраженные от зеркала, попадают в осветительный аппарат (2), состоящий из нескольких линз и концентрирующий свет на объекте. Пройдя сквозь объект, свет попадает в объектив (9), укрепленный на нижнем конце полой трубы – тубуса (13). Объектив обычно прижимается к тубусу пружинными щипцами (10).

Иногда несколько объективов ввинчено в помещенную на нижнем конце тубуса изогнутую круглую пластинку, называемую револьвером. В этом случае перемена объектива достигается простым поворотом револьвера. Сверху в тубус вставлен окуляр (18). Микроскоп снабжен набором разных объективов и окуляров. Каждой комбинации объектива и окуляра соответствует определенное увеличение.

Вертикальное перемещение тубуса, необходимое для фокусировки объекта, достигается при помощи кремальеры (15). Для точной фокусировки при сильных объективах, обладающих малой глубиной резкости, помимо кремальеры, приходится прибегать к помощи микрометричного винта (14). Другие части микроскопа будут описаны ниже. Для удобства наблюдения микроскоп может наклоняться на своем штативе. В последнее время наряду с микроскопами «классического» типа, показанного на рис. 3.3, выпускаются модели с наклонной окулярной частью тубуса и с осветителем, смонтированным в основании прибора (рис. 3.3, 3.4, 3.5).

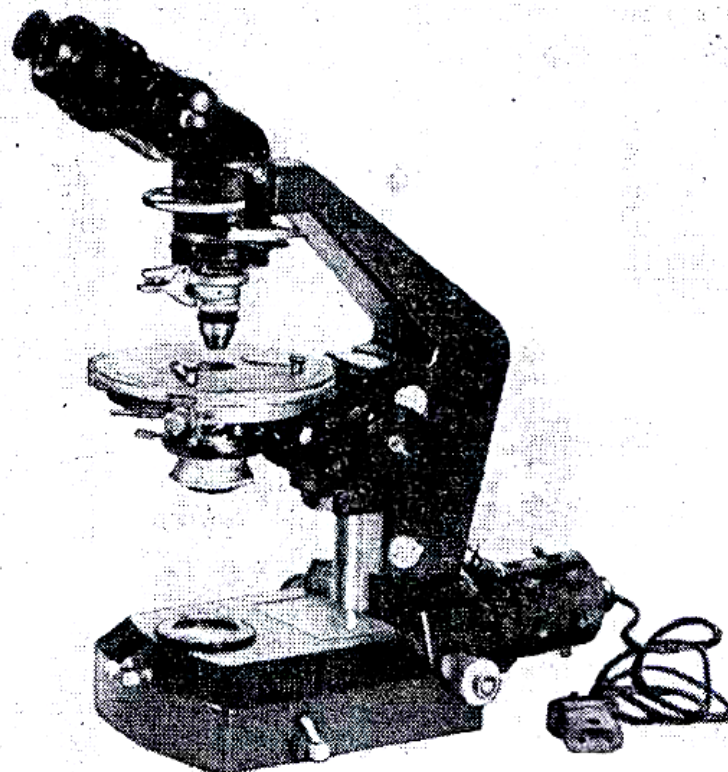


Рис. 3.3. Поляризационный микроскоп МИН-8

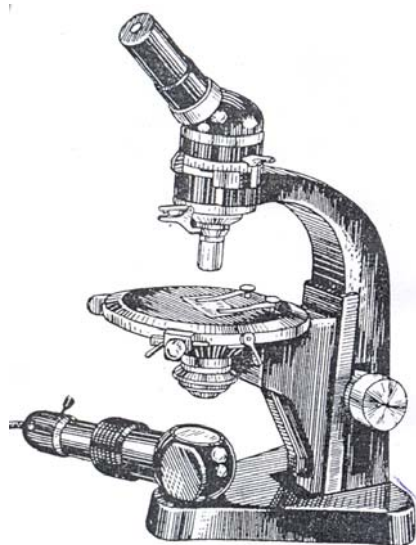


Рис. 3.4. Поляризационный микроскоп фирмы E. Leitz

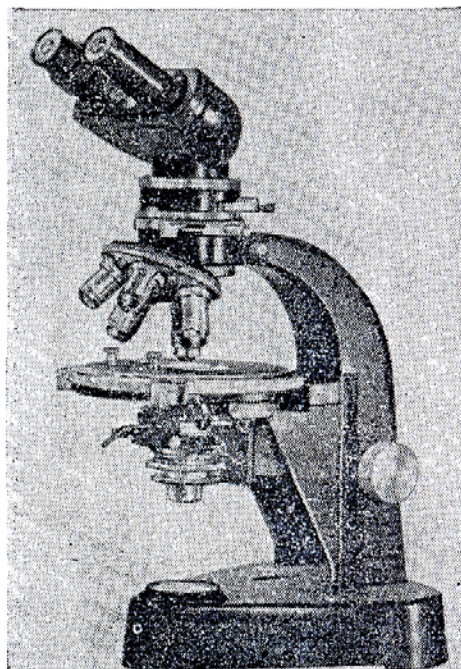


Рис. 3.5. Поляризационный микроскоп фирмы E. Leitz с револьвером на пять объективов

В таких микроскопах свет направлен перпендикулярно столику, и поэтому отпадает надобность в зеркале (тем не менее, к большинству таких моделей прилагается зеркало, которое можно монтировать на микроскопе, когда исследование требует специального освещения). Наклонный тубус обеспечивает удобство работы при горизонтальном положении столика микроскопа. Микроскоп ПОЛАМ Р-211 (см. рис. 4.2) входит в серию поляризационных микроскопов проходящего и отраженного света, которые различаются комплектацией агрегатных узлов и принадлежностей.

Устройство микроскопа и его эксплуатация рассмотрены в главе 4.

3.2. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО МИКРОСКОПА

3.2.1. Общее увеличение

Современные методы позволяют достаточно полно исследовать оптические свойства кристаллов, величина которых не меньше 0,01–0,02 мм. Поэтому в кристаллооптике почти не приходится прибегать к очень большим увеличениям.

Максимальное увеличение современных поляризационных микроскопов обычно не превышает 700–800×. В последние годы в связи с изучением тонкодисперсных кристаллических образований (глины, химические осадки) начинает ощущаться потребность в более сильных увеличениях. Найдены методы, позволяющие такую важную константу, как показатель преломления, определять для частиц крупностью всего лишь в 1 мк и даже несколько меньше. В связи с этим желательно, чтобы возможное увеличение поляризационных микроскопов достигало примерно 1200× (однако без применения иммерсионных объективов).

3.2.2. Объективы

Общее требование, предъявляемое к объективам (а также и к другим линзам оптической системы) поляризационного микроскопа, – их изотропность. Дело в том, что стекло, как и другие изотропные тела, находясь под влиянием механических напряжений, двупреломляет. Двупреломление в линзах объектива часто появляется в результате сдавливания линзы оправой. Объективы, прилагаемые к в поляризационным микроскопам, обычно свободны от этого недостатка. Если приходится пользоваться объективами от биологического микроскопа, последние должны быть предварительно проверены на отсутствие двупреломления. В поляризационной оптике употребляются почти исключительно объективы-ахроматы, лишь частично устраняющие хроматическую абберацию. Более совершенные в этом отношении апохроматы обычно не применяются, так как содержат линзы из флюорита, редко свободного от аномального двупреломления. На корпусе объектива бывает нанесено его увеличение и апертура (см. ниже). Иногда указывается фокусное расстояние. Кроме этих данных, имеет значение *рабочее расстояние*, т. е. расстояние от объектива до поверхности покровного стекла нормальной толщины, когда микроскоп сфокусирован на объект, а также *коноскопический угол*. Последний представляет собой угол при вершине конуса лучей, которые, расходясь из какой-либо точки объекта, могут пройти через объектив и участвовать в построении изображения.

Упомянутая выше апертура (A) есть одна из важнейших характеристик объектива. $A = n \sin \alpha / 2$. Здесь α – коноскопический угол, а n – показатель преломления среды, находящейся между объективом и объектом. Для обычных объективов этой средой является воздух ($n=1$), и $A < 1$. При работе с так называемыми иммерсионными объективами воздух замещается водой ($n 1,33$) или специальным маслом ($n 1,515$). При этом апертура может быть больше единицы. Чем больше апертура, тем меньше глубина резкости, тем ярче (при одном и том же увеличении) изображение и тем выше разрешающая сила объектива, т. е. его способность давать отдельные изображения близко расположенных мелких деталей рассматриваемого предмета. Полезное увеличение микроскопа, достаточное для того, чтобы увидеть все детали предмета, изображение которых дает объектив, лежит в пределах 500–1000 апертур. Если с помощью сильного окуляра или проекции на экран получить еще большее увеличение, оно не выявит на предмете каких-либо новых деталей, не заметных при полезном увеличении (*пустое увеличение*).

Приводим таблицу, характеризующую некоторые свойства объективов поляризационных микроскопов МП-2 и МП-6 (табл. 3.1)

Таблица 3.1

Обозначение на объективе	Собственно увеличение	Апертура	Фокусное расстояние, мм	Рабочее расстояние, мм	Разрешающая сила, мк	Коноскопический угол, градусы
3×0,11	3×	0,11	40	36	2,5	13
8×0,20	8×	0,20	16,2	9,02	1,4	23
20×0,40	20×	0,40	8,4	1,97	0,7	47
40×0,65	40×	0,65	4,35	0,60	0,43	81
60×0,85	60×	0,85	2,96	0,26	0,33	116

В комплект микроскопов МИН-4 и МИН-8 входит также иммерсионный объектив 90× с апертурой 1,25 и рабочим расстоянием 0,10 мм. Его разрешающая сила 0,24 мк. Чтобы использовать эту разрешающую силу, надо на линзу добавочного конденсора (см. ниже) поместить каплю иммерсионного масла и привести ее в соприкосновение с препаратом, а другую каплю масла поместить на препарат с тем, чтобы при фокусировке объектив вошел в нее.

При обычных кристаллооптических определениях этот объектив мало используется, так как при изучении прозрачных шлифов редко возникает необходимость в столь большом разрешении, а применение его к иммерсионным препаратам неудобно.

3.2.3. Окуляры

Внутри окуляров, предназначенных для кристаллооптических исследований, помещена круглая стеклянная пластинка с нанесенным на ней тонким крестом или натянут крест из двух проволочек (в старых окулярах натянут крест из двух паутинок). Крест находится в плоскости изображения. Поэтому его изображение проектируется на поле зрения микроскопа.

Окуляр с крестом вставляют в тубус микроскопа так, чтобы одна из нитей лежала в плоскости симметрии микроскопа, а другая – перпендикулярно к ней. Чтобы придать нитям сразу надлежащее положение окуляр имеет сбоку маленький выступ–фиксатор, который вставляется в соответствующую выемку в верхней части тубуса. Часто в тубусе имеется вторая выемка под 45° к первой, позволяющая ставить нити в диагональное положение.

Наиболее употребительный окуляр имеет увеличение $8\times$. Однако во многих случаях удобнее вести исследования с более сильным окуляром. Хорошо служат этой цели снабженные крестом окуляры $12,5\times$ и $17\times$, входящие в комплект микроскопов МП производства ООМЗ.

Один из окуляров, прилагаемых к микроскопу, предназначен для измерения величины исследуемых объектов. В него вложен окуляр-микрометр – стеклянная пластинка, на которую нанесена линейная шкала, разделенная на 100 частей (рис. 12). Вывинтив верхнюю (или нижнюю в зависимости от конструкции) линзу окуляра, можно вынуть эту пластинку и заменить другой с квадратной сеткой, каждая сторона которой разделена на 20 частей (рис. 3.6). Этой сеткой пользуются для измерения площадей, приходящихся на долю разных минералов в исследуемом препарате. Микрометрический окуляр не имеет фиксатора и может поворачиваться в любое положение. Для некоторых специальных исследований употребляются особые окуляры, нами здесь не упоминаемые.

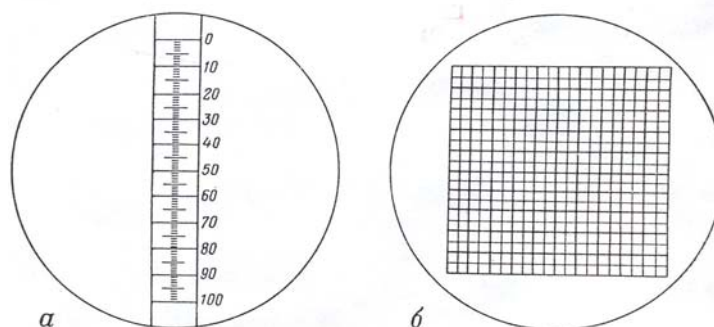


Рис. 3.6. Окуляр – микрометр: а – линейный; б – сетчатый

3.2.4. Столик микроскопа

Столик поляризационного микроскопа круглый и может вращаться вокруг своей оси. Для измерения углов поворота по краю столика нанесены деления, обычно до 1° . Сбоку имеются один и два нониуса, позволяющие брать отсчет с точностью до десятой части градуса ($6'$). Точность эта почти никогда не используется. Для практической работы достаточно иметь вместо нониуса индекс – черточку, доли градуса отсчитывать на глаз.

Под столиком или сбоку часто имеется винт, закрепляющий столик в нужном положении.

3.2.5. Осветительное устройство

В связи с тем, что от поляризационного микроскопа не требуется большой разрешающей силы, осветительный аппарат его устроен сравнительно просто. Он состоит из зеркала и двух конденсоров.

Зеркало, как обычно в микроскопах, двойное. При слабых увеличениях и широком, удаленном от микроскопа, источнике света пользуется плоским зеркалом. Во всех остальных случаях – вогнутым. Конденсорная система должна иметь более высокую апертуру, чем объектив, иначе апертура последнего не может быть полностью использована. Однако высокоапертурный конденсор имеет малый диаметр и сужает поле зрения при слабом объективе. Чтобы это затруднение обойти, применяется система из двух конденсоров.

Нижний конденсор (постоянный) имеет незначительную апертуру. Он делает свет, отраженный от зеркала, несколько сходящимся и усиливает освещенность объекта. Внутри или над этим конденсором помещена ирисовая диафрагма, с помощью которой можно суживать отверстие конденсора и делать пучок лучей более параллельным. В более простых конструкциях, где эта диафрагма отсутствует, аналогичного эффекта можно добиться, опуская при помощи особой кремальеры осветительный аппарат.

Верхний, добавочный конденсор (*линза Лазо*) имеет высокую апертуру. Употребляется он при больших или средних увеличениях, если требуется сильное освещение объекта или если нужно ослабить его рельеф и главным образом при исследовании кристаллов в сходящемся свете. Добавочный конденсор обычно смонтирован на откидном рычаге, поворотом которого он в случае необходимости включается в осветительную систему.

Апертура добавочного конденсора составляет около 0,9. Иногда к микроскопу прилагается второй добавочный конденсор с апертурой до 1,4, который может быть помещен на место первого. Этот конденсор употребляется исключительно при работе с иммерсионными объективами. В других микроскопах (МП-2, МИН-4) при переходе к иммерсионному объективу меняют не верхний, а нижний конденсор.

3.2.6. Поляризационная система

Поляризационный микроскоп имеет два николя. Нижний – поляризатор помещен под конденсором в общей с ним обойме. Верхний – анализатор находится в тубусе микроскопа между объективом и окуляром. Анализатор может выдвигаться из тубуса и тем самым выключаться из оптической системы микроскопа.

Под анализатором и над ним находятся линзы, нижняя из которых делает входящий пучок лучей параллельным, а верхняя снова возвращает лучам их первоначальные направления. Это дает возможность широкому пучку лучей пройти через сравнительно небольшой николь. Кроме того, устраняются искажения в ходе лучей, возможные при их прохождении через анализатор.

Нижний николь (поляризатор) может вращаться в своей обойме вокруг вертикальной оси. По краю обоймы обычно нанесены деления. Вращая поляризатор, можно приводить николи в скрещенное, параллельное или любое другое положение. В больших моделях анализатор также может поворачиваться на 100-120°.

Некоторые микроскопы снабжены приспособлением для синхронного вращения обоих николей, состоящим из вертикальной штанги, с которой соединены николи. С этой же штангой соединен нониус, скользящий по лимбу столика микроскопа и позволяющий отсчитывать углы поворота. Вращение обоих николей при неподвижном столике принципиально равнозначно вращению столика относительно неподвижных николей. На практике в ряде случаев оказывается удобнее вращать именно николи, а не столик. В некоторых специальных случаях требуется, чтобы анализатор находился непосредственно перед гла-

зом над окуляром. В таких случаях на тубус микроскопа поверх окуляра помещается особый *накладной анализатор*, вставленный в широкую цилиндрическую оправу. По краю оправы обычно нанесены деления, а в верхней части тубуса имеется выступ, на котором нанесена черточка, позволяющая ставить накладной анализатор в требуемое положение и измерять углы его поворота. При работе с накладным анализатором постоянный анализатор, конечно, должен быть выдвинут из тубуса.

В современных микроскопах николи часто заменяются *поляроидами*, более выгодными в конструктивном отношении и к тому же более доступными и дешевыми. В малых, упрощенных моделях поляроиды ставятся вместо обоих николей. В больших исследовательских микроскопах оставляют кальцитовый поляризатор и заменяют поляроидом николь-анализатор.

3.2.7. Линзы Бертрана

Эта линза находится между окуляром и анализатором и так же, как последний, может выдвигаться из тубуса. Со специальным назначением этой линзы мы познакомимся в соответствующей главе. Здесь упомянем только о том, что она может служить слабым объективом с большим полем зрения. При выдвинутой линзе Бертрана и удаленном объективе можно наблюдать одновременно весь препарат с увеличением примерно в 4 раза (при окуляре 8×). Применение линзы Бертрана в качестве объектива возможно не для всех микроскопов. В некоторых моделях (главным образом старых систем) расстояние этой линзы от столика микроскопа даже при крайнем нижнем положении таково, что фокусировать ее на плоскость столика невозможно.

3.2.8. Освещение

Лучше всего иметь к микроскопу специальный осветитель, представляющий собой укрепленный на штативе фонарь. Источником света служит точечная лампочка, помещенная в фокусе коллиматорной линзы, предназначенной для получения параллельного пучка лучей. Прежде чем попасть на зеркало микроскопа, этот параллельный пучок проходит через белое или голубоватое матовое стекло.

При некоторых специальных работах, когда требуется свет определенного состава, на место матового стекла ставится светофильтр. Осветитель включается в электросеть через реостат, дающий возможность регулировать интенсивность светового пучка. Такой осветитель позволяет получить весьма яркое освещение объекта.

На практике очень яркое освещение требуется сравнительно редко, и в большинстве случаев можно обойтись более простым осветителем. Так, вместо точечной лампочки можно взять любую электролампочку с возможно маленькой светящей нитью. Можно обойтись и без коллиматорной линзы, а также – воспользоваться обыкновенной настольной лампой, ввинтив в патрон молочную или матовую лампочку или даже обыкновенную лампочку, закрыв ее бумажной калькой или поставив перед ней матовое стекло.

Если не требуется интенсивного освещения, можно воспользоваться любым достаточно сильным источником света, предварительно прикрепив к нижнему концу поляризатора при помощи капельки глицерина круглое матовое стеклышко подходящего диаметра.

Работник, желающий пользоваться естественным освещением*, должен помнить, что свет, отраженный от плотного белого облака, является вполне естественным. Свет же от ясного неба всегда поляризован и иногда в значительной степени. Как бы ни был ярк дневной свет, поле зрения микроскопа может оказаться недостаточно освещенным, если плоскость поляризации падающих на зеркало лучей не совпадает с плоскостью поляризации нижнего николя и если степень поляризации этих лучей достаточно высока.

* Прямым солнечным светом нельзя пользоваться вследствие его большой интенсивности.

Вредное влияние поляризации дневного света можно устранить, изменяя положение микроскопа относительно падающих лучей. Так, например, если наблюдатель, сидя лицом к окну не может добиться яркого освещения поля зрения, следует сесть боком к окну и соответственно изменить положение микроскопа. Если при первом положении микроскопа плоскость поляризации падающих лучей была перпендикулярна к плоскости колебаний поляризатора, то при втором положении эти плоскости будут параллельны, и наоборот.

В спектре дневного света интенсивность лучей коротких волн несколько выше, чем в свете обычных ламп накаливания. Если после продолжительной работы с дневным светом перейти к электрическому, бесцветные минералы будут казаться слегка желтоватыми. При обратном переходе – от электрического освещения к дневному – эти же минералы будут казаться голубоватыми. Поэтому лица, систематически работающие с дневным светом, при переходе к электрическому часто вставляют в осветитель «*фильтр дневного света*» – голубоватую стеклянную пластинку, чтобы приблизить состав света к дневному. Вместо такого фильтра между источником света и зеркалом микроскопа можно ставить колбу, наполненную очень слабым раствором медного купороса, имеющим голубоватый цвет. При соответствующем подборе диаметра этой колбы и ее расстояния от источника света она благодаря своей сферической форме может одновременно служить и коллиматором.

3.3. ЦЕНТРИРОВКА МИКРОСКОПА

Исследуемый объект (кристаллическое зерно) обычно помещается в центр поля зрения (в точку пересечения нитей окулярного креста), т. е. на ось оптической системы микроскопа. Для работы необходимо, чтобы при вращении столика этот объект не смещался. Очевидно, это будет иметь место только в том случае, если микроскоп *центрирован*, т. е. *ось вращения столика совпадает с осью оптической системы*.

В противном случае при *нецентрированном микроскопе предмет*, помещенный в центр поля зрения, при вращении столика будет описывать окружность вокруг оси столика, расположенной где-то в стороне. На рис. 3.7. показаны пути, которые описывают при вращении столика точки, лежащие в поле зрения, если микроскоп центрирован (*а*) и если он не центрирован (*б*).

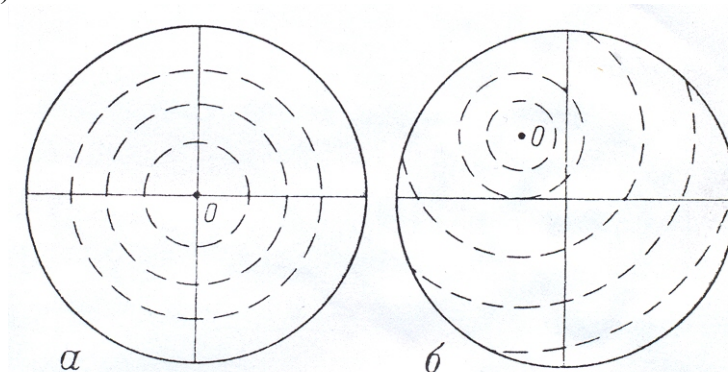


Рис. 3.7. Пути точек в поле зрения микроскопа при вращении столика: а– микроскоп центрирован; б – нецентрирован

Центрировка микроскопа состоит в совмещении оси оптической системы с осью столика. Она осуществляется с помощью двух *центрировочных винтов*, которые перемещают объектив относительно тубуса и тем самым изменяют положение оси оптической системы. В микроскопах старых конструкций центрировочные винты находятся в нижней части тубуса над объективом. В таких микроскопах приходится производить центрировку

при каждой перемене объектива вследствие того, что оси разных объективов имеют обычно не вполне одинаковое положение относительно их оправ. А так как менять объективы при работе приходится очень часто, центрировка отнимает заметную часть рабочего времени. Поэтому уже давно делались попытки конструирования микроскопов, не нуждающихся в центрировке. Например, в некоторых старых моделях нижняя часть тубуса, в которую вставляется объектив, соединена со столиком и вращается вместе с ним. При такой конструкции надобность в центрировке, конечно, отпадает. Модели с синхронно вращающимися никелями, о которых говорилось выше, также не нуждаются в центрировке.

В современных моделях проблема центрировки разрешена путем переноса центрировочных винтов из тубуса в оправы самих объективов. Благодаря этому каждый объектив центрируется независимо от других, и необходимость повторной центрировки при каждой смене объектива отпадает.

В наиболее распространенной модели винты расположены под углом в 120° друг к другу (под 60° к плоскости симметрии микроскопа). Головки – ключи к этим винтам хранятся отдельно и вставляются только на время центрировки. В микроскопах, снабженных револьвером, каждое гнездо револьвера имеет свою пару центрировочных винтов. Поэтому вставленные в эти гнезда объективы также центрируются независимо друг от друга.

3.3.1. Техника центрировки

Работающий с микроскопом должен уметь производить эту операцию быстро и точно, поэтому рассмотрим подробно производство ее в разных встречающихся на практике случаях.

Опытный работник, немного повращав столик, обычно замечает точку поля зрения (точка *O* на рис. 3.8), которая не смещается при вращении и вокруг которой вращаются все остальные точки. Если при помощи центрировочных винтов совместить эту точку с центром поля, центрировка закончена. Точная центрировка достигается в несколько приемов.

Если требуется особо точная центрировка или если работник не может заметить в поле точку, остающуюся неподвижной (особенно это касается начинающих), можно рекомендовать прием, применимый при любом расположении центрировочных винтов. Надо:

а) найти в поле зрения возможно мелкий, но хорошо заметный предмет (например, темную точку) и, *двигая препарат по столику*, поставить этот предмет в центр поля (на крест нитей);

б) повернуть столик на 180° . Наш предмет при этом опишет полуокружность. Ось вращения столика находится на середине расстояния между новым положением предмета и крестом нитей (точка *O* на рис. 3.8);

в) разделить на глаз пополам расстояние от предмета до креста нитей, и *двигая препарат по столику*, передвинуть наш предмет на середину этого отрезка, (в точку *O*, рис. 3.8). Теперь предмет находится на оси вращения столика, являясь как бы репером, отмечающим его положение;

г) *вращая центрировочные винты*, совмещаем крест нитей с нашим предметом, а значит, и с осью вращения столика. Если все операции были произведены правильно, микроскоп центрирован. Небольшая погрешность может иметь место, если вследствие того, что, производя операцию в), работник не вполне точно поставил предмет на ось вращения столика. Производя операции а), б), в), г) повторно, добиваемся желаемой точности центрировки.

В тех конструкциях в которых центрировочные винты расположены под углом 90° друг к другу и совпадают с нитями креста, ход центрировки может быть несколько упрощен, а именно; *вместо операций в), и г) делаем операцию в')* – одним винтом перемещаем предмет на половину расстояния, отделяющего его от горизонтальной нити, а затем другим – на половину расстояния, отделяющего его от вертикальной нити (рис. 3.9). При этом предмет перейдет в точку, где перед этим находилась ось вращения столика, а сама ось совместится с крестом нитей.

Изложенные приемы, очевидно, применимы в том случае, когда предмет, поставленный в центр, при повороте столика на 180° не уходит за пределы поля зрения, т. е. когда ось вращения столика удалена от центра не более чем на половину радиуса поля. На практике может иногда оказаться, что ось находится на большем расстоянии от центра и даже вообще за пределом поля зрения*. В этом случае прежде чем центрировать по изложенному способу, надо привести ось вращения столика на достаточно близкое расстояние от центра поля. Для этого проворачиваем столик на некоторый угол по и против часовой стрелки и по форме дуг, которые описывают при этом находящиеся в поле зрения предметы, узнаем, в каком направлении от центра расположен выход оси вращения (точка O , рис. 3.10). Если теперь заставить предметы, видимые в поле, при помощи центрировочных винтов смещаться в противоположном направлении, то ось вращения будет приближаться к центру. Когда она приблизится настолько, что поставленный в центр предмет при вращении не покидает поля зрения, заканчиваем центровку обычным способом.

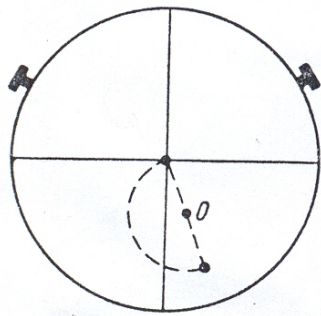


Рис. 3.8. Центрировка микроскопа при центрировочных винтах, расположенных под 120°

Для работы с микроскопом, который приходится центрировать при каждой смене объектива, можно рекомендовать прием, значительно сокращающий требуемое на центровку время. Пусть при некотором объективе микроскоп центрирован, и центр исследуемого предмета помещен на крест нитей. При этом ось вращения столика также проходит через центр предмета. Меняем объектив. Если центровка этим нарушилась, наш предмет окажется смещенным, но ось вращения столика по-прежнему проходит через центр предмета. Теперь достаточно, не двигая препарат, совместить при помощи центрировочных винтов центр предмета с крестом нитей, чтобы микроскоп снова оказался центрированным. Этот прием позволяет начинающим работникам избежать затруднений, которые они испытывают при центровке сильных объективов.

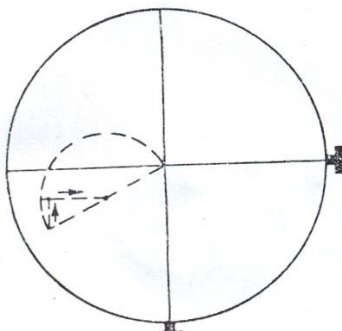


Рис. 3.9. Центрировка микроскопа при взаимно перпендикулярных центрировочных винтах

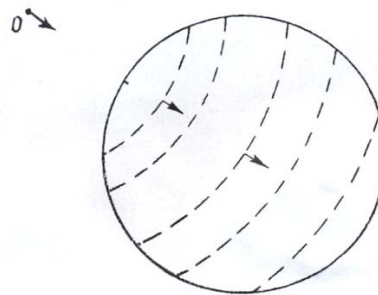


Рис. 3.10. Центрировка сильно расцен-трированного микроскопа. Стрелки показывают направление, в котором следует смещать предметы центрировочными винтами, чтобы ось вращения (точка O за пределами поля) приблизилась к центру

* В этом случае, прежде чем начинать центровку, необходимо убедиться, правильно ли вставлен объектив.

Если микроскоп сильно изношен, может случиться, что предмет, найденный и поставленный на крест нитей при центрированном слабом объективе, после смены объектива на сильный, вовсе не окажется в пределах поля. В этом случае, *не трогая препарат*, следует определить по способу, изложенному выше, нахождение оси вращения столика, и привести ее (*винтами*) в пределы поля. Вместе с осью придет в поле зрения и наш предмет, через центр которого проходит эта ось. Когда центр предмета окажется на кресте нитей, микроскоп снова будет центрированным.

Напомним, что не всегда нужна тщательная центровка. Как увидим дальше, некоторые определения возможны только при очень центрированном микроскопе, другие же требуют лишь приблизительной центровки.

3.4. ПРИВЕДЕНИЕ МИКРОСКОПА В РАБОЧЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Почти все микроскопы имеют штатив, позволяющий наклонять микроскоп. При работе микроскоп устанавливается так, чтобы было удобно и комфортно смотреть в него сидя, и не наклоняясь.

3.4.1. Освещение

Как уже указывалось, ось светового пучка, отбрасываемого зеркалом, должна совпадать с осью оптической системы микроскопа. Кроме того, все поле зрения должно быть освещено по возможности равномерно. Для получения правильного освещения начинающему работнику можно рекомендовать следующий способ. При слабом или среднем увеличении и открытой диафрагме (и, конечно, при выдвинутом анализаторе), поворачивая зеркало, добиваются хотя бы частичного освещения поля зрения и фокусируют микроскоп. Затем вынимают окуляр и, смотря в тубус микроскопа, наблюдают изображение источника света. При правильном положении зеркала это изображение должно занимать все поле зрения или его центральную часть.

Правильного освещения легче всего добиться при условии, если источник света находится прямо перед микроскопом. В этом случае зеркало следует наклонять только в одной плоскости – плоскости симметрии микроскопа. Планка, на которой укреплено зеркало, во всех случаях, независимо от положения источника света, должна быть направлена прямо вниз. Наклоняя зеркало, следует держать его за оправу пальцами обеих рук.

3.4.2. Фокусировка

Перемещение тубуса для наведения на фокус производится путем вращения кремальеры. Некоторые затруднения могут возникнуть при фокусировании сильных объективов, имеющих очень маленькое рабочее расстояние.

Глубина фокуса* таких объективов также мала, и, опуская тубус, легко пропустить нужное положение и раздавить объективом препарат. Поэтому начинающему исследователю рекомендуется сначала опустить тубус так, чтобы объектив слегка касался препарата, и затем очень медленно поднимать тубус, следя за появлением изображения**.

Микрометричным винтом следует пользоваться только для окончательной наводки на резкость при сильных объективах, после того как изображение уже появилось.

При работе с микроскопом надо приучить себя держать открытыми оба глаза. Пока привычка к этому не выработалась, можно прикрывать глаз рукой или специальным экра-

* Под глубиной фокуса здесь понимается тот интервал положения тубуса микроскопа (при его вертикальном перемещении), в пределах которого можно видеть предмет.

** Этот прием непригоден при исследовании иммерсионных препаратов, которые приходят в негодность даже от легкого надавливания на покровное стекло.

ном, надеваемым на верхнюю часть тубуса. Если систематически при работе с микроскопом держать глаз зажмуренным, развивается астигматизм (неодинаковая кривизна хрусталика глаза в разных направлениях).

Микроскоп, как всякий точный прибор, нуждается в целом ряде проверок и установок. Некоторые из них (проверка изотропности линз объектива, центрировка) уже отмечалась. Опишем следующие проверки и установки, производить которые приходится каждому работающему с микроскопом.

3.4.3. Установка нитей креста (или линейки окуляр микromетра) на яркое зрение

Нити находятся между линзами окуляра в плоскости действительного изображения предмета и резко видны при некотором определенном положении верхней (глазной) линзы окуляра. Чтобы найти это положение, вынимаем окуляр и смотрим через него на какой-либо светлый, освещенный предмет (лист бумаги, матовую лампу, небо). Глазная линза со своей оправой может несколько перемещаться вверх и вниз в оправе окуляра. Перемещая эту линзу, добиваемся того, чтобы нити резко выделялись на светлом фоне. Это и будет требуемое положение линзы. Для разных глаз оно может быть различным.

3.4.4. Проверка взаимной перпендикулярности нитей креста

Производя центрировку, выбираем в препарате какую-либо хорошо выраженную прямую линию и помещаем ее близ центра поля. Вращая столик, устанавливаем эту линию параллельно сначала одной, а затем другой нити креста. В обоих положениях берем отсчеты по лимбу столика. Разность этих отсчетов должна быть равна 90° *

3.4.5. Установка николей в скрещенное положение

Вынув из тубуса объектив и окуляр, и выключив анализатор, направляем зеркалом свет в тубус так, чтобы изображение источника света (матовой лампы) занимало все поле зрения или его среднюю часть. Включаем анализатор. Если николи скрещены, то в зависимости от их конструкции будет виден или широкий темный крест с ветвями, параллельными направлениям колебаний в поляризаторе и анализаторе, или широкая темная балка, проходящая через середину поля зрения и параллельная колебаниям поляризатора. Если поляризатор повернуть на незначительный угол от скрещенного положения, то середина поля зрения просветляется. Темный крест распадается на две ветви гиперболы, которые быстро уходят за пределы поля. В случае, когда видна одна темная балка, она при повороте поляризатора смещается с центра и также уходит за пределы поля зрения. На практике во многих случаях установка николей в скрещенном положении производится проще, а именно – при слабом или среднем увеличении, поворачивают поляризатор до максимального затемнения поля.

3.4.6. Проверка совпадения нитей креста с направлениями колебаний, пропускаемых николями

В правильно юстированном микроскопе николи ориентированы таким образом, что направления пропускаемых ими колебаний параллельны нитям окулярного креста. Проверить это можно, взяв какой-либо кристалл, обладающий заведомо прямым погасанием**.

* Как поступать при неполной перпендикулярности нитей креста, указано ниже.

** Можно рекомендовать выкристаллизованные из капли раствора на предметном стекле призматические и игольчатые кристаллы азотнокислого калия.

Совместив ребро такого кристалла с одной из нитей, вдвигаем анализатор. Кристалл при этом будет на погасании. Слегка поворачивая в обе стороны столик, убеждаемся в том, что погасание кристалла в этот момент было максимальным.

Если анализатор микроскопа также поворачивается вокруг своей оси, то при обнаружении погрешности в положении николей ее можно устранить. В этом случае установка николей в скрещенное положение и совмещение направлений колебаний в них с нитями креста производится очень точно по способу Вейншенка. Для этого:

1. Ставим ребро кристалла, обладающего прямым погасанием, параллельно одной из нитей (при выключенном анализаторе).
2. Вдвигаем анализатор и поворачиваем поляризатор до тех пор, пока кристалл не сравняется с окружающим его фоном по своей освещенности. Это произойдет, когда колебания луча, выходящего из поляризатора, будут параллельны одному из направлений колебаний в кристалле, т. е. одной из нитей креста.
3. Медленно поворачиваем анализатор. Освещенность поля при этом будет меняться. Освещенность кристалла при правильной установке поляризатора все время будет равна освещенности поля. Если при каком-либо положении анализатора кристалл отличается от поля, надо слегка повернуть поляризатор, чтобы кристалл опять стал невидимым. Установка закончена, если кристалл при повороте анализатора на 180° все время будет иметь окраску поля.

Заметив на обойме поляризатора деление, отвечающее правильному его положению, приступают к юстировке анализатора, которая производится точно так же, а именно – поворачиваем анализатор, пока кристалл не приобретет окраску поля; затем, вращая поляризатор на 180° , убеждаемся, что кристалл все время освещен так же, как и поле.

В редких случаях, когда нити окулярного креста не перпендикулярны друг к другу, при юстировке николей колебания одного из них совмещаем с одной нитью, а колебания другого располагаем перпендикулярно. В дальнейшем при работе надо помнить, относительно какой из нитей произведена юстировка.

3.4.7. Определение направления колебаний, пропускаемых поляризатором

Для исследования некоторых свойств кристаллов необходимо знать, с какой из нитей креста совпадает направление колебаний, выходящих из поляризатора.

Направление колебаний в николе определяют путем наблюдения за проходящим сквозь него светом, отраженным от любой неметаллической (лучше темной) поверхности. Мы знаем, что такой свет частично поляризован, и колебания его совершаются параллельно поверхности, от которой произошло отражение. Вынимаем из микроскопа (удобнее это сделать не с поляризатором, а с анализатором, отвинтив винтик, удерживающий его в тубусе микроскопа) и смотрим сквозь него под пологим углом на световой блик на поверхности стола. Вращая николь перед глазом, заметим периодическое потемнение и просветление поверхности. Колебания в световом луче, отраженном от горизонтальной поверхности, совершаются горизонтально. Следовательно, в тот момент, когда рассматриваемая поверхность максимально потемнеет, плоскость колебаний в николе будет расположена вертикально.

3.4.8. Проверка правильности вращения столика микроскопа

Ось столика при вращении должна оставаться неподвижной. Иногда, особенно в старых подержанных микроскопах, она слегка смещается. Чтобы обнаружить этот дефект, нужно с максимальной точностью отцентрировать микроскоп. Помещенный в центр поля мелкий предмет (точка) при вращении столика должен оставаться неподвижным. Если этот предмет обнаруживает неправильные движения, это указывает на то, что столик при вращении несколько смещается или, как говорят, «бьет». Если смещение превышает 0,01 мм, то некоторые определения на мелких кристаллах не могут быть произведены.

Иногда, работая с сильным объективом, можно заметить, что предмет при вращении столика периодически то выходит из фокуса, то снова становится ясно видимым. Это также указывает на серьезный дефект – изменение положения плоскости столика при вращении.

3.5. ИЗМЕРЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ МИНЕРАЛА И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЩЕГО УВЕЛИЧЕНИЯ МИКРОСКОПА

Для измерения величины микроскопических кристаллов пользуются окуляром, снабженным окуляр-микрометром (рис. 3.11, а). Цена деления окуляр-микрометра различна при разных объективах. Она предварительно определяется с помощью *объект-микрометра*. Последний представляет собой линейечку длиной в 1 или 2 мм, с делениями через 0,01 мм. Эта линейечка нанесена на предметном стекле и прикрыта покровным стеклом.

Для определения цены деления окуляр-микрометра помещают на столик микроскопа объект-микрометр и располагают его так, чтобы в поле зрения обе линейки (окулярная и объект-микрометра) лежали рядом и были параллельны между собой. При сильных и средних объективах в поле зрения помещается только часть линейки объект-микрометра. В этом случае смотрят, сколько ее делений (т. е. сотых долей миллиметра) соответствует всей линейке окуляр-микрометра (рис. 3.11, а). Определенную таким образом длину делят на 100 (число делений окулярной линейки) и получают цену одного деления линейки окуляр-микрометра при данном объективе.

Например: при объективе 40 всей линейке окуляра соответствует 0,43 мм. Цена одного деления — 0,0043 мм.

При слабом увеличении вся линейка объект-микрометра помещается в поле зрения и оказывается короче окулярной линейки (рис. 3.11, б). В этом случае смотрят, сколько делений окулярной линейке соответствует всей линейке объект-микрометра. Разделив длину объект-микрометра (2 или 1 мм) на отвечающее ей число окулярных делений, получают цену одного деления. Например: при объективе 3× вся линейка объект-микрометра (2мм) отвечает 34,5 делениям окуляр-микрометра. Цена деления — 2 мм: $34,5=0,58$ мм.

Очень важно перед определением цены деления проверить установку линейки окуляр-микрометра на ясное зрение. При неправильной установке будут получаться несколько иные значения и, кроме того, будет иметь место параллакс — смещение делений одной линейки относительно делений другой в зависимости от положения глаза наблюдателя. Если, как часто бывает, наблюдателя интересует не точная, а приблизительная величина исследуемых предметов, то нет необходимости использовать окуляр-микрометр. Достаточно сравнить величину предмета с радиусом (или диаметром) поля зрения, который заранее измерен.

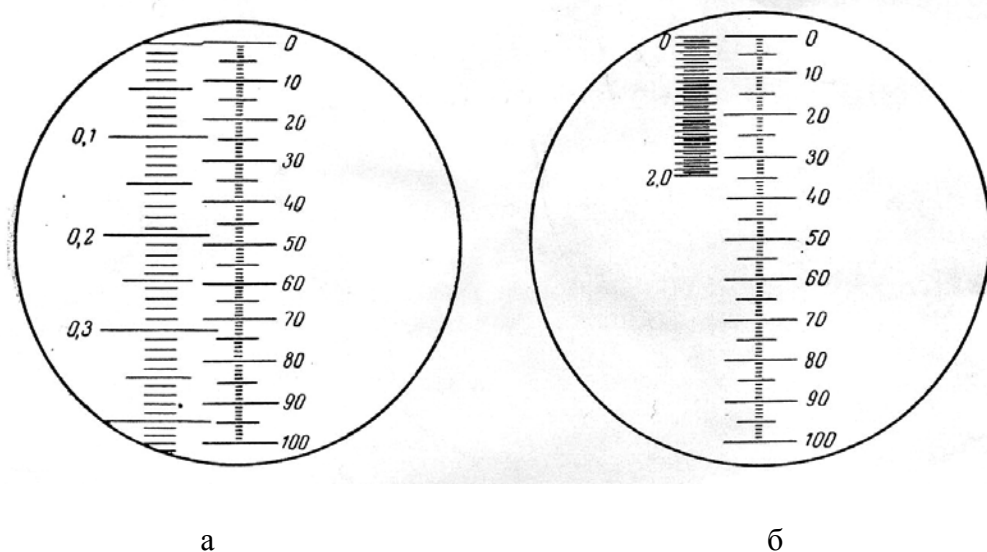


Рис. 3.11. Определение цены деления окуляр-микрометра: а – при сильном объективе; б – при слабом объективе. Окуляр-микрометр в середине поля зрения; объект – микрометр слева

Радиус поля зрения окуляра с крестом измеряется с помощью объект-микрометра. Полезно составить для микроскопа, с которым Вы постоянно работаете, табличку, в которой указаны цена деления окуляр-микрометра при разных объективах и окулярах.

Выше показан пример такой таблички (табл. 3.2).

Таблица 3.2

Микроскоп МП-6

Объективы	Цена деления окуляр-микрометра, мм	Радиус поля зрения (мм) при окулярах с крестом нитей:			
		5х	8х	12х 12,5х	17х
3х	0,041	4,6	3,6	3,0	2,4
8х	0,016	1,75	1,34	0,9	0,36
20х	0,0065	0,70	0,53	0,45	0,18
40х	0,0033	0,35	0,27	0,23	0,13
60х	0,0023	0,24	0,18	0,16	

Общее увеличение микроскопа для каждой комбинации объектива и окуляра очень близко к произведению чисел, показывающих увеличение каждого из них (например, объектив 20х и окуляр 8х дают увеличение 160х). Более точные данные получают с помощью объект-микрометра.

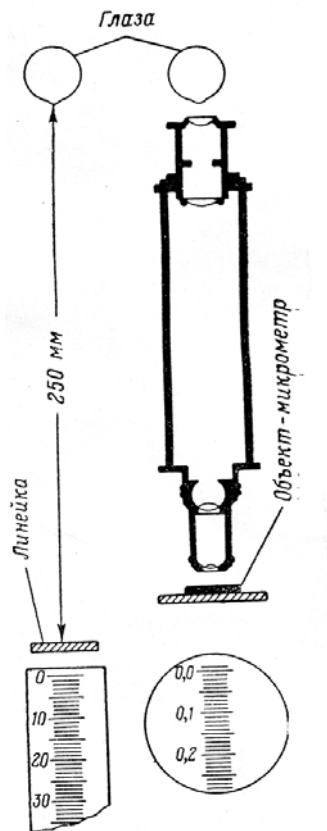


Рис. 3.12. Определение общего увеличения микроскопа

Для определения увеличения объект-микроскоп помещают на столик микроскопа параллельно вертикальной нити и тщательно фокусируют. Рядом с микроскопом, параллельно той же нити, помещают обыкновенную линейку с миллиметровыми делениями. Линейка должна быть удалена от глаз наблюдателя на 250 мм. Смотря одним глазом на линейку, а другим в то же время через микроскоп на объект-микроскоп, можно определить, во сколько раз увеличивает микроскоп деления объект-микроскопа. Если, например, 50 делений объект-микроскопа (0,50 мм) соответствует на линейке 60 мм, то увеличение равно $60:0,5=120$. На рис. 3.12 двадцать пять делений объект-микроскопа отвечают 25 мм линейки. Увеличение равно $25:0,25=100$.

При исследовании кристаллов редко возникает необходимость точно знать увеличение микроскопа, гораздо чаще приходится определять увеличение, полученное на микрофотографии, снятой через микроскоп. Это достигается путем деления размера изображения предмета на фотоснимке на истинный размер того же предмета, предварительно измеренный с помощью окуляр-микроскопа.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Устройство поляризационного микроскопа марки МП, МП-2, МП-6, МИН-8, МИН-9.
2. Основные характеристики поляризационного микроскопа.
3. Центрировка микроскопа.
4. Приведение микроскопа в рабочее положение.
5. Измерение величины минерала.
6. Определение общего увеличения микроскопа

4. ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МИКРОСКОП ПОЛАМ

Рабочий агрегатный *поляризационный микроскоп* ПОЛАМ Р-211 предназначен для исследования кристаллических и других прозрачных объектов в проходящем поляризованном свете. Микроскоп применяется для петрографических исследований магматических и метаморфических пород. Микроскоп ПОЛАМ Р-211 входит в серию агрегатных поляризационных микроскопов проходящего и отраженного света, которые различаются комплектацией агрегатных узлов и принадлежностей. Различные варианты комплектации обеспечивают потребителю возможность выбора модели микроскопа в зависимости от специфики работы.

4.1. ТЕХНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Увеличение микроскопа.....	от 19 до 720
Увеличение объективов.....	2,5; 10; 25; 40; 60
Увеличение окуляров.....	6,3; 10
Увеличение промежуточного тубуса.....	1,2
Апертура конденсора.....	0,85
Минимальный размер коноскопируемого зерна, мм.....	0,017
Цена деления шкал:	
механизма микрометрической	
фокусировки, мм.....	0,002
поляризатора.....	5°
анализатора.....	2°
лимба предметного столика.....	1°
Цена деления нониусов:	
предметного столика.....	6'
анализатора.....	6'
Габаритные размеры микроскопа, мм,	
не более.....	540×460×200
Масса, кг, не более.....	8,5

4.2. УСТРОЙСТВО И РАБОТА МИКРОСКОПА

Оптическая схема микроскопа (рис. 4.1.) состоит из двух основных систем – осветительной и наблюдательной.

Осветительная система обеспечивает освещение объекта по принципу Келера и включает в себя источник света 1, ахроматический коллектор 2, полевую ирисовую диафрагму 3 и конденсатор 4. Конденсатор 4, обеспечивающий светопольное освещение объекта, снабжен дополнительно набором диафрагм 5 для освещения объекта по методам «фокального экранирования».

Наблюдательная система предназначена для наблюдения исследуемого объекта при различных увеличениях, а также для наблюдения выходных лучей объективов, что необходимо при использовании специальных методов микроскопического исследования.

Наблюдательная система состоит из сменных объективов 6, промежуточного тубуса 7 с системой тубусных линз и линз Бертрана и бинокулярной насадки 8. При наблюдении исследуемого объекта 9 лучи света от источника 1 проходят коллектор 2, отражаются от зеркала 10, проходят поляризатор 11, проецируются в плоскость апертурной диафрагмы 12 и далее поступают в конденсорные линзы 13 и 14, которые формируют падающий на объект пучок поляризованных лучей.

От объекта лучи направляются в объектив 6, который создает изображение объекта в плоскости, совпадающей с передней фокальной плоскостью тубусной отрицательной линзы 15, проецирующей его в бесконечность. Лучи, пройдя анализатор 16 (или минуя его), положительной линзой 17 собираются в передней фокальной плоскости окуляров 18, где создают действительное изображение объекта. При этом общее увеличение микроскопа Γ определяется по формуле

$$\Gamma = \beta_{\text{туб. л.}} \times \beta_{\text{об}} \times \beta_{\text{ок}} \quad (1)$$

где $\beta_{\text{туб. л.}}$ — увеличение системы тубусных линз 15 и 17, равное 1,2;

$\beta_{\text{об.}}$ — увеличение объектива;

$\beta_{\text{ок.}}$ — увеличение окуляра.

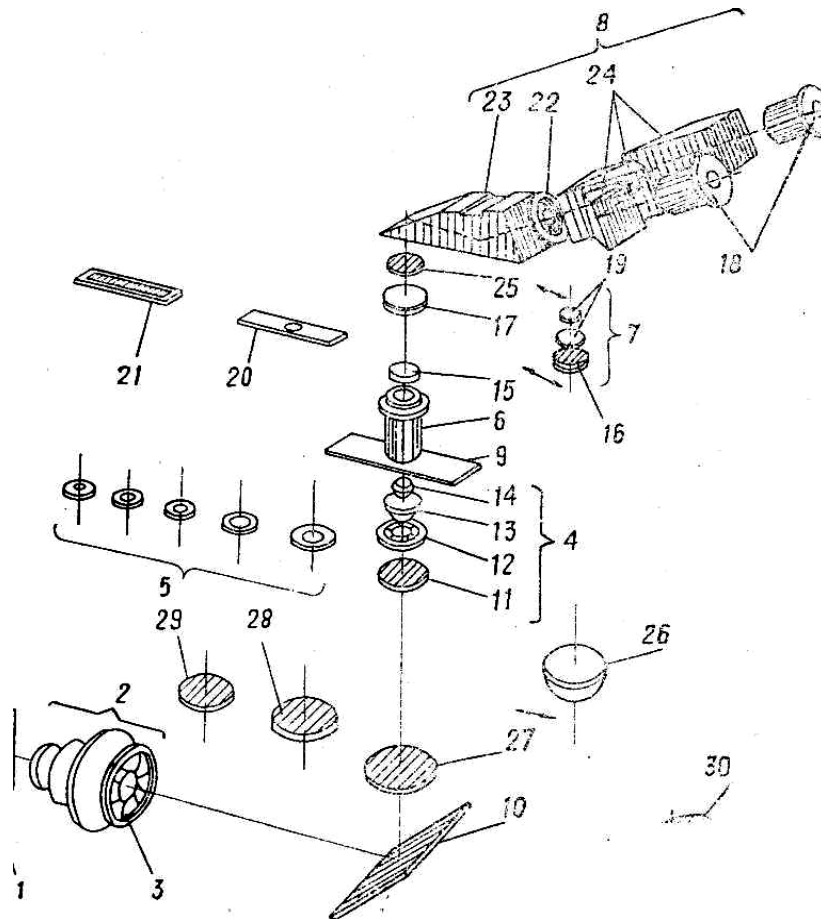


Рис. 4.1. Оптическая схема микроскопа

При наблюдении выходного зрачка объектива в параллельный ход лучей между тубусными линзами 15 и 17 включается система линз Бертрана 19, которая совместно с системой тубусных линз создает изображение выходного зрачка объектива в фокальной плоскости окуляров 18. Система линз Бертрана 19, состоящая из двух линз, одна из которых может перемещаться, позволяет производить наблюдение выходных зрачков всех

объективов, входящих в комплект микроскопа. Телецентрический ход лучей между тубусными линзами 15 и 17 является благоприятным условием для размещения между ними компенсационных устройств – кварцевой пластинки 20 первого порядка или кварцевого клина 21, которые могут быть введены в ход лучей. Ирисовая диафрагма 22 служит для ограничения размера зерна минерала при исследовании в коноскопическом ходе лучей. С помощью призмы 23 бинокулярной насадки изменяется направление оптической оси микроскопа.

Призмный блок 24 разделяет пучок лучей и обеспечивает возможность бинокулярного наблюдения объекта. Кристаллическая пластинка 25 «высших порядков» служит для устранения деполяризующего действия светоделительной системы бинокулярной насадки 8.

Линза 26 служит для освещения поля на объекте при использовании объективов малого увеличения (2,5 и 10). Теплофильтр 27 является одновременно стеклом. В осветительную систему микроскопа может быть введено матовое стекло 28 или синий светофильтр 29. При работе с естественным светом или от постороннего источника в ход лучей вводится зеркало 30. Общий вид микроскопа ПОЛАМ Р-211 показан на рис. 4.2.

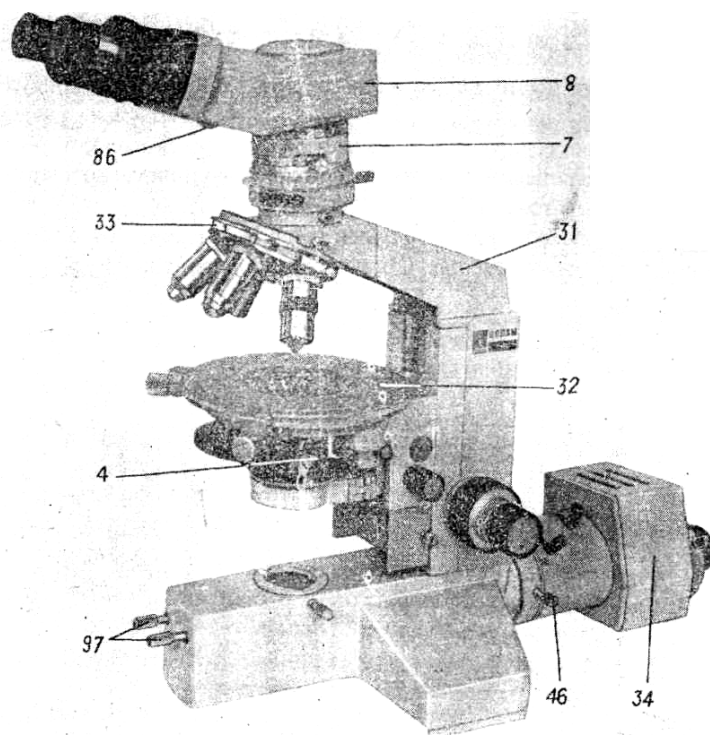


Рис. 4.2. Микроскоп ПОЛАМ Р-211

Конструкция микроскопа характеризуется следующими основными признаками:

- штатив современной формы имеет повышенную жесткость;
- рукоятки грубой и микрометрической подачи, перемещающие предметный столик микроскопа, расположены под углом;
- встроенный в основание осветитель обеспечивает освещение по принципу Келера и имеет источник света повышенной яркости;
- поляризационный конденсор обеспечивает различные способы освещения объекта;
- в микроскопе используется промежуточный тубус с фокусируемой системой линз Бертрана и измерительным анализатором с диапазоном вращения 180°;

- насадка обеспечивает бинокулярное наблюдение объектов;
- револьверное устройство с центрируемыми гнездами для объективов обеспечивает быструю смену увеличений;
- объективы-планахроматы совместно с компенсационными окулярами обеспечивают высокий уровень оптической коррекции.

Микроскоп ПОЛАМ Р-211 позволяет применять все рабочие методики, встречающиеся в области поляризационной микроскопии проходящего света.

4.3. УСТРОЙСТВО И РАБОТА СОСТАВНЫХ ЧАСТЕЙ МИКРОСКОПА

Основными агрегатными узлами микроскопа ПОЛАМ Р-211 являются штатив 31 (см. рис. 4.2), предметный столик 32 с кронштейном, конденсор 4, промежуточный тубус 7 с системой линз Бертрана, револьверное устройство 33 для смены объективов, бинокулярная насадка 8 и осветитель 34.

4.3.1. Штатив

Штатив микроскопа показан на рис. 4.3. На основании 35 штатива укреплен тубусодержатель 36, в котором смонтирован фокусирующий механизм, перемещающий предметный столик 32 (см. рис. 4.2). Грубое перемещение направляющей 37 (см. рис. 4.3) фокусирующего механизма осуществляется рукоятками 38, точное – рукоятками 39. Рукоятки расположены на одной оси и выведены с обеих сторон корпуса механизма. За один оборот рукоятки грубой фокусировки направляющая перемещается на 3,2 мм, за один оборот рукоятки микрометрической фокусировки – на 0,2 мм, общая величина микрометрической фокусировки – не менее 2,5 мм. Одна из рукояток 39 имеет шкалу с ценой деления 0,002 мм.

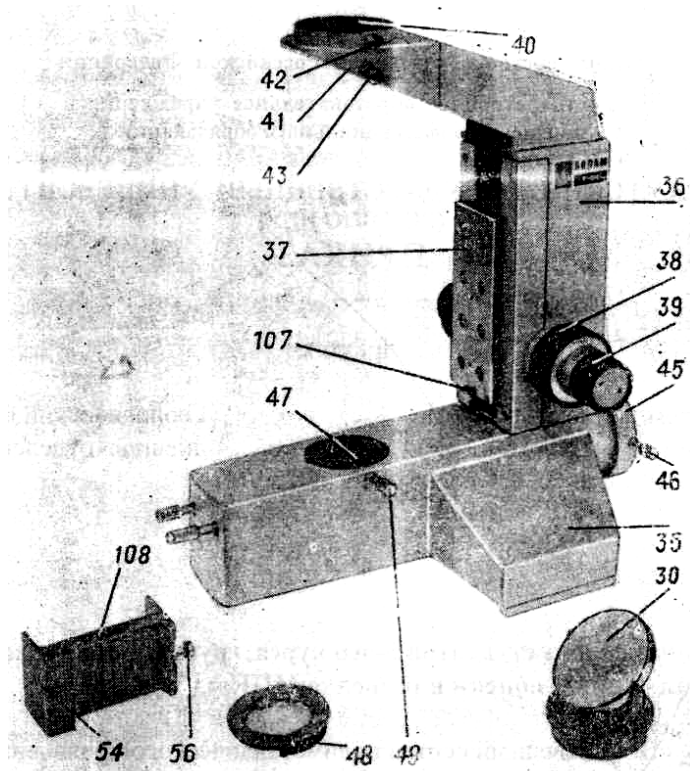


Рис. 4.3. Штатив микроскопа

В верхней части штатива расположены гнездо 40 для установки промежуточного тубуса (см. рис. 4.2) и гнездо 41 (см. рис. 21), предназначенное для установки револьверного устройства 33 (см. рис. 4.2). Винт 42 (см. рис. 21) служит для закрепления на штативе промежуточного тубуса, винт 43- для закрепления на нем револьверного или щипцового устройства с помощью торцового ключа 44 (см. рис. 4.4).

В основании 35 (см. рис. 4.3) штатива имеется гнездо 45 для установки осветителя 34 (см. рис. 4.2), который крепится винтом 46, а также гнездо 47 (см. рис. 21) – для установки защитного стекла в оправе 48 или зеркала 30, которые крепятся винтом 49. На защитное стекло в оправе 48 может быть установлено матовое стекло или синий светофильтр.

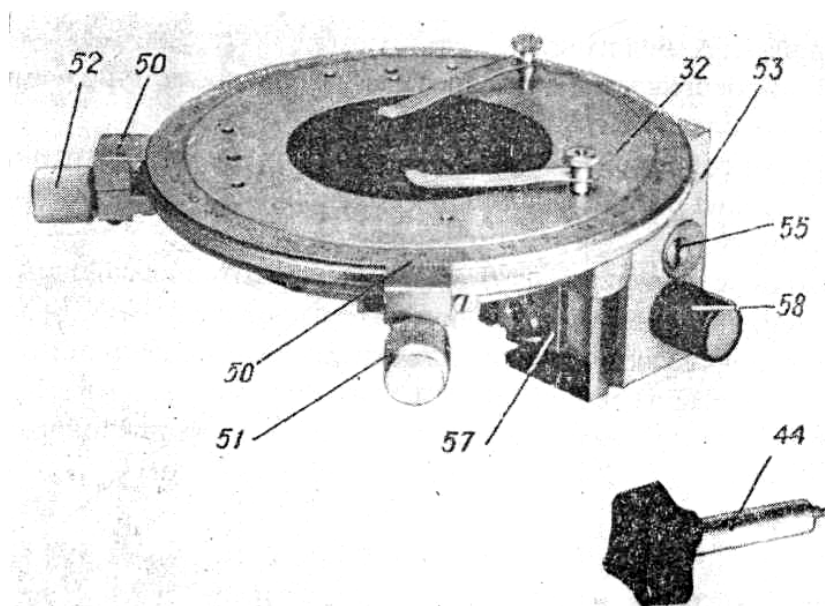


Рис. 4.4. Столик микроскопа

4.3.2. Предметный столик

Предметный столик 32 (см. рис. 4.4) снабжен вращающимся диском. Диск имеет по окружности 360 делений, цена деления 1° . Два нониуса 50, закрепленные на неподвижной части столика, дают возможность производить отсчет углов поворота столика с точностью $6'$.

Винт 51 служит для включения устройства, обеспечивающего фиксацию вращения диска предметного столика через каждые 45° из любого установленного положения. С помощью винта 52 вращение диска столика может быть застопорено. Диск столика имеет два отверстия для установки пружинных клемм, два отверстия по краям – для установки столика Федорова (в комплект микроскопа не входит) и шесть отверстий – для установки препаратоводителя.

Препаратоводитель СТ-17 используется при работе по специальным методикам, при этом в револьверное устройство устанавливается только один объектив требуемого увеличения.

Кронштейн 53, на котором закреплен предметный столик, устанавливается на направляющую 37 (см. рис. 4.3) штатива. При этом положение кронштейна предметного столика по высоте определяется ограничителем 54, который устанавливается на ту же направляющую. Винт 55 (см. рис. 4.4) служит для закрепления кронштейна предметного столика, а винт 56 (см. рис. 4.3) – для закрепления ограничителя на направляющей штатива микроскопа с помощью торцового ключа 44 (см. рис. 4.4). Кронштейн предметного столика имеет направляющую 57, на которую устанавливается кронштейн с конденсор-

ным устройством, показанным на рис. 4.5. Перемещение кронштейна с конденсорным устройством осуществляется вращением накатанной рукоятки 58 (см. рис. 4.4).

4.3.3. Конденсорное устройство

Конденсорное устройство (см. рис. 4.5) представляет собой двухлинзовый конденсор с апертурой 0,85. Верхняя линза в оправе 59 съемная. При снятой верхней линзе апертура конденсора – 0,3. Конденсор обеспечивает исследование объектов методами светлого поля и «фокального экранирования». В фокальной плоскости конденсора помещены диафрагмы: точечная – для исследований по методу «кольцевого экранирования», три кольцевые – для исследований по методу «центрального экранирования» (темного поля), а также фазовая – для исследований по методу фазового контраста (этот метод в микроскопе ПОЛАМ Р-211 не реализуется).

Диафрагмы закреплены в револьверном диске 60. Для обеспечения светлопольных методов исследования в револьверном диске имеется шестое, свободное отверстие.

Смена диафрагм в зависимости от метода исследований и применяемого объектива осуществляется поворотом револьверного диска за накатанную часть до его фиксации, причем в окне крышки диска должно появиться число «10» или «25» (при использовании кольцевых диафрагм), соответствующее увеличению применяемого объектива, буквы «ТД» (при использовании точечной диафрагмы) либо буква «Ф» (при использовании фазовой диафрагмы). Для центрировки изображения диафрагм относительно выходного зрачка объектива служат два винта 61.

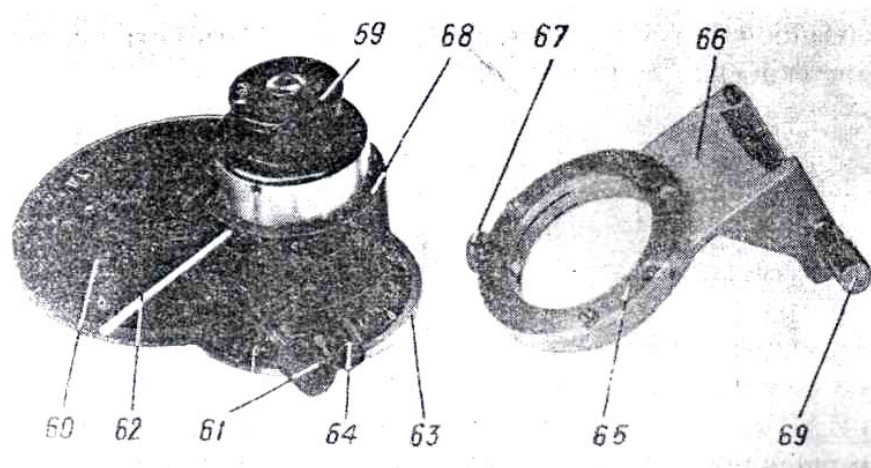


Рис. 4.5. Конденсорное устройство

При введении в ход лучей вращением револьверного диска должна появиться цифра «0».

Изменение апертуры пучка лучей, освещающего объект, осуществляется с помощью апертурной диафрагмы конденсора, световой диаметр которой регулируется рукояткой 62.

В нижней части корпуса конденсорного устройства помещен поляризатор в оправе 63, закрепляемый винтом 64. При несколько отжатом винте 64 поляризатор можно вращать за накатанное кольцо оправы. Угол поворота поляризатора отсчитывается по его шкале с ценой деления 5°.

Конденсорное устройство устанавливается в кольцо 65 кронштейна 66 и крепится винтом 67. Для правильной установки конденсорного устройства на его корпусе имеется установочный винт 68, который должен войти в паз, расположенный на нижней стороне кольца 65.

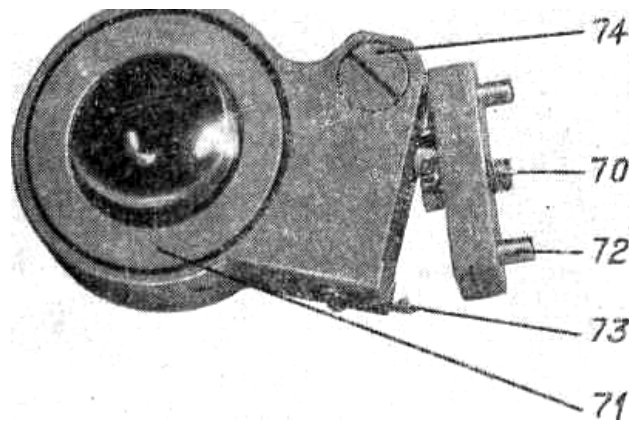


Рис. 4.6. Откидная строительная линза

Винт 69 служит для закрепления кронштейна с конденсорным устройством на направляющей 57 (см. рис. 4.4).

На той же направляющей винтом 70 (рис. 4.6) закрепляется откидная осветительная линза в оправе 71. Шрифты 72 фиксируют откидную линзу на направляющей. Пружиной 73 линза фиксируется во включенном положении. Линза включается в ход лучей и выключается из него вращением оправы вокруг оси 74.

4.3.4. Промежуточный тубус

Промежуточный тубус (рис. 4.7) выполнен в виде съемного узла, в котором размещены анализатор и линзы Бертрана.

Анализатор можно поворачивать на 180° с помощью накатанного кольца 75 и фиксировать в любом положении посредством винта 76. Нониус 77 дает возможность отсчитывать углы поворота анализатора с точностью до $6'$. Анализатор вводится в ход лучей и выводится из него рукояткой 78. Рукоятка 79 служит для включения и выключения системы линз Бертрана, а также для ее фокусировки (перемещения одной из линз вдоль оптической системы).

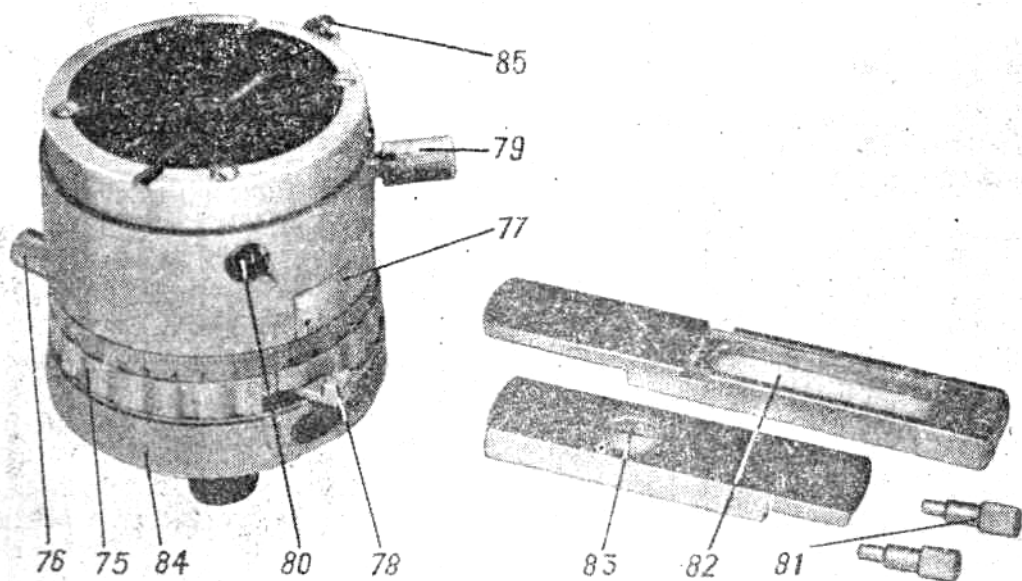


Рис. 4.7. Промежуточный тубус

Центрировка линз Бертрана осуществляется вращением винтов 80 с помощью ключей 81.

В нижней части промежуточного тубуса имеется паз, расположенный под углом 45° к направлению колебаний поляризованного света в микроскопе. Паз предназначен для введения в ход лучей кварцевого клина в оправе 82 или компенсационной пластинки в оправе 83.

Для предотвращения попадания пыли в паз служит заслонка 84. Винтом 85 с помощью торцового ключа 44 (см. рис. 4.4) на корпусе промежуточного тубуса закрепляется бинокулярная насадка.

4.3.5. Бинокулярная насадка

Бинокулярная насадка (рис. 4.8) имеет внутренний диаметр окулярных трубок 23,2 мм. В бинокулярной насадке установлена ирисовая диафрагма для ограничения конусообразного зерна при работе в конускопическом ходе лучей. Световой диаметр ирисовой диафрагмы бинокулярной насадки изменяется при вращении накатанного кольца 86 (см. рис. 4.3). В одной из окулярных трубок бинокулярной насадки выполнены две прорези, расположенные под углом 45° , которые служат для фиксации окуляра с перекрестием, снабженного хомутиком.

Установка расстояния между осями окулярных трубок бинокулярной насадки в соответствии с базой глаз наблюдателя осуществляется параллельным перемещением трубок в пределах от 56 до 72 мм с отсчетом по шкале 87 (см. рис. 4.8), расположенной на корпусе бинокулярной насадки.

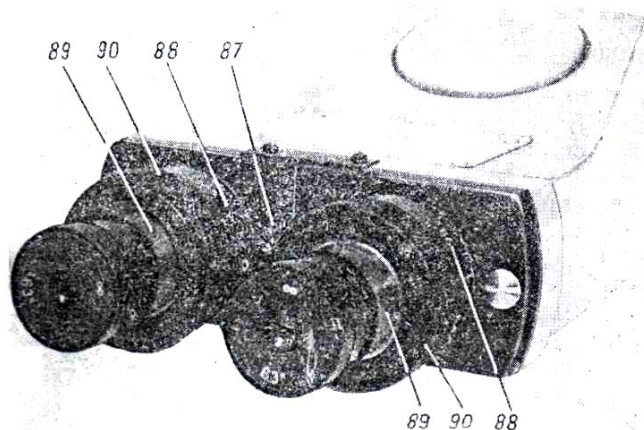


Рис. 4.8. Бинокулярная насадка

Для компенсации возникающего при перемещении окулярных трубок изменения длины тубуса микроскопа, отсчет, снятый по шкале 87, устанавливается на шкалах 88, расположенных на окулярных трубках 89, путем вращения накатанных колец 90.

Для фиксации бинокулярной насадки в рабочем положении на нижнем ее торце имеется винт, который при установке насадки на микроскоп должен войти в паз на верхнем торце промежуточного тубуса.

4.3.6. Осветительное устройство

На основании микроскопа устанавливается осветитель 34 (см. рис. 4.2) и закрепляется винтом 46. В качестве источника света в осветителе применяется йодная лампа КГМ9-70 (9В, 70 Вт). Осветитель состоит из корпуса 91 (рис. 4.9) и держателя 92 лампы, выполненного в виде байонетного зажима. При смене лампы поворачивают держатель против

часовой стрелки и вынимают его из корпуса. Крепление лампы осуществляется планками 93, зажимаемыми с помощью винтов.

Винты 94 служат для центровки нити лампы относительно оптической оси микроскопа, рукоятка 95 – для подвижки коллектора вдоль оси осветителя, рукоятка 96 – для изменения светового диаметра полевой диафрагмы осветителя. Центрировка полевой диафрагмы осуществляется качанием зеркала 10 (см. рис. 19) с помощью винтов 97 (см. рис. 4.2).

Питание лампы осуществляется от сети переменного тока напряжением 220 В, частотой 50 Гц через источник питания 98 (см. рис. 4. 9). Сведения об устройстве источника питания изложены в его паспорте.

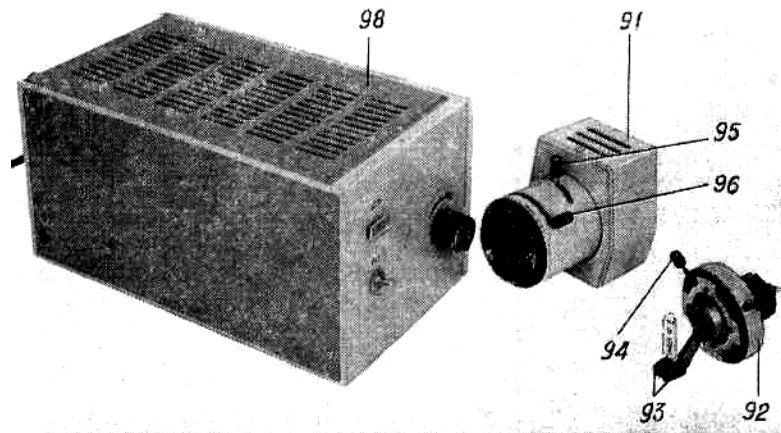


Рис. 4.9. Осветительное устройство

4.3.7. Устройство для крепления объективов

Револьверное устройство состоит из двух основных частей: основания 99 (рис. 4.10), жестко связанного с коническим хвостовиком 100, с помощью которого револьвер крепится в гнезде 41 (см. рис. 4.3) штатива микроскопа, и шарового сегмента 101 (см. рис. 4.10), который вращается на неподвижной цилиндрической оси. На поверхности шарового сегмента имеется пять резьбовых гнезд, в которые ввинчиваются объективы в любом порядке, удобном для работы. Фиксатор 102 при вращении револьвера входит в пазы кольца 103 и обеспечивает четкую фиксацию гнезд револьвера в рабочем положении. Центрировка объективов, установленных в гнезда револьверного устройства, осуществляется винтами 104 с помощью ключей 105.

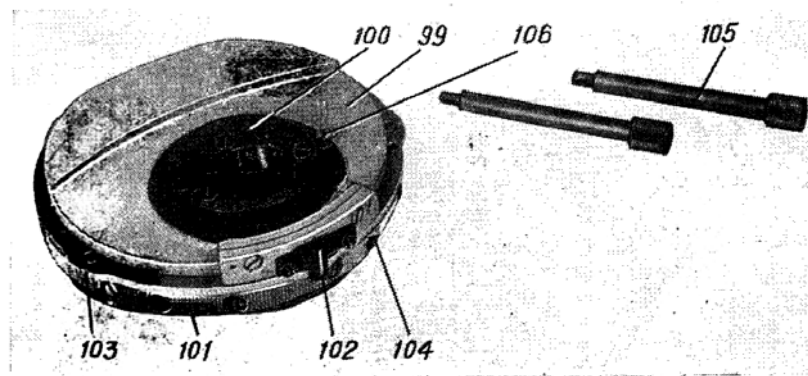


Рис. 4.10. Устройство для крепления объективов

Паз на коническом хвостовике 100 револьверного устройства и установочный винт 106 на его основании определяют положение револьверного устройства относительно оптической оси микроскопа при установке его в гнездо 41 (см. рис. 4.3) тубусодержателя.

4.3.8. Объективы

Объективы, входящие в комплект микроскопа, рассчитаны на длину тубуса 160 мм и толщину покровного стекла 0,17 мм. Технические данные объективов указаны в табл. 4.1.

Таблица 4.1

Объективы микроскопа ПОЛАМ Р-211

Тип объектива и шифр	Собственное увеличение	Числовая апертура	Фокусное расстояние, мм	Свободное расстояние, мм	Поле зрения в плоскости предмета, мм		Предельная разрешающая сила при прямом освещении, мкм	Конусокопический угол, градус
					с окуляром 6,3	с окуляром 10		
Планахроматический ОПХ-2,5П	2,50	0,05	62,64	9,00	6,67	5,00	11	6
Планахроматический ОПХ-13П	9,80	0,20	16,20	8,00	1,70	1,28	2,70	23
Планахроматический ОПХ-25П	25,22	0,50	6,47	0,77	0,66	0,50	1,1	60
Планахроматический ОПХ-40П	39,81	0,65	3,97	0,64	0,42	0,31	0,85	81
Планахроматический ОПХ-31П	59,10	0,85	3,01	0,39	0,28	0,21	0,65	116

Оптические детали объективов не имеют натяжений, влияющих на поляризацию света. Объективы 10х и 25х снабжены ирисовой диафрагмой, установленной в задней фокальной плоскости объектива и предназначенной для наблюдения объективов по методам «фокального экранирования».

Короткофокусные объективы 40х и 60х снабжены пружинящими оправками, предохраняющими от повреждения препарат и фронтальные линзы этих объективов при фокусировании на объект. На корпусе каждого объектива указаны его увеличение и апертура, а также награвирована буква «П». Это значит, что объектив используется при работе в поляризованном свете.

4.3.9. Окуляры

В комплект микроскопа входят окуляры с перекрестием, ориентированным относительно колебаний поляризованного света в микроскопе, и измерительный окуляр, в поле зрения которого может быть установлена шкала или сетка. Окуляр со шкалой применяется для измерения величины исследуемых зерен, окуляр с квадратной сеткой – для измерения площадей, приходящихся на долю разных минералов в исследуемом объекте. Длина шкалы 10 мм, цена деления шкалы 0,1 мм. Квадратная сетка имеет размер 10×10 мм, а каждый ее квадрат – 0,5×0,5 мм. Окуляр с перекрестием снабжен хомутиком, с помощью которого он устанавливается в окулярной трубке в фиксированное положение так, что при этом штрихи перекрестия окуляра располагаются параллельно направлениям колебаний света, пропускаемого поляризатором и анализатором, или под углом 45° к этим направлениям.

Технические данные окуляров указаны в табл. 4.2.

Таблица 4.2

Окуляры микроскопа ПОЛАМ Р-211

Наименование окуляра и шифр	Увеличение	Линейное поле зрения, мм	Посадочный диаметр, мм
Компенсационный 6,3х с перекрестием АКШ – 1П	6,3	20	23,2
Компенсационный 6,3х АКШ-1	6,3	20	23,2
Компенсационный измерительный 6,3х с сеткой и шкалой АКШ-1 Ш	6,3	20	23,2
Компенсационный 10х АКШ-2	10	15	23,2
Компенсационный 10х с перекрестием АКШ – 2П	10	15	23,2

4.4. ПОРЯДОК УСТАНОВКИ И ПОДГОТОВКА К РАБОТЕ

4.4.1. Распаковка микроскопа

Вынуть из транспортной тары упаковку со штативом микроскопа, упаковки с агрегатными узлами и принадлежностями и освободить их от пленки. Отвинтить болты, крепящие штатив микроскопа ко дну упаковки, вынуть штатив и освободить его от бумаги. Проверить комплектность микроскопа по прилагаемому к нему паспорту. Произвести осмотр узлов и деталей, входящих в комплект микроскопа, и убедиться в отсутствии повреждений. После этого можно приступить к установке агрегатных узлов на штатив микроскопа. Микроскоп необходимо устанавливать в местах, исключающих возможность вредного воздействия на него паров жидкостей или газов.

4.4.2. Установка агрегатных узлов

Установить на направляющую 37 (см. рис. 4.3) штатива ограничитель 54, предварительно слегка наклонив его влево, и опустить до упора в выступ 107 на нижнем конце направляющей; ввести выступ на направляющей в паз 108, расположенный на нижнем торце ограничителя, и закрепить винтом 56 с помощью торцового ключа 44 (см. рис. 4.4).

Установить на направляющую 37 (см. рис. 4.3) кронштейн 53 (см. рис. 4.4) с предметным столиком, предварительно опустив направляющую в нижнее положение с помощью рукояток 38 (см. рис. 4.3) фокусировочного механизма; опустить кронштейн до упора в ограничитель и закрепить винтом 55 (см. рис. 4.4) с помощью торцового ключа 44. Затем установить под предметным столиком на направляющую 57 кронштейн 66 (см. рис. 4.5) конденсорного устройства, предварительно слегка наклонить его влево, и опустить его до упора в выступ на нижнем конце направляющей; закрепить кронштейн винтом 69.

Установить в нижнее положение кронштейн конденсорного устройства с помощью рукоятки 58 (см. рис. 4.4), установить фронтальную линзу в оправе 59 (см. рис. 23) в корпус конденсорного устройства, вставить конденсорное устройство в кольцо кронштейна так, чтобы установочный винт 68 на корпусе конденсорного устройства вошел в паз на нижней стороне кольца кронштейна, и закрепить винт 67.

Закрепить снизу на направляющей 57 (см. рис. 4.4) откидную осветительную линзу в оправе 71 (см. рис. 4.6), для этого ввести фиксирующие штифты 72 в соответствующие

отверстия направляющей и закрепить винт 70 с помощью торцового ключа (оправу с линзой предварительно отвести в сторону).

Установить в гнездо 45 (см. рис. 4.3) основания штатива осветитель 34 (см. рис. 20) и закрепить винтом 46, а в гнездо 41 (см. рис. 4.3) тубусодержателя револьверное устройство 33 (см. рис. 4.2), при этом следить за тем, чтобы установочный винт 106 (см. рис. 4.10) вошел в прорезь гнезда тубусодержателя, и закрепить винт 43 (см. рис. 4.3) с помощью торцового ключа.

Установить промежуточный тубус 7 (см. рис. 4.2) в гнездо 40 (см. рис. 4.3) тубусодержателя, при этом осторожно завести оправу с нижней тубусной линзой в отверстие револьвера; следить за тем, чтобы установочный винт на нижнем торце промежуточного тубуса вошел в прорезь на опорном торце штатива; закрепить винт 42 с помощью торцового ключа. Помните, что при разборке микроскопа необходимо сначала снять промежуточный тубус, отжав винт 42, а затем револьверное устройство, отжав винт 43.

При работе с микроскопом в положении «Столик от наблюдателя» при установке промежуточного тубуса развернуть его на 180° относительно положения, показанного на рис. 4.2. Установить на промежуточный тубус бинокулярную насадку таким образом, чтобы установочный винт на нижнем торце фланца насадки вошел в прорезь на верхнем торце промежуточного тубуса, и закрепить винт с помощью торцового ключа.

4.4.3. Установка объективов

Опустить вращением рукояток грубой фокусировки предметный столик. При использовании револьверного устройства ввинтить в его гнезда объективы в порядке, удобном для работы.

Смена объективов в зависимости от выбранного увеличения производится поворотом шарового сегмента 101 (см. рис. 4.10) за накатанную часть до его фиксации.

4.4.4. Включение осветителя

Подключить осветитель 34 (см. рис. 4.2) к источнику питания, а затем включить источник питания в сеть, руководствуясь его паспортом. Следует помнить, что лампы рассчитаны на определенное время нормального горения, поэтому при перерывах в работе осветитель следует отключать от сети.

4.4.5. Установка окуляров

Установить парные окуляры 6,3х или 10х в окулярные трубки бинокулярной насадки. Для исключения ошибки глаза наблюдателя перед установкой окуляра с перекрестием или шкалой (сеткой) в окулярную трубку микроскопа, смотря в окуляр на свет, подвижной линзы на резьбе сфокусировать ее на резкое изображение перекрестия или шкалы (сетки) окуляра. Следить при установке окуляра с перекрестием, снабженного специальным хомутиком, за тем, чтобы хомутик на корпусе окуляра вошел в одну из двух прорезей окулярной трубки; в этом случае штрихи перекрестия расположатся параллельно направлениям колебания света, пропускаемого поляризатором и анализатором, или под углом 45° к этим направлениям.

4.4.6. Установка бинокулярной насадки

Раздвинуть окулярные трубки бинокулярной насадки по базе глаз наблюдателя. Затем снять числовой отсчет по шкале 87 (см. рис. 4.8), расположенной на корпусе насадки, и установить такие же отчеты на шкалах 88 окулярных трубок насадки, вращая накатанные кольца 90. Далее вставляем в правую окулярную трубку насадки окуляр с перекрестием

ем, предварительно выставленный по глазу наблюдателя, как указано в подразделе 7.5, а в левую окулярную трубку – парный окуляр из комплекта микроскопа.

Наблюдая правым глазом в правый окуляр, сфокусировать микроскоп на резкое изображение объекта. Наблюдая левым глазом в левый окуляр, добиваемся резкого изображения объекта вращением накатанного кольца 90 левой окулярной трубки, после чего переходим к наблюдению двумя глазами.

4.4.7. Настройка микроскопа

Установка поляризатора и анализатора в рабочее положение. При работе с микроскопом необходимо иметь в виду, что поляризационные устройства микроскопа ориентированы таким образом, что установка по шкале поляризатора числового отсчета «0» и шкале анализатора числового отсчета «9» соответствует скрещенному положению поляризационных устройств. При этом направление колебаний света, пропускаемого поляризатором, будет совпадать с горизонтальной нитью перекрестия окуляра, установленного в окулярную трубку насадки. Отпускаем винт 64 (см. рис. 4.5), крепящий поляризатор в оправе 63, и, вращая поляризатор за оправу, совмещаем числовую отметку «0» на оправе поляризатора с индексом на корпусе конденсорного устройства, после чего закручиваем винт 64.

Включаем в ход лучей анализатор с помощью рукоятки 78 (см. рис. 4.7), при этом риска на рукоятке анализатора должна совпадать с риской на кольце 75 промежуточного тубуса, что указывает на включенное положение анализатора. Далее устанавливаем вращением кольца 75 по шкале анализатора числовой отсчет «9», который соответствует скрещенному положению его с поляризатором, и закрепляем винт 76.

Проводим установку поляризационных устройств в скрещенное положение, наблюдая поле зрения окуляра при малом и среднем увеличении объектива; скрещенное положение должно соответствовать максимальному потемнению поля зрения окуляра. При необходимости добиться этого небольшим поворотом поляризатора или анализатора от установленного положения.

Если для работы необходимо установить анализатор в параллельное положение по отношению к поляризатору, по шкале анализатора должен быть установлен числовой отсчет «0» или «18».

Центрировка объектива. Помещаем на предметный столик микроскопа объект и фокусируем микроскоп на резкость изображения. Находим в наблюдаемом изображении объекта какую-либо заметную деталь малых размеров (например, темную точку) и, двигая препарат по предметному столику, приводим ее на центр перекрестия окуляра. Наблюдая за поведением выбранной точки, вращая предметный столик. Если точка не смещается с центра перекрестия окуляра, то объектив следует считать центрированным. Если же эти условия не выполнены, произвести центрировку объектива в следующей последовательности:

- установить вращением предметного столика изображение выбранной детали объекта в положение максимального его удаления от центра перекрестия окуляра;
- разделить пополам (на глаз) расстояние от центра перекрестия до изображения выбранной детали объекта и с помощью центрировочных винтов объектива переместить изображение детали на половину этого расстояния;
- установить перемещением объекта (от руки или с помощью препаратоводителя) изображение детали объектива снова на центр перекрестия;
- проверить, остается ли изображение выбранной детали объекта на перекрестии при вращении предметного столика.

При необходимости все указанные операции повторить снова до тех пор, пока изображение точки объекта, установленное в центр перекрестия окуляра, не будет оставаться

в центре перекрестия при вращении предметного столика. В этом случае центрировку объектива можно считать законченной. Для исключения люфта в резьбе центрировочных винтов объектива рекомендуется при окончательной центрировке объектива производить вращение обоих центрировочных винтов в одну сторону (например, по часовой стрелке).

Все указанные операции повторить для каждого из объективов, установленных в гнезда револьверного устройства. Вращать револьверное устройство только за накатанное кольцо шарового сегмента 101 (см. рис. 4.10). При смене объективов рекомендуется проверять их центрировку, как указано выше, и при необходимости производить подцентрировку. Нельзя вращать револьверное устройство, держась за корпус объектива.

Качество изображения в микроскопе в значительной степени зависит от освещения, поэтому настройка освещения является важной подготовительной операцией. Осветитель совместно с конденсорной системой микроскопа обеспечивает нормальное освещение объекта по принципу Келлера. Настройку освещения рекомендуется производить следующим образом:

- установить объект на предметный столик микроскопа;
- вывести анализатор из хода лучей;
- установить вращением револьверного диска 60 (см. рис. 4.5) конденсорного устройства числовой отсчет «0» в окне крышки диска;
- включить осветитель, как указано в разделе 4.4.4.
- установить в револьверное устройство объектив 40×0,65 и сфокусировать на объект, смещением объекта на предметном столике ввести в поле зрения наиболее прозрачный участок объекта;
- проверить центрировку объектива и при необходимости отцентрировать его;
- открыть полевую диафрагму осветителя вращением рукоятки 96 (см. рис. 4.9), предварительно отцентрировать изображение нити лампы на матовом стекле относительно его светового диаметра с помощью центрировочных винтов 94;
- снять матовое стекло;
- прикрыть апертурную диафрагму конденсора вращением рукоятки 62 (см. рис. 4.5);
- закрыть полностью полевую диафрагму и вращением рукоятки 58 (см. рис. 4.4) поднять конденсорное устройство до такого положения, при котором изображение полевой диафрагмы будет наиболее резко видно на объекте. Проверить установку в корпус конденсорного устройства фронтальной линзы в оправе 59 (см. рис. 4.5);
- привести вращением винтов 97 (см. рис. 4.2) в центр поля зрения изображение полевой диафрагмы и открыть ее до размеров поля зрения;
- проверить качество настройки освещения, наблюдая за изображением нити лампы в выходном зрачке объектива, для чего включить линзы Бертрона с помощью рукоятки 79 (см. рис. 4.7) и сфокусировать на выходной зрачок объектива вращением этой рукоятки; при необходимости отцентрировать линзы Бертрона с помощью винтов 80 ключами 81 относительно перекрестия окуляра; при правильной настройке освещения изображение нити лампы должно быть резко видно в выходном зрачке объектива и полностью заполнять его; при необходимости добиться этого, перемещая коллектор осветителя рукояткой 95 (см. рис. 4.9) и перемещая по высоте конденсор до полного заполнения зрачка объектива; центрируя лампу с помощью центрировочных винтов 94, выключить линзы Бертрона из хода лучей.

После настройки освещения при использовании объективов других увеличений и апертур (из комплекта микроскопа) не изменять положение конденсорного устройства по высоте.

При работе с объективами $2,5\times 0,05$, $10\times 0,20$ в ход лучей включить осветительную линзу в оправе 71 (см. рис. 4.6), вращая ее за оправу; кроме того, при работе с объективом $2,5\times 0,05$ снять с конденсорного устройства фронтальную линзу в оправе 59 (см. рис. 4.4), и вновь поднять конденсорное устройство до упора.

При включенной осветительной линзе обеспечивается равномерное освещение всего поля зрения микроскопа, но нарушается нормальное освещение по принципу Келлера (в поле зрения микроскопа не наблюдается резкое изображение полевой диафрагмы). В том случае, когда при работе с объективом $10\times 0,20$ нарушение принципа нормального освещения является нежелательным (например, при определении показателей преломления минералов методами «фокального экранирования» и т. д.), осветительная линза не включается, а настройка освещения производится при выключенной фронтальной линзе конденсора.

При настройке освещения необходимо помнить, что изменение размеров полевой диафрагмы оказывает влияние только на величину, а не на яркость освещенного предметного поля, а изменение размера апертурной диафрагмы конденсора влияет на яркость освещения и на контрастность изображения, а не на величину освещенности поля. Однако контрастность изображения зависит не только от размера апертурной диафрагмы, но в гораздо большей степени от объекта и его окраски; кроме того, она может изменяться при применении светофильтра СС-2, который входит в комплект микроскопа и может быть установлен на защитное стекло в основании штатива.

Нельзя регулировать яркость изображения сужением апертурной диафрагмы или опусканием конденсорного устройства. Для уменьшения яркости изображения устанавливать матовое стекло на фланец основания штатива.

Установка предметного столика. Для использования механизма фиксации углов поворота предметного столика, произвести предварительную установку его следующим образом:

- при любом положении диска столика включить фиксирующий механизм, завернув винт 51 до упора;
- вращать диск столика до тех пор, пока он не установится в положение фиксации;
- выключить фиксирующий механизм, отвернув винт 51.

Такая предварительная установка предметного столика обеспечит при повторных включениях фиксирующего механизма фиксацию углов поворота столика через 45° от любого установленного положения столика.

Помните, что выключить фиксирующий механизм необходимо только в фиксированном положении предметного столика.

Определение цены деления шкалы (или сетки) окуляра и замена шкалы (или сетки). В поле зрения измерительного окуляра $6,3\times$ из комплекта микроскопа может быть установлена сетка. Окуляр со шкалой применяется для измерения величины исследуемых зерен; квадратной сеткой пользуются для измерения площадей, приходящихся на долю разных минералов в исследуемом объекте. Определение цены деления шкалы (или сетки) окуляра в плоскости предмета производить отдельно от каждого объектива:

- вставить окуляр со шкалой (или сеткой) в окулярную трубку насадки (предварительно не забудьте установить его по глазу наблюдателя, как указано в разделе 4.4.5.);
- поместить на предметный столик объект-микрометр и сфокусировать на него микроскоп;
- развернуть объект-микрометр так, чтобы его штрихи расположились параллельно штрихам шкалы (или сетки) окуляра;
- совместить один из штрихов объект-микрометра с началом шкалы (или сетки) окуляра;

- определить, сколько делений объект-микрометра укладывается в шкале (или сетки) окуляра при объективах среднего и большего увеличения или сколько делений шкалы (или сетки) окуляра занимает весь объект-микрометр при объективах малого увеличения.

Цена деления шкалы (или сетки) окуляра вычисляется по формуле

$$\varepsilon = ZT/A, \quad (2)$$

где ε – цена деления шкалы (или сетки) окуляра, мм;

Z – число делений объект-микрометра;

T – цена деления объект-микрометра, равная 0,01 мм;

A – число делений шкалы (или сетки) окуляра.

Полученные данные рекомендуется записать в табл. 4.3.

Таблица 4.3

Таблица для записи данных линейных величин

Шифр объектива	Увеличение объектива	Цена деления, мм	
		шкалы	Сетки
ОПХ-2,5П ОПХ-13П ОПХ-25П ОПХ-40П ОХ-31П			

Из данных видно, какой истинной линейной величине в плоскости объекта соответствует одно деление шкалы или сторона квадрата сетки измерительного окуляра при использовании различных объективов. Пользуясь этими данными, при определении истинной линейной величины объекта достаточно подсчитать число делений шкалы (сетки) окуляра, накладывающихся на измеряемый участок объекта и умножить это число на величину, указанную в табл. 4.3, в соответствии с увеличением применяемого объектива.

Для замены в измерительном окуляре шкалы сеткой (или наоборот) вывернуть снизу корпуса окуляра оправу коллективной линзы, отвинтить кольцо в верхней части оправы и, откинув шкалу (сетку), вынуть ее. Затем достать из футляра сетку (шкалу), вложить ее делениями вверх в выточку оправы, навернуть гайку и ввинтить оправу коллективной линзы в корпус окуляра.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Устройство поляризационного микроскопа марки ПОЛАМ.
2. Устройство и работа составных частей микроскопа.
3. Порядок установки и подготовка к работе микроскопа ПОЛАМ.
4. Настройка микроскопа ПОЛАМ.

5. МЕТОДИКА РАБОТЫ С ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ МИКРОСКОПОМ

Наблюдение объекта под микроскопом может проводиться различными способами. Наиболее распространенными из них являются наблюдение при одном поляризаторе (без анализатора) и наблюдение с поляризатором и анализатором, установленными в скрещенное или параллельное положение. Указанные способы относятся к общим способам наблюдения. Помимо этого, при работе с микроскопом могут применяться и специальные способы наблюдения, к которым, например, относятся способы «фокального экранирования» («кольцевое экранирование» и метод темного поля).

В практике петрографических исследований большая роль принадлежит микроскопическим методам. При этом последовательно определяются кристаллооптические константы минералов. Всем минералам характерны присущие только для них оптические константы, диагностика которых входит в задачу петрографа. Исследования по определению оптических констант минералов подразделяются на: ортоскопические (в параллельном пучке света) и коноскопические (в сходящемся пучке света). Методика изучения породообразующих минералов с помощью поляризационного микроскопа подразделяется на три определяющих вида:

- исследования минералов при одном николе или в параллельном свете;
- исследования минералов при двух или скрещенных николях;
- исследования минералов в сходящемся свете.

Каждый вид изучения минералов имеет самостоятельные задачи, решение которых позволяет относительно быстро диагностировать данный минерал или породу в целом.

5.1. ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ ПРИ ОДНОМ НИКОЛЕ

Подготовка к диагностике минералов при одном николе (поляризаторе) осуществляется в такой последовательности:

- включить в сеть через источник питания лампу осветителя;
- установить исследуемый шлиф либо непосредственно на предметный столик и закрепить клеммами, либо
- закрепить между лапками препаратоводителя, установленного на столике;
- вывести из хода лучей анализатор;
- проверить установку поляризатора, числовая отметка «0» на шкале, расположенной на оправе поляризатора, должна совпадать с риской на корпусе конденсорного устройства. При необходимости установить числовой отсчет «0» вращением поляризатора в оправе 63 (см. рис. 4.5) при несколько отжатом винте 64, после чего винт завернуть;
- установить в окулярную насадку окуляр и вращением револьверного устройства ввести в ход лучей нужный для работы объектив;
- сфокусировать микроскоп на минерал, не допуская соприкосновения объектива со шлифом, для чего при работе с сильными объективами с помощью рукояток грубой фокусировки поднять предметный столик почти до соприкосновения объектива со шлифом, после этого, наблюдая в окуляр и вращая рукоятки точной фокусировки, опустить столик до появления изображения минерала;

- проверить центровку объектива, вращая предметный столик. При необходимости добиться точной центровки;
- проверить настройку освещения, для этого установить под объектив часть шлифа, которая свободна от зерен минералов, и включить линзы Бертрана.

При правильной настройке освещения в выходном зрачке объектива наблюдается центрично расположенное изображение нити лампы, полностью заполняющее зрачок. При необходимости добиться этого (см. п. 4.4.7.); выключить линзы Бертрана и приступить к наблюдениям. Для обеспечения большей четкости наблюдаемого изображения рекомендуется прикрыть полевую диафрагму осветителя настолько, чтобы ее изображение располагалось вблизи от краев поля зрения, но за его пределами.

При изучении формы, размера и окраски наблюдаемого минерала особых требований к апертуре освещающего пучка не предъявляется. Однако наблюдение окраски сильно поглощающих минералов эффективнее всего проводить при полностью закрытой апертурной диафрагме конденсора с объективами средних и больших увеличений и при максимально допустимой яркости источника света.

Наблюдения в шлифе оптических эффектов, связанных со светопреломлением минералов, например, рельефа, «шагреновой» поверхности, световой полости Бекке и т. п., следует проводить при почти полностью закрытой апертурной диафрагме конденсора с объективами средних и больших увеличений.

При одном никеле определяют цвет, форму, характер спайности, размер и относительную величину показателей преломления минералов. Оптическая система микроскопа при этом предельно упрощается; полностью открыта диафрагма, а также выключены линза Лазо, никель-анализатор и линза Бертрана.

5.1.1. Цвет минерала и его плеохроизм

При изучении в проходящем свете различают минералы непрозрачные, т. е. полностью поглощающие световые лучи, и прозрачные, т. е. полностью или частично пропускающие свет. К первым относятся, в основном, рудные минералы. В шлифе они выглядят совершенно черными. Их определение проводится в отраженном свете по особой методике.

Большинство пороодообразующих минералов относятся ко второй группе; одни из них в шлифе под микроскопом совершенно бесцветны, другие окрашены. Многие окрашенные минералы, кристаллизующие во всех сингониях, кроме кубической, обладают плеохроизмом.

Плеохроизмом называется свойство кристаллов темноцветных минералов изменять окраску в зависимости от направления световых колебаний, проходящих через них. Это свойство обусловлено различным характером поглощения световых лучей по разным направлениям в кристалле и проявляется оно при изучении окрашенных минералов под микроскопом при одном никеле.

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

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

Для ряда минералов плеохроизм является важнейшим диагностическим признаком. Изучение плеохроизма минералов проводится при выключенном никеле- анализаторе. В заключение рассмотрим порядок проведения работы при определении рода плеохроизма:

- регулируется микроскоп (освещение, центрировка);
- устанавливается на столике шлиф с окрашенным минералом так, чтобы направление спайности минерала совпадало с вертикальной нитью окуляра в микроскопе;
- вращая столик микроскопа, наблюдается характер изменения окраски зерен минерала в различных разрезах;
- зарисовывается одно из зерен в положениях, наиболее сильно отличающееся по окраске.

5.1.2. Форма минерала

В горной породе формы выделений минералов и общий облик тех или иных кристаллов зависят от многих факторов – от кристаллографических особенностей минерала и силы его кристаллического роста, от Р-Т условий кристаллизации, характера взаимоотношений, растущего минерала с изменяющейся обстановкой окружающей среды и т. д.

В благоприятных условиях минерал образует присущие ему формы выделений и характеризуется правильными кристаллографическими ограничениями; такие кристаллы называются идиоморфными. Если кристаллы в процессе роста приобретают свою характерную форму только частично, они называются гипидиоморфными. В тех случаях, когда кристаллы не имеют правильных кристаллографических очертаний, они называются ксеноморфными.

Для того чтобы получить представление о форме идиоморфного кристалла, необходимо иметь в шлифе не менее двух или трех его ориентированных разрезов. Важно выяснить общий облик минерала. Наиболее часто встречаются кристаллы призматического, таблитчатого, пластинчатого, игольчатого, листоватого и волокнистого облика. В тех случаях, когда у кристалла наблюдаются необычные соотношения длины и ширины, следует в записях уточнить характеристику его формы, например: кристаллы короткопризматические, широко таблитчатые и т. д.

У ксеноморфных кристаллов следует фиксировать наиболее общие особенности формы, например: удлинение – если кристалл, несмотря на отсутствие правильных форм, обнаруживает отчетливо выраженную длину и ширину, изометричность – когда у минерала выражена способность образовывать зерна с равными или почти равными измерениями, и, наконец, характер неправильности форм – угловато-неправильные, округло-неправильные и т. п.

Иногда выделения минералов характеризуются формой их срастания в агрегаты. Среди последних выделяются лучистые или радиально-лучистые формы срастания, перистые, сноповидные, графические и другие.

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

5.1.3. Спайность минерала

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

При петрографических исследованиях обычно различают минералы с весьма совершенной, совершенной и несовершенной спайностью. В зернах минералов с весьма совершенной спайностью

шенной спайностью наблюдаются тонкие, четкие трещины, притягивающиеся параллельно друг к другу в большинстве случаев через все зерно (рис. 29).

У минералов с совершенной спайностью линии трещин относительно широкие, притягивающиеся параллельно друг другу в большинстве случаев также через все зерно.

Минералы, обладающие несовершенной спайностью, характеризуются наличием широких или прерывистых, иногда извилистых и не всегда строго параллельных. Однако единое направление трещин выдерживается достаточно отчетливо. Если минерал спайностью не обладает, то трещины либо отсутствуют совсем, либо располагаются беспорядочно (см. рис. 5.1).

Трещины спайности могут проходить в одном направлении, как например, у слюды мусковита, биотита, флогопита, лепидолита и других, в двух направлениях (минералы группы полевых шпатов, амфиболитов, пироксенов и другие), в трех направлениях (кальцит, доломит, галит и другие), в четырех направлениях (флюорит) и в шести направлениях (сфалерит).

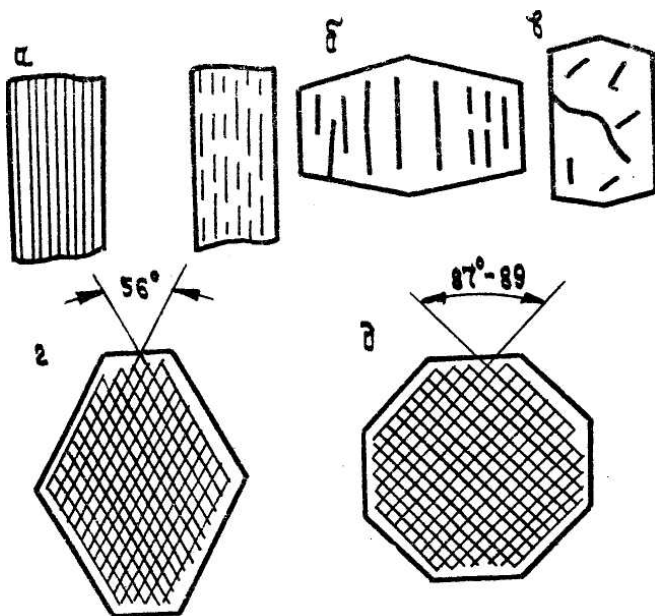


Рис. 5.1. Типы спайности: а – совершенная в одном направлении; б – несовершенная; в – спайность отсутствует; г – совершенная в двух направлениях (амфибола); д – спайность в двух направлениях (пироксена)

Для минералов, имеющих спайность в двух и более направлениях, одним из диагностических признаков является величина угла между трещинами (угол спайности). Особенно важно его определение для минералов группы пироксенов и амфиболов, сходных между собой по ряду оптических констант и резко отличающихся по величине угла спайности. У пироксенов он составляет 87° (см. рис. 5.1), а у амфиболов – 56° .

При изучении под микроскопом спайности минерала необходимо помнить, что вследствие беспорядочного расположения кристаллов в породе в шлифе она заметна не во всех зернах, а у минералов со спайностью в двух направлениях гораздо чаще наблюдаются зерна с трещинами, проходящими в одном направлении. Поэтому для правильной и полной характеристики спайности минерала надо обязательно просмотреть все зерна в исследуемом шлифе.

Определение угла между спайностями осуществляется следующим образом. Находится зерно минерала с хорошо выраженными, тонкими, четкими линиями трещин спайности. Данное зерно помещается в центр поля зрения. При вращении столика микроскопа одна система трещин совмещается с нитью окуляра и делается отсчет по нониусу (рис. 5.2, а). Затем столик поворачивается до совмещения с той же нитью окуляра второй сис-

темы трещин спайности (рис. 5.2,б). Производится второй отсчет. Разница отсчетов дает величину угла между спайностями.

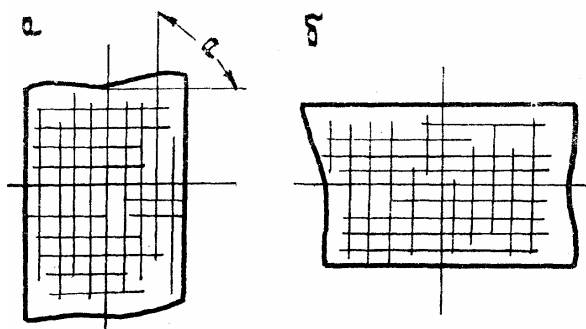


Рис. 5.2. Определение угла спайности (α): а-с вертикальной нитью окуляра совмещены трещины спайности, параллельные длинной стороне зерна; б- с вертикальной нитью окуляра совмещена система трещин спайности, параллельная короткой стороне зерна

5.1.4. Определение величины показателя преломления минерала

Показатель преломления (n) является одним из важнейших диагностических признаков минералов. Определение его в зависимости от цели исследования проводится разными методами с различной степенью точности.

Для наиболее точного определения величины показателя преломления (до десятитысячных долей единицы) пользуются кристалл-рефрактометром. Измерение показателя преломления этим прибором основано на явлении полного внутреннего отражения при падении световой волны из среды, более сильно преломляющей, в среду, менее сильно преломляющую. Величина показателя преломления минерала вычисляется по формуле:

$n = N \sin \varphi$ и где N – известный показатель преломления стеклянного полушария, из которого световая волна падает на исследуемый минерал; φ – угол падения луча, при котором он испытывает полное внутреннее отражение.

Кристалл-рефрактометр позволяет измерять показатели преломления кристаллического и некристаллического вещества при условии, что их значения не превышают величины 1,8-1,9.

В научно-исследовательских и производственных лабораториях показатели преломления минералов чаще всего определяют *иммерсионным методом*. Одним из существенных преимуществ этого метода является возможность его использования для определения даже мелких зерен, размером в десятые доли миллиметра, причем точность определения составляет $\pm 0,001$.

Основа метода заключается в том, что, пользуясь специальным набором жидкостей с разными, заранее известными показателями преломления, подбирают жидкость с показателем преломления, равным показателю преломления минерала. Обычно применяют наборы жидкостей с показателями от 1,4 до 1,87.

Наиболее простым и доступным способом определения показателя преломления минералов при изучении их с помощью поляризационного микроскопа является метод сравнения с показателем преломления канадского бальзама, величина которого всегда постоянна ($n=1,537-1,54$). У зерен минералов с показателем преломления, отличающимся от показателя преломления канадского бальзама, наблюдается так называемая световая *полоска*, или *линия Бекке*, *рельеф* и *шагреневая поверхность*, по характеру которых и определяется показатель преломления минерала.

Линия Бекке. На границе минерала с канадским бальзамом при разнице показателей преломления 0,001 и более появляется тонкая световая полоска – линия Бекке, точно повторяющая контуры зерна. Возникновение световой полоски объясняется явлениями преломления и полного внутреннего отражения лучей, падающих на поверхность соприкосновения двух минералов или минерала и канадского бальзама с разными значениями n . При подъеме и опускании тубуса (или столика микроскопа) она перемещается с зерна на канадский бальзам и обратно. Необходимо твердо запомнить следующее: при подъеме тубуса микроскопа световая полоска (линия) Бекке перемещается в сторону минерала с большим показателем преломления, а при опускании – на минерал с меньшим показателем преломления.

Все минералы по показателю преломления по отношению к канадскому бальзаму можно разделить на две группы: I – n мин. $< n$ к. б. ; II – n мин. $> n$ к. б.

Рельеф минерала. При разнице показателя преломления минерала и канадского бальзама в 0,020 и больше зерна зрительно становятся выпуклыми, кажутся как бы приподнятыми над плоскостью шлифа. Они, как принято говорить, имеют рельеф. Объяснить это явление можно тем, что зерна минералов играют роль собирательных линз (световые лучи всегда отклоняются в сторону среды с большим показателем преломления), поэтому они лучше освещены и кажутся нам расположенными к глазу ближе, чем окружающая среда.

Степень проявления рельефа (слабый, средний, сильный) зависит от того, насколько показатель преломления минерала отличается от показателя преломления канадского бальзама (рис. 5.3). Принято различать положительный и отрицательный рельефы. В первом случае зерно кажется приподнятым, как бы выступающим из плоскости шлифа (n мин. $> n$ к. б.). Во втором – зерно на фоне канадского бальзама выглядит опущенным, вдавленным (n мин. $< n$ к. б.).

Шагреневая поверхность (шагрень). При изготовлении шлифа нижнюю и верхнюю плоскости кусочка породы шлифуют. При этом всегда остаются микроскопические неровности, заполняемые впоследствии канадским бальзамом. У минералов с показателем преломления, близким к к. б. $= 1,540$, эти неровности незаметны, т. к. световые лучи в этом случае на границе минерал – канадский бальзам почти не испытывают отклонения от первоначального направления и поверхность зерен освещается равномерно.

Если показатель преломления минерала значительно (на 0,020 и больше) отличается от показателя преломления канадского бальзама, то неровность зерна становится заметнее, и она кажется шероховатой.

Это объясняется явлениями преломления и полного внутреннего отражения световых лучей. Поверхность таких зерен напоминает поверхность шагреневой кожи.

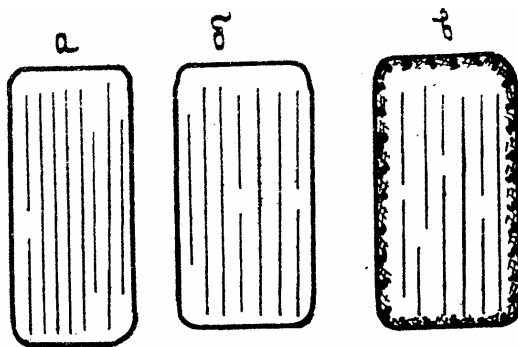


Рис. 5.3. Степень проявления рельефа зерен минералов под микроскопом; рельеф: а – слабый; б – средний; в – сильный

Шагреновая поверхность проявляется тем резче и заметнее, чем больше n мин. Отличается от n к. б. Следует отметить, что наблюдения за перемещением светового эффекта, т. е. полосы Бекке, характером рельефа и шагреновой поверхности проводятся при частичном закрытии диафрагмы и опущенной осветительной системе; последнее необходимо для получения потока сравнительно небольшого числа параллельных световых лучей.

Таким образом, по величине показателя преломления все минералы подразделены на семь групп (табл. 5.1).

Таблица 5.1.

Величины показателя преломления, рельеф и шагреновая поверхность минералов

Группа	Показатель преломления(n)	Перемещение полосы Бекке при поднятии тубуса	Рельеф	Линия контура	Поверхность
I	1,410-1,470	На бальзам	(-)*	Четкая	Бугристая
II	1,471-1,534	Дисперсионный	(-)	Тонкая	Гладкая
III	1,535-1,545	эффект	($\pm$)	Нет	Гладкая
IV	1,550-1,600	На минерал	(+)	Тонкая	Гладкая
V	1,610-1,650	На минерал	(+)	Средняя	Извилистая
VI	1,660-1,780	На минерал	(+)	Четкая	Бугристая
VII	более 1,780	Нечеткая	(+)	Широкая	Бугристая

Примечание :*- рельеф отрицательный (-), положительный (+) и нейтральный ($\pm$)

Дисперсный эффект В. Н. Лодочникова. В мелкозернистых и сложенных, главным образом, бесцветными минералами породах наблюдение полосы Бекке бывает весьма затруднительным. Поэтому для определения величины относительного показателя преломления В. Н. Лодочников предложил использовать цветовой эффект, возникающей на границе соприкасающихся разнопреломляющих минералов или минерала и канадского бальзама. Минерал, который имеет больший показатель преломления, окрашивается в слабый зеленоватый цвет, а минерал с меньшим преломлением – в золотисто-желтоватый. Наблюдение данного явления требует внимания и определенных навыков, но вполне оправдывает себя, т. к. значительно облегчает работу. *Псевдоабсорбция.* Подавляющее большинство минералов, входящих в состав пород, являются оптически анизотропными. В разных направлениях они имеют различные показатели преломления. В связи с этим рельеф и шагреновая поверхность зависят от того, какой из показателей преломления совпадает с направлением колебаний света, пропускаемых поляризатором. У большинства минералов разница в преломлении по отдельным направлениям невелика, поэтому при вращении шлифа на предметном столике существенных изменений ни в рельефе, ни в шагреновой поверхности не наблюдается. Когда же в данном сечении зерна имеется большое различие в показателях преломления, то при вращении шлифа указанные оптические свойства резко изменяются. Так, у карбонатов, в сечении, параллельном оптической оси, у слюд в разрезе, перпендикулярном спайности, в данном случае наблюдаются очень резкие рельеф и шагреновая поверхность, а при повороте на 90° эти явления исчезают. Первый случай соответствует совпадению наибольшего показателя преломления минерала с плоскостью колебаний в николе-поляризаторе, второй – совпадению наименьшего показателя преломления. Для указанных групп минералов это явление, носящее название псевдоабсорбции, является хорошим диагностическим признаком.

Псевдоабсорбция. Подавляющее большинство минералов, входящих в состав пород, являются оптически анизотропными. В разных направлениях они имеют различные показатели преломления. В связи с этим рельеф и шагреневая поверхность зависят от того, какой из показателей преломления совпадает с направлением колебаний света, пропускаемых поляризатором. У большинства минералов разница в преломлении по отдельным направлениям невелика, поэтому при вращении шлифа на предметном столике существенных изменений ни в рельефе, ни в шагреновой поверхности не наблюдается. Когда же в данном сечении зерна имеется большое различие в показателях преломления, то при вращении шлифа указанные оптические свойства резко изменяются. Так, у карбонатов, в сечении, параллельном оптической оси, у слюд в разрезе, перпендикулярном спайности, в данном случае наблюдаются очень резкие рельеф и шагреновая поверхность, а при повороте на 90° эти явления исчезают. Первый случай соответствует совпадению наибольшего показателя преломления минерала с плоскостью колебаний в николе-поляризаторе, второй – совпадению наименьшего показателя преломления. Для указанных групп минералов это явление, носящее название псевдоабсорбции, является хорошим диагностическим признаком.

5.2. ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ ПРИ СКРЕЩЕННЫХ НИКОЛЯХ

Диагностика минералов с поляризатором и анализатором проводится как при скрещенном, так и при параллельном положении поляризирующих устройств. Для осуществления этого необходимо:

- проверить настройку освещения (см. 4.4.7.);
- ввести в ход лучей анализатор с помощью рукоятки 78 (см. рис. 4.7); при включенном положении анализатора риска на его рукоятке совпадает с риской на кольце 75 промежуточного тубуса;
- установить вращением кольца 75, отжав предварительно винт 76, по шкале анализатора числовой отсчет «9» (скрещенное положение поляризирующих устройств), или числовой отсчет «0», или числовой отсчет «18» (параллельное положение поляризирующих устройств);
- закрепить анализатор в установленном положении.

Исследование двупреломления объекта на основе наблюдения интерференционных окрасок, а также определение его сингонии на основе наблюдения характера погасания рекомендуется проводить при сильно затянутой апертурной диафрагме конденсора и при максимально возможной яркости освещения.

Для определения ряда оптических характеристик минерала при исследовании в поляризованном свете применяют кварцевую компенсационную пластинку первого порядка в оправе 83 и кварцевый клин в оправе 82, которые устанавливают в паз промежуточного тубуса. В нерабочем положении паз под компенсационные устройства закрывают заслонкой 84, предохраняющей его от попадания пыли.

При скрещенных николях определяют наименование осей оптической индикатрисы в данном сечении, уточняют плеохроизм в определенных направлениях, определяют силу двупреломления, знак главной зоны (или удлинение) минерала, углы угасания, разность хода волн, изучают характер двойников, отличают изотропные минералы от анизотропных.

5.2.1. Определение силы двойного лучепреломления минерала

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

Луч света, входя в пластинку анизотропного минерала, разлагается на два луча с разными показателями преломления, распространяющиеся с различными скоростями и колеблющиеся во взаимно перпендикулярных плоскостях. Это явление получило название двойного лучепреломления, или двупреломления.

Силой двойного лучепреломления (Δ) называется величина, показывающая, насколько показатель преломления одного луча отличается от показателя преломления другого – $\Delta = n_1 - n_2$, где n_1 и n_2 – показатели преломления.

Сила двупреломления – величина переменная. В зависимости от направления прохождения света в кристалле она изменяется от нуля до какого-то максимума, который принято считать истинной величиной силы двупреломления данного минерала: $\Delta = n_g - n_p$, где n_g – наибольший по величине показатель преломления данного минерала, а n_p – наименьший.

Значения Δ для различных минералов колеблются в довольно широких пределах. Так, для нефелина она равна 0,005–0,006, для оливина – 0,035–0,040, а для кальцита достигает 0,172–0,180. Определение силы двупреломления минералов основано на изучении в шлифах явления интерференции световых волн, проходящих через кристалл.

Луч света, входя в кристалл, раздваивается, и каждая из образовавшихся световых волн распространяется в кристалле со свойственной ей скоростью. В результате один луч обгоняет другой, и между ними возникает разность хода (R). Величина, которой измеряется в миллимикронах и прямо пропорциональна длине пути, пройденного в анизотропной среде, т. е. толщине кристаллической пластинки (d), в данном случае толщина шлифа, и силе двупреломления данного кристалла (Δ): $R = d\Delta = d(n_g - n_p)$.

Наличие определенной разности хода при прохождении световых лучей через анализатор обуславливает их интерференцию, вследствие чего зерна минералов при изучении их под микроскопом в белом свете приобретают интерференционные окраски. Причем каждому значению разности хода соответствует своя интерференционная окраска. Следовательно, по характеру интерференционной окраски можно определить разность хода, которая, в свою очередь связана с искомой Δ уже известной зависимостью. В итоге определение силы двупреломления минерала сводится к определению интерференционной окраски.

При определении силы двупреломления минералов пользуются таблицей Мишель-Леви (рис. 5.4), которая является графическим выражением зависимости $R = d\Delta$.

На рис. 5.4 внизу по горизонтали отложены значения разности хода (в миллимикронах), каждому из которых отвечает определенная интерференционная окраска. При увеличении разности хода цветные полосы периодически повторяются. Это позволяет разбить их на порядки.

К первому порядку относятся цвета серый, белый, желтый, оранжевый и красный, постепенно переходящие один в другой. Второй и третий порядки начинаются с фиолетового цвета, далее следует синий, зеленый, желтый, оранжевый и красный. При сравнении

интерференционных окрасок первых трех порядков видно, что в первом порядке имеются отсутствующие в других порядках серый и белые цвета, но нет синего и зеленого.

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

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

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

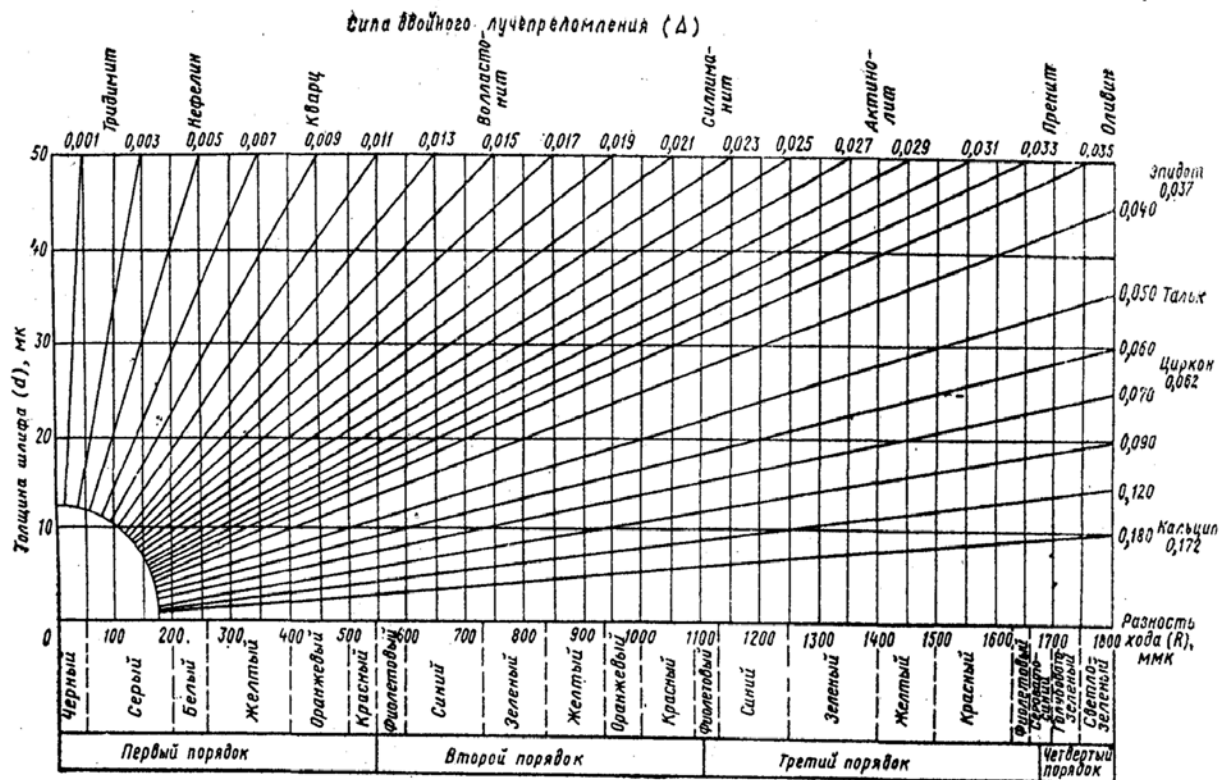


Рис. 5.4. Зависимость силы двойного лучепреломления, разности хода и толщины кристаллической пластинки (табл. Мишель-Леви)

Причина появления цветных каемок заключается в том, что зерна минералов в шлифе только в центральной своей части имеют толщину 0,03 мм, к периферии она уменьшается, а следовательно, в том же направлении уменьшается и разность хода. Это приводит к смене интерференционных окрасок от наиболее высоких в центральной части зерна к низким в краевых частях. Последовательность и число наблюдаемых каемок соответствует количеству и последовательности цветных полос таблицы Мишель-Леви, расположенных влево от интерференционной окраски центральной части зерна.

Например, если в центральной части зерно имеет окраску синюю второго порядка, то от края к центру будут последовательно наблюдаться серая, белая, желтая, красная и фиолетовая каемки. Если же в зерне наблюдается окраска синяя третьего порядка, то от краев к центру располагаются серая, белая, желтая, красная каемки первого порядка, далее — фиолетовая, синяя, зеленая, желтая, красная второго порядка и фиолетовая третьего порядка (рис. 5.5).

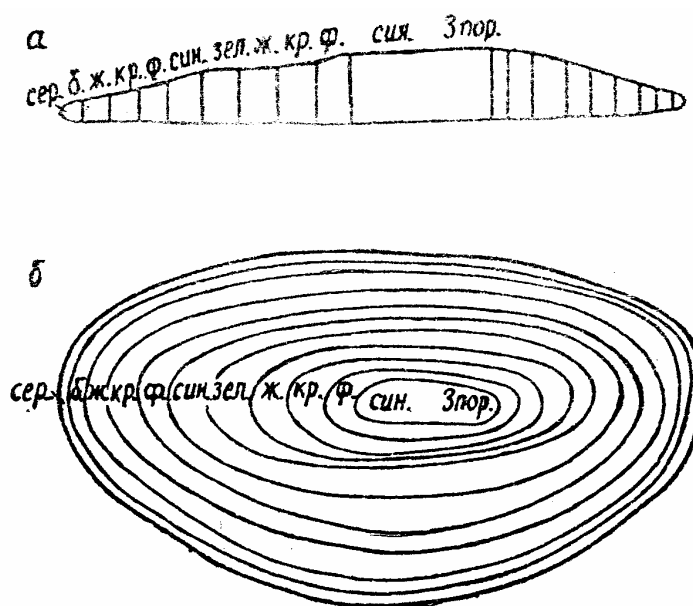


Рис. 5.5. Зависимость между толщиной зерна (d), разностью хода (R) и интерференционной окраской: а – поперечный разрез; б – вид сверху

Прослеживая одну за другой цветные каемки, начиная от края зерна к центру, и, сравнивая их последовательно слева направо, с цветными полосками в таблице Мишель-Леви, мы устанавливаем интерференционную окраску и ее порядок, соответствующий данному разрезу минерала.

Необходимо иметь в виду, что иногда толщина зерна в шлифе увеличивается не постепенно, а резко. Это приводит к выпадению некоторых цветных каемок. Однако целый порядок, как правило, никогда не отсутствует, и ориентируясь на оставшиеся каемки, всегда можно правильно определить порядок интерференционной окраски центральной части зерна.

Интерференционная окраска в зернах бесцветных минералов наблюдается отчетливо. Определение интерференционной окраски (особенно в пределах первого порядка) у цветных минералов иногда вызывает некоторое затруднение. Дело в том, что собственная окраска минерала, не влияющая на характер интерференционной, но, просвечивая через эту окраску, она как бы загрязняет ее. Об этом необходимо помнить в случае изучения интенсивно окрашенных минералов.

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

5.2.2. Определение угла погасания минерала

Оптически анизотропные минералы при скрещенных николях и вращении предметного столика микроскопа на 360° четыре раза темнеют (погасают) и четыре раза просветляются, приобретая ту или иную интерференционную окраску. Кратко это явление можно объяснить следующим образом. Известно, что колебания световых волн в кристаллах взаимно перпендикулярны и параллельны осям индикатрисы. При повороте столика наступает момент, когда оси индикатрисы совпадут с направлением световых колебаний в нико-

лях и световая волна, пройдя через поляризатор и кристалл, будет погашена анализатором, который не пропустит этих колебаний. В момент наилучшей видимости интерференционной окраски кристалла оси индикатрисы располагаются под углом 45° к направлению колебаний света в анализаторе и поляризаторе.

Определить оптическую ориентировку означает найти положение осей индикатрисы относительно кристаллографических осей (X, Y, Z). Последние совпадают с трещинами спайности, с направлением удлинения зерна или с хорошо развитыми гранями кристалла.

Практически определение оптической ориентировки сводится к замеру угла *между осью индикатрисы и спайностью* или *удлинением зерна*. Этот угол получил название угла погасания. Он замеряется в разрезе, параллельном плоскости индикатрисы. $N_g N_p$, или, что то же самое, плоскости оптических осей. Этот разрез характеризуется наивысшей для данного минерала интерференционной окраской.

Как отмечалось, спайность наблюдается в виде системы параллельных трещин. Положение осей индикатрисы наблюдается в момент погасания зерна. Кристаллы погасают, т. е. становятся темными тогда, когда направления осей индикатрисы, параллельно которым колеблется световой луч в кристалле, совпадают с направлением световых колебаний в николях – поляризаторе и анализаторе.

В правильно отрегулированном микроскопе николи установлены так, что плоскости колебаний пропускаемых ими световых лучей *ориентированы параллельно нитям окуляра*. Это необходимо проверить, приступая к определению оптической ориентировки (порядок проверки описан ниже). Следовательно, *нити окуляра в момент погасания зерна указывают на положение осей индикатрисы* в данном разрезе минерала.

Для измерения угла погасания берут отсчеты по лимбу столика микроскопа при двух его положениях. Первый отсчет берут тогда, когда направление трещин спайности параллельно одной из нитей окуляра (рис. 5.6). Второй отсчет проводят в момент погасания зерна, когда параллельно нитям окуляра располагаются оси индикатрисы минерала $N_1 N_2$ (рис. 5.6).

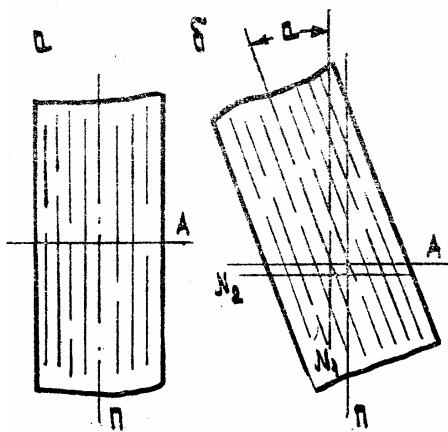


Рис. 5.6. Определение угла погасания в кристалле: а – спайность параллельна нити окуляра (первый отсчет); б – момент погасания зерна – оси индикатрисы (N_1 и N_2) параллельны нитям окуляра (второй отсчет). П – плоскость поляризации поляризатора; А – плоскость поляризации анализатора; α – угол погасания

Оси индикатрисы в кристаллах средних сингоний – тригональной, тетрагональной и гексагональной, ромбической и некоторых разрезах моноклинной сингонии совпадают с кристаллографическими осями, т. е. спайностью. Угол погасания в таких кристаллах будет равен нулю (или 90°). Такой тип погасания получил название прямого погасания (рис. 5.7, а).

В большинстве разрезов кристаллов моноклинной сингонии и в кристаллах триклинной сингонии оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими осями. Угол погасания в этом случае не равен нулю, а тип погасания называется *косым погасанием* (рис. 5.7, б).

Для определения оптической ориентировки помимо положения осей индикатрисы в кристалле необходимо знать их наименование, т. е. определить, какая из них является

осью N_g , а какая- N_p . Для этого используют *компенсатор* – кристаллическую пластинку (слюда, гипс или кварц) с известной величиной разности хода и заданным направлением осей индикатрисы, обычно применяют кварцевый компенсатор с разностью хода более 560 мкм, вдоль длинной стороны которого располагается ось индикатрисы N_p , а вдоль короткой – N_g . При высоких интерференционных окрасках исследуемого минерала удобнее применять слюдяной компенсатор, имеющий разность хода 150 мкм.

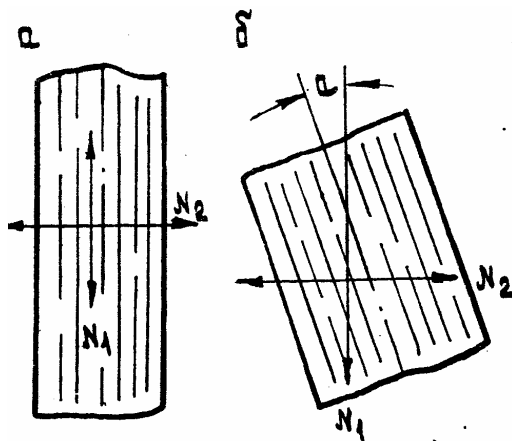


Рис. 5.7. Характер погасания минералов: а – прямое, $\alpha = 0^\circ$, б – косое, $\alpha \neq 0^\circ$; N_1 и N_2 – оси индикатрисы минерала

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

Порядок определения угла погасания осуществляется следующим образом:

1. Регулируется микроскоп (освещение, центрировка, скрещенность николей).
2. Нити окуляра устанавливаются параллельно плоскостям колебаний поляризатора и анализатора, для чего используются особенности плеохроизма биотита. Для установки нитей окуляра поступают так. Анализатор выключается, и в точку пересечения нитей окуляра помещается зерно биотита, с хорошо выраженными трещинами спайности. Затем столик микроскопа поворачивается до момента наиболее темной окраски биотита. В таком положении одна из нитей окуляра должна быть параллельна его спайности. Если этого не наблюдается, то следует повернуть окуляр так, чтобы нить совпала с направлением трещин спайности.
3. На столик микроскопа устанавливается шлиф с исследуемым минералом и с включенным анализатором, находится зерно с четкими трещинами спайности и наиболее высокой интерференционной окраской (в таком сечении в плоскости шлифа располагаются оси N_g и N_p). Это зерно помещается в центре поля зрения.
4. Столик микроскопа поворачивается до момента, когда трещины спайности совпадут по направлению с одной из нитей окуляра. В таком положении делается первый отсчет по лимбу столика.
5. Столик поворачивается до полного погасания зерна, и делается второй отсчет. Разница отсчетов соответствует величине угла погасания α .
6. Зерно зарисовывается в момент погасания, наносится положение осей индикатрисы (параллельно нитям окуляра), и на рисунке указывается величина измеренного угла погасания α (рис. 5.8, а). Зарисовку можно делать и при выключенном анализаторе, чтобы лучше видеть спайность.

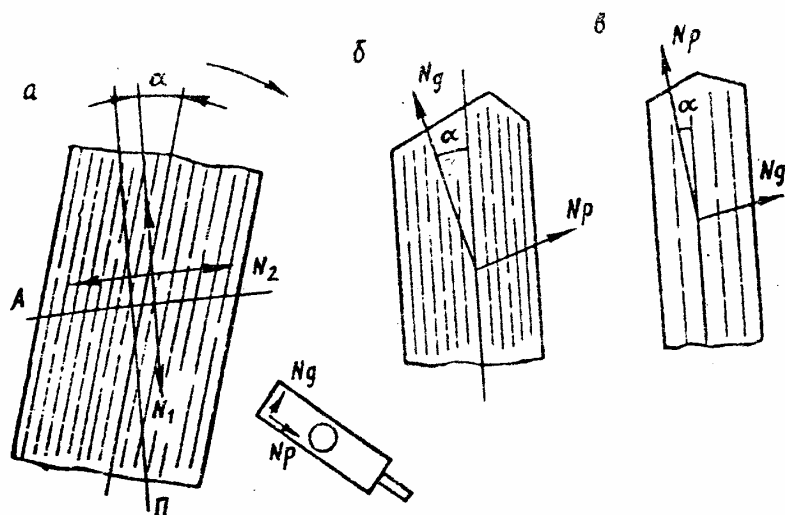


Рис. 5.8. Определение оптической ориентировки и знака удлинения кристалла: а – зерно в момент погасания (на рисунке показаны расположения осей индикатрисы N_1 и N_2 и угол погасания α); б – кристалл с положительным удлинением; в – кристалл с отрицательным удлинением

7. Из положения погасания столик микроскопа поворачивается по часовой стрелке на 45° (для совмещения по направлению осей индикатрисы минерала с осями индикатрисы компенсатора).
8. В специальную прорезь в тубусе микроскопа, расположенную над объективом, вводится компенсатор, при этом отмечается изменение интерференционной окраски зерна минерала. Её повышение означает, что в кристалле и компенсаторе совпадают одноименные оси индикатрис и, следовательно, ось индикатрисы минерала, параллельная горизонтальной нити окуляра, является осью N_p в случае понижения интерференционной окраски – осью N_g (следует помнить, что изменение окраски происходит на величину, соответствующую разности хода компенсатора).
9. На зарисовке подписываются наименования осей индикатрисы и результаты работы выражаются в следующем виде:
 - а. $cN_g = \alpha$, $cN_p = 90^\circ - \alpha$,
 где c – условное обозначение спайности.
 Например, на рис. 5.8, б угол погасания α , равный 15° , образован спайностью и осью N_g , поэтому $cN_g = 15^\circ$, тогда $cN_p = 90^\circ - \alpha = 75^\circ$.

10. Определяется знак удлинения минерала.

Удлинение минерала считается положительным, если ближайшей осью индикатрисы по отношению к длинной стороне кристалла или направлению спайности является ось N_g (рис. 36 б), т. е. $cN_g < 45^\circ$, и отрицательным, если этой осью является N_p (рис. 5.8, в). В последнем случае $cN_p < 45^\circ$.

Для диагностики плагиоклазов в шлифах обычно используют зависимость между химическим составом этих минералов и положением оптической индикатрисы в их кристаллах (табл. 5.2).

Точное определение положения оптической индикатрисы возможно при исследовании плагиоклазов на универсальном столике Е. С. Федорова. На обычном столике микроскопа определяют углы погасания плагиоклазов в ориентированных разрезах, для которых построены кривые зависимости величины углов погасания от состава плагиоклазов. Для определения номеров плагиоклазов чаще всего используют следующие разрезы: разрез с

симметричным погасанием двойников, перпендикулярный к грани пинакоида (010); разрез, перпендикулярный к грани пинакоидов (010) и (001).

Таблица 5. 2

Оптические свойства плагиоклазов

Минерал	Показатель преломления			$\Delta = n_g - n_p$	Величина угла $2V$, град	Оптический знак
	n_g	n_m	n_p			
Альбит	1,538	1,532	1,528	0,008-0,010	50	+
Олигоклаз	↓	↓	↓	0,008	60-70	-
Андезин	↓	↓	↓	0,008	75-90	+
Лабрадор	↓	↓	↓	0,010	75-90	+
Битовнит	↓	↓	↓	0,010-0,011	90-80	-
Анортит	1,589	1,583	1,576	0,013	80-75	-

Первый разрез находится по следующим признакам:

- тонкие и четкие следы плоскостей срастания альбитовых двойников, не сдвигающиеся при перемещении тубуса микроскопа и располагающиеся параллельно длинной стороне зерна;
- одинаковая интерференционная окраска двойниковых полосок в момент, когда двойниковый шов параллелен нитям окуляра (рис. 5.9, б);
- симметричное погасание обеих систем двойниковых полосок (одна система двойников гаснет при повороте столика по часовой стрелке, другая – при повороте против часовой стрелки).

Найденное зерно устанавливается в центре поля зрения так, чтобы двойниковый шов совпадал с вертикальной нитью окуляра, и делается первый отсчет по лимбу столика. Затем поворачивают столик микроскопа до момента полного погасания одной из систем двойников и берут второй отсчет. Разница первого и второго отсчетов соответствует величине угла погасания α_1 (рис. 5.9, а). Далее поворачивают столик микроскопа в противоположную сторону до полного погасания другой системы двойниковых полос и снова делают отсчет. Разница первого и последнего отсчетов соответствует величине угла погасания α_2 (рис. 5.9). Углы погасания α_1 и α_2 должны быть равны друг другу или могут отличаться на несколько градусов (2–3°). В последнем случае надо взять последнюю величину ($\alpha_1 + \alpha_2$). Измерение углов погасания проводят в нескольких разрезах (не менее трех). Из полученных значений угла погасания выбирают максимальное, по нему определяют номер плагиоклазов, пользуясь диаграммой (рис. 5.10).

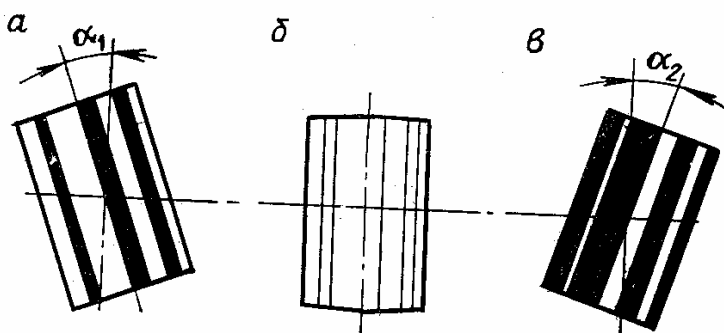


Рис. 5.9. Разрез плагиоклаза с симметричным погасанием: а, в – моменты погасания одной из систем двойников; б – положение, при котором двойниковый шов совпадает с вертикальной нитью окуляра и двойниковые полоски имеют одинаковую интерференционную окраску

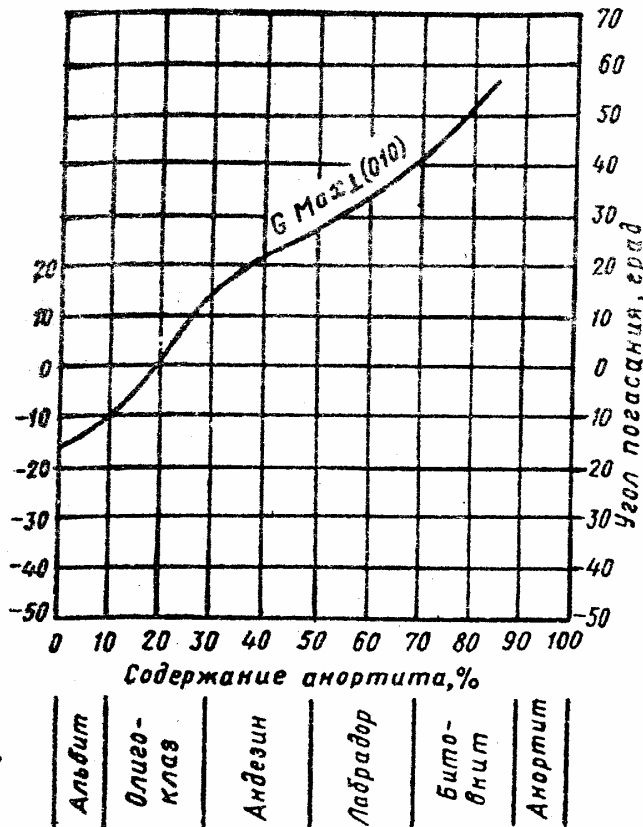


Рис. 5.10. Диаграмма для определения состава плагиоклаза в разрезе с симметричным погасанием

Второй разрез, перпендикулярный к (010) и (001), находится по следующим признакам:

- наличие в зернах плагиоклаза тонких трещин спайности, располагающихся под прямым углом друг к другу (спайность лучше наблюдать при выключенном анализаторе);
- наличие альбитовых двойников с четкими границами между ними, не сдвигающимися при подъеме и опускании тубуса;
- присутствие помимо двойников, параллельных длинной стороне зерна, двойниковых полос, расположенных перпендикулярно к первым (периклиновые двойники).

Выбранное зерно плагиоклаза ставят в центр поля зрения, чтобы направление альбитовых двойников совпадало с вертикальной нитью окуляра (рис. 5.4, б). В таком положении берется первый отсчет. Интерференционная окраска двойниковых полос в этот момент должна быть одинаковой или отличаться незначительно.

Поворачивая столик микроскопа сначала в одну, а затем в другую сторону, измеряют углы погасания двойников α_1 и α_2 (рис. 5.11. а, в), которые либо равны, либо близки по величине друг к другу. Состав плагиоклазов определяют по диаграмме (рис. 5.12, кривая Е).

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

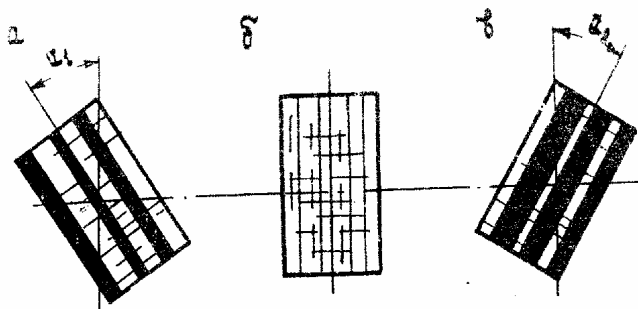


Рис. 5.11. Определение угла погасания плагиоклазов в разрезе, перпендикулярном к (010) и (001): а, в – моменты погасания одной из систем двойников; б – положение, при котором двойниковый шов совпадает с вертикальной нитью окуляра; альбитовые двойники имеют одинаковую интерференционную окраску

При определении состава плагиоклазов в микролитах эффузивных пород разрезы, пригодные для измерения углов погасания, находятся по форме зерна, близкой к квадратной, с гранями (001) и (010), отсутствию двойниковых полос и иногда видимым трещинкам спайности (Даминова, 1974).

Микролит устанавливается в центре поля зрения так, чтобы грань (010) совпадала с вертикальной нитью окуляра. При таком положении зерна берется первый отсчет по лимбу столика. Затем, повернув столик до момента погасания микролита, берут второй отсчет.

По разнице отсчетов определяют угол погасания, а затем по его величине – номер плагиоклаза (см. рис. 5.12, кривая 1).

Для того чтобы отличить грань (10) от грани (001), нужно помнить, что в плагиоклазах до № 70 угол $(010)_{\text{Нр}}$ будет всегда меньше угла $(001)_{\text{Нр}}$. Поэтому из двух углов погасания, которые образуют стороны квадрата с Нр для определения состава плагиоклаза следует взять меньший по величине. Если плагиоклазы в породе будут более основными, чем № 70, состав их по описанному методу определить нельзя, так как в таком случае отличить грань (010) от грани (001) невозможно.

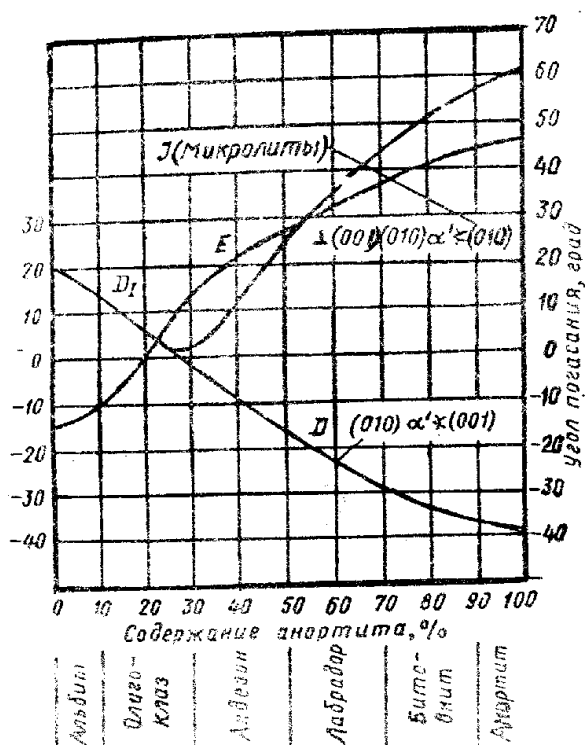


Рис. 5.12. Диаграмма для определения состава плагиоклазов в разрезе с переклиновыми двойниками

В ряде случаев можно пользоваться более простым способом определения состава плагиоклазов, предложенным А. Иогансеном (1932), который заключается в следующем. Находится микролит таблитчатой или призматической формы, не имеющий двойникового строения, помещается в центр поля зрения так, чтобы его удлинение совпадало с вертикальной нитью окуляра, и делается отсчет по лимбу. Затем столик микроскопа поворачивается по часовой стрелке до полного погасания зерна и снова берется отсчет. Разница отсчетов дает величину угла погасания. Далее микролит ставится в первоначальное положение и замеряется угол погасания при повороте столика против часовой стрелки. Из полученных углов погасания выбирают наименьший по величине. При таком методе необходимо сделать замеры не менее чем в пяти зернах, а для определения состава плагиоклазов по кривой I на диаграмме (см. рис. 5.12) взять максимальный по величине угол (см. табл. 5.3).

При определении состава плагиоклазов в микролитах также необходимо сравнивать величину их показателя преломления с показателем преломления канадского бальзама. У кислых плагиоклазов до № 30 показатель преломления меньше, чем у канадского бальзама, а у более основных по составу – больше.

Таблица 5.3

Определение состава плагиоклаза по углу погасания

Метод симметричного угасания		Метод Беке–Беккера	
Номер плагиоклаза	Угол угасания	Номер плагиоклаза	Угол угасания
0	-20	0	-20
5	-16	5	-15
10	-10	10	-10
15	-5	15	-8
20	0	20	0
25	7	25	8
30	12	30	12
35	17	35	18
40	21	40	21
45	25	45	24
50	28	50	27
55	31	55	30
60	34	60	32
65	36	65	34
70	39	70	36
75	42	75	38
80	44	80	40
85	48	85	42
90	52	90	43
95	60	95	44
120	84	100	45

5.2.3. Явление светопоглощения минералов

Особенности светопоглощения минералов тесно связаны с кристаллооптическими свойствами, которые можно исследовать путем совмещения направлений световых колебаний или осей индикатрисы с главными сечениями николей. Плеохроизм по осям N_g и N_p изучают на разрезе, параллельном главному сечению индикатрисы $N_g N_p$. Этот разрез, как известно, имеет наивысшую интерференционную окраску. В двуосных кристаллах плеохроизм по оси N_p лучше изучать на разрезе, перпендикулярном оптической оси.

Такой разрез узнается по минимальной интерференционной окраске. При наблюдениях характер изменения окраски по каждой из осей следует подробно записывать.

На основании изучения способностей светопоглощения минерала в разных кристаллооптических направлениях следует выяснить, в каком из них светопоглощение происходит наиболее интенсивно и в каком слабее. Результаты такого сравнения обычно записываются в виде неравенства, которое называется схемой светопоглощения, или формулой абсорбции. Для этого необходимо осуществить следующие виды исследований:

1. Найти разрез окрашенного минерала с наивысшей интерференционной окраской, определить ориентировку осей индикатрисы и их наименование.

2. Поворотом столика поставить кристалл в положение погасания, совместив таким образом одну из определенных осей индикатрисы, например N_g с главным сечением поляризатора (характеристика главного сечения поляризатора была дана выше).
3. Выключить верхний николь и записать окраску по этой оси индикатрисы (характер абсорбции света).
4. Поворотом столика на 90° (в любую сторону) совместить с главным сечением поляризатора другую ось индикатрисы (N_p). Точность совмещения проверить скрещением николей, при котором минерал должен оказаться в положении погасания. Записать окраску минерала по этой оси.
5. Найти разрез с низшей интерференционной окраской. В скрещенных николях такое зерно не должно просветляться или гаснуть.
6. Выключить верхний николь и повернуть столик в ту или другую сторону. Окраска зерна минерала при этом не должна меняться.
7. Записать окраску по N_m .
8. Плеохроизм минерала по осям выражен резко: по N_g – окраска зеленая, по N_p – бледно-зеленая, по N_m – синева-зеленая.

Так, в приведенном выше примере записи наиболее густая – сине-зеленая окраска наблюдается по оси N_m , наиболее светлая – бледно-зеленая – по оси N_p . Схема светопоглощения, или формула абсорбции, в этом случае записывается так: $N_m > N_g > N_p$. Отметим, что неравенство здесь символическое, условное. Оно вовсе не отражает соотношений действительных величин показателей преломления минерала, а лишь указывает, что в направлении N_m происходит наиболее интенсивное преломление света, а в направлении N_p – наиболее слабое.

5.2.4. Включения и вторичные изменения минералов



Рис. 5.13. Гранатовый амфиболит.

Зерна граната и амфибола содержат многочисленные включения кварца, плагиоклаза биотита, магнетита и других минералов
(увел. 20х, николи //

В минералах метаморфических пород отмечаются иногда многочисленные твердые, жидкие и газообразные включения. Зачастую включения бывают настолько мелкие, что для их диагностики требуются специальные исследования. Особенно это касается жидких и газообразных включений.

Твердые включения в большинстве случаев представляют собой минералы, определение которых производится обычным путем. В излившихся горных породах нередко более крупные кристаллы, например граната, содержат включения рутила, кварца, плагиоклаза, мусковита и других аксессуарных минералов (рис. 5.13). При изучении включений необходимо обращать внимание на их расположение в пределах крупных минеральных зерен. Иногда это является диагностическим признаком.

При петрографических и петрологических исследованиях огромное значение придается наличию вторичных изменений породообразующих минералов. При изучении вторичных минералов обязательно указываются первичные минералы по которым они образуются. Так, хлорит развивается по биотиту, пироксенам, амфиболам и гранатам, иногда с образованием псевдоморфоз; мусковит по плагиоклазу, дистену и биотиту; эпидот по основным плагиоклазам, амфиболам и пироксенам; серпентинит по оливину, доломиту и другие. В ряде случаев наличие только вторичных минералов помогает выйти на диагностику пер-

вичных. Например, плагиоклазы кислого состава, в которых слабо выражены двойники и спайность, отличаются от кварца наличием в них вторичных изменений – серицита, реже соссорита.

5.2.5. Наблюдение двойников

Двойниковое строение минералов (полевые шпаты, карбонаты и другие) наиболее четко обнаруживается в скрещенных николях и выражается в том, что зерно кажется состоящим из полосок, гаснущих при вращении столика микроскопа самостоятельно.

Двойники бывают простые и полисинтетические. В первом случае зерно минерала кажется состоящим из двух полосок; во втором – из нескольких, причем полоски гаснут через одну, образуя систему двойников (рис. 5.14). В двойниках различают двойниковую



Рис. 5.14. Крупнозернистый биотитовый магматит. Плагиоклаз по составу соответствует олигоклазу №25-30. (увел. 20×, николи+)

ось, двойниковую плоскость и плоскость срастания. Положение двойниковой оси и двойниковой плоскости можно установить при работе на федоровском столике. Плоскость срастания, след которой в шлифе (граница раздела двух индивидов) называется двойниковым швом, может быть выражена либо тонкой четкой линией, либо нечеткой. В первом случае плоскость шлифа проходит перпендикулярно плоскости срастания, а во втором – косо.

Изучение двойников плагиоклазов необходимо при определении их состава. Плоскости срастания полисинтетических двойников чаще идут параллельно, но в некоторых минералах двойникование наблюдается по пересекающимся граням (микролин, кальцит). Относительно часто встречаются секториальные двойники, например, в кордиеритах.

5.3. ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В СХОДЯЩЕМСЯ СВЕТЕ

Наблюдение интерференционных (коноскопических) фигур исследуемых минералов, образованных в задней фокальной плоскости объектива, производится с помощью линз Бертрана, которые проецируют эти фигуры в увеличенном виде в фокальную плоскость окуляра. При наблюдении минералов в коноскопическом ходе лучей обычно пользуются сильными, высокоапертурными объективами, например, объективом 60×0,85. Оптическая система микроскопа позволяет наблюдать интерференционные фигуры минералов, размеры которых не менее 0,02 мм в поперечнике.

Последовательность определения осности минерала, оптического знака и относительной величины угла оптических осей (для двuosных минералов) производится в следующем виде:

- проверить правильность установки поляризующих устройств в скрещенное положение (см. п. 4.4.7.);
- вывести из хода лучей анализатор;
- поместить на предметный столик исследуемый шлиф;
- вывести из хода лучей осветительную линзу в оправе 71 (см. рис. 4.6), если она была включена;

- ввести в ход лучей объектив 60×0,85; в окулярную трубку насадки установить окуляр с перекрестием, предварительно выставленный по глазу наблюдателя;
- сфокусировать микроскоп на минерал и, вращая предметный столик, проверить центровку объектива;
- при необходимости тщательно отцентрировать его (см. п. 4.4.7.)
- открыть полностью апертурную диафрагму конденсора;
- ввести в ход лучей линзы Бертрана с помощью рукоятки 79 (см. рис. 4.9);
- проверить центричность расположения линз Бертрана относительно оптической оси микроскопа, наблюдая за положением выходного зрачка объектива относительно перекрестия окуляра; при необходимости произвести центровку линз Бертрана винтами 80 с помощью ключей 81;
- проверить качество настройки освещения, как указано в п. 4.4.7. (выходной зрачок объектива должен быть равномерно освещен и полностью заполнен светом); при необходимости подвижкой конденсорного устройства по высоте добиться заполнения выходного зрачка объектива светом;
- выключить линзы Бертрана и, наблюдая в окуляр, установить интересующий вас участок минерала в центр поля зрения окуляра, поместив коноскопическое зерно на перекрестие окуляра;
- включить анализатор (при этом риски на рукоятке анализатора и на кольце промежуточного тубуса должны совпадать) и установить поляризующие устройства в скрещенное положение;
- включить линзу Бертрана, вращением рукоятки 79 сфокусировать их на резкое изображение коноскопической фигуры, наблюдаемой в выходном зрачке объектива;
- уменьшить вращением кольца 86 (см. рис. 4.2) бинокулярной насадки размер ирисовой диафрагмы до получения наиболее четкого изображения наблюдаемой коноскопической фигуры.

При работе с различными объективами в коноскопическом ходе лучей иметь в виду, что оптическая система линз Бертрана микроскопа ПОЛАМ Р-211 обеспечивает постоянный масштаб изображения коноскопических фигур, что особенно важно при нахождении константы Маляра (в случае определения угла оптических осей кристалла), которая здесь не зависит от положения линзы Бертрана.

В сходящемся свете изучается не непосредственно зерно минерала, а суммарный оптический эффект, полученный при прохождении через зерно скрещенного светового пучка, т. е. фигура интерференции. В зависимости от оптической оси минерала и ориентировки разреза, фигуры интерференции имеют различные формы и разные свойства. Однако одна особенность характерна для всех фигур интерференции на ориентированном разрезе – они всегда имеют симметрично окрашенное поле.

В оптически анизотропных кристаллах имеются направления, распространяясь по которым, лучи света не испытывают двойного лучепреломления. Эти направления получили название оптических осей. В кристаллах средних сингоний (гексагональной, тетрагональной и тригональной) одна оптическая ось. Поэтому эти кристаллы относятся к группе оптически одноосных кристаллов. Кристаллы низших сингоний (ромбической, моноклинной и триклинной) имеют два направления, в которых не происходит двойного лучепреломления. Они составляют группу оптически двуосных кристаллов.

Оптические оси в двуосных кристаллах располагаются в главной плоскости индикатрисы $N_g N_p$ под углом друг к другу. Этот угол принято обозначать $2V$. Оси индикатрисы N_g и N_p являются биссектрисами угла оптических осей (рис. 5.15). Одна из них делит пополам острый угол между оптическими осями, и поэтому ее принято называть острой биссектрисой тупого угла и называется тупой биссектрисой.

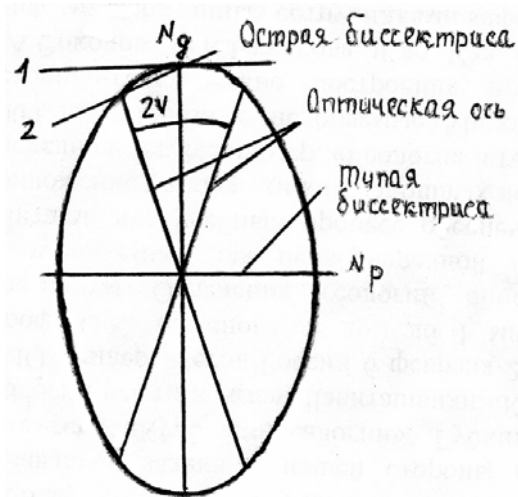


Рис. 5.15 Сечение индикатрисы двучного кристалла в плоскости оптических осей: 1-разрез, перпендикулярный к острой биссектрисе; 2-разрез, перпендикулярный к оптической оси

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

Как одноосные, так и двучные кристаллы делятся на оптически положительные и оптически отрицательные. Оптический знак в одноосных кристаллах принято определять по соотношению показателей преломления обыкновенного (n_o) и необыкновенного (n_e) лучей. В положительных кристаллах $n_e > n_o$, а в отрицательных $n_e < n_o$.

В двучных кристаллах оптический знак определяется по соотношению $n_g - n_m$ и $n_m - n_p$: для оптически положительных $n_g - n_m > n_m - n_p$, а в отрицательных $n_g - n_m < n_m - n_p$. Оптический знак можно также определять по характеру острой биссектрисы: в оптически положительных кристаллах острой биссектрисой является N_g , а в отрицательных $-N_p$.

Изучение осности, оптического знака и угла оптических осей $-2V$ проводится под микроскопом в ориентированных разрезах при скрещенных николях (с включенным анализатором), в сходящемся свете, для получения которого в оптическую систему микроскопа надо ввести линзы Лазо и Бертрана. При этом наблюдается характерная для каждого разреза, так называемая, интерференционная, или коноскопическая, фигура, по форме которой определяют осность и величину угла оптических осей $-2v$ для двучных кристаллов. Оптический знак определяется с помощью компенсатора. Ниже приводится характеристика интерференционных фигур, наблюдаемых в различных разрезах одноосных и двучных кристаллов.

5.3.1. Исследование одноосных минералов в сходящемся свете

Одноосные минералы изучаются в разрезе, перпендикулярном или почти перпендикулярном к оптической оси. В разрезе, ориентированном перпендикулярно к оптической оси, интерференционная фигура имеет вид темного креста, ветви которого пересекаются в центре поля зрения, т. е. в точке выхода оптической оси, и совпадают с направлением световых колебаний поляризатора и анализатора (рис. 5.16). При вращении столика микроскопа крест остается неподвижным.

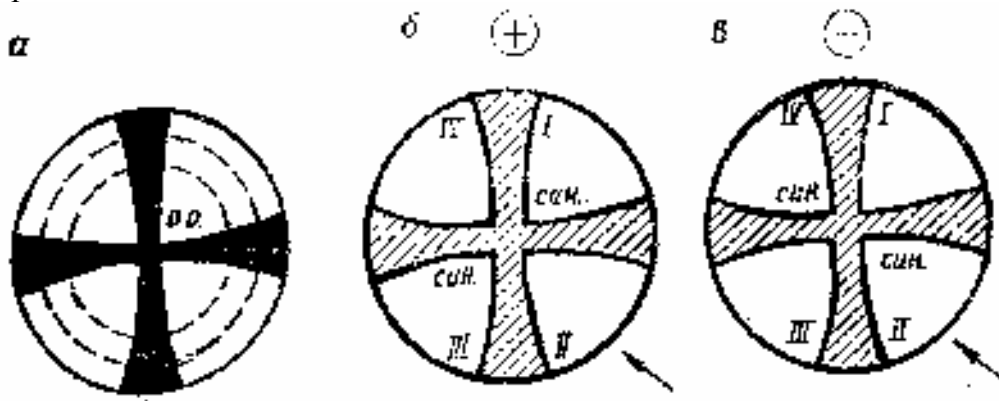


Рис. 5.16. Интерференционная фигура одноосного минерала (а) и определение оптического знака (б, в) в разрезе, перпендикулярном к оптической оси.

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

При вращении столика микроскопа ветви креста перемещаются, оставаясь параллельно друг другу. Горизонтальная ветвь перемещается снизу вверх или сверху вниз, а вертикальная – справа налево или слева направо (рис. 5.17).



Рис. 5.17. Интерференционная фигура одноосного минерала в косом разрезе (стрелками показано направление вращения столика микроскопа)

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

Знак минерала определяется по характеру расположения цветных пятен, которые появляются вблизи пересечения ветвей креста при введении компенсатора. Оптический знак минерала считается положительным, если синие пятна появляются в квадрантах I и III (рис. 5.16). В отрицательных минералах синие пятна появляются в квадрантах II и IV, т. е. по ходу движения компенсатора (рис. 5.16, в).

5.3.2. Исследование двуосных минералов в сходящемся свете

Определение осности, величины $2V$ и оптического знака в двуосных кристаллах проводится в следующих ориентированных разрезах (см. 5. 15): 1) – разрез, перпендикулярный к острой биссектрисе (о. б.); 2) – разрез, перпендикулярный к оптической оси (о.о.).

Интерференционная фигура в первом разрезе имеет вид двух темных линий – ветвей гиперболы, располагающихся в поле зрения симметрично относительно точки выхода острой биссектрисы (рис. 5.18, а). При вращении столика микроскопа ветви гиперболы перемещаются: они то сходятся в центре поля, образуя фигуру, напоминающую крест одноосных кристаллов, то расходятся. В момент максимального расхождения гипербол в их вершинах находятся выходы оптических осей. Вокруг точек выхода оптических осей наблюдаются цветные линии (лемнискаты). Величина расхождения гипербол зависит от величины угла $2V$: чем больше этот угол, тем быстрее и дальше расходятся оси гипербол. Если угол $2V$ не превышает $35-40^\circ$, они постоянно остаются в поле зрения, если этот угол составляет $45-50^\circ$ – гиперболы расходятся так, что их вершины располагаются на границе поля зрения. В случае, когда угол $2V$ большой (50° и более), ветви гиперболы при вращении столика микроскопа уходят за пределы поля зрения.

Определение оптического знака проводится с помощью компенсатора. Он вводится в момент, когда плоскость оптических осей совпадает с направлением движения компенсатора. Кристалл считается положительным, если на выпуклой стороне гипербол появляются синие пятна (рис. 5.18).

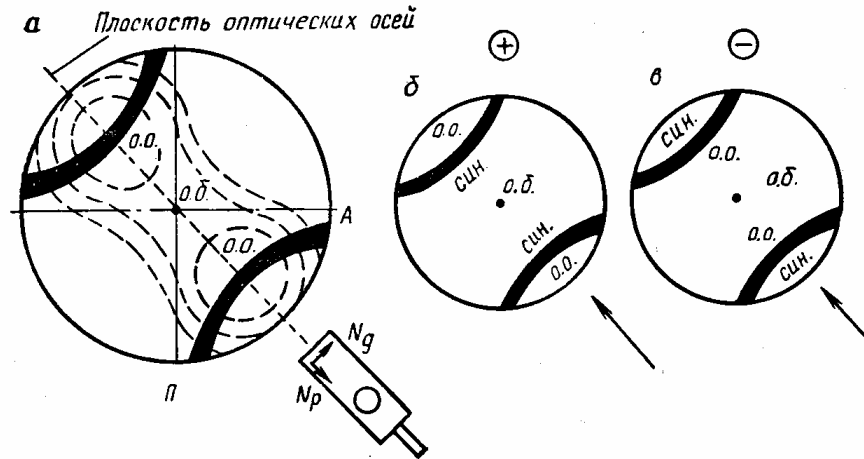


Рис. 5.18. Интерференционная фигура двuosного минерала (а) и определение оптического знака (б, в) в разрезе, перпендикулярном к острой биссектрисе (стрелки указывают направление движения компенсатора)

В разрезе, перпендикулярном к оптической оси, наблюдается одна гипербола, которая при вращении столика микроскопа также будет вращаться, но в обратную сторону. Вокруг выхода оптической оси располагаются кольца интерференционных окрасок, которых тем больше, чем выше двупреломление минерала (см. рис. 5.19, а).

Для того чтобы определить оптический знак минерала в этом разрезе, необходимо повернуть столик микроскопа так, чтобы гипербола располагалась поперек направления движения компенсатора. У положительного кристалла при этом синее пятно появится на выпуклой стороне гиперболы, у отрицательного – на вогнутой (рис. 5.19, б).

Степень изогнутости гиперболы зависит от величины угла $2V$ и может быть критерием для его определения. Чем сильнее изогнута гипербола, тем меньше угол оптических осей – $2V$, и наоборот (рис. 5.19, в)

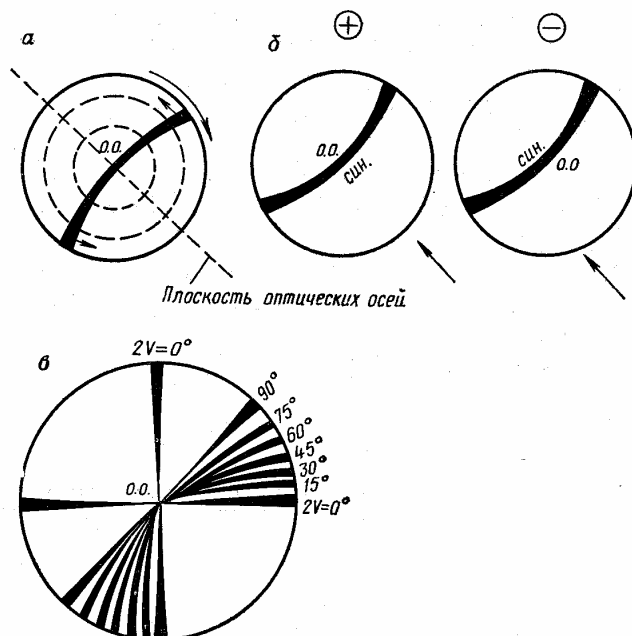


Рис. 5.19. Интерференционная фигура двuosного кристалла (а), определение оптического знака (б) и величины угла $2V$ (в) в разрезе, перпендикулярном к оптической оси (о.о.)

Ориентированные разрезy, используемые для определения осиности, оптического знака и относительной величины угла оптических осей – $2v$, характеризуется низкими интерференционными окрасками. Разрезы, точно перпендикулярные к оптической оси, в скрещенных николях темные и при вращении столика не просветляются. В косом относительно оптической оси разрезе, а также в разрезах, перпендикулярных к острой биссектрисе, зерно имеет более высокую окраску. Однако для изучения не рекомендуется использовать разрезy с окраской выше белой, первого порядка, т. к. интерференционные фигуры в этом случае получаютcя неясными, расплывчатыми.

Последовательность исследований в сходящемся свете одноосных и двуосных кристаллов выглядит так:

1. Регулируются микроскоп, освещение, осуществляется тщательная центровка объективов с 8- или 9- и 60-кратным увеличением, определяется скрещенность николей).
2. При скрещенных николях с объективом 8- или 9- кратного увеличения находится зерно определяемого минерала с самой низкой интерференционной окраской (не выше темно-серой или серой первого порядка) и устанавливается в центре поля зрения.
3. Объектив с увеличением 8- или 9- кратным меняется на 60-кратный, который затем осторожно, только поднимая тубус микроскопа, устанавливается на фокус.
4. Поднимается осветительная система и включается линза Лазо.
5. Вынимается окуляр или включается линза Бертрана (в последнем случае окуляр не вынимается).
6. При вращении столика микроскопа наблюдается интерференционная фигура, по виду которой определяется осьность минерала и ориентировка разреза.
7. В двуосных минералах по степени изогнутости гиперболы или величине максимального расхождения гипербол приблизительно определяется угол оптических осей $2V$.
8. С помощью компенсатора определяется оптический знак минерала.

5.3.3. Исследование минералов по методам фокального экранирования

Методы «фокального экранирования» применяют при исследовании иммерсионных объектов, прежде всего для сравнения показателей преломления анализируемого минерала и окружающей его иммерсионной среды. При этом в зависимости от разности показателей преломления разности двух сред на краях объекта наблюдают тот или иной цветовой эффект.

Микроскоп позволяет проводить наблюдения с применением двух вариантов «фокального экранирования», получивших названия «кольцевое экранирование» и «центральное экранирование» (или метод «темного поля»).

В первом случае наблюдаемый цветовой эффект выражен чистыми спектральными цветами, во втором – окрасками, дополнительными к спектральным.

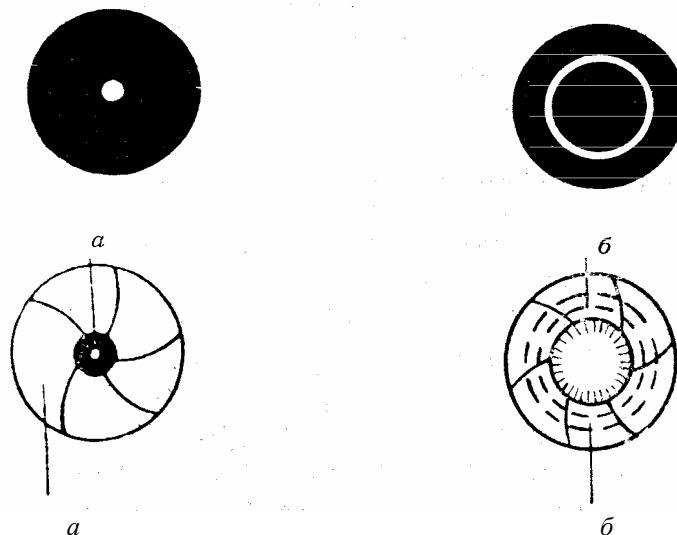
Наблюдения по методу «кольцевого экранирования» рекомендуется проводить при исследовании относительно крупных бесцветных объектов (0,05–0,1 мм), а по методу «центрального экранирования» («темного поля») – при исследовании тонкодисперсных объектов (0,003–0,01 мм).

При наблюдении дисперсионного эффекта методами «фокального экранирования» используют объективы 10×0,20 или 25×0,50, снабженные ирисовой диаграммой, и одну из диафрагм конденсора: точечную – при наблюдении дисперсионного эффекта методом «кольцевого экранирования» или одну из трех кольцевых – при наблюдении дисперсионного эффекта методом «центрального экранирования» («темного поля»). При работе с объективом 10×0,20 применяют одну из двух кольцевых диафрагм с малым диаметром центрального пятна, а при работе с объективом 25×0,50 – кольцевую диафрагму с большим диаметром центрального пятна.

Необходимо помнить, что правильная настройка освещения – важнейшее и решающее условие для наблюдения дисперсионного эффекта методами «фокального экранирования»:

- ввести в ход лучей объектив 10×0,20 или 25×0,50 с ирисовой диафрагмой;
- вывести из хода лучей осветительную линзу и анализатор, если они были включены;

- поместить на предметный столик минерал с иммерсионной жидкостью и сфокусировать на него микроскоп, смещением препарата и минерала на столике ввести в поле зрения прозрачный участок с минералом, отцентрировать объектив;
- опустить конденсорное устройство вращением рукоятки 58 (см. рис. 22) в нижнее положение и вынуть из него верхнюю линзу, потянув ее вверх за оправу 29 (см. рис. 4.5);
- прикрыть полевую диафрагму осветителя вращением рукоятки 96 (см. рис. 4.9);
- поднять, наблюдая в окуляр, конденсорное устройство до получения наиболее резкого изображения полевой диафрагмы на объекте; при необходимости подцентрировать ее изображение винтами 97 (см. рис. 4.2);
- раскрыть полевую диафрагму настолько, чтобы ее изображение вышло за пределы поля зрения; при включенной системе линз Бертрана проверить положение нити лампы в выходном зрачке объектива и заполнение зрачка объектива светом; смещением объекта на предметном столике ввести в поле зрения исследуемый участок объекта;
- включить нужную диафрагму вращением револьверного диска 60 (см. рис. 4.5) конденсорного устройства в зависимости от выбранного метода исследований и объектива;
- включить систему линз Бертрана, сфокусировать ее на изображение точечной или кольцевой диафрагмы;
- прикрыть несколько ирисовую диафрагму объектива вращением накатанного кольца на его корпусе и отцентрировать относительно ее светового отверстия изображение точечной или кольцевой диафрагмы вращением винтов 61;
- закрыть ирисовую диафрагму до размера, близкого к размеру изображения точечной диафрагмы (рис. 5.20), или так, чтобы она закрывала изображение кольцевой диафрагмы *а, б*;
- выключить линзы Бертрана и наблюдать на краях минерала дисперсионный эффект «фокального экранирования».



Ирисовая диафрагма объектива. Взаимное расположение ирисовой диафрагмы и изображения точечной диафрагмы конденсора в выходном зрачке объектива при кольцевом экранировании

Ирисовая диафрагма объектива. Взаимное расположение ирисовой диафрагмы в выходном зрачке объектива при центральном экранировании

Рис. 5. 20. Типы диафрагм, применяемых при фокальном экранировании. Изображение: а – точечной диафрагмы конденсора; б – кольцевой диафрагмы конденсора

Во избежание нарушения настройки микроскопа в процессе наблюдений, вызванного клиновидностью минерала, рекомендуется застопорить вращение предметного столика, а вместо столика вращать поляризатор, несколько отжав крепящий его винт.

При каждой смене минерала и иммерсионной жидкости выключить линзу Бертрана и проверить положение изображения точечной или кольцевой диафрагмы относительно изображения ирисовой диафрагмы, при необходимости добиться, чтобы оно соответствовало положению, показанному на рис. 5.20.

5.4. СХЕМА ПОЛНОГО ОПИСАНИЯ МИНЕРАЛА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЕГО ПОД МИКРОСКОПОМ

Приступая к описанию исследуемого минерала, необходимо внимательно просмотреть всю породу в шлифе с малым увеличением (объектив 3х) при одном николе, в скрещенных николях и примерно оценить, из скольких и каких пороодообразующих минералов она состоит. После этого особенности изучаемого минерала отмечаются в следующем порядке.

5.4.1. Процентное содержание минерала в породе

Определение процентного содержания (приблизительно без подсчета зерен) осуществляется под микроскопом визуально при 3х объективе. Проводится относительное сравнение площади, занимаемой минералом и площади поля зрения (рис. 5.21).

5.4.2. Размер зёрен минерала

Для определения размеров зерен минералов используется микроскопическая линейка, имеющаяся в кратном окуляре. Измеряется длина и ширина преобладающих по размеру зерен, а также размеры самых мелких и самых крупных зерен. Методика измерения величины зерен минерала относительно детально дана в разделе 3.5.

5.4.3. Характеристика форм зёрен минералов

При характеристике формы зерен минерала отмечается степень идиоморфизма и особенности их формы: таблитчатые, ромбовидные, округлые, чешуйчатые, близкие к шестиугольным и другие.

5.4.4. Характеристика включений в минерале

Отмечается наличие или отсутствие включений, их количество, распределение, состав (твердые, жидкие, газообразные). Твердые включения отличаются четким идиоморфизмом, например, апатит, циркон, рутил, турмалин, ортит и другие в биотите; для газовой-жидких включений, например, в кварце и дистене характерны неправильные очертания и относительно тонкие контуры, чаще всего имеют круглую форму с грубыми контурами.

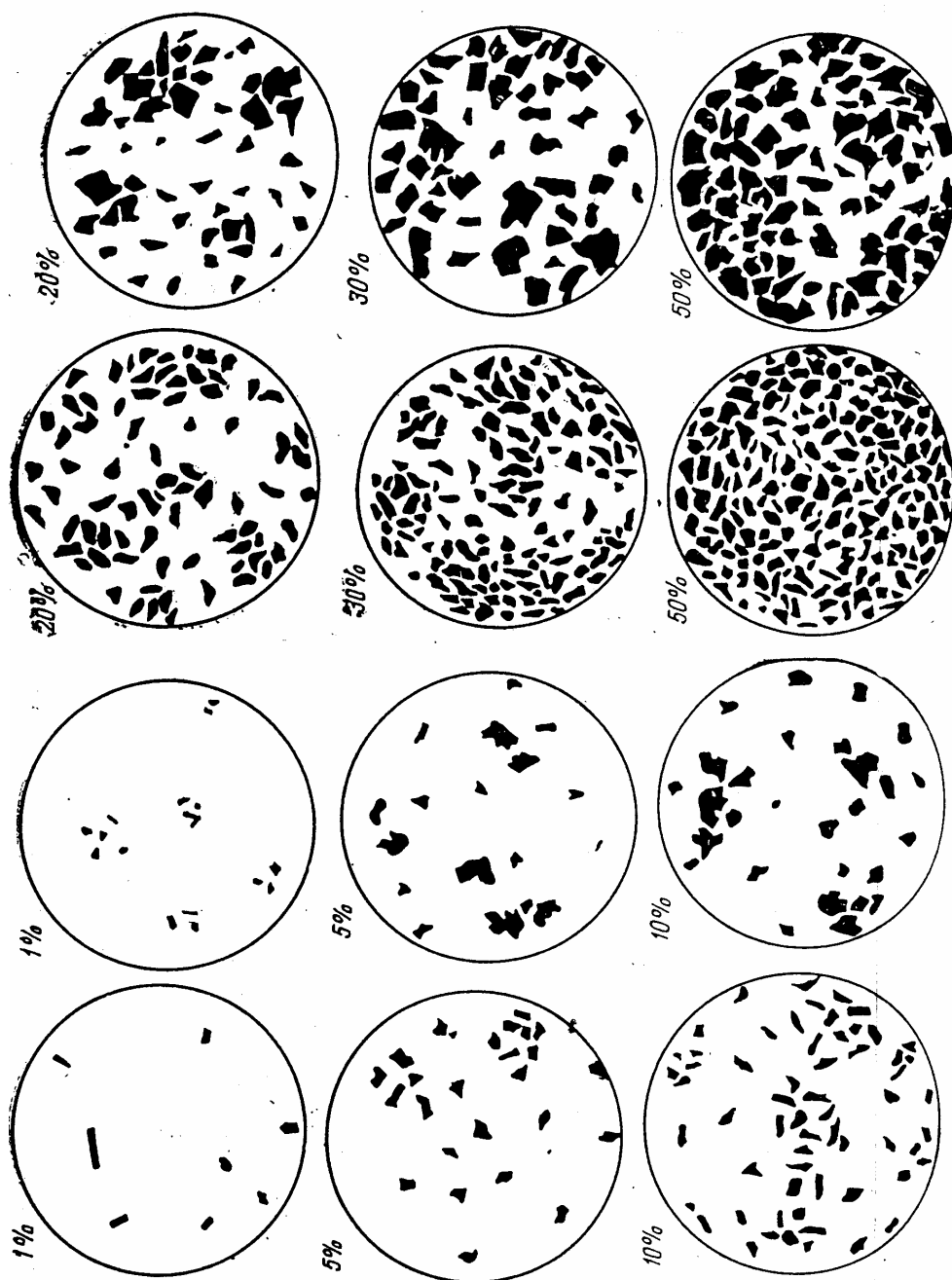


Рис. 5.21. Содержание минерала различной формы в николях

5.4.5. Вторичные наложенные преобразования минерала

Вторичные и наложенные преобразования минерала осуществляются в следующей последовательности. Во-первых, отмечается наличие или отсутствие их, интенсивность преобразования, минеральный состав. Во-вторых, наложенный характер процессов – региональный, локальный, метасоматический и др. Далее, выявляется интенсивность наложенных процессов – от начала замещения одних минералов с края или по трещинам спайности до образования псевдоморфоз, например, мусковита по дистену, хлорита по биотиту, серпентина по оливину и другие.

5.4.6. Определение спайности

В данном случае устанавливается наличие или отсутствие ее, степень совершенства – весьма совершенная (слюды), совершенная (амфиболы, пироксены и др.), несовершенная (турмалин) и спайность отсутствует (кварц). Отмечается количество направлений, в которых проходят трещины спайности. Определяется величина угла спайности.

5.4.7. Окраска и плеохроизм минерала

По окраске все минералы магматических и метаморфических пород подразделяются на: неокрашенные или слабоокрашенные (см. табл. 5.4) и окрашенные (см. табл. 5.5). Для окрашенных под микроскопом минералов отмечают интенсивность окраски, распределение ее в пределах данного зерна минерала. Определяется характер плеохроизма (см. раздел 5.1.1.).

5.4.8. Определение относительного показателя преломления минерала

По величине показателя преломления все минералы горных пород подразделяются на семь групп: I – 1,410–1,470; II – 1,471–1,534; III – 1,535–1,545; IV – 1,550–1,600; V – 1,610–1,650; VI – 1,660–1,780; VII – более 1,780. Определение показателя преломления детально рассмотрено в разделе 4.1.4. осуществляется методом сравнения канадского бальзама и минерала. Перечисленные выше определения с 4.4.1. по 4.4.8. проводятся при одном николе, т. е. в параллельном свете с включенным никеле-анализатором. Дальнейшая диагностика и определение оптических констант минералов проводятся при скрещенных (двух) николях.

5.4.9. Изотропность и анизотропность минерала

При скрещенных (двух) николях микроскопа выявляется изотропность и анизотропность минерала. Оптически изотропные минерала – это кристаллы кубической сингонии и минералы аморфного строения. Они не обладают двойным лучепреломлением ($n=\text{const}$, $\Delta=0$). С включенным анализатором при вращении столика микроскопа все их зерна остаются темными, погасшими. Исследование изотропных минералов на этом заканчиваются. Перечисленные ниже определения с 5.4.10, 5.4.14. касаются только анизотропных минералов.

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

5.4.10. Характер погасания минерала

При скрещенных (двух) николях микроскопа определяется характер погасания минерала. По характеру погасания выделяют группы минералов (рис. 5.22) с равномерным погасанием (при вращении столика микроскопа все зерно погасает одновременно) и минералов с неравномерным погасанием.

Равномерное погасание бывает прямое, косое и симметричное.

Неравномерное погасание может быть закономерным – простое и сложное двойниковое, зональное, и незакономерным – волнистое или облачное, агрегатное, волокнистое и др. (см. рис. 5.19).

Таблица 5.4

Определитель для неокрашенных и слабоокрашенных минералов

№ п. п	Ng–Np №	1	2	3	4	5	6	7
		0	0-0,003	0,003-0,010	0,010-0,020	0, 020-0,030	0,030-0,060	>0,60
1	1,41–1,47	флюорит опал анальцим тридимит	-	-	-	-	-	-
2	1,47–1,53	содалит нозеан флюорит в. стекло лейцит	гипс цеолиты калишпаты		канкринит			карбонаты
3	1,531–1,545	в. стекло	апофиллит	нефелин альбит халцедон	-	-	-	-
4	1,55–1,60	в. стекло	- хлориты, берилл, цельзиан серпентин	кварц каолин плагиоклаз кордиерит	-	мусковит - парагонит тальк		карбонаты
5	1,61–1,65	-	апатит, топаз мелилит андалузит, антофиллит волластонит		тремолит актинолит		мусковит флогопит	-
6	1,66–1,78	-	везувиан ставролит дистен ромбические пироксены клиноцоизит цоизит			монопироксен оливин эпидот с и л л и м а н и т		карбонаты
7	>1,78	гранаты шпинель	-	-	-	- оливин малахит	циркон монацит касситерит	ксенотим

Таблица 5.5

Определитель для окрашенных минералов

№ п. п.	Ng-Np n	1	2	3	4	5	6	7
		0	0-0,003	0,003-0,010	0,010-0,020	0,020-030	0,030-0060	>0,60
1	1,41-1,47	флюорит опал лазурит в. стекло гаюин	-	-	-	-	-	-
2	1,47-1,53		-	-	-	-	-	
3	1,531-1,545	-	-	-	-	-	-	-
4	1,55-1,60	серпентины хлориты			купферит	биотит		-
5	1,61-1,65	хлориты		-	Антофиллит, турмалин паргасит, рог. обманка, биотит андалузит, актинолит иддингсит, глаукофан			-
6	1,66-1,78	-	рибекит	роговая обманка			-	
				хлоритоид	турмалин, эпидот эгирин-авгит		-	
					авгит, баз. роговая обманка арфведсонит, ортит, эгирин			-
7	>1,78	шпинель Титанистый гранат	корунд	-	-	эгирин касситерит		рутил сфен

Облачное, или волнистое, погасание весьма характерно для кварца. Зерно с таким погасанием в скрещенных николях не становится темным сразу по всей площади, и при вращении столика микроскопа затемненные участки с нечеткими границами перемещаются подобно облаку или волне. Этот тип погасания обычно является признаком деформации кристалла.

Агрегатное погасание наблюдается у минералов, имеющих скрыто-кристаллическое строение, т. е. состоящих из мельчайших тесно сросшихся кристалликов изометричной формы, не имеющих четких границ. Равномерное погасание отдельных кристалликов приводит к тому, что погасание зерна в целом имеет мелкопятнистый характер.

Некоторые минералы, например актинолит, серпентин, образуют сростки, состоящие из тонких, сильно вытянутых кристалликов, ориентированных субпараллельно. Часто эти кристаллы настолько тонки, что при одном никеле неразличимы даже при самых сильных увеличениях. Однако их неодновременное погасание в скрещенных николях отчетливо выявляет тонковолокнистое строение минерала.

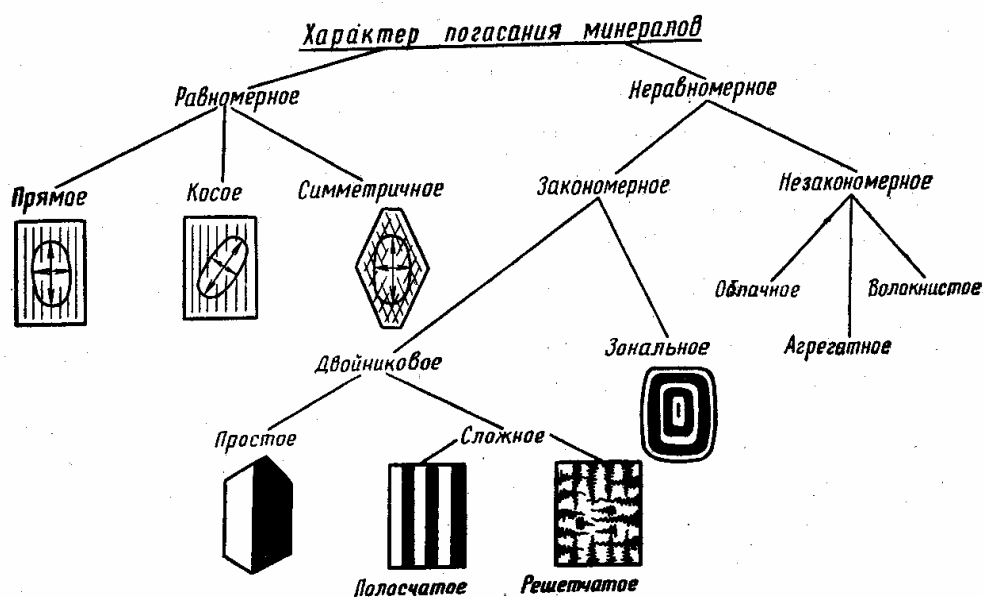


Рис. 5.22. Характер погасания минералов

Дальнейшее определение оптических свойств минерала проводится ориентированных разрезах.

5.4.11. Сила двойного лучепреломления

Сила двойного лучепреломления ($N_g - N_p = \Delta$) минерала определяется при скрещенных (двух) николях в зернах с наивысшей интерференционной окраской и использование таблицы Мишель-Леви. Методика ее определения детально рассмотрена в разделе 5.2.1. По величине силы двойного лучепреломления все минералы горных пород подразделяются на семь групп: 1 – 0; 2 – 0–0,003; 3 – 0,003–0,010; 4 – 0,010–0,020; 5 – 0,020–0,030; 6 – 0,030–0,060; 7 – >0,060.

5.4.12. Угол погасания

При скрещенных (двух) николях микроскопа определяется угол погасания минерала – одна из важных оптических констант. Методика определения угла погасания относительно детально рассмотрена в разделе 5.2.2.

5.4.13. Оптическая ориентировка осей и знак удлинения минерала

При скрещенных николях микроскопа определяется оптическая ориентировка положения осей индикатрисы и их наименование. То есть определяется, какая из них является осью N_g , а какая – N_p . Порядок определения наименования осей оптической индикатрисы минерала рассмотрен в разделе 5.2.2.

Определяется знак удлинения минерала (или характер главной зоны). Если с $N_g < 45^\circ$ – удлинение положительное, если $N_p < 45^\circ$ – удлинение отрицательное.

5.4.14. Осность и оптический знак минерала

Коноскопические исследования позволяют определить осность и оптический знак минерала, а также относительную величину угла оптических осей – $2V$ (для двuosных минералов). Для определения этих констант выбирается зерно минерала с минимальной интерференционной окраской (не выше темно-серой или серой первого порядка). Методика определения осности и оптического знака минерала приведена в разделах 5.3.1. и 5.3.2.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. *Исследование минералов при одном никеле.*
2. *Исследование минералов при двух николях.*
3. *Исследование минералов в сходящемся свете.*
4. *Схема полного описания минерала.*

6. ФИЗИЧЕСКИЕ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ

В данной главе рассматриваются оптические свойства важнейших типоморфных минералов, которые образуются при процессах магматизма, метаморфизма и метасоматоза. В отличие от магматических минералов метаморфические минералы формируются в твердой среде, не проходя магматическую фазу или стадию. Минералы, образующиеся в один этап метаморфизма, кристаллизуются относительно одновременно, и внешний облик каждого из них определяется их кристаллизационной силой. Эта особенность проявляется в наибольшем развитии определенных граней. Одновременность кристаллизации минералов при метаморфизме приводит к широкому распространению пойкилитовых структур метаморфических пород минералы (гранаты, амфиболы, пироксены, полевые шпаты, дистен, ставролит и другие), образующие крупные порфировобласты, содержат многочисленные включения мелких зерен и других минералов.

6.1. НЕПРОЗРАЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В данном разделе рассматриваются минералы, которые в магматических и метаморфических породах встречаются как акцессорные, второстепенные и в некоторых случаях – главные породообразующие. Здесь охарактеризованы графит, магнетит, пирит, пирротин.

ГРАФИТ – С. Гексагональная сингония. Кристаллизуется в пластинках гексагональной формы, образует листочки, чешуйки и агрегаты. Спайность совершенная по (0001).

Оптические свойства. В шлифе черный, непрозрачный. В тонких пластинках просвечивает зеленовато-серым цветом. В отраженном свете – серый с сильным металлическим блеском. Одноосный, отрицательный. Показатель преломления 1,930–2,070.

Разновидности. Скрытокристаллическая разновидность – графит, аморфная – шунгит.

Похожие минералы. Молибденит и углистые частицы. От молибденита графит отличается тем, что при нагревании не выделяет SO_2 , а в отличие от углистых частиц – очень трудно сгорает.

Генезис. Типично метаморфогенный, образующийся при региональном метаморфизме в Р-Т условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Обычен в сланцах, гнейсах, мраморах. Иногда встречается в разнообразных магматогенных породах как первичная составная часть.

МАГНЕТИТ – $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ (рис. 6.1). Группа шпинели. Кубическая сингония. Нередко содержит примесь титана.

В шлифе наблюдается в форме непрозрачных зерен, реже в октаэдрических, ромбододекаэдрических и кубических кристаллах. Образует тонкозернистые и пластинчатые агрегаты. Скелетные формы в эффузивах и пылеватые частицы.

Оптические свойства. Непрозрачный даже при введении конденсора, чем легко отличается от хромита. В косом отраженном свете магнетит имеет слабый металлический блеск со стально-синим отливом. В прямом отраженном свете – серовато-белый на ровных гранях.

Включения. Очень часто содержит включения мелких зерен циркона, апатита, игл рутила (сагениита), вроски ильменита.

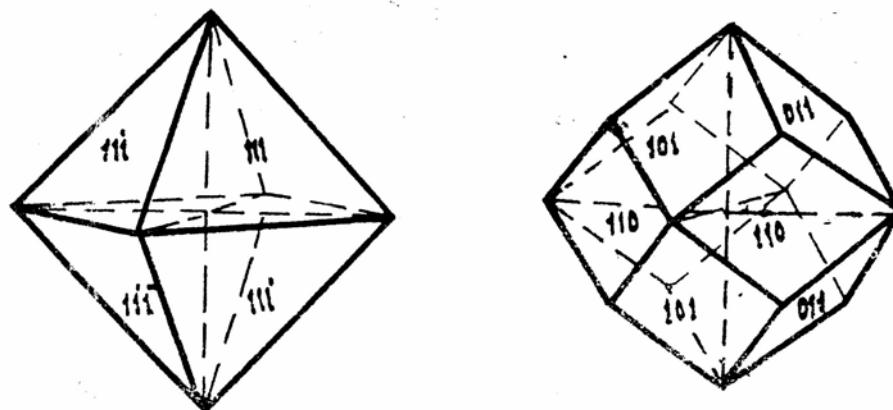


Рис. 6.1. Форма кристаллов магнетита

Разновидности. Титаномагнетит, содержащий окись титана в значительном количестве, который в шлифах часто бывает окружен тонкой оболочкой сфена; хромомagnetит, содержащий окись хрома.

Изменения. При наложенных, повторных процессах метаморфизма по магнетиту развивается гематит, ильменит, лимонит и сидерит.

Генезис. Встречается в породах любого генезиса. Особенно широко распространен магнетит метаморфогенного и магматогенного генезиса. Магматогенный магнетит распространен в габброидах и гипербазитах.

ПИРИТ – FeS_2 . Содержит примеси. Кубическая сингония.

Образует кристаллы в виде кубов, пентагональных додекаэдров и их комбинаций, а также неправильной формы зерна и агрегаты. Непрозрачный (рис. 6.2).

Оптические свойства. В проходящем свете черный, в отраженном – светлый, медно-желтый с сильным металлическим блеском. Легко подвергается изменениям.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по пириту развивается гематит. При гидратации пирит переходит в лимонит, гетит, мелантерит с гипсом.

Генезис. Генезис пирита чрезвычайно разнообразен. Метаморфогенный пирит образуется в Р-Т условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма в парагенезисе с кварцем, альбитом, биотитом, хлоритом, мусковитом, графитом и другими минералами. Кроме различных магматогенных, гидротермальных пород, он встречается и в осадочных образованиях

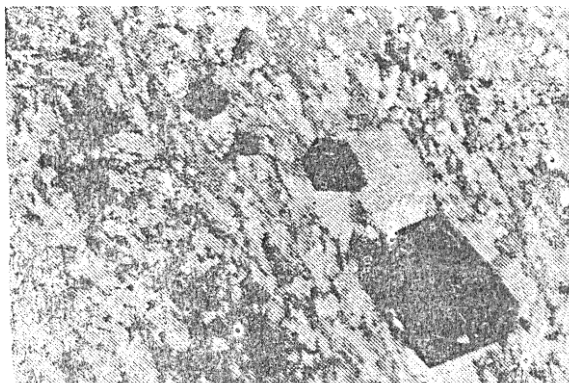


Рис. 6.2. Пирит в серицит-хлоритовом сланце

ПИРРОТИН (магнитный колчедан) – $\text{Fe}_{n-1}\text{S}_n$ (чаще всего до $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$. Нередко содержит Ni. Моноклинная (псевдогексагональная) сингония.

Встречается исключительно в виде неправильных зерен. Кристаллы – гексагональные призмы или базальные пластинки относительно редки. Образует двойники. Спайность несовершенная, но ясная отдельность.

Оптические свойства. Непрозрачный. В проходящем свете черный, в отраженном – бронзово-желтый или коричневато-бронзовый. Сильный металлический блеск. Производит заметное вращение плоскости поляризации отраженного света.

Изменения. При выветривании пирротин переходит в лимонит, в присутствии серы или щелочных сульфидов – в пирит

Генезис. Широко распространен в магматогенных породах основного состава, главным образом, – в норитах, габбро, долеритах, базальтах, в ассоциации с пентландитом и халькопиритом. Встречается в нефелиновых сиенитах, в месторождениях контактово-метасоматического и гидротермального типов, изредка – в продуктах возгона при вулканических извержениях, в гнейсах, редко в гранитах.

6.2. ОПТИЧЕСКИ ИЗОТРОПНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минеральный состав этой группы характеризуется значительным разнообразием, обусловленным широким диапазоном температуры и давления, при которых осуществляются процессы магматизма и метаморфизма. Минералы этой группы в какой-то мере подразделяются на изотропные бесцветные и изотропные цветные. Здесь рассматриваются породообразующие минералы магматогенного генезиса, минералы эпидот-амфиболитовой, альмандин-амфиболитовой, гранулитовой фаций регионального метаморфизма.

АНАЛЬЦИМ – $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]\text{H}_2\text{O}$. Группа фельдшпатоидов Кубическая сингония.

Кристаллы – тетрагон-триоктаэдры, ромбики, часто неправильные зерна и их агрегаты. Сложные двойники прорастания. Спайность несовершенная по (001) Бесцветный. Иногда слабо буроватый от окислов железа в трещинках.

Оптические свойства. Изотропный. Показатель преломления: $n = 1,479 - 1,489$. Отрицательный рельеф. Заметна шагреневая поверхность. В крупных кристаллах очень слабо двупреломляет (до 0,001) и обнаруживает сложное двойникование. Иногда оптически двуосный, отрицательный. С очень небольшим углом оптических осей.

Похожие минералы – лейцит, опал, вулканическое стекло. От лейцита отличается отсутствием включений и меньшим показателем преломления; от опала и стекла – спайностью и (иногда) анизотропией.

Генезис. Развивается по нефелину, лейциту, содалиту с образованием псевдоморфоз в нефелиновых сиенитах и их пегматитах. Описан как первичный минерал тешенитов (анальцимовых диабазов). Может быть гидротермальным и экзогенным.

БЕККЕЛИТ – $\text{Ca}_3(\text{Ce,La,Pr})_4[\text{SiO}_4]_3$. Кубическая сингония.

Встречается в виде кубических или додекаэдрических кристаллов и зерен со спайностью по кубу.

В проходящем свете – светло-желтый, желтый до бурого. Изотропный, показатель преломления: $n = 1,812$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Крупные зерна аномально двупреломляют. Иногда бывает одноосный, отрицательный.

Похожие минералы Можно принять за шпинель. Отличается по минеральной ассоциации.

Генезис. Магматогенный, только в нефелиновых сиенитах. Очень редкий минерал

ВУЛКАНИЧЕСКОЕ СТЕКЛО (в. с). Встречается в виде бесформенных зерен без спайности.

Оптические свойства. В проходящем свете – бесцветный, бледно-желтый, бледно-коричневый, кофейно-коричневой окраски. Изотропное, показатель преломления изменяется от 1,482 до 1,575, отсутствует шагреневая поверхность

Разновидности. 1. Ликаритовое в. с. – $n = 1,492$; 2. Пехштейн – $n = 1,500$; 3. Дацитовое в. с. – $n = 1,511$; 4. Трахеитовое в. с. – $n = 1,512$; 5. Андезитовое в. с. – $n = 1,512$; 6. Лейцитонефритовое в. с. – $n = 1,550$; 7. Базальтовое в. с. – $n = 1,575$.

Генезис. Широко развито в основной массе излившихся магматических пород. Отсутствует в глубинных (интрузивных) и метаморфических породах

ГАЮИН – $(\text{Na,Ca})_{4-8}[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SiO}_4]_{1-2}$. Группа фельдшпатоидов Кубическая сингония.

Встречается в виде неправильных зерен, заполняющих интерстиции и являющихся иногда цементирующим материалом. Образует правильные кристаллы додекаэдрической формы – вкрапленники в эффузивах

Оптические свойства. В шлифе обычно бесцветный, иногда окрашен в фиолетовый, синий, зеленый или красноватый цвета. Окраска часто распределена неравномерно. При выветривании приобретает желтую или коричневую окраску. Изотропный. Иногда содержит многочисленные включения газов, жидкостей, стекла, твердой фазы, благодаря чему окрашивается в серый или даже черный цвет. Показатель преломления возрастает с увеличением содержания кальция и колеблется от 1,496 до 1,504, т. е. меньше преломления канадского бальзама. Отрицательный рельеф, слабая шагреневая поверхность.

Похожие минералы. Гаюин похож на флюорит, но встречается значительно реже, отличается обилием включений и большим показателем преломления. Гаюин трудно и порой даже невозможно отличить в шлифе от нозеана. Для определения приходится прибегать к микрохимическим реакциям. При совместном нахождении разницу между ними довольно легко установить по показателю преломления, который у нозеана не бывает выше 1,495.

Генезис. Гаюин встречается исключительно в излившихся породах щелочного ряда: фонолитах, лейцитофирах, лейцитовых и нефелиновых породах, трахидолеритах, лимбургитах, тефритах, базанитах.

ГИБШИТ – $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3[\text{OH}]_4$. Кубическая сингония.

В шлифе наблюдается в виде зерен изометричной формы. Образует мелкозернистые агрегаты.

Оптические свойства. Изотропный. Спайность отсутствует. Показатель преломления (n) изменяется от 1,671 до 1,682. В шлифе бесцветный и слегка желтоватый. Обладает шагреневой поверхностью. Крупные зерна слабо двупреломляют.

Похожие минералы. Гроссуляр, который имеет более высокий показатель преломления $n = 1,735-1,819$.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Метаморфогенный гибшит встречается в роговиках, скарнах – породах известково-мергелистого состава. Значительно редко гибшит отмечается в фонолитах и других породах щелочного состава.

ГРАНАТЫ. К этой группе относятся многочисленные минералы с общей формулой $\text{A}_3\text{B}_2[\text{SiO}_4]_3$, где $\text{A} = \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Ca}^{2+}, \text{V}^{2+}$; $\text{B} = \text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Mn}^{3+}$, реже $\text{V}^{3+}, \text{Ti}^{3+}$ и Ti^{4+} . Перечисленные элементы присутствуют в различных соотношениях. Среди гранатов устанавливается два ряда: пиральспиты (пироп, альмандин, спессартин) и уграндиты (уваровит, гроссуляр, андрадит). Они все кристаллизуются в кубической сингонии. Часто встречаются в виде хорошо образованных кристаллов, имеющих форму ромбического додекаэдра. В табл. 1.1 указаны наиболее обычные цвета различных гранатов при визуальных наблюдениях. Гранаты любого состава могут иметь любую окраску кроме синей. В шлифе гранаты часто бесцветны или слабо окрашены. Гранаты обладают совершенным изоморфизмом. Поэтому надежная диагностика среди них возможна более точными инструментальными методами с учетом минерального парагенезиса.

Гранаты

Название, формула	Окраска в образцах
Пиральспиты	
Пироп $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	Красный, разных тонов, лиловый, оранжевый
Альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	Красный, розовый, фиолетовый
Спессартин $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	Коричневый разных тонов
Уграндиты	
Уваровит $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	Зелёный разных тонов
Гроссуляр $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	Жёлтый разных тонов
Андрадит $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$	Зелёный до чёрного

Гранаты очень похожи на шпинель. Отличительной особенностью шпинели является более яркая и разнообразная окраска в шлифах, в то время как гранаты часто бесцветны. Шпинель также имеет в разрезах треугольники, квадраты и четырехугольники.

АЛЬМАНДИН – $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ (рис. 6.4). Группа граната. Кубическая сингония.

В шлифе обычно образует округлые, неправильные зерна (рис. 6.3), а также додекаэдрические или трапецоэдрические кристаллы. Спайность несовершенная только по (110), обычно отсутствует. Двойники отмечаются крайне редко. В шлифе слабо окрашен в красноватый или желтовато-красноватый цвет.

Оптические свойства. Изотропный, показатель преломления $n = 1,766 - 1,830$, обладает высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью.

Включения. Содержит многочисленные включения кварца (рис. 6.5), плагиоклаза, рутила, рудного и др. минералов.

Изменения. При повторных процессах метаморфизма и метасоматоза альмандин замещается биотитом (рис. 6.6) с образованием псевдоморфоз, кварцем и плагиоклазом, кордиеритом и др. минералами.

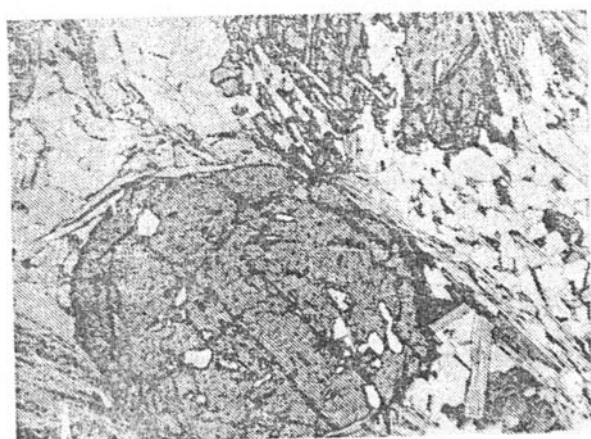


Рис. 6.3. Гранат в ставролит-дистен-гранат-двуслюдяном сланце. Увел. 20. Николи //

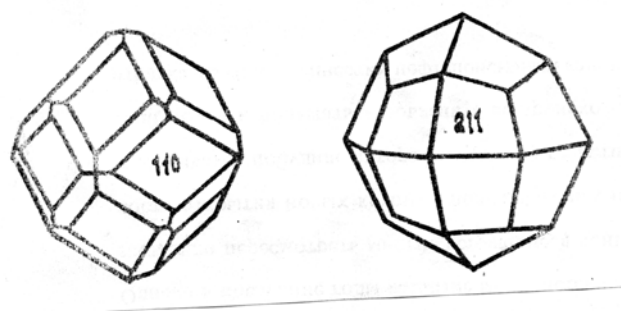


Рис. 6.4. Форма кристаллов альмандина

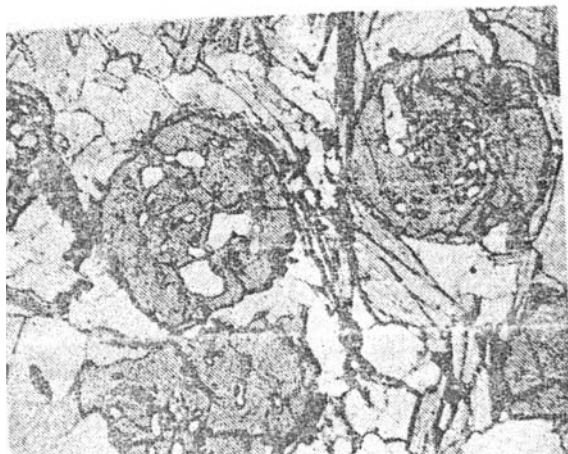


Рис. 6.5. Гранат в дистен-гранат-биотитовом сланце. Увел. 20. Николы //



Рис. 6.6. Гранат в гранат-биотитовом гнейсе. Гранат замещается биотитом. Увел. 20. Николы //

Похожие минералы. Шпинель, отличающиеся формой кристаллов и более яркой окраской в шлифах.

Генезис. Метаморфогенный. Широко распространен в метаморфических поясах андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов. В различных гнейсах и сланцах эпидот-амфиболовой и амфиболовой фаций в ассоциации с биотитом, мусковитом, хлоритоидом, ставролитом, дистеном, силлиманитом и др. минералами. Часто встречается в гранитных пегматитах, аплитах и аляскитах, как акцессорный минерал.

АНДРАДИТ – $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$. Группа граната. Кубическая сингония.

Форма кристаллов додекаэдрическая и октаэдрическая. Спайность отсутствует, но часто отмечается наличие трещин. Окраска в шлифе – желто-зеленая, бурая.

Оптические свойства. Изотропный, но часто в шлифах обладает оптической аномалией и приобретает серую интерференционную окраску первого порядка. Показатель преломления андрадита – $n = 1,865-1,895$, поэтому характеризуется резко выраженным рельефом и шагреновой поверхностью.

Включения. В ряде случаев содержит включения кварца, плагиоклаза и рудных минералов.

Разновидности. Демантоид – прозрачная зеленая разновидность. Шорломит – богатая титаном разновидность, обладающая бурой или красно-бурой окраской.

Генезис. Метаморфогенный. Характерный минерал контактового метаморфизма, широко распространен в скарнах в парагенезисе с геденбергитом, роговой обманкой, скаполитом, кальцитом, биотитом и др. минералами.

ГРОССУЛЯР – $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ (рис. 6.7). Группа граната. Кубическая сингония.

В шлифе образует часто округлые или неправильной формы зерна и в редких случаях отмечаются октаэдрические и додекаэдрические кристаллы. Спайность отсутствует, но иногда отмечается трещиноватость. В шлифе бесцветный или имеет слабый зеленоватый оттенок.

Оптические свойства. Изотропный. Показатель преломления $n = 1,735-1,819$, поэтому имеет высокую шагреновую поверхность и рельеф. Редко реагирует на поляризованный свет, обнаруживая при этом слабую анизотропию и зональное строение. Идио-

морфная форма кристаллов обусловлена чаще всего характером двойникования, представляющие собой пирамиды, расположенные вершинами к центру единого кристалла.

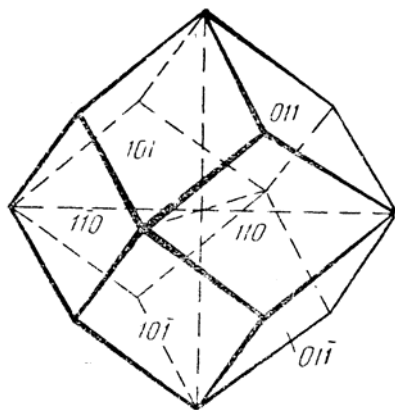


Рис. 6.7. Форма кристалла гроссуляра

Включения. В отдельных случаях содержит включения кварца. Плагноклаза, рудного минерала, амфибола и пироксенов.

Разновидности. В качестве разновидностей гроссуляра следует назвать гессонит – железистый гроссуляр.

Изменения. При наложенных повторных процессах метаморфизма гроссуляр переходит в эпидот, хлорит, полевой шпат, кальцит и биотит.

Похожие минералы. Шпинель-плеонаст и герценит отличаются яркой зеленой окраской и формой кристаллов, дающих в квадратные, четырехугольные и треугольные срезы.

Генезис. Метаморфогенный. Широко распространен в породах контактового метаморфизма в парагенезисе с кальцитом, диопсид-геденбергитом, роговой обманкой, плагноклазом, скаполитом, волластонитом, везувианом и другими минералами, также в некоторых кристаллических сланцах основного состава.

кой, плагноклазом, скаполитом, волластонитом, везувианом и другими минералами, также в некоторых кристаллических сланцах основного состава.

ПИРОП – $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$. Группа граната. Кубическая сингония.

Идиоморфные кристаллы отмечаются редко, чаще это неправильные или округлые зерна. Спайность отсутствует. В шлифе слегка окрашен в красный, оранжевый или темно-красный цвет.

Оптические свойства. Изотропный, показатель преломления – $n = 1,705-1,740$. Шагреневая поверхность резкая, рельеф высокий.

Включения. Иногда содержит включения кварца, плагноклаза, рутила и рудного минерала.

Изменения. При вторичных наложенных процессах метаморфизма пироп замещается амфиболом, пироксеном, кордиеритом, полевым шпатом, биотитом и хлоритом, иногда с образованием келефитовых кайм либо с формированием псевдоморфоз кордиерита, биотита, пироксена и хлорита по пиропу.

Похожие минералы. Шпинель-пикотит, отличающийся формой кристаллов и более яркой бурой окраской в шлифах.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Относительно широко распространен в гранулитах, чарнокитах, эндербитах и эклогитах в ассоциации с кварцем, плагноклазом, калиевым полевым шпатом, гиперстеном, омфацитом, роговой обманкой и др. Часто встречается в кимберлитах и гранатовых перидотитах.

СПЕССАРТИН – $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$. Группа граната. Кубическая сингония.

Образует идиоморфные кристаллы в виде додекаэдров, чаще округлые зерна без спайности. В шлифе светло-розовый или чаще бесцветный.

Оптические свойства. Изотропный, но в отдельных случаях бывает анизотропный с серыми цветами интерференции. Обладает показателем преломления – $n = 1,76-1,830$, резкой шагреневой поверхностью и высоким рельефом.

Включения. Наблюдаются включения кварца, плагноклаза и рудного минерала.

Изменения. При повторных процессах метаморфизма замещается биотитом, хлоритом, кварцем и кислым плагноклазом. При интенсивных преобразованиях формируются псевдоморфозы биотита и хлорита по спессартину.

Похожие минералы. Шпинель-пикотит, которая отличается яркой бурой окраской и формой кристаллов. Пироп, характеризующийся темно-красной окраской. Точная диагно-

стика спессартина осуществляется с учетом минерального парагенезиса и параметра кристаллической решетки.

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный и пегматитовый. Спессартин встречается реже, чем другие гранаты. Гранаты, в составе которых спессартиновая составляющая играет ведущую роль, известны в мигматитах и гнейсах кордиерит-амфиболитовой фации. Относительно часто спессартиновые гранаты встречаются в породах, обогащенных марганцем (с родонитом, тефроитом и т. д.), возникающих в результате метасоматоза. Кроме того, спессартины характерны для гранитных пегматитов особенно с редкометальной специализацией.

УВАРОВИТ – $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$. Группа граната. Кубическая сингония.

В шлифе встречается в виде додекаэдрических кристаллов и довольно редко октаэдрической формы. Часто имеет двойники как уgrossуляра. Спайность отсутствует. Обладает изумрудно-зеленой окраской в шлифе.

Оптические свойства. Изотропный, иногда имеет аномальные цвета интерференции по секториальным двойникам. Показатель преломления – $n = 1,860-1,870$. Обладает очень высоким рельефом и весьма резкой шагреневой поверхностью.

Включения. Содержит иногда включения кварца, амфиболов, пироксенов. Кальцита, хромита и др. минералов.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза уваровит замещается биотитом и хромсодержащим хлоритом ярко-зеленой окраски иногда с образованием псевдоморфоз хлорита по уваровиту.

Похожие минералы. Шпинель-плеонаст и герцинит отличаются яркой окраской и формой кристаллов, дающих квадратные и треугольные срезы.

Генезис. Метаморфогенный, встречается в гнейсах, скарнах в ассоциации с кальцитом, амфиболом, пироксеном и скаполитом, а также в серпентинитах и хромитах.

ЛАЗУРИТ – $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4][\text{SO}_4]$. Кубическая сингония.

Образует зернистые агрегаты и изометрические зерна и отдельные кристаллы додекаэдрического габитуса. Имеет ясные трещины спайности по ромбическому додекаэдру. Окраска лазурита меняется от бледно-голубой до темно-синей. Реже встречается лазурит зеленоватых оттенков. В шлифах окраска лазурита снижается, так что бледноокрашенные лазуриты практически бесцветны.

Оптические свойства. Изотропный, имеющий показатели преломления – $n = 1,498 - 1,512$ обычно $1,503 - 1,509$, отрицательный рельеф и заметную шагреневую поверхность. Иногда лазурит приобретает анизотропию; его триклинная модификация Н. В. Воскобойникова (1938) описала предположительно ромбическую модификацию лазурита, имеющего показатели: $n_g = 1,514$; $n_m = 1,510$; $n_p = 1,504$; $n_g - n_p = 0,010$.

Похожие минералы. Содалит, нозеан, гаюин. Минералы группы фельдшпатоидов друг от друга лучше всего отличать при помощи микрохимических реакций; сняв покровное стекло и удалив канадский бальзам, необходимо смочить шлиф азотной кислотой и дать ей медленно испариться. Если это содалит, выделяются кристаллы NaCl , если гаюин – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и если только по прибавлении CaCl_2 выделяются и те и другие кристаллы – это нозеан. Если же выделяется H_2S – минерал лазурит.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется при диафторезе пород гранулитовой фации в Р-Т условиях амфиболитовой фации регионального и контактового метаморфизма. Отмечается в ассоциации с кальцитом, флогопитом, форстеритом, гуммитом, скаполитом и др. минералами.

ЛОПАРИТ – $(\text{Na,Ce,Ca})(\text{Nb,Ti})\text{O}_3$ (рис. 6.8). Кубическая сингония.

В шлифе встречается в виде мелких кубических кристаллов, притупленных гранями октаэдра. Почти всегда образует двойники прорастания, которые в разрезе имеют форму восьмиконечных звезд. Спайность отсутствует.

Оптические свойства. Изотропный, но иногда аномально двупреломляет с очень низкой интерференционной окраской. Показатель преломления $n = 2,300 - 2,400$. Под микроскопом полупрозрачный, просвечивает буровато-красным цветом. Окраска иногда распределяется зонально. Чрезвычайно высокий рельеф и очень резкая шагреневая поверхность.

Генезис. Лопарит магматогенный акцессорный минерал, достигающий значения породообразующего в нефелиновых сиенитах и пегматитах щелочных пород. Парагенезис: полевые шпаты, эвдиалит, нефелин, эгирин, сфен и др. В магматогенных встречается в жилках реже, чем кальцит.

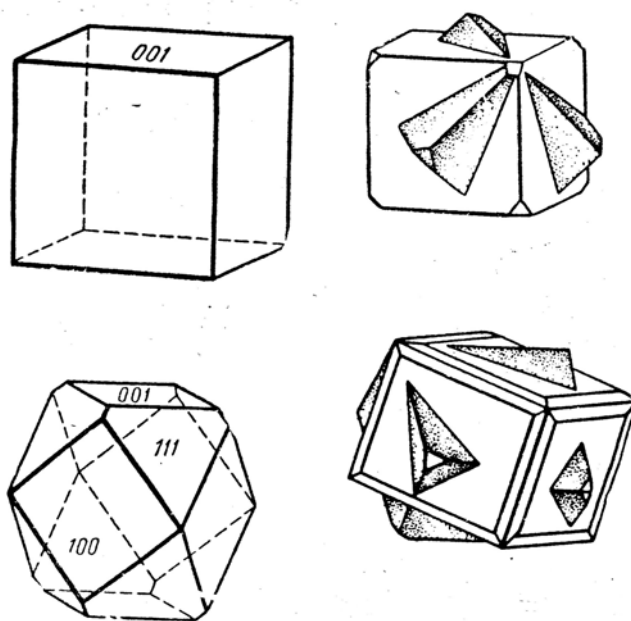


Рис. 6.8. Форма кристаллов лопарита

МАНГАНОЗИТ – MnO . Содержит примеси магния и железа. Кубическая сингония.

Встречается в форме зерен с совершенной спайностью по (111) и (100). Изумрудно-зеленой окраски.

Оптические свойства. Изотропный. Показатель преломления изменяется от 2,160 до 2,190. Обладает высоким рельефом и шагреневой поверхностью.

Генезис. Метаморфогенный. Только в марганцево-цинково-скарновых месторождениях и мраморах.

НОЗЕАН – $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}]$. Группа фельдшпатоидов. Кубическая сингония.

В шлифе встречается в виде неправильных, сильно разъеденных зерен с глубокими «заливами» и «бухточками», иногда с бурой оболочкой – продуктом разложения нозеана при растворении. Нередко имеет форму двойников, призматических или додекаэдрических кристаллов; часто образует зернистые или почковидные массы. В шлифе бесцветный или белый, серый, зеленоватый, красноватый, синеватый (иногда окрашен довольно ярко, но неравномерно), серый до почти черного от включений или продуктов выветривания. Часты черные края и пятнышки. Спайность ясная по (110).

Оптические свойства. Показатель преломления $n = 1,48-1,495$. Изотропный, но если присутствуют включения, то изредка слабо поляризует. Отрицательный рельеф, заметная шагреневая поверхность (на нижней стороне шлифа).

Включения. Нередко содержит обильные газожидкие или кристаллические включения (магнетит, ильменит), расположенные беспорядочно или закономерно по определенным направлениям.

Продукты замещения. Нозеан при вторичных процессах сравнительно легко преобразуется в волокнистые цеолиты, чаще всего в натролит; замещается серицитом, гидраргиллитом, диаспором, канкринитом. Изредка по нему развивается гранат или волокнистое, явно аморфное вещество розового или бурого цвета. Одновременно могут образоваться кальцит и лимонит.

Похожие минералы. Флюорит, лейцит, анальцит, вулканическое стекло. Отличается от них формой, спайностью, отсутствием сложных двойников.

Генезис. Нозеан типичный магматический минерал. Встречается в щелочных эффузивных породах (фонолиты и др.), обогащенных натрием и бедных кремнекислотой, в парагенезисе с нефелином и лейцитом.

ОПАЛ – $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Аморфный кремнезем с некоторым количеством, вероятно адсорбированной воды.

Благодаря аморфному состоянию не обладает правильными формами и встречается в виде коллоидных, натечных масс, заполняющих пустоты, трещины. В шлифе обычно бесцветный, но вследствие явления дисперсии света на контакте с другими минералами или канадским бальзамом кажется золотисто-желтоватым. Иногда мутно-желтоватый или красноватый от гидроокислов железа. Спайности нет.

Оптические свойства. Изотропный. Двупреломление, естественно, отсутствует, но иногда вследствие внутренних напряжений или около включений аномально поляризует, в результате чего появляется серая интерференционная окраска. Показатель преломления $n = 1,400-1,460$.

Похожие минералы. Опал похож на вулканическое стекло, особенно кислого состава. Отличие: у опала преломление ниже, чем у любого стекла. От флюорита опал отличается по отсутствию спайности и по форме, а от граната – по значительно меньшему преломлению.

Генезис. По происхождению опал экзогенный, гидротермальный и осадочный минерал, выполняющий пустоты и трещины в породах, дающий псевдоморфозы по пироксенам, амфиболам, оливинам и т. д.

ПЕРИКЛАЗ – MgO . Кубическая сингония.

Встречается почти исключительно в виде правильных кристаллов кубической или октаэдрической формы, дающих квадратные или восьмиугольные срезы. Редко – зерна. Спайность совершенная по (100). В шлифе бесцветный или коричневатый.

Оптические свойства. Изотропный, редко аномально анизотропный, обладающий показателями преломления – $n = 1,730-1,739$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность.

Похожие минералы. Шпинель. От шпинели периклаз отличается совершенной спайностью и окраской.

Изменения. При метаморфических процессах диафтореза по периклазу развивается серпентин, брусит, гидромагнетит.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в породах бедных SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O и богатых при процессах контактового метаморфизма в Р-Т условиях пироксен-роговиковой и синидинитовой фаций. Встречается периклаз в различных скарнах и роговиках в парагенезисе с монтчеллитом, форстеритом, магнетитом, шпинелью, магнетитом и кальцитом.

ПЕРОВСКИТ – CaTiO_3 . Часто содержит примесь Се. По внешним формам кубический.

Встречается обычно в виде кристаллов кубической, октаэдрической и тетраэдрической формы. Часто наблюдаются двойники прорастания. Спайность совершенная по (100).

Оптические свойства. Цвет желтый, серый, коричневый, красноватый, буровато-красный, редко зеленоватый. Окраска нередко распределяется зонально. В мелких зернах изотропный, относительно крупный – аномально анизотропный с двупреломлением $< 0,002$. Показатель преломления $n = 2,30-2,38$, благодаря чему обладает чрезвычайно высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. Крупные зерна часто сложно полисинтетически сдвойникованы, аналогично лейциту.

Генезис. Магматогенный, встречается в мелилитовых базальтах, перидотитах. Метаморфогенный формируется в породах регионального и контактового метаморфизма.

ПИРОХЛОР – $(\text{Na,Ca})_2[(\text{Nb,Ti})_2\text{O}_6][\text{F,OH}]$. Кубическая сингония.

Образует правильные октаэдрические кристаллы и неправильные зерна с непостоянной спайностью по (111). Обычны также колломорфные выделения (гидропироксид). В шлифе желтый или коричневый, иногда с зональным расположением окраски.

Оптические свойства. Изотропный, изредка аномально двупреломляющий, с темно-серой интерференционной окраской. Показатель преломления $n = 1,960-2,180$. Чрезвычайно высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Если включен в цветные минералы, то вокруг зерен наблюдаются плеохроичные каемки.

Генезис. Магматогенный. Встречается в щелочных гранитах, нефелиновых сиенитах, сиенитах и их пегматитах. Редкий минерал.

САМАРСКИТ – $(\text{Y,Er})[(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_7]_3$ (рис. 6.9). Может содержать примесь урана, тория, циркония, титана и др. Сингония ромбическая.

Образует пластинчатые, призматические удлиненные кристаллы. Наблюдаются и неправильные зерна. Очень часто срастания с колумбитом. Спайность несовершенная по (010). Почти непрозрачен. В тонких шлифах просвечивает коричневым цветом. Форма кристалла самарскита дана на рис. 6.9.

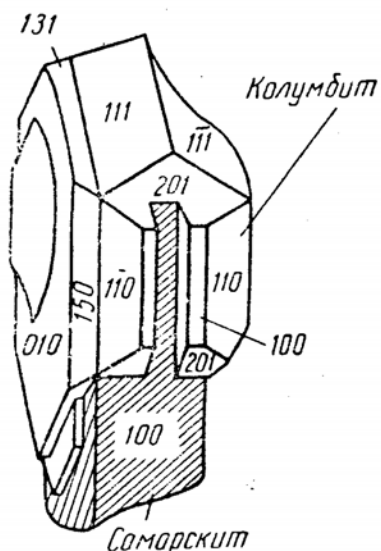


Рис. 6.9. Форма кристалла самарскита

Оптические свойства. В результате выветривания или метамиктного распада становится изотропным. Показатель преломления $n = 2,100-2,250$. Чрезвычайно высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Иногда (в свежем состоянии) сильно двупреломляет. Радиоактивен. Вокруг самарскита, находящегося в виде включений, полевые шпаты окрашиваются в красновато-бурый цвет.

Генезис. Магматогенный. Преимущественно встречается в пегматитах. Относительно редкий минерал.

СОДАЛИТ – $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]\text{Cl}_2$ (рис. 6.10). Группа фельдшпатоидов. Кубическая сингония.

Образует додекаэдрические кристаллы, чаще неправильных или ромбических очертаний зерна с закругленными краями. Имеет ясные трещины спайности по ромбическому додекаэдру. Бесцветный или слабо желтоватый, буроватый, голубоватый, синеватый, розовый. Форма кристалла содалита дана на рис. 6.10.

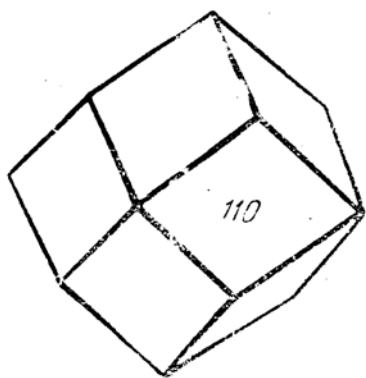


Рис. 6.10. Форма кристаллов содалита

Оптические свойства. Изотропный. Показатель преломления $n = 1,483-1,490$, благодаря чему имеет отрицательный рельеф и заметную шагреневую поверхность. Иногда приобретает оптическую аномалию около редко встречающихся включений.

Продукты замещения. Содалит легко замещается цеолитами (чаще всего натролитом), серицитом, гидраргиллитом, диаспором. Переходит в канкринит или в волокнистое, аморфное вещество бурого или розового цвета. Одновременно могут образоваться кальцит и лимонит.

Похожие минералы. Содалит очень похож на нозеан, от которого отличается бесцветностью (ненадежное отличие), отсутствием явлений коррозии, как у нозеана и отсутствием бурых оболочек. Вообще же минералы группы содалита друг от друга лучше всего отличать при по-

помощи микрохимических реакций: сняв покрывное стекло и удалив канадский бальзам, смачивают шлиф азотной кислотой и дают ей медленно испариться. Если это содалит, выделяются кристаллы NaCl , если гаюин – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и если только по прибавлении CaCl_2 выделяются и те и другие – это нозеан. Если же выделяется H_2S – минерал лазурит. От лейцита содалит отличается наличием спайности, от анальцита – иной спайностью и отсутствием анизотропии, от флюорита – большим преломлением.

Генезис. Магматогенный. Встречается преимущественно в эффузивных, реже интрузивных породах совместно с нефелином (который он часто замещает), канкринитом, эвдиалитом и другими минералами в мариуполитах, нефелиновых пегматитах, содалитовых нефелиновых сиенитах и тавитах.

СФАЛЕРИТ ZnS . Кубическая сингония.

Большей частью встречается в виде правильных зерен с совершенной спайностью по (110). В шлифе сфалерит бесцветный, желтовато-коричневатый при содержании пирита в породе до 30 %.

Оптические свойства. Изотропный, иногда имеющий слабое двупреломление от внутренних напряжений. Показатель преломления (n)

Изменяется от 2,396 до 2,470 (при 28 % пирита).

Похожие минералы. Рутил, имеющий двупреломление первого порядка.

Генезис. Гидротермальный и метаморфогенный. Гидротермальный сфалерит встречается совместно с другими сульфидами. Метаморфогенный сфалерит формируется в породах контактового метаморфизма – скарнах, роговиках.

ФЛЮОРИТ – CaF_2 (рис. 6.11). Кубическая сингония.

Большей частью встречается в виде неправильных зерен, выполняющих промежутки между другими минералами, изредка в идиоморфных зернах, имеющих форму кубов, октаэдров, ромбододекаэдров. Двойники по (111) взаимопрорастающие. Спайность совершенная по (111), в связи с чем в некоторых разрезах можно наблюдать две или три системы пересекающихся трещин. В шлифе бесцветный; редко окрашен в ясно заметный фиолетовый, синеватый или красноватый цвета. Окраска часто распределяется неравномерно, пятнами. Форма кристаллов флюорита дана на рис. 6.11.

Оптические свойства. Изотропный, имеющий показатель преломления – $n = 1,434$. Иногда оптически аномален; дает серую интерференционную окраску. Нередко содержит включения циркона и др. минералов, вокруг которых в бесцветном флюорите появляется окраска. Вследствие низкого преломления наблюдается резко выраженный отрицательный рельеф и шагреневая поверхность.

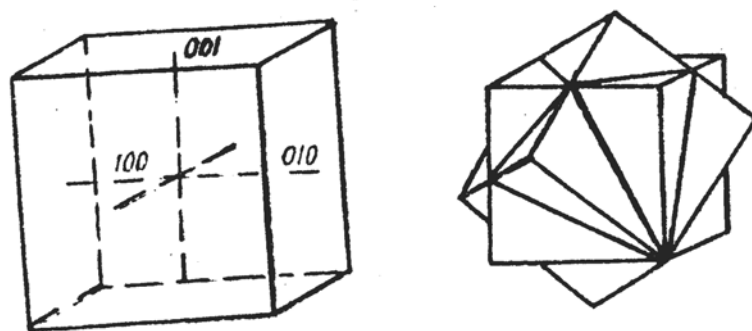


Рис. 6.11. Форма кристаллов флюорита

Похожие минералы. Опал, содалит. От опала флюорит отличается наличием совершенной спайности. От фельдшпатоидов – характером трещин спайности и резкой шагреновой поверхностью.

Генезис. Гидротермальный, пневматолитовый. Встречается преимущественно в гранитах, пегматитах, грейзенах, щелочных изверженных породах.

ГРУППА ШПИНЕЛИ. К этой группе относятся минералы с общей формулой AB_2O_4 , где $A - Mg^{2+}, Zn^{2+}, Mn^{2+}$; $B - Cr^{3+}, V^{3+}, Ti^{4+}, Al^{3+}, Fe^{3+}$. Номенклатура минералов группы шпинели дана в табл. 1.2.

Минералы группы шпинели кристаллизуются в кубической сингонии. Часто встречаются в хорошо образованных кристаллах октаэдрического облика. Для всех шпинелидов характерны высокотемпературные Р-Т условия образования. Ниже приведены оптические свойства главных минералов этой группы (рис. 6.12).

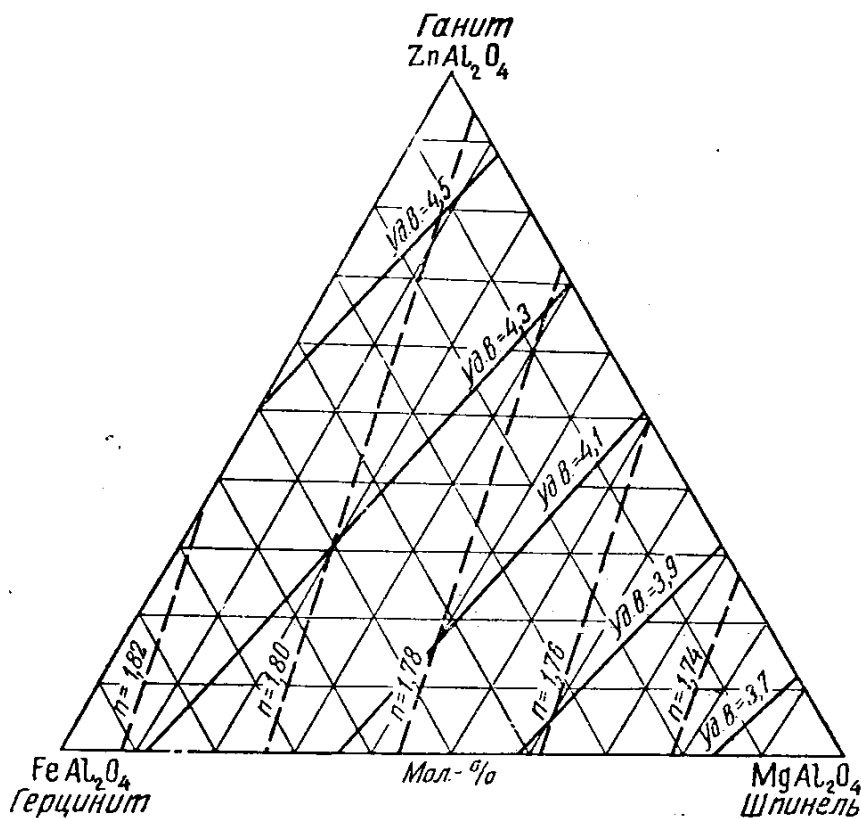


Рис. 6.12. Оптические свойства шпинели

Таблица 6.2

Номенклатура основных минералов группы шпинели (Годовиков, 1975; 1983)

A=Me ²⁺	B=Me ³⁺		
	Al ³⁺ – Алюмошпинели	Fe ³⁺ – Феррошпинели	Cr ³⁺ -Хромошпинели
Mg ²⁺	Шпинель (MgAl ₂ O ₄)	Магнезиоферрит (MgFe ₂ O ₄)	Магнохромит ((Mg,Fe)Cr ₂ O ₄)
Fe ²⁺	Герценит (FeAl ₂ O ₄)	Магнетит (FeFe ₂ O ₄)	Хромит FeCr ₂ O ₄
Mn ²⁺	Галаксит ((Mn,Fe)Al ₂ O ₄)	Якобсит (MnFe ₂ O ₄)	-
Zn ²⁺	Ганит (ZnAl ₂ O ₄)	Франкинит ((Zn,Fe)Fe ₂ O ₄)	-

ШПИНЕЛЬ – MgAl₂O₄. Кубическая сингония.

Образует октаэдрические кристаллы, дающие в шлифах квадратные, четырехугольные и треугольные срезы. Иногда наблюдаются двойники. Встречаются и неправильные зерна. Спайность несовершенная по (111). Под микроскопом розоватая, красно-бурая или синеватая.

Оптические свойства. Изотропная, имеющая показатели преломления – $n = 1,763-2,050$. Наименьшее преломление у благородной шпинели, наибольшее – у содержащей железо и хром. В этом же направлении снижается прозрачность до едва просвечивающей. Резкая шагреневая поверхность и рельеф.

Разновидности. Плеонаст – (Mg,Fe)Al₂O₄ – зеленого цвета; герценит – FeAl₂O₄ – темно-зеленая; пикотит – (Mg,Fe)(Al,Cr)₂O₄ – бурой окраски; благородная шпинель – MgAl₂O₄ синеватой окраски,

Изменения. Шпинель устойчива по отношению к наложенным процессам метаморфизма и выветривания. Поэтому легко накапливается в россыпях.

Похожие минералы. Хромит, гранат. От хромита шпинель отличается меньшим преломлением и окраской; от граната формой кристаллов и окраской.

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный. Метаморфогенная шпинель образуется в P-T условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Относительно широко встречается в метапелитовых парагенезисах с кварцем, гиперстеном, гранатом, силлиманитом, реже биотитом, плагиоклазом, сапфирином, магнетитом и другими минералами. Кроме того шпинель отмечается в мраморах, эрланах в парагенезисе с кальцитом, форстеритом, диопсидом, апатитом, флогопитом и другими минералами. Магматогенная шпинель (плеонаст и пироктит) встречается в гипербазитах и габброидах и их эффузивных аналогах.

ХРОМИТ – Fe²⁺Cr³⁺₂O₄. Группа шпинели. Кубическая сингония.

Встречается в виде неправильных или изометрических зерен, агрегатов, редко в виде октаэдрических кристаллов. Трещиноват, спайность отсутствует.

Оптические свойства. В проходящем свете просвечивает в краях красным или бурокрасным цветом, часто черный, непрозрачный (подсвечивать линзой Лазо). В отраженном свете серый. Изотропный. Показатель преломления – $n = 2,05-2,16$. Шагреневая поверхность и высокий рельеф.

Похожие минералы. Магнетит и пикотит. От магнетита и пикотита отличается окраской.

Генезис. Магматогенный, метаморфогенный. Магматогенный хромит отмечается в гипербазитах, значительно реже габброидах. Как метаморфогенный хромит образуется при серпентинизации гипербазитов.

6.3. ОПТИЧЕСКИ ОДНООСНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Характеристика главных породообразующих оптически одноосных минералов в алфавитном порядке. Сначала рассмотрены бесцветные одноосные оптически положительные минералы, а затем оптически отрицательные минералы.

6.3.1. Одноосные оптически положительные минералы

Одноосные оптически положительные минералы являются широко распространенными в магматических и метаморфических породах.

АЛУНИТ – $\text{KAl}_3[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]$ (рис. 6.13). Триклинная сингония.

Встречается в виде тонкозернистых, листоватых и волокнистых агрегатов, часто в тесной ассоциации с кварцем. Кристаллы-ромбоэдри, таблички встречаются редко, в пустотах и трещинах пород. Спайность совершенная по (0001). Бесцветный. Форма кристалла алунита дана на рис. 6.13.

Оптические свойства. Одноосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_e = 1,592$; $n_o = 1,572$; $n_e - n_o = 0,020$. Рельеф низкий, шагреневая поверхность отсутствует. Угасание прямое, удлинение часто трудно определяемое, но у вытянутых зерен отрицательное. Интерференционная окраска на срезах, параллельных оптической оси, желтая, первого порядка, до синей, второго порядка.

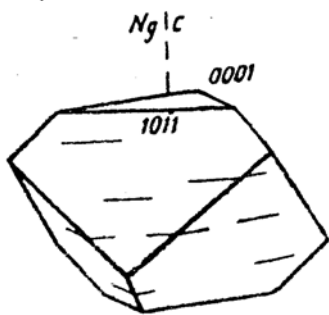


Рис. 6.13. Форма кристаллов алунита

Похожие минералы. Мусковит, канкринит. От мусковита алунит отличается одноосным оптическим знаком и отрицательным удлинением; от канкринита – более высоким преломлением.

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Образуется в результате взаимодействия сернокислых гидротермальных растворов на горные породы, богатые полевыми шпатами. В этом случае алунит образуется как вторичный минерал по полевым шпатам.

АПОФИЛЛИТ – $\text{KCa}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде табличек, призм, столбчатых, дипирамидальных кристаллов, неправильных зерен. Спайность весьма совершенная по (001) и менее совершенная по (110). Двойники по (111), редки. Бесцветный. Форма кристаллов апофиллита дана на рис. 6.14.

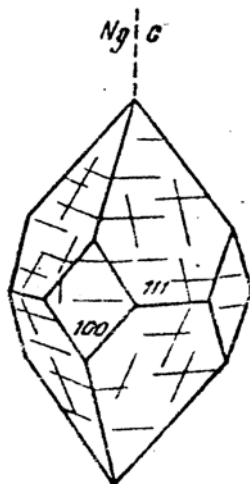


Рис. 6.14. Форма кристалла апофиллита

Оптические свойства. Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_e = 1,536-1,547$; $n_o = 1,534-1,544$; $n_e - n_o = 0,002-0,003$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение апофиллита (знак главной зоны) положительное, но бывает нередко и отрицательное. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных оптической оси, низкая – темно-серая, почти черная.

Иногда наблюдаются оптические аномалии: двуосность, пятнистая интерференционная окраска, угасание пятнистое. В отдельных случаях базальное сечение имеет секториальное строение. Отдельные секторы двуосны и положительны для красного и отрицательны для синего цвета.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по апофиллиту развивается кальцит и глинистые минералы.

Похожие минералы. Цеолиты. В отличие от них у апофиллита большее преломление и спайность.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется при процессах регионального метаморфизма пород в Р-Т условиях цеолитовой фации в парагенезисе с цеолитами и полевыми шпатами

Встречается в пустотах базальтов. Иногда апофиллит развивается как вторичный минерал по волластониту в скарнах.

БРУСИТ – $\text{Mg}(\text{OH})_2$ (рис. 6.15). Тригональная сингония.

В шлифе представлен листовыми и волокнистыми агрегатами, неправильными чешуйками. Зерна пластинчатого габитуса редки. Спайность весьма совершенная по (0001). В шлифе бесцветный. Форма кристалла брусита дана на рис. 6.15.

Оптические свойства. Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_e = 1,580-1,585$; $n_o = 1,559-1,566$; $n_e - n_o = 0,021-0,019$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Оптический характер (удлинение минерала) главной зоны отрицательный. Иногда брусит волокнистого строения является двuosным с углом оптических осей – $2V = 4-10^\circ$. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном оптической оси, желтая, первого порядка.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по бруситу развивается серпентин и гидромагнетит.

Похожие минералы. Тальк, мусковит, гипс, хлорит, гидромагнетит. От талька, мусковита, гипса брусит отличается одноосностью и более низким двупреломлением (кроме гипса, у которого интерференционная окраска ниже); от хлорита – одноосностью и более высоким двупреломлением; от гидромагнетита – прямым угасанием и показателем преломления.

Генезис. Метаморфогенный и гидротермальный. Брусит образуется при метаморфизме пород в Р-Т условиях цеолитовой фации в парагенезисе с кальцитом, доломитом, арагонитом, периклазом и другими минералами. Гидротермальный брусит встречается в трещинах среди серпентинитов.

ГИДРОНЕФЕЛИН – $2\text{NaCa}[\text{AlSiO}_4]_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.16). Группа фельдшпатоидов. Гексагональная сингония. В шлифе гидронефелин образует агрегаты изометричных зерен, часто с волокнистой структурой, несовершенной спайностью, бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. Показатели преломления $n_o = 1,490$, $n_e = 1,502$, а величина двупреломления $n_e - n_o = 0,012$, желтая интерференционная окраска первого порядка. Обладает отрицательным рельефом (рис. 6.16).

Похожие минералы. Канкринит. В отличие от гидронефелина канкринит – одноосный оптически отрицательный минерал. *Генезис.* Продукт изменения нефелина в щелочных породах.

ДАВИН – $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6[\text{CO}_3, \text{SO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Группа фельдшпатоидов. Гексогональная сингония.

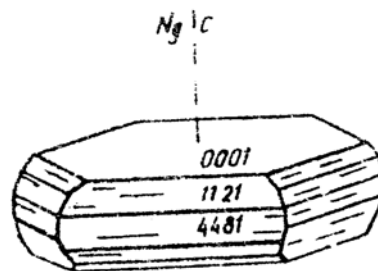


Рис. 6.15. Форма кристаллов брусита

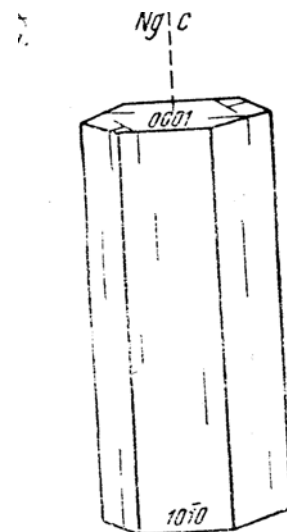


Рис. 6.16. Форма кристаллов гидронефелина

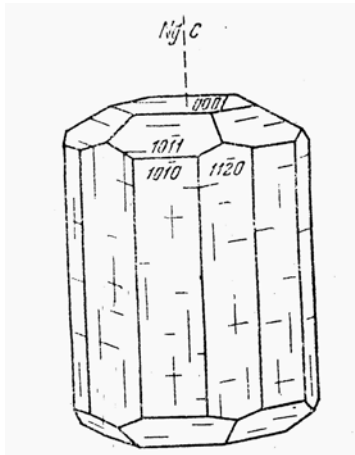


Рис. 6.17. Форма кристаллов давина

В шлифе редко встречается в виде столбчатых или призматических кристаллов, чаще изометрические зерна, агрегаты. Совершенная спайность по (1010) и (0001). Бесцветный. Форма кристалла давина дана на рис. 6.17.

Оптические свойства. Одноосный положительный, редко отрицательный. Показатели преломления $n_o = 1,518-1,520$; $n_e = 1,517-1,522$; $n_o - n_e = 0,001-0,003$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Погасание прямое. Обладает цветами интерференции первого порядка.

Продукты замещения. Давин стойкий минерал, но иногда при наложении метасоматических процессов по нему развиваются цеолиты.

Похожие минералы. Давин в чешуйчатых агрегатах похож на канкринит. Однако у канкринита ниже показатель преломления канадского бальзама и канкринит постоянно одноосный оптически отрицательный минерал.

Генезис. Давин – вторичный минерал формируется при метасоматических и пневматолитовых процессах щелочных (нефелинсодержащих) интрузивных и эффузивных пород.

ИЛЬМЕНОРУТИЛ – $(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe})\text{O}_2$. Тетрагональная сингония.

Под микроскопом он встречается в виде столбчатых кристаллов с округленными окончаниями и характерной штриховкой или в виде неправильных округленных зерен и их агрегатов. Обладает совершенной спайностью по (110). В шлифе имеет коричневатожелтую окраску. Содержит многочисленные включения мельчайших пластинок, являющихся продуктами распада твердого раствора.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. Показатели преломления: $n_o = 2,660$; $n_e = 2,320$, а величина двупреломления $n_o - n_e = 0,340$. Погасание прямое, Знак главной зоны положительный. Плеохроизм по N_e – сине-зеленый; по N_o – коричневатожелтый. Схема абсорбции $N_e > N_o$.

Похожие минералы. Рутил, от которого отличается более темной окраской и большей величиной двулучепреломления.

Изменения. При наложенных процессах метасоматоза ильменорутил замещается ильменитом и сфеном.

Генезис. Магматогенный. Встречается в центральных альбитизированных зонах гранитных пегматитов и сиенитов. При процессах выветривания образует россыпи. Редкий минерал.

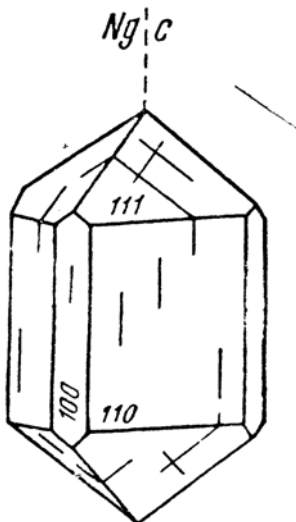


Рис. 6.18. Форма кристалла касситерита

КАССИТЕРИТ – SnO_2 (рис. 6.18). Иногда содержит примесь железа и редких земель. Тетрагональная сингония. В шлифе образует изометричные зерна, реже таблитчатые, короткопризматические, игольчатые и дипирамидальные кристаллы. Иногда касситерит образует мелкозернистые и радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (110), ясная по (100), или отсутствует. Характерны коленчатые и сердцевидные, иногда полисинтетические двойники. В шлифе бесцветный, желтоватый, коричневатый, розоватый. Окраска часто распределяется пятнами, зонами.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. Показатели преломления: $n_o = 2,093-2,098$; $n_e = 1,997-2,001$; $n_e - n_o = 0,096-0,097$. Чрезвычайно высокий рельеф и

шагреновая поверхность. Плеохроизм наблюдается редко: по N_e – бесцветный, зеленый, золотисто-желтый, серый, темно-красный: по N_o – карминовый, густо-красный, буровато-желтый, светло-бурый. В отраженном свете серый. Абсорбция $N_o > N_e$. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Редко бывает аномально двуосным с углом $2V = 5^\circ$ и дисперсией $r < v$. Интерференционная окраска четвертого порядка на срезах, параллельных оптической оси. Интерференционная фигура – четкий крест с изохроматическими кольцами.

Включения. В виде включений в касситерите установлены турмалин и берилл.

Похожие минералы. Рутил, циркон, сфен, ортит, монацит. От рутила касситерит отличается меньшим преломлением и двупреломлением; от монацита – формой кристаллов, характеру двойников и значительно большему двупреломлению; от циркона – по более высокому преломлению и двупреломлению; от сфена – по осности; от ортита – большим преломлением и двупреломлением.

Генезис. Гидротермальный в грейзенах в ассоциации с вольфрамитом, халькопиритом, турмалином, топазом, лепидолитом, флюоритом, а также с различными минералами. Касситерит – типичный акцессорный минерал характерный для гранитоидов и пегматитов. Очень стойкий минерал к различным преобразованиям пород и поэтому хорошо переходит в россыпи.

ГРУППА КВАРЦА. Минералы, входящие в группу кварца, представляют собой ряд полиморфных модификаций двуокиси кремния. В настоящее время известно 14 полиморфных модификаций кремнезема, наиболее распространенные из них приведены в табл. 6.3.

Таблица 6.3

Важнейшие полиморфные модификации кремнезема

Название	Полиморфные модификации	Интервал температур	Сингония
Кристобалит	β -кристобалит α -кристобалит	1470–1713 ⁰ 180–270 ⁰	Кубическая Тетрагональная
Тридимит	β -тридимит α -тридимит	870–1470 ⁰ 130–180 ⁰	Гексагональная Ромбическая
Кварц	β -кварц α -кварц	573–870 ⁰ 573 ⁰	Гексагональная Тригональная
Коэсит		Синтезирован при T=500-800 °C, P=35 кбар	Моноклинная
Стишовит		Синтезирован при T=1200 °C, P=160 кбаб.	Тетрагональная

Из всех известных минералов группы кварца рассматриваются лишь главные, чаще всего встречаемые в природе: кварц, тридимит, кристобалит, халцедон и опал.

КВАРЦ – SiO_2 (рис. 6.19). Имеет две модификации. Петрографу обычно приходится иметь дело с α – кварцем, который называется просто кварцем. Это наиболее устойчивая при низких температурах модификация кварца. Форма зерен в метаморфических и магматических породах постоянно неправильная, в эффузивах часто имеет скелетные очертания или форму дипирамидальных удлиненных призм. Двойники, видимые под микроскопом, исключительно редки. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,544$; $n_e = 1,553$; $n_e - n_o = 0,009$. Шагреновой поверхности и рельефа нет. Угасание прямое, устанавливается в тех случаях, когда кварц имеет правильную форму. При этом же определяется и знак главной зоны (удлинение) – положительный. Изредка (особенно

при динамометаморфизме) кварц становится псевдодвуосным, что выражается в искривлении «балок» креста и приобретении волнистого или мозаичного угасания. В таких случаях угол оптических осей $-2V$ достигает $8-12^{\circ}$, изредка -24° . Срезы, перпендикулярные оптической оси, не действуют на поляризованный свет – изотропны – и дают ясную интерференционную фигуру – крест без изохроматических колец. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка, в утолщенных шлифах – желтая того же порядка.

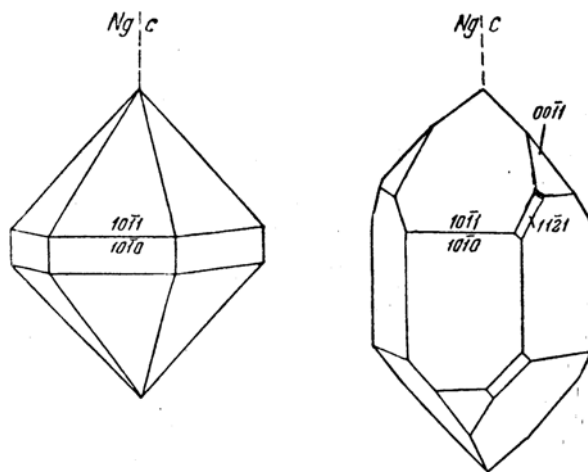


Рис. 6.19. Форма кристаллов кварца

Включения. Кварц часто содержит многочисленные газожидкие или твердые включения, расположенные беспорядочно или параллельными цепочками. Твердые включения представлены рутилом, силлиманитом, амфиболом и др. минералами.

Разновидности. Горный хрусталь – бесцветный и абсолютно прозрачный кварц; раухтопаз – дымчатый, светло-бурый или светло-серый; морион – черный; аметист – фиолетовый; цитрин – лимонно-желтый; авантюрин – желтоватый или буровато-красный кварц; празем – зеленый (из-за включений актинолита); розоватый кварц; волосатик – горный хрусталь с включениями тонкоигольчатых кристаллов рутила, турмалина и других минералов; β – кварц – высокотемпературная разновидность гексагональной сингонии (см. табл. 6.3). Имеет форму укороченной призмы с дипирамидальными окончаниями или в виде шестиугольников, ромбов, неправильных, извилистых очертаний зерен.

Похожие минералы. Кордиерит, плагиоклаз, нефелин. От кордиерита отличается отсутствием спайности, осностью и оптическим знаком (кордиерит – двуосный, отрицательный); от плагиоклаза – отсутствием спайности и полисинтетических двойников, осностью и оптическим знаком (плагиоклаз – двуосный, положительный); от нефелина – меньшим преломлением и оптическим знаком (нефелин – одноосный, отрицательный).

Генезис. Образуется во всех геологических процессах. Метаморфогенный, гидротермальный, магматогенный, осадочный. Кварц встречается в парагенезисе с полевыми шпатами, мусковитом, биотитом, лепидолитом, топазом, амфиболитами, пироксенами, гранатом, дистеном, андалузитом, силлиманитом и др. минералами.

ХАЛЦЕДОН – SiO_2 (рис. 6.20). Скрытокристаллическая модификация кварца волокнистого строения.

Образует сферолиты в пустотах или трещинах пород. Бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_e = 1,538-1,543$; $n_o = 1,530-1,533$; $n_e - n_o = 0,008-0,010$. Удлинение отрицательное. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка.

Разновидности. Сапфирит – голубовато-серый, синий; сердолик – красный, розово-красный и бледно-розовый; сардер – бурый; плазма – зеленый; хризопраз – яблочно-зеленый; гелиотроп, кровавый камень – зеленый с ярко-красными пятнышками; моховик – прозрачный халцедон, пропитанный включениями зеленого хлорита; концентрически-полосчатый халцедон называется агатом, параллельно-полосчатый – ониксом; яшма – халцедон с большим количеством примесей окрашенного материала; кремнь – с примесью частиц глины, песка и др.

Похожие минералы. Цеолиты. От цеолитов халцедон отличается большим преломлением.

Генезис. Типичный гипергенный, гидротермальный, выполняющий пустоты в эффузивах кислого состава.

КСЕНОТИМ – YPO_4 (рис. 6.21). Содержит многочисленные примеси Er, Ce, Th, Fe, U, Si и других. Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде призматических, короткопризматических кристаллов с дипирамидальными окончаниями, и округленных зерен. Спайность совершенная по призме (110). Бесцветный или желтоватый, буроватый.

Оптические свойства. Одноосный, положительный, имеющий показатель преломления $n_e = 1,816$; $n_o = 1,721$; $n_e - n_o = 0,095$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Окрашенный, слабо плеохроирует; по N_e – буровато-желтый, коричнево-желтый до зеленоватого; N_o – розовый, бледно коричневатожелтый. Абсорбция $N_e > N_o$. Угасание прямое, знак главной зоны положительный. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном оптической оси, четвертого порядка.

Похожие минералы. Циркон, монацит. От циркона отличается с трудом по значительно меньшему преломлению, большему двупреломлению, лучшей спайностью и двойниками. От монацита – по осности и большему двупреломлению.

Генезис. Метаморфогенный встречается в гнейсах, гранитогнейсах, мигматитах и метаморфогенных пегматитах в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, микроклином, мусковитом, биотитом и др. минералами. Магматогенный – в гранитах совместно с цирконом, но значительно реже.

ЛЕЙЦИТ – $\text{K[AlSi}_2\text{O}_6]$ (рис. 6.22). Группа фельдшпатоидов. Содержит Na, Ca следы Li, Rb, Cs.

Диморфен: при температуре больше 620°C кубический, при охлаждении ниже 620°C переходит в тетрагональную модификацию, форма округлая, округленно-восьмиугольная, микролиты (редко). Спайность отсутствует. Весьма характерны полисинтетические двойники с несколькими системами полосок, пересекающихся под различными углами в зависимости от среза. В шлифе совершенно бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. Показатели преломления $n_e = 1,509$; $n_o = 1,508$; $n_e - n_o = 0,001$. В скрещенных николях почти не поляризует. Присутствие

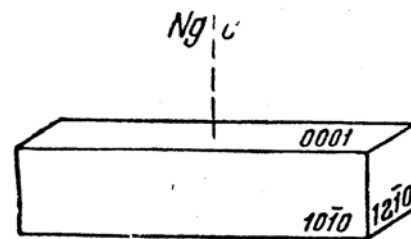


Рис. 6.20. Форма кристаллов халцедона

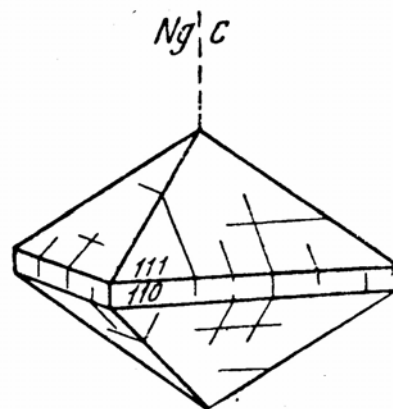


Рис. 6.21. Форма кристалла ксенотима

кристалла узнается при вставленной кварцевой (гипсовой) пластинке и при вращении предметного столика микроскопа – по смене цветов (красноватых и синеватых). Шагреневая поверхность и рельеф не заметны, но при наличии включений и окружающей темной массы кажется, что лейцит обладает и шагреневой поверхностью и отрицательным рельефом.

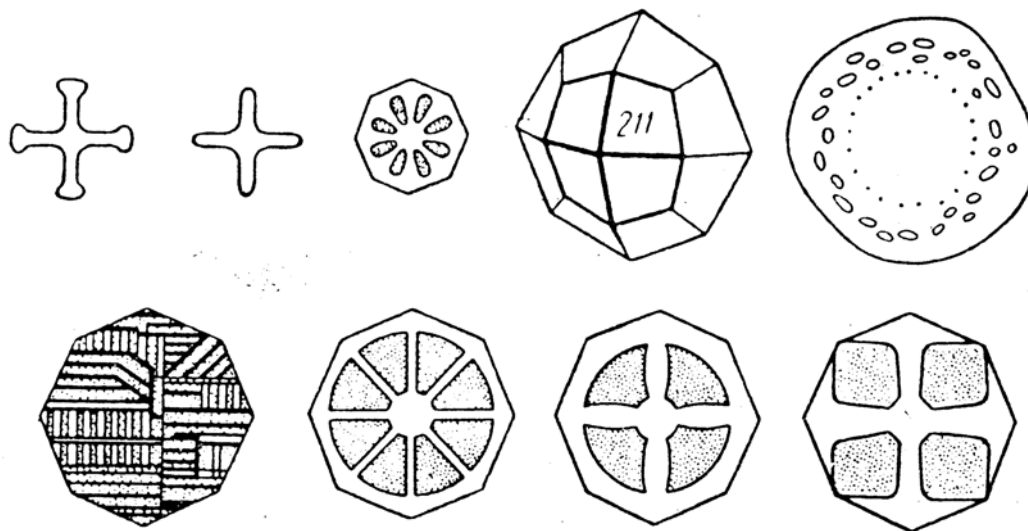


Рис. 6.22. Форма кристаллов лейцита

Включения. Для лейцита весьма характерны многочисленные включения, которые располагаются закономерно: параллельно ограничениям или по секторам. Эти включения представлены пироксеном, магнетитом или какими-либо другими минералами и вулканическим стеклом.

Продукты замещения. Лейцит – минерал, легко изменяющийся под влиянием различных процессов. Замещается ортоклазом, серицитом, нефелином, анальцимом, альбитом с образованием псевдоморфоз. Каолинизируется до полного перехода в глинистое вещество.

Похожие минералы. Лейцит в некоторых случаях похож на минералы группы содалита (содалит, нозеан, гаюин), от которых отличается большим преломлением и, если оно есть, полисинтетическим двойникованием. От полисинтетически sdвойниковогоанного микроклина отличается формой, которая почти никогда не бывает неправильной и наличием не двух, как у микроклина, а нескольких систем двойникования, расположенных под различными углами. От анальцима и других цеолитов отличается формой зерен и двойников.

Генезис. Лейцит – типичный высокотемпературный магматический минерал. Кристаллизуется при невысоком давлении в излившихся породах, обогащенных щелочами (главным образом K_2O) и бедных кремнеземом. Поэтому совместно с кварцем не встречается. Обычно ассоциирует с щелочными пироксенами (эгирином, эгирин-авгитом), нефелином, содалитом и др. В виде отдельных кристаллов присутствует в вулканических пеплах и туфах. Как малоустойчивый, в метаморфических породах не встречается.

МЕЛИЛИТ – $(Ca,Na)_2[(Mg,Al)(Al,Si)_2O_7]$ (рис. 6.23). Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде таблитчатых или короткостолбчатых кристаллов, в форме коротких призм с пирамидальными окончаниями или без них, в виде неправильных зерен. Иногда имеет волокнистое строение. Обладает совершенной спайностью по (001) и по (100). Под микроскопом бесцветен, или окрашен слабо в буроватые, желтоватые или зеленоватые цвета.

Оптические свойства. Одноосный, положительный или отрицательный, характеризуется показателями преломления: $n_o = 1,669-1,633$; $n_e = 1,658-1,639$; $n_o-n_e = 0,011-0,006$, иногда почти изотропный. Обладает шагреневой поверхностью и рельефом. Угасание прямое. Удлинение мелилита может быть положительным и отрицательным. Окрашенный мелилит имеет слабый плеохроизм по схеме $N_o > N_e$: по N_o – светлый, коричневато-желтый; по N_e – светлый, зеленовато-желтый. Интерференционная окраска аномальная, низкая – тусклая, чернильно-синяя или темно-серая, первого порядка.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по мелилиту развиваются цеолиты.

Похожие минералы. Цоизит, везувиан, андалузит, апатит. От цоизита мелилит отличается окраской, отсутствием спайности и осностью (цоизит – двуосный, положительный); от везувиана более низким преломлением; от андалузита – низкой интерференционной окраской; от апатита отличается тем, что не встречается в кислых породах.

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный. Метаморфогенный мелилит образуется в Р-Т условиях пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма, где встречается в парагенезисе с монтчеллитом, волластонитом, гроссуляром, кальцитом, флогопитом, кордиеритом, форстеритом и др. минералами. Как магматогенный мелилит встречается в основных и ультраосновных щелочных породах в ассоциации с нефелином, лейцитом, оливином, пироксеном, перовскитом.

ОКЕРМАНИТ – $\text{CaMg}[\text{SiO}_4]$ (рис. 6.24). Тетрагональная сингония.

В шлифе отмечается в виде таблитчатых, тонкотаблитчатых кристаллов, а также короткостолбчатых призм. Обладает совершенной спайностью по (001) и (100). В проходящем свете бесцветен. Или слабо окрашен в желтоватые тона.

Оптические свойства. Одноосный, положительный, характеризуется показателями преломления – $n_o = 1,63$; $n_e = 1,639$; $n_e-n_o = 0,006$. Обладает шагреневой поверхностью и рельефом. Погасание прямое, плеохроизм по схеме $N_o < N_e$. Интерференционная окраска аномальная, темно-серая первого порядка.

Изменения. При наложенных процессах метасоматоза по окерманиту развиваются цеолиты.

Похожие минералы. Опал и вулканическое стекло, имеющие более низкие показатели преломления.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях «сухого» метаморфизма, при относительно высоких значениях температуры.

ПИРОФАНИТ – $\text{Mn}[\text{TiO}_3]$ (рис. 6.25). Тригональная сингония.

Образует таблитчатые и листоватые агрегаты с совершенной спайностью по (0221). В шлифе имеет темно-красную и желтовато-красную окраску.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. Имеет показатели преломления: $n_o = 2,481$; $n_e = 2,210$; $n_o-n_e = 0,270$. Обладает ярко выраженной шагреневой поверхностью и цветами интерференции второго порядка.

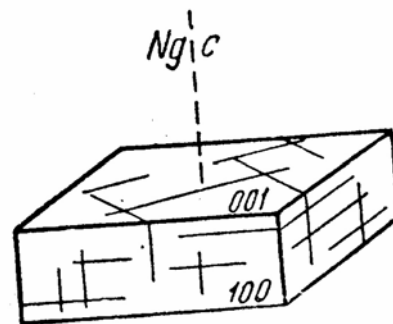


Рис. 6.23. Форма кристаллов мелилита

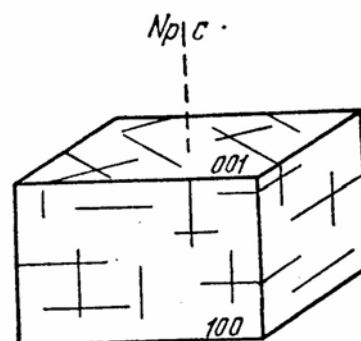


Рис. 6.24. Форма кристаллов окерманита

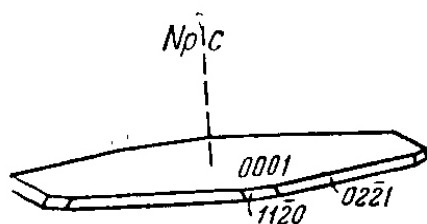


Рис. 6.25. Форма кристалла пиропанита

Похожие минералы. Гематит. От пиропанита отличается более красной окраской.

Генезис. Метаморфогенный. Встречается в марганцевых скарных месторождениях.

РУТИЛ – TiO_2 . Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде вытянутых столбчатых, призматических (рис. 6.26) и игольчатых кристаллов.

Часто образует характерные и сердцевидные двойники, иногда – полисинтетические, часто округлые зерна и их агрегаты. Спайность совершенная по (110) и средняя по (100), пересекается в определенных сечениях под углом 90° , но наблюдается редко. Цвет буровато-желтый, красновато-бурый, редко зеленоватый или фиолетовый. Иногда почти непрозрачен и просвечивает в краях красноватым цветом. Форма кристаллов рутила дана на рис. 6.27.



Рис. 6.26. Рутил в двуклюдном кордиеритовом плагиогнейсе. Увел. 20, николи+

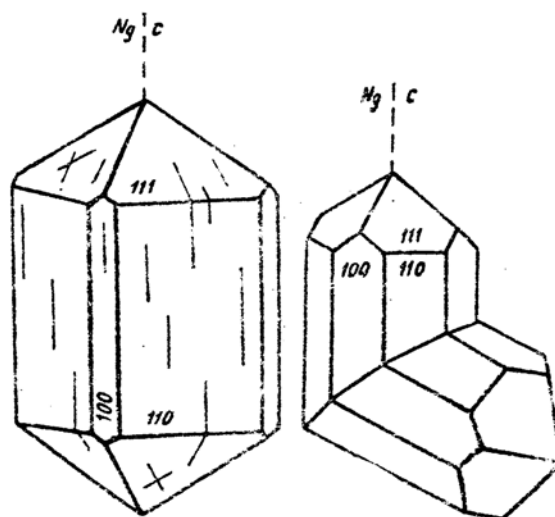


Рис. 6.27. Форма кристаллов рутила

Оптические свойства. Одноосный, положительный. Показатели преломления: $n_e = 2,895\text{--}2,903$; $n_o = 2,609\text{--}2,6164$; $n_e - n_o = 0,286\text{--}0,287$. Вследствие этого рутил имеет исключительно высокий рельеф и резко выраженную шагреневую поверхность. Плеохроизм слабый: по N_e – коричневатожелтый, желто-зеленый, по N_o – желтый, красно-коричневый. Абсорбция $N_e > N_o$, слабая. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный, но вследствие высокого двупреломления устанавливается редко. Благодаря этому же интерференционную окраску определить практически невозможно. В скрещенных николях и в проходящем свете рутил имеет одинаковый цвет, как правило, золотисто-желтый. В тонких (значительно меньше толщины шлифа) игольчатых кристаллах рутил дает яркие интерференционные окраски (синие, красные, фиолетовые), что позволяет легко определить его, т. к. никакой другой минерал в тонких кристаллах не интерферирует так высоко.

Включения. В ряде случаев внутри зерен рутила отмечаются мельчайшие кристаллики апатита и циркона.

Разновидности. Нигрин – темно-окрашенный рутил, характеризующийся повышенным содержанием примеси железа. Сагенит – тонкоигольчатый рутил, образующийся в биотите, хлорите, заместившим амфибол или биотит, плоские сетчатые сростки. Волосатик (волосы Венеры или стрелы Амура) – вrastания тонких волосовидных кристаллов в кварце и особенно горном хрустале.

Изменения. Рутил относительно стойкий минерал, но нередко при наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза переходит в сфен или ильменит.

Похожие минералы. Рутил похож на циркон, сфен, касситерит и турмалин, от которых отличается высоким преломлением и двупреломлением, а также характерной золотисто-желтой интерференционной окраской.

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный и гидротермальный. Как метаморфогенный рутил широко развит в различных гнейсах, сланцах, амфиболитах, эклогитах в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, микроклином, ортоклазом, биотитом, мусковитом, силлиманитом, амфиболом, клинопироксеном, магнетитом, сфеном, турмалином, апатитом, ильменитом и др. минералами. Как магматогенный рутил отмечается в различных магматических породах особенно кислого состава.

ТОРИТ – $\text{Th}[\text{SiO}_4]$ (рис. 6.28). Тетрагональная сингония.

Образует призматические кристаллы с пирамидальными окончаниями, в базальных сечениях – квадраты, неправильные, округленные зерна. Формы очень близки к циркону. Обладает совершенной спайностью.

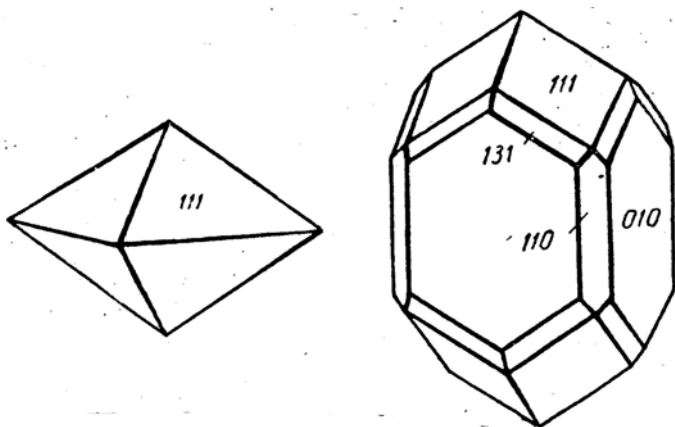


Рис. 6.28. Форма кристаллов торита



Рис. 6.29. Торит (Т) в пегматите. Ув. 64, николи //

Оптические свойства. Одноосный, положительный. Вследствие гидротации всегда изотропный. Показатель преломления $n = 1,680-1,720$. Окраска в шлифе. – оранжево-желтая, буровато-желтая до черно-бурой. Зёрна торита в породе отмечается в виде микроскопических включений (рис. 6.29).

Разновидности. Оранжит – торит оранжевого цвета, ураноторит – торит содержащий уран, гидроторит – торит обогащенный H_2O и другие.

Генезис. Магматогенный. Встречается в сиенитах, пегматитах в качестве второстепенного минерала. В природе распространен относительно редко.

ЦИРКОН – $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ (рис. 6.30). Тетрагональная сингония. Часто содержит примесь редких земель, тория, гафния, урана. Образует короткостолбчатые или длиннопризматические кристаллы с дипирамидальными окончаниями и округлые зерна. Двойники по (101) редки. В поперечных сечениях дает четырехугольники и восьмиугольники. Спайность по призме, хорошо выражена только в крупных кристаллах. Бесцветный или окрашен в розовый, буроватый или синевато-зеленый цвет. Окраска циркона обусловлена содержанием U и Tr, а также примесью Fe и Cu, чаще всего бывает включен в биотит, амфибол и другие породообразующие и акцессорные минералы, где вокруг циркона наблюдаются четкие плеохроирующие каемки.

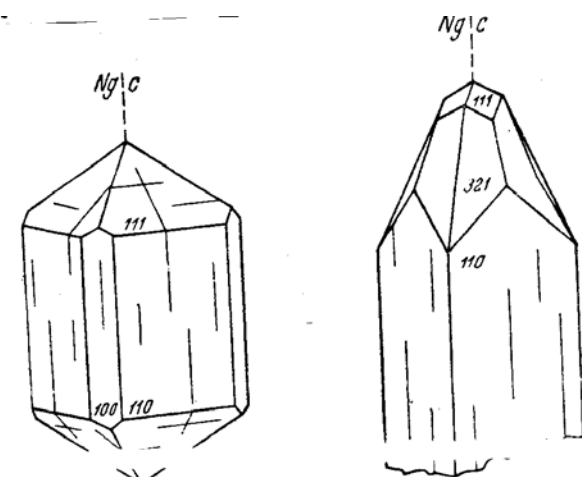


Рис. 6.30. Форма кристаллов циркона

Оптические свойства. Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления $n_e = 1,968-2,015$; $n_o = 1,924-1,965$; $n_e - n_o = 0,044-0,055$. Благодаря этому циркон имеет высокий рельеф и резкую шагреневую поверхность. Изредка аномальный двуосный с углом $2V$ до 10° . Угасание прямое, удлинение положительное. Иногда имеет зональное строение. Интерференционная окраска в разрезах, параллельных оптической оси третьего или четвертого порядка – синяя, зеленая, желтая, красная; базальные срезы изотропны, дают интерференционную фигуру в виде креста с изохроматическими кольцами. В результате метамиктного распада становится частично или полностью изотропным.

Разновидности. Драгоценные разновидности циркона имеют различные названия: жаргон – бесцветный, дымчатый или бледно-желтый; гиацинт – оранжевый или красно-коричневый прозрачный циркон; матарский алмаз – бесцветный, прозрачный; старлит – синий, голубой (окраска возникает при термической обработке).

Похожие минералы. Сфен, монацит, ксенотим. От сфена циркон отличается более низкой интерференционной окраской, формой и небольшими размерами кристаллов; от ксенотима – отсутствием хорошей спайности, двойников, большим преломлением и меньшим двупреломлением; от монацита – одноосностью, прямым угасанием, большим двупреломлением; от дюмортьерита – значительно более высоким двупреломлением и иным оптическим знаком.

Генезис. Магматогенный и метаморфогенный. Широко распространенный акцессорный минерал, характерный для гранитов, сиенитов, диоритов, их эффузивных аналогов и пегматоидов в ассоциации с монацитом, ксенотимом и др. минералами. Так метаморфогенный циркон отмечается в гнейсах и сланцах в парагенезисе с кварцем, полевыми шпатами, биотитом, гранатом, амфиболом, пироксеном и другими. Довольно хорошо переходит в россыпи.

ШЕЕЛИТ – $\text{Ca}[\text{WO}_4]$. Тетрагональная сингония.

Образует псевдооктаэдрические и дипирамидальные кристаллы, но часто также неправильные изометричные зерна. Обладает совершенной спайностью по (111). Характерны двойники прорастания по грани (100) или по (110). В шлифе бесцветный или сероватый.

Оптические свойства. Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_e = 1,937$; $n_o = 1,920$; $n_e - n_o = 0,017$. Обладает четким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. Абсорбция по схеме $N_e > N_o$. Интерференционная окраска второго порядка.

Разновидности. Зейригит – содержит до 24 % оксида молибдена; купрошеелит – до 7 % оксида меди.

Похожие минералы. Клиноцоизит, от которого отличается одноосностью.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях амфибол-роговиковиковой и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма. Встречается преимущественно в скарнах совместно с гранатом, геденбергитом, эпидотом, скаполитом, амфиболом, кальцитом и др. минералами. Гидротермальный шеелит встречается в грейзенах и гранитных пегматитах совместно с касситеритом, бериллом, альбитом, топазом, турмалином, флюоритом и др. минералами.

ГРУППА ЦЕОЛИТОВ. Группа цеолитов насчитывает более 30 минеральных видов по соотношению катионов и содержанию воды. Большинство цеолитов визуальны белые или бесцветные. Иногда диагностируются в виде друз, жеод или других характерных агрегатов.

Кристаллические решетки цеолитов состоят из каркасов алюмо-кремне-кислородных тетраэдров, отличающихся от других каркасных построек тем, что полости в них представлены более широкими каналами, занятыми молекулами воды (цеолитная вода). При нагревании вода может быть удалена без разрушения кристаллической структуры в целом, а затем, если внести минерал в систему водяных паров, вода может занять свое первоначальное положение в структуре минерала. При этом однородность кристаллов сохраняется, изменяются лишь оптические свойства.

Другая характерная особенность цеолитов – легкость, с которой происходит обмен между катионами, уравнивающими отрицательный заряд каркаса кристаллической решетки, и катионами в окружающем водном растворе.

Минералы группы цеолитов по сравнению с другими алюмосиликатами характеризуются меньшей твердостью, меньшей плотностью, меньшими показателями преломления и относительно легкой разлагаемостью кислотами. Ниже рассматриваются основные наиболее распространенные цеолиты.

ШАБАЗИТ – $(Ca,Na)[AlSiO_2]_6 \cdot 6H_2O$ (рис. 6.31). Группа цеолитов. Тригональная сингония. Обычно представлен таблитчатыми, ромбоэдрическими, похожими на кубы кристаллами, радиально-лучистыми агрегатами, неправильными зернами. Наблюдаются сложные формы и двойники прорастания. Ясная ромбоэдрическая спайность. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный или отрицательный, иногда двуосный, имеющий показатели преломления: $n_e(n_g) = 1,478-1,490$; $n_o(n_p) = 1,480-1,485$; $n_o - n_e = 0,002$; $n_g - n_p = 0,005$. Рельеф отрицательный, на нижней поверхности шлифа заметна шагреньевая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны вследствие изометрических очертаний трудно определим. Оптические аномалии выражаются также в секториальном погасании; тогда угол оптических осей – $2V = 0-30^\circ$, а $n_g = 1,488$; $n_m = 1,485$; $n_p = 1,485$; $n_g - n_p = 0,003$. Цвета интерференции темно-серые, первого порядка.

Похожие минералы. Другие цеолиты. От них шабазит отличается ромбоэдрической формой и слабым двупреломлением.

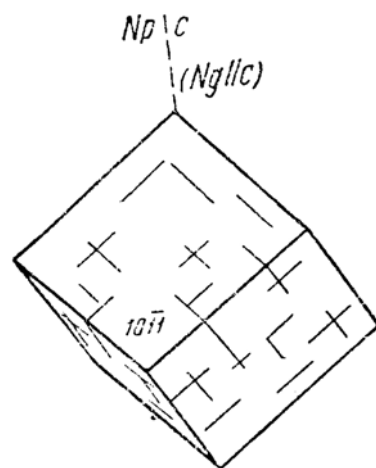


Рис. 6.31. Форма кристалла шабазита

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Образуется в пустотах, трещинах базальтов и диабазов в результате процессов регионального метаморфизма цеолитовой фации в парагенезисе с филлипситом, кальцитом и др. минералами.

ЭВДИАЛИТ – $(\text{Na,Ca})_6[\text{ZrSi}_6\text{O}_{17}](\text{O}_2)\text{H,Cl}$ (рис. 6.32) содержит до 3 % $[(\text{Ce,L a,Y})_2\text{O}_3]$. Тригональная сингония.

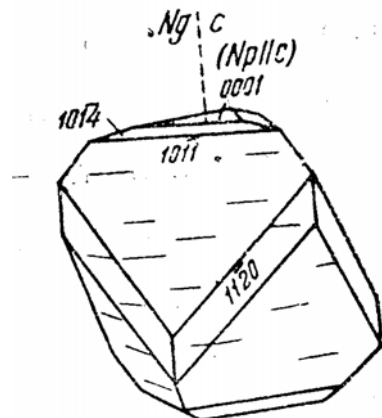


Рис. 6.32. Форма кристалла эвдиалита

В шлифе бледный синевато-красный до желтовато-коричневого цвета. Обычно образует зерна с совершенной спайностью по (0001) и (1120). В образце имеет красную и розовую окраску.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. Показатели преломления: $n_o = 1,610$; $n_e = 1,615$; $n_e - n_o = 0,005$. Рельеф положительный, обладает слабой шагреневой поверхностью. $N_g \parallel c$ $N_e = N_g$. Погасание прямое или близкое к прямому.

Похожие минералы. Гранат. Отличается от эвдиалита большим показателем преломления и изотропностью.

Генезис. Магматогенный. Как породообразующий эвдиалит встречается в щелочных породах – фойалитах, тингуаитах и фойалитовых пегматитах.

6.3.2. Одноосные оптически отрицательные минералы

В этом разделе приведена характеристика породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов магматических и метаморфических пород. Большинство из них образуется в результате проявления процессов магматизма, метаморфизма и метасоматоза. Ниже в алфавитном порядке в относительно краткой форме дано описание минералов.

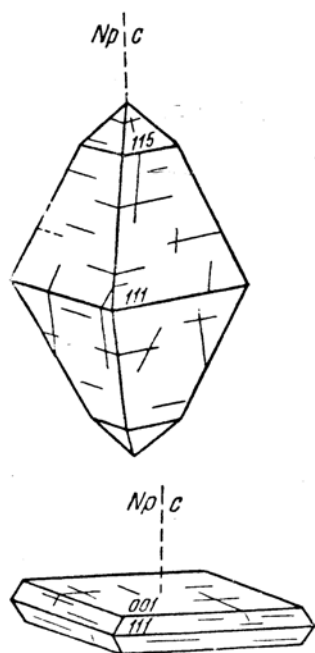


Рис. 6.33. Форма кристаллов анатаза

АНАТАЗ – TiO_2 (рис. 6.33). Тетрагональная сингония. Образует таблитчатые, призматические или пирамидальные кристаллы, а также изометричные зерна с совершенной спайностью по (110) и (100). В шлифе окрашен в бурый, желтый, синий или черные цвета. Окраска относительно часто распределяется зонально или пятнами. Бывает бесцветным.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_o = 2,561-2,562$; $n_e = 2,488-2,489$; $n_o - n_e = 0,073$. Благодаря этому анатаз обладает резко выраженным рельефом и шагреневой поверхностью. Сильная дисперсия двупреломления по схеме $r > v$. Иногда обладает оптической аномалией: становится двuosным с небольшим углом $2V$. Плеохроизм выражен слабо: по N_o – светло-синий, сине-зеленый или зеленовато-желтый, светло-коричневый; по N_e – темно-синий или оранжевый, коричневый. Абсорбция $N_e < N_o$, редко $N_e > N_o$. Угасание прямое, удлинение может быть положительным и отрицательным. Интерференционная окраска четвертого порядка на разрезе, параллельном оптической оси.

Похожие минералы. От рутила и брукита отличается по отрицательному знаку, форме кристаллов и окраске.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный и магматогенный. Как метаморфогенный в различных гнейсах и сланцах в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, микроклином, биотитом, мусковитом и др. минералами. В магматических породах (гранитах, сиенитах) анатаз встречается в виде акцессорного минерала. Как гидротермальный анатаз образуется при разрушении титансодержащих минералов в породах кислого состава и кварцевых жил.

АПАТИТ – $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ (фторапатит), $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$ (хлорапатит) и $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]\text{OH}$ (гидроксилапатит) (рис. 6.34). Гексагональная сингония.

В шлифе встречается в виде длиннопризматических и тонкопризматических, игольчатых кристаллов с шестиугольниками в поперечном разрезе (высокотемпературная разновидность), таблитчатых, вытянутых, округленных, изометричных и неправильных зерен (низкотемпературная разновидность).

Спайности нет. Трещинки отдельности поперек удлинения видны на относительно крупных кристаллах. Бесцветный и редко слабо окрашенный в голубой, фиолетовый, розовый, бурый, серо-черный от включений с равномерным или неравномерным распределением окраски, цвета.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, характеризующийся показателями преломления $n_o = 1,633-1,667$; $n_e = 1,630-1,664$; $n_o - n_e = 0,003$. Высокий рельеф, ясная шагреневая поверхность. Окрашенный апатит слабо плеохроирует с изменением интенсивной окраски. Абсорбция по схеме $N_e > N_o$, редко $N_o > N_e$. Редко апатит бывает аномально двуосным минералом с углом оптических осей, достигающим 20. Интерференционная окраска серая, индиго-серая, первого порядка (при нормальной толщине шлифа). Интерференционная фигура на базальных разрезах в виде неясного креста.

Включения. Апатит часто содержит многочисленные включения газовой-жидкой фазы, а также мелкие кристаллики циркона, монацита и другие. Сам апатит находится внутри зерен породообразующих минералов – амфиболов, пироксенов, мусковита, биотита, полевых шпатов и др.

Похожие минералы. Нефелин, андалузит, мелилит, везувиан, топаз, цоизит. От нефелина апатит отличается формой кристаллов, более высоким преломлением и наличием шагреневой поверхности; от андалузита – по осности; от мелилита – по иному знаку удлинения, отсутствию спайности; от везувиана – по меньшему преломлению и отсутствию аномальной интерференционной окраски, характерной для везувиана; от топаза – по осности, оптическому знаку, отсутствию спайности; и, наконец, от цоизита – по осности, оптическому знаку, отсутствию спайности и аномальной интерференционной окраске.

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный и гидротермальный. Как метаморфогенный апатит широко распространен в породах амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций в различных гнейсах, сланцах, кальцифирах и мраморах. В большинстве метаморфических пород апатит отмечается как акцессорный минерал и лишь в эрланах он фиксируется как второстепенный. Магматогенный апатит фиксируется в интрузивных и эффузивных породах кислого, среднего и основного состава.

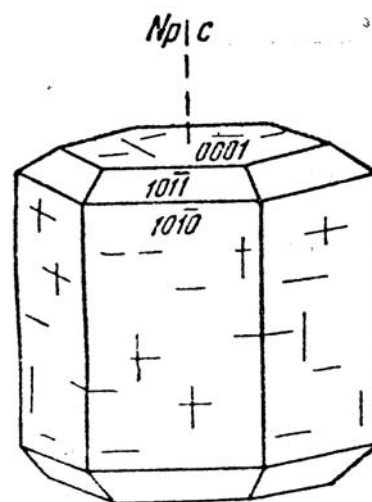


Рис. 6.34. Форма кристалла апатита

БЕРИЛЛ – $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ (рис. 6.35). Гексагональная сингония. В качестве примесей могут присутствовать Na, Li, Cs, Rb, K, Ca, La, Sc и др.

Встречается в виде призматических, короткостолбчатых кристаллов и неправильных зерен. Спайность несовершенная по (0001). В шлифе нормальной толщины бесцветный.

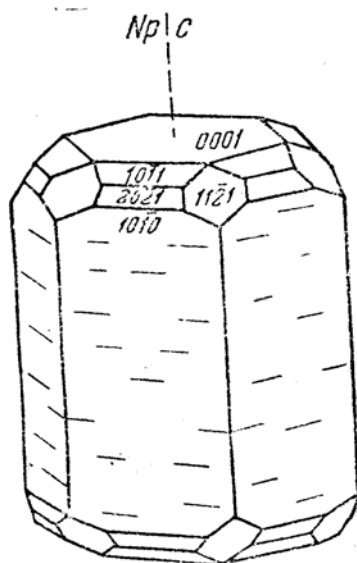


Рис. 6.35. Форма кристалла берилла

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления $n_o = 1,567-1,594$; $n_e = 1,563-1,586$; $n_o-n_e = 0,004-0,008$. Преломление повышается с увеличением содержания щелочей. Рельеф слабый, шагреневая поверхность отсутствует. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. В толстых шлифах может плеохроировать. Схема абсорбции $N_e > N_o$ редко $N_o > N_e$. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Разновидности. По окраске среди бериллов выделяются; изумруд (смарагд) – густо окрашенный ярко-зеленого цвета; аквамарин – зелено-голубого цвета морской волны; бацит – небесно-голубого цвета; ростерит – от бесцветного до бледно-розового; воробьевит (марганит) – розового или красного цвета; гелиодор – медово-желтой окраски.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по бериллу развивается серицит и каолин.

Похожие минералы. В изометрических зернах берилл очень похож на кварц, от которого его можно отличить только по рентгеноструктурным данным. Имеет отрицательный оптический знак в отличие от кварца. В измененных породах берилл содержит продукты замещения, а кварц чистый свежего облика. От хризоберилла и фенакита отличается шестиугольной формой кристаллов, а от апатита – низким преломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Встречается в грейзенах в парагенезисе с флюоритом, топазом, турмалином, вольфрамитом, молибденитом и др. минералами. Кроме того, довольно часто отмечается в метаморфогенных редкометальных гранитных пегматитах и в отдельных случаях в кварцевых жилах.

ВЕЗУВИАН (идокраз) – $\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SiO}_4]_5[\text{OH,F}]_4$ (рис. 6.36). Тетрагональная сингония. Содержит примесь Fe, Li и В.

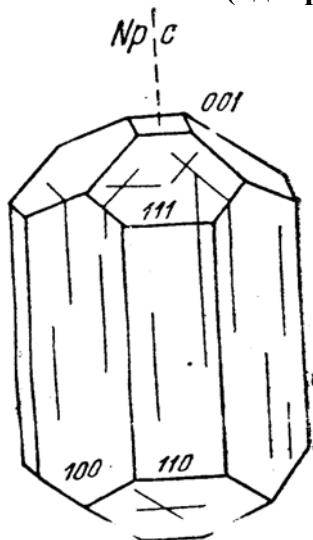


Рис. 6.36. Форма кристалла везувиана

Образует короткостолбчатые и короткошестоватые кристаллы, агрегаты или изометричные зерна. Спайность несовершенная. В шлифе бесцветный или слабо окрашен в буроватые, зеленоватые, желтоватые, редко розоватые или голубоватые оттенки.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, очень редко положительный. Показатели преломления: $n_o = 1,705-1,738$; $n_e = 1,701-1,732$; $n_o-n_e = 0,004-0,006$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Характерна низкая аномальная интерференционная окраска; густая синяя, оливково-зеленая, буроватая, буровато-сиреневая, распределяющаяся иногда зонально или в виде структуры песочных часов, а также участками с постепенными переходами от одной окраски к другой. Это явление может наблюдаться и при параллельных николях.

Разновидности. Циприн – медесодержащая разновидность голубого или зеленовато-голубого цвета. Калифорнит – оливково-зеленой и травяно-зеленой окраски. Вилюит – оптически положительная разновидность, названная по р. Вилюй в Восточной Сибири.

Изменения. Везувиан – минерал стойкий к различным эндогенным наложенным процессам метаморфизма и метасоматоза и поэтому продукты его изменения пока неизвестны.

Похожие минералы. Везувиан сходен с цоизитом, андалузитом, топазом, мелилитом, апатитом. От андалузита и топаза он отличается более высоким преломлением, одноосностью, аномальной интерференцией; от цоизита – одноосностью, отрицательным оптическим знаком; от мелилита – большим преломлением и аномальными цветами интерференции; от апатита – большим преломлением.

Генезис. Везувиан – типичный контактово-метасоматический минерал. Образуется при контактовом метаморфизме карбонатных пород в парагенезисе сgrossуляром, диопсидом, виаланом, эпидотом, цоизитом, скаполитом, флогопитом, роговой обманкой, хлоритом и др. Везувиан – обычный минерал скарновых пород. Везувиан встречается также в жилах, секущих габброиды и гипербазиты, где, вероятно, образуется в результате кальциевого метасоматоза. Относительно редко везувиан встречается в нефелиновых сиенитах и связанных с ними породах.

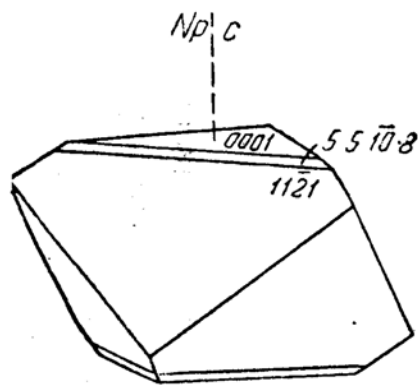


Рис. 6.37. Форма кристалла гейкелита

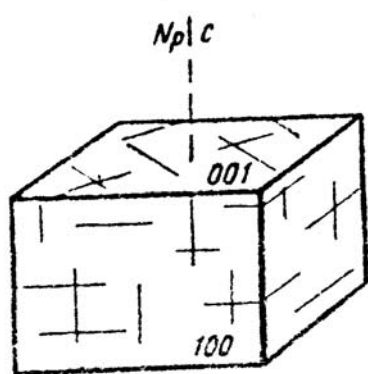


Рис. 6.38. Форма кристалла геленита

ГЕЙКЕЛИТ – $MgTiO_3$ (рис. 6.37). Тригональная сингония. Образует зерна изометричной формы с совершенной спайностью по (0001) и (1011). Окраска в шлифе красно-коричневого или пурпурного цвета.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_o = 2,310$; $n_e = 1,950$; $n_o - n_e = 0,360$. Обладает положительным рельефом, ярко выраженной шагреневой поверхностью, характеризуется цветами интерференции третьего порядка.

Генезис. Встречается совместно с рутилом и драгоценными камнями в россыпях.

ГЕЛЕНИТ – $Ca_2Al[(Si,Al)_2O_7]$ (рис. 6.38). Тетрагональная сингония.

Образует короткостолбчатые и толстотаблитчатые зерна с совершенной спайностью по (001) и несовершенной по (110). Редко образует двойники по (100) и (001). В шлифе бесцветный, серый или желтоватый.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,669-1,643$; $n_e = 1,658-1,639$; $n_o - n_e = 0,011-0,004$. Обладает высоким рельефом и шагреневой поверхностью. Угол угасания прямой. Абсорбция по схеме $N_e < N_o$. Интерференционная окраска синяя, аномальная, первого порядка.

Похожие минералы. Цоизит, везувиан, апатит. От цоизита и везувиана геленит отличается меньшим преломлением; от апатита – габитусом кристаллов.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Встречается в парагенезисе с кальцитом, спурритом, мервинитом, шпинелью, монтichelлитом, ларнитом, ранкинитом, волластонитом, мелилитом и др. минералами.

ГЕМАТИТ – Fe_2O_3 (рис. 6.39). Тригональная сингония. Образует пластинчатые, таблитчатые, ромбоэдрические кристаллы, а также листоватые, чешуйчатые, оолитовые, зернистые агрегаты, землистые агрегаты, землистые примазки и изометрические зерна. Обычно не прозрачен, но в тонких шлифах просвечивает, особенно в краевых частях, густо-красным цветом.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Слабо плеохроитует от буровато-красного до желтовато-красного. Обладает показателями преломления: $n_o = 2,900-3,220$; $n_e = 2,690-2,940$; $n_o-n_e = 0,210-0,280$. Характеризуется сильной абсорбцией. В отраженном свете имеет резко выраженный металлический цвет.

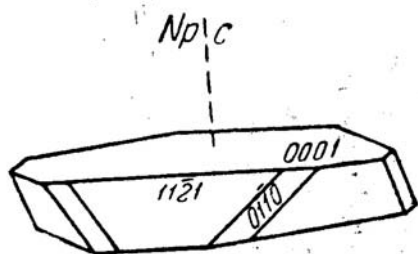


Рис. 6.39. Форма кристалла гематита

Изменения. При повторных наложенных процессах метаморфизма гематит является обычным продуктом изменения магнетита и других минералов. В то же время он сам переходит в магнетит, сидерит, лимонит, пирит и др. Псевдоморфозы по магнетиту называются мартитом.

Похожие минералы. Магнетит, гетит и ильменит, от которых гематит отличается по цвету.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный и магматогенный. Метаморфогенный гематит образуется в Р-Т условиях от зелено-сланцевой до гранулитовой фации регионального метаморфизма в породах – джеспилитах, гематитовых сланцах, железистых роговиках. Гидротермальный и магматогенный гематит встречается в небольших количествах в самых разнообразных магматических породах – преимущественно в кислых.

ДОЛОМИТ – $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ (рис. 6.40). Тригональная сингония.

Встречается в виде неправильных, изометричных зерен, реже в кристаллах ромбоэдрического облика, часто с искривленными гранями ромбоэдра. В шлифе разрезы имеют ромбические очертания. Обладает совершенной спайностью по ромбоэдру. Бесцветный.

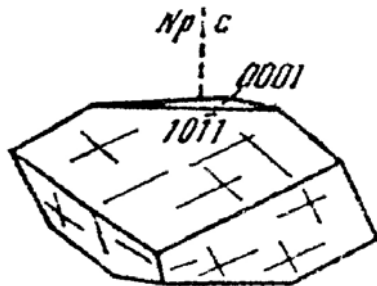


Рис. 6.40. Форма кристалла доломит

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,679-1,698$; $n_e = 1,502-1,51$; $n_o-n_e = 0,177-0,185$. Благодаря большому различию показателей преломления доломит в разрезах, параллельных оптической оси, обладает резко выраженной псевдоабсорбцией и очень высокой интерференционной окраской. В базальном сечении, так же как и кальцит, дает четкую интерференционную фигуру в виде креста с яркими изохроматическими кольцами. В результате деформации доломит приобретает полисинтетические двойники. Угасание прямое. Удлинение трудно определяемое.

Похожие минералы. Кальцит. От кальцита доломит отличается более высоким преломлением, относительно редким полисинтетическим двойникованием, чаще образует правильные кристаллы и трудно растворим в соляной кислоте.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный, осадочный. Как метаморфогенный доломит образуется в широком интервале температуры и давления – от зеленосланцевой фации до гранулитовой фации регионального метаморфизма. Типичный минерал мраморов, эрланов и скарнов. Как гидротермальный доломит встречается в жилах, пустотах, трещинах магматических пород. Широко распространен в осадочных породах – известняках и доломитах.

ИЛЬМЕНИТ – FeTiO_3 . (рис. 6.41). Тригональная сингония. Иногда содержит примесь Nb, Ta, Mn, Mg. В шлифе чаще всего наблюдается в виде неправильных зерен. Кристаллы ильменита толстостолбчатые ромбоэдрические, пластинчатые, скелетные. Встречается в виде зернистых агрегатов, тонкодисперсных примазок.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_o = 2,481$; $n_e = 2,210$; $n_o - n_e = 0,271$. В проходящем свете слабо прозрачный. В отраженном свете имеет серовато-черную окраску со слабым металлическим блеском. Относительно редко просвечивает темно-бурым цветом с чрезвычайно высоким преломлением и очень сильным двупреломлением.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по ильмениту развиваются титансодержащие минералы – лейкоксен, рутил, анатаз, а также сидерит.

Генезис ильменита – метаморфогенный и магматогенный. Метаморфогенный ильменит образуется в метаморфических породах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Как акцессорный минерал ильменит отмечается в разнообразных магматогенных породах.

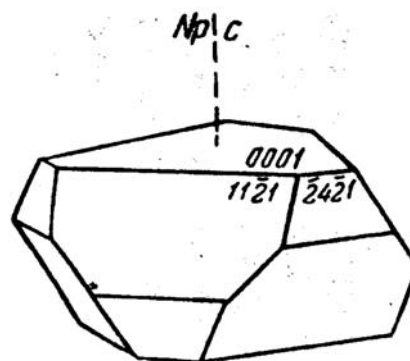


Рис. 6.41. Форма кристалла ильменита

КАЛЬЦИТ – $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ (рис. 6.42). Тригональная сингония.

Образует различные по облику, нередко сложные кристаллы, чаще зерна неправильной формы, мелкозернистые агрегаты. Обладает весьма совершенной спайностью, очень четко выраженной по ромбоэдру (1011), на соответствующих разрезах пересекающуюся под углом около 75° .

Часто встречаются полисинтетические двойники. В шлифе бесцветный, редко окрашен бурыми окислами железа.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, характеризующийся показателями преломления: $n_o = 1,658$; $n_e = 1,486$; $n_o - n_e = 0,172$. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. На разрезах, параллельных оптической оси, наблюдается резкий рельеф, шагреновая поверхность, радужная интерференционная окраска. На базальных срезах кальцит ведет себя как изотропный минерал, но дает четкую интерференционную фигуру в виде креста с многочисленными изохроматическими кольцами.

Разновидности. Исландский шпат – бесцветные, прозрачные, двупреломляющие кристаллы кальцита; папиршпат (бумажный шпат) – пластинчатые, листовые агрегаты кальцита; кальцитовые ониксы – полупрозрачные, серые или бледно-зеленые, тонкополосчатые; иматровые камни – мергелистые конкреции.

Похожие минералы. Доломит, магнезит, сидерит, родохрозит, смитсонит. От похожих карбонатов кальцит отличается бурной реакцией с соляной кислотой (HCl , 1–5%-ная), реакцией окрашивания Лемберга – 11–10%-ными (NO_3^-) и K_2CrO_4 ; шлиф погружают в подогретый до $60-70^\circ\text{C}$ раствор $\text{Ag}(\text{NO}_3)$ на 3–4 мин. затем промывают, действуют раство-

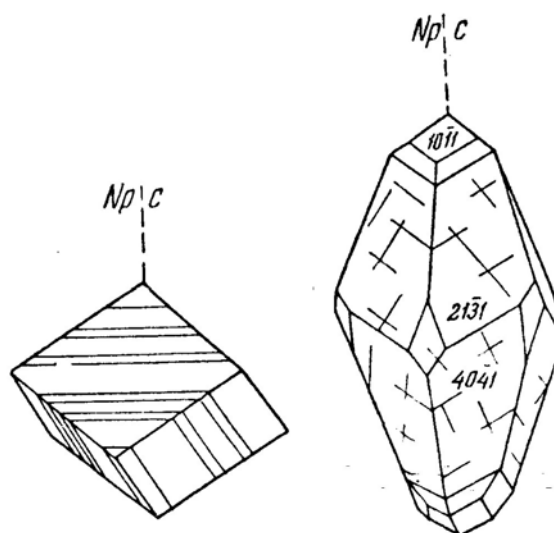


Рис. 6.42. Форма кристаллов кальцита

ром K_2CrO_4 в течение нескольких секунд и смывают остатки реактива. В результате кальцит прокрашивается в розовый, красный, малиновый и бурый цвет.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный, редко магматогенный. Метаморфогенный кальцит образуется в широком интервале – от зеленосланцевой до гранулитовой фации регионального метаморфизма. Кальцит является одним из главных породообразующих минералов мраморов, эрланов, скарнов, роговиков. Гидротермальный кальцит заполняет трещинки, пустоты, миндалины, жеоды в магматических породах. Очень редко кальцит может быть первичномагматогенным – в карбонатитах, кимберлитах.

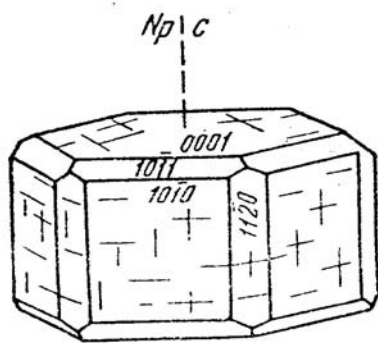


Рис. 6.43. Форма кристалла калиофилиита

КАЛИОФИЛИТ – $KAl_2[SiO_4]$ (рис. 6.43). Гексагональная сингония.

В шлифе представлен бесцветными короткостолбчатыми, призматическими кристаллами и зернами изометричной формы. Спайность совершенная по (0001) и (1010).

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,532-1,537$; $n_e = 1,527-1,533$; $n_o-n_e = 0,005-0,004$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Обладает цветами интерференции первого порядка. Знак главной зоны отрицательный.

Генезис. Пневматолитовый, гидротермальный в богатых калием эффузивных породах – трахитах.

КАНКРИНИТ – $Na_6Ca_2[AlSiO_4]_6[CO_3SO_4] \cdot 3H_2O$ (рис. 6.44). Группа фельдшпатоидов. Гексагональная сингония.

В шлифе редко встречается в виде столбчатых или призматических кристаллов, чаще – неправильные зерна, чешуйчатые агрегаты. Весьма совершенная спайность по (1010) и совершенная по (0001). Бесцветный, но вследствие дисперсионного эффекта кажется розоватым.

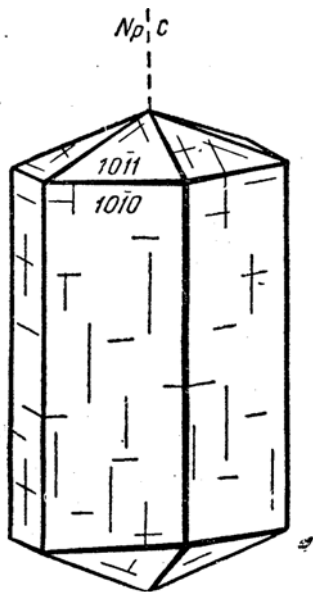


Рис. 6.44. Форма кристалла канкринита

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, показатель преломления $n_o = 1,524-1,489$; $n_e = 1,498-1,485$; $n_o-n_e = 0,026-0,0005$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Интерференционная окраска яркая, пестрая, первого и второго порядка (в шлифах нормальной толщины).

Разновидности. Вишневит – сульфатный канкринит; давин – калийсодержащий канкринит, оптически положительный, редко отрицательный. Показатели преломления: $n_o = 1,518-1,520$; $n_e = 1,517-1,522$; $n_o-n_e = 0,001-0,003$. Встречается редко.

Продукты замещения. Вообще канкринит стойкий минерал, но иногда переходит в натролит и другие цеолиты.

Похожие минералы. Канкринит в чешуйчатых агрегатах очень похож на мусковит или серицит. Однако у последних преломление выше канадского бальзама, а у канкринита ниже, кроме того, канкринит одноосный.

Генезис. Канкринит – вторичный минерал, продукт разрушения нефелина, совместно с которым он встречается и указателем, на который является. Характерен для нефелинсодержащих интрузивных и эффузивных пород. Встречается редко.

КОРУНД – Al_2O_3 (рис. 6.45). Тригональная сингония (α – корунд).

В шлифе встречается в виде бочковидных, столбчатых, пирамидальных, пластинчатых кристаллов или изометричных зерен. Спайность отсутствует. Двойники простые, прорастания и полисинтетические.

Под микроскопом бесцветный, синеватый, розоватый, иногда с зональным или пятнистым распределением окраски.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_o = 1,767-1,771$; $n_e = 1,759-1,763$; $n_o - n_e = 0,008$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. У окрашенных разновидностей плеохроизм по N_o – индиговый, синий, пурпурный; по N_e – светло-синий, желто-зеленый, светло-желтый. Схема абсорбции $N_o >$ слабая. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Часто аномально двуосный с оптическим углом $2V = 0-32^\circ$. Интерференционная окраска низкая, белая, первого порядка.

Разновидности. По окраске зерен выделяются следующие разновидности: рубин – красный; сапфир – синий; восточный изумруд – зеленый; восточный топаз – желтый; наждак – зернистый агрегат корунда, гематита, шпинели и кварца.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза корунд переходит в мусковит, дистен, силлиманит, шпинель, диаспор и др. минералы.

Похожие минералы. Розовая шпинель, дающая в шлифах квадратные и треугольные срезы. Дистен, который отличается совершенной спайностью, таблитчатой формой зерен и преломлением

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Широко распространен в породах контактового и регионального метаморфизма в парагенезисе с гранатом, биотитом, мусковитом, плагиоклазом и др. минералами. Как магматогенный корунд относительно часто встречается в гранитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах, пегматитах и анортозитах. Значительно реже корунд отмечается в андезитах, базальтах и др.

КРИСТОБАЛИТ – SiO_2 . Встречается в двух модификациях: α – низкотемпературная, тетрагональной сингонии, кристаллизующаяся при температуре $180-270^\circ\text{C}$ и β – высокотемпературная кубической сингонии, кристаллизующаяся при температуре 1470°C . Крестобалит образует таблитчатые агрегаты с черепитчатыми (при большом увеличении) строении. Иногда обнаруживает полисинтетическое строение. Редко имеет форму октаэдров. Спайность отсутствует.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Иногда кажется двуосным или в отдельных частях сохраняет изотропность. Обладает показателями преломления: $n_o = 1,487$; $n_e = 1,484$; $n_o - n_e = 0,003$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствует. Угасание прямое, устанавливается в случае идиоморфной формы зерен. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка.

Похожие минералы. Тридимит, кварц, плагиоклаз. От тридимита крестобалит отличается осностью и положительным знаком (тридимит – двуосный, положительный); от кварца – оптическим знаком (кварц – одноосный, положительный); от плагиоклаза – отсутствием полисинтетических двойников и совершенной спайности.

Генезис. Типичный метаморфогенный, гидротермальный, магматогенный, характерный для большинства метаморфических пород – гнейсов и сланцев. Распространен в гранитах, гранитоидах и их эффузивных аналогах.

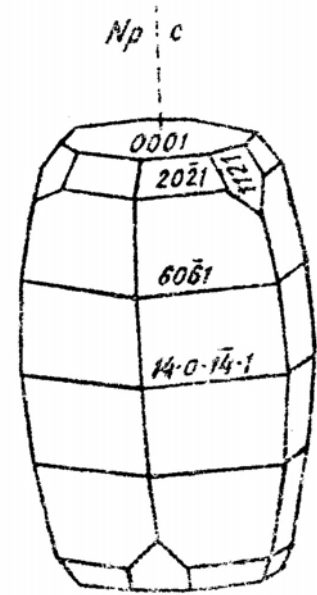


Рис. 6.45. Форма кристалла корунда

МАГНЕЗИТ – MgCO_3 (рис. 6.46). Тригональная сингония, содержит примесь железа.

Встречается в виде неправильных зерен, волокнистых и зернистых агрегатов. Кристаллы, имеющие форму ромбоэдров или призм, довольно редки. Обладает совершенной спайностью по ромбоэдру (1011). Полисинтетических двойников не образует. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,700\text{--}1,719$; $n_e = 1,509\text{--}1,527$; $n_o - n_e = 0,191\text{--}0,192$. Большое различие в показателях преломления обуславливает резко выраженную псевдоабсорбцию в разрезе, параллельном оптической оси. В базальном сечении дает интерференционную фигуру в виде креста с изохроматическими кольцами. Угасание прямое. Удлинение вследствие изометрического габитуса трудно определимо. Интерференционная окраска четвертого порядка, радужная.

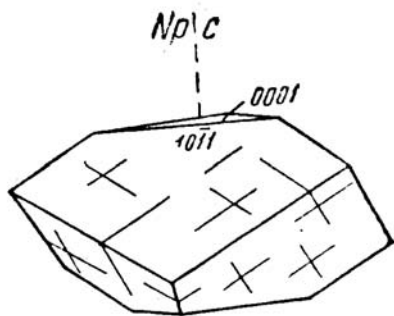


Рис. 6.46. Форма кристалла магнезита

Разновидности. Брейнерит – содержит до 30 % сидеритовой составляющей, встречается в серпентинитах.

Похожие минералы. Кальцит, доломит, сидерит, сфен, касситерит. От карбонатов (кальцита, доломита, сидерита) магнезит отличается преломлением; у магнезита больше, чем у кальцита и доломита, а также меньше, чем у сидерита.

Более или менее надежное определение дает химический анализ и метод окрашивания Малера 5%-ным раствором $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$ и $\text{NH}_4(\text{OH})$; шлиф без покровного стекла (или образец) сроком на 2–3 мин. погружают в 5%-ный раствор, затем раствор сливают и шлиф (образец) промывают. В результате реакции магнезит в шлифе приобретает бледно-голубую окраску. От сфена магнезит отличается одноосностью; от касситерита – отрицательным оптическим знаком.

Генезис. Метаморфогенный магнезит образуется в Р-Т условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации регионального метаморфизма. В данном случае магнезит встречается в парагненизе с кальцитом, доломитом, анкеритом и другими минералами. Метасоматический магнезит встречается в тальковых, хлоритовых, тальк-хлоритовых сланцах, лиственитах и серпентинитах.

СИДЕРИТ – FeCO_3 (рис. 6.47). Тригональная сингония. Содержит примесь магния и марганца.

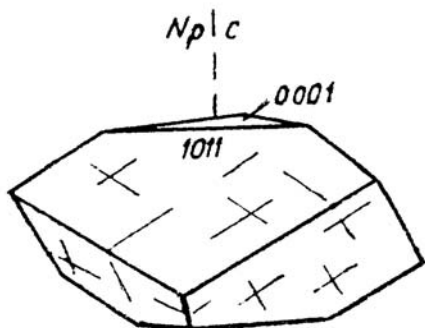


Рис. 6.47. Форма кристалла сидерита

Образует пластинчатые и ромбоэдрические кристаллы, часто с деформированными гранями, изометричные зерна, сферолиты. Обладает совершенной спайностью по ромбоэдру и двойниками по (0112), иногда полисинтетическими. В шлифе бесцветный, сероватый, иногда буроватый.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,875$; $n_e = 1,633$; $n_o - n_e = 0,242$. Обладает высоким рельефом и резкой шагреновой поверхностью, не исчезающим при повороте столика микроскопа. Угасание прямое. Знак главной зоны не определим вследствие изометричности зерен. Окрашенные разновидности слабо плеохроируют от пепельно-серого

до коричневатого цвета. Схема абсорбции $N_o > N_e$.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по сидериту развивается лимонит, магнезит, гематит.

Похожие минералы. Карбонаты. От карбонатов сидерит отличается тем, что оба показателя преломления больше показателя преломления канадского бальзама. Относительно надежное определение сидерита дает метод окрашивания Гиджера 20%-ным раствором $K_3Fe(CN_3)$ и 1%-ным раствором HCl ; шлиф без покровного стекла смачивают 20%-ным раствором в течение 20–30 с, затем слив избытка реактива и не смывая его, доливают несколько капель 1%-ного раствора соляной кислоты (HCl) и после промывают. В результате реакции сидерит в шлифе приобретает зеленоватую окраску.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный, осадочный. Метаморфогенный сидерит образуется в широком интервале температуры и давления осадочных месторождений железа – от зеленосланцевой до амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Гидротермальный – встречается как жильный материал в полиметаллических месторождениях. Как вторичный минерал сидерит встречается в пегматитах, пустотах базальтов. Метасоматический сидерит отмечается в кристаллических известняках.

МЕЛИНОФАН (мелифанит) – $(Ca,Na)_2[Be(Si,Al)_2O_6F]$ (рис. 6.48). Тетрагональная сингония.

Встречается в виде короткопирамидальных или пластинчатых кристаллов, чаще листоватый. Спайность по (001) средняя. В шлифе желтовато-коричневый или зеленовато-желтый.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_o = 1,612$; $n_e = 1,593$; $n_o - n_e = 0,019$. Ясный рельеф, слабая шагреневая поверхность. Плеохроизм слабый и не всегда: по N_o – светло-коричневато-желтый, по N_e – светло-зеленовато-желтый. Абсорбция $N_o > N_e$. Довольно часто появляется оптическая аномалия: двуосность. Угол $2V < 22^\circ$. Угасание прямое, знак главной зоны положительный. Интерференционная окраска красно-фиолетовая, первого порядка – на срезах, параллельных оптической оси.

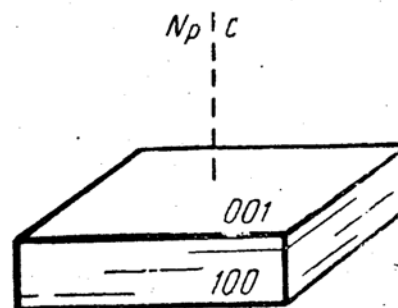


Рис. 6.48. Форма кристалла мелинофана

Генезис. Магматогенный. Встречается в пегматитах щелочных пород – фойейтовых, нефелиновых сиенитов, редко гранитоидов.

НЕФЕЛИН – $Na[AlSiO_4]$ (рис. 6.49). Группа фельдшпатоидов. Гексагональная сингония.

В шлифе нефелин образует неправильные зерна, шестиугольные толстотаблитчатые или короткостолбчатые кристаллы, которые в поперечном разрезе дают прямоугольные, квадратные или гексагональные формы. Иногда имеет зональное строение. Спайность несовершенная. Двойников не образует. Бесцветный, прозрачный. Мутная разновидность называется элеолитом, в проходящем свете он сероватый.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_o = 1,532-1,547$; $n_e = 1,529-1,542$; $n_o - n_e = 0,003-0,005$. Иногда почти изотропный. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Погасание прямое. В изометричных сечениях удлинение может быть и положительным, и отрицательным, в удлиненно-призматических – отрицательным. Изредка аномально двуосен с углом оптических осей до 6° . Интерференционная окраска серая, первого порядка (в шлифах нормальной толщины). В некоторых случаях оптические свойства нефелина даже в одной породе значительно колеблются, что связано с изменением содержания анортитовой составляющей – почти постоянной примесью в нефелине.

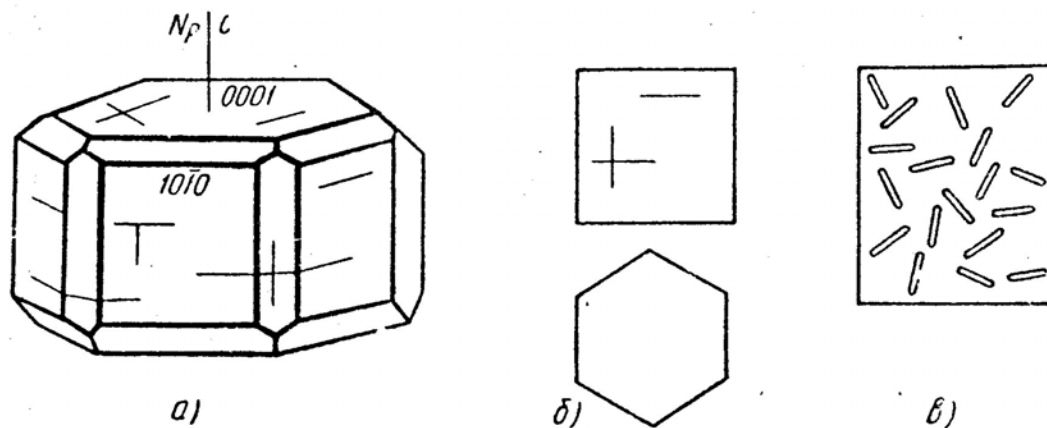


Рис. 6.49. Форма кристалла нефелина (а), разрез (б) и разрез с включениями эгирина (в)

Продукты замещения. Нефелин может замещаться различными минералами. Наиболее часто наблюдается преобразование в массу волокнистых цеолитов (натролит с томсонитом или филлипситом), анальцитом или содалитом. Нередко нефелин замещается канкринитом, значительно реже – серицитом и мусковитом с одновременным образованием кальцита. Иногда по нефелину развивается каолинит, гранат, коллоидальное вещество, а также гидронефелин – агрегат неправильных зерен, часто с волокнистой структурой, с несовершенной спайностью, бесцветный с показателями преломления: $n_e = 1,502$; $n_o = 1,490$; $n_e - n_o = 0,012$, с отрицательным рельефом, желтовато-серой интерференционной окраской первого порядка, одноосный, положительный (рис. 6.50).

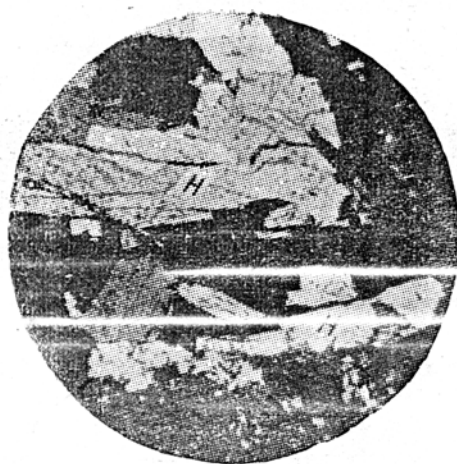


Рис. 6.50. Нефелин (Н) в мариуполите. Увел. 24, николи +

Похожие минералы. Нефелин в шлифе можно спутать с целым рядом минералов: кварцем, ортоклазом, апатитом, скаполитом, кордиеритом, альбитом. От кварца он отличается по меньшим преломлению и двупреломлению, а также по оптическому знаку; от ортоклаза – по форме кристаллов, одноосности; от апатита – по меньшему преломлению, отсутствие удлиненных призмочек, как у апатита; от скаполита – по отсутствию спайности, меньшему преломлению; от кордиерита – по форме, меньшему двупреломлению; от альбита – осностью, отсутствием спайности.

Генезис. Магматогенный нефелин встречается исключительно в щелочных бедных кремнеземом магматических породах, как в глубинных (нефелиновые сиениты и др.), так и в излившихся (фонолиты, тефриты, нефелиновые порфиры), а также в сопутствующих пегматитах. Нефелин был охарактеризован в реакционной зоне пегматита с доломитом (р. Слюдянка).

Изредка встречается в сланцах и гнейсах как метаморфогенный. Никогда не встречается совместно с кварцем.

СКАПОЛИТЫ – $mNa_4[AlSi_3O_8]_3[SO_4,CO_3]$ как и плагиоклазы, представляют собой непрерывный изоморфный ряд, крайними членами которого являются мариалит – $Na_4[AlSi_3O_8]Cl$ и мейонит – $Na_4[AlSi_3O_8][SO_4,CO_3]$. От мариалита к мейониту в скаполитах постепенно уменьшается содержание Si, Na, и Cl и возрастает содержание Al, Ca, CO_2 , SO_4 . По аналогии с плагиоклазами по процентному содержанию мейонитовой составляющей выделяются следующие минералы промежуточного состава: мариалит №0–25; дипир №25–50; мицзонит №50–75; мейонит №75–100. По цвету выделяется несколько разно-

видностей, среди которых общеприняты следующие: глауконит (главколит) – голубовато-фиолетовый и строгановит – зеленовато-желтый, иногда в крупных кристаллах. Ниже в краткой форме рассмотрим основные разновидности скаполита.

МАРИАЛИТ – $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]\text{Cl}$ с изоморфной примесью до 25 % мейонита – $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8][\text{SO}_4, \text{CO}_3]$ (рис. 6.51). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

Встречается преимущественно в виде неправильных зерен или призматических и столбчатых кристаллов с совершенными трещинами по (100) и (110). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный минерал, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,539$; $n_e = 1,537$; $n_o - n_e = 0,002$. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Интерференционная окраска в срезах, параллельных оптической оси, темно-серая первого порядка; в базальных срезах ведет себя как изотропный минерал. Интерференционная фигура неясная.

Включения. Включения в мариалите бывают обильными и могут занимать объем больший, чем сам включающий минерал. Они представлены разнообразными породообразующими и акцессорными минералами.

Изменения. При повторных наложенных процессах метаморфизма мариалит переходит в клинохлор, кварц, кальцит, шабазит, стильбит, эпидот и другие минералы.

Похожие минералы. Андалузит и полевые шпаты. От андалузита мариалит отличается меньшим преломлением, от полевых шпатов – прямым угасанием и отсутствием полисинтетических двойников.

Генезис. Метаморфогенный в скарнах, кальцифирах, эрланах в парагенезисе с диопсидом, роговой обманкой, флогопитом, кварцем, полевыми шпатами, волластонитом, эпидотом и др. минералами.

МИЦЦИОНИТ – $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]\text{Cl}$ (25-50 %), $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8][\text{SO}_4, \text{CO}_3]$ (50-75 %) (рис. 6.52). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

Форма кристаллов и зерен, как у мариалита, дипира – призматическая, столбчатая, неправильная. Спайность совершенная по (100) и (110). В шлифе мицционит бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, обладающий показателями преломления: $n_o = 1,570-1,600$; $n_e = 1,550-1,560$; $n_o - n_e = 0,020-0,040$. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Рельеф слабый, шагреньевая поверхность отсутствует. На срезах, параллельных оптической оси, интерференционная окраска яркая, второго и третьего порядка, т. е. выше, чем у мариалита и дипира.

Включения. Мицционит содержит многочисленные включения кальцита, кварца, рутила, турмалина, амфиболов пироксенов, граната и других минералов, которые по объему могут превышать объем включающего минерала.

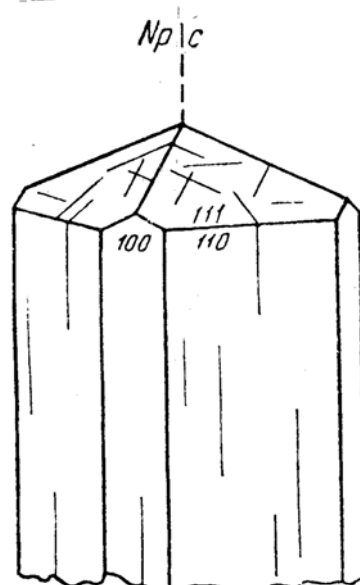


Рис. 6.51. Форма кристалла мариалита

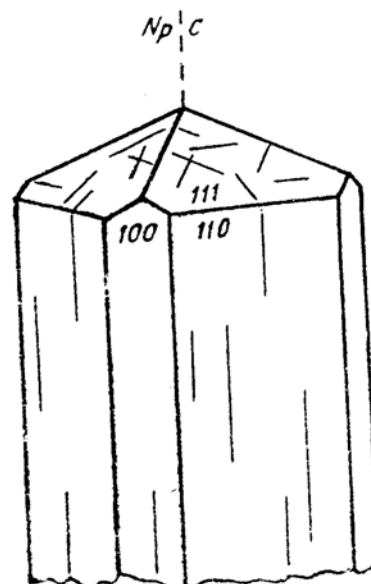


Рис. 6.52. Форма кристалла мицционита

Изменения. При повторных наложенных процессах метаморфизма по миццониту образуются шабазит, стильбит, эпидот, клинохлор, кварц, кальцит и изотропное вещество.

Похожие минералы. Андалузит и полевые шпаты. От андалузита миццонит отличается меньшим преломлением и более высоким двупреломлением; от полевых шпатов – прямым угасанием и отсутствием полисинтетического двойникования.

Генезис. Метаморфогенный. Встречается, главным образом, в скарнах, кальцифирах, эрланах и роговиках, в парагенезисе с кальцитом, амфиболами, пироксенами, гранатами, эпидотом, флогопитом и другими минералами. Кроме того, как вторичный минерал миццонит отмечается в пегматитах, но значительно реже.

ДИПИР – $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$ (75–50 %) и $\text{Ca}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$ (25–50 %). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

В шлифе представлен призматическими и столбчатыми кристаллами и неправильными зернами. Спайность совершенная в двух направлениях: по (100) и (110). Под микроскопом бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,55\text{--}1,57$; $n_e = 1,54\text{--}1,55$; $n_o - n_e = 0,010\text{--}0,020$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. На разрезе, параллельном оптической оси, интерференционная окраска меняется от первого до второго порядка. На базальных срезах, как и все минералы этой группы, дает тетрагональные или восьмигранные формы и ведет себя как изотропный минерал.

Включения. Дипир часто содержит обильные включения кальцита, углистого вещества, зерен кварца, полевых шпатов, рутила, турмалина, граната, амфибола, чешуек слюды и другие минералов.

Изменения. При повторных наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза по дипиру образуются шабазит, стильбит, эпидот, клинохлор, изотропное вещество и др. минералы.

Похожие минералы. Андалузит и полевые шпаты. От андалузита дипир отличается меньшим преломлением; от полевых шпатов прямым погасанием и отсутствием двойников.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется при процессах контактового метаморфизма в различных скарнах, кальцифирах и эрланах в ассоциации с кальцитом, флогопитом, роговой обманкой, диопсидом, гранатомgrossуляр-андрадитового состава и другими минералами.

МЕЙОНИТ – $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$ (0–25 %) и $\text{Ca}_4[\text{AlSi}_2\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$ (75–100 %). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

Чаще встречается в виде неправильных зерен, но образует призматические и столбчатые кристаллы с совершенной спайностью по (100) и (110). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,596$; $n_e = 1,557$; $n_o - n_e = 0,039$. Ясный рельеф и слабо заметная шагреневая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. На срезах, параллельных оптической оси, интерференционная окраска третьего порядка. Срезы, перпендикулярные оптической оси, изотропные, имеющие форму четырех- или восьмиугольников.

Включения. Мейонит часто содержит многочисленные включения такие же и в таком же объеме, как мариалит, дипир, миццонит.

Изменения. Продукты замещения мейонита те же, что и у ранее охарактеризованных скаполитов – мариалита, дипира и миццонита.

Похожие минералы. Андалузит и полевые шпаты. Признаки отличия от андалузита и полевых шпатов см. в характеристике дипира.

Генезис. Метаморфогенный. Встречается в породах регионального метаморфизма – гнейсах, сланцах и эрланах, а также в породах контактового метаморфизма – скарнах и

роговиках в парагенезисе с кальцитом, амфиболом, пироксенами, гранатомgrossуляр-андрадитового состава, эпидотом, цоизитом, флогопитом и др. минералами. Как вторичный минерал мейонит иногда встречается в современных лавах.

ТОРБЕРНИТ – $\text{CuU}_2[\text{PO}_4]_2\text{O}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.53). Тетрагональная сингония.

Встречается в виде дипирамидальных, прямоугольно-таблитчатых кристаллов с совершенной спайностью по (001) и средней по (100).

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Редко двуосный с очень малым углом $2V$. Показатели преломления $n_o = 1,592$; $n_e = 1,582$; $n_o - n_e = 0,010$. Окрашен в голубовато-зеленый, бледно-зеленый или темно-зеленый цвет. Плеохроизм ясный: по N_o – бледно-зеленый или бледно-синий; по N_e – зеленовато-желтый. Абсорбция $N_o > N_e$.

Генезис. Магматогенный и гидротермальный. Встречается в пегматитах и гидротермальных урановых, вольфрамовых, оловянных и других месторождениях, содержащих в первичных рудах минералы урана и фосфора. Ассоциирует с лимонитом, вольфрамитом, молибденитом, флюоритом, отунитом и другими вторичными урансодержащими минералами.

ТУРМАЛИН – $\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Al}, \text{Fe})_6[\text{BO}_3][\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{OH}, \text{F}]_4$ (рис. 6.54). Имеет непостоянный состав вследствие присутствия изоморфных примесей Ca, Cr, Ti, K, F, Cl. Тригональная сингония.

Образует длиннопризматические, короткостолбчатые, игольчатые, веретеновидные, сферически трехгранные в базальных сечениях кристаллы, радиально-лучистые агрегаты (турмалиновое солнце) и округлые неправильные зерна. Спайность отсутствует, либо несовершенная. В шлифе чаще всего окрашен в густо-коричневый, иногда в зеленый, розовый, синий, желтый и др. цвета. Может быть резко окрашен зонально, или участками, так называемый, полихромный турмалин.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_o = 1,639 - 1,692$; $n_e = 1,620 - 1,657$; $n_o - n_e = 0,019 - 0,035$. Рельеф и шагреневая поверхность хорошо выражены. Плеохроизм резкий с изменением интенсивности окраски. Абсорбция по схеме $N_o \gg N_e$. Угасание прямое, удлинение отрицательное с углом $2V = 10^\circ$. Интерференционная окраска в сечениях, параллельных оптической оси, второго порядка в центральных частях зерен и определяется собственным цветом и хорошо видна в краях зерен, где располагается иногда зонально.

Включения. Турмалин содержит мелкие вкрапления циркона, апатита, рутила, кварца, магнетита и др. минералов. Вокруг включений радиоактивных минералов отмечаются плеохроичные дворики.

Разновидности. Драит – магнизиальный турмалин, шерл – железистый, эльбаит – литиевый. По окраске среди турмалинов выделяются разновидности: рубеллит – розовый,

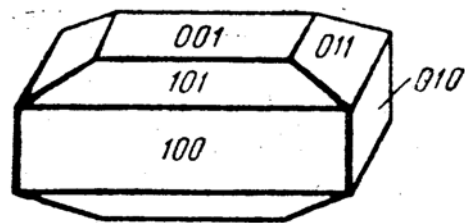


Рис. 6.53. Форма кристалла торбернита

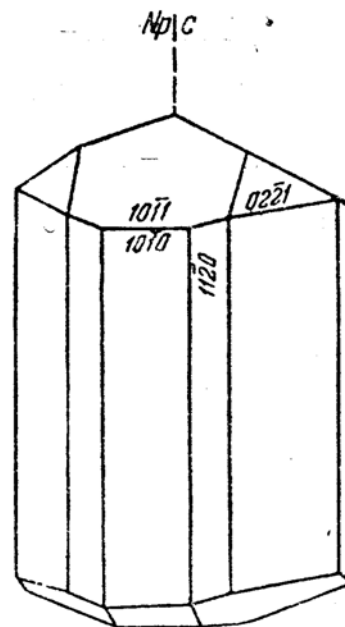


Рис. 6.54. Форма кристалла турмалина

красный, малиновый, вишнево-красный (синоним даурит или сиберит); индиголит – синий, голубой, синевато-черный; ахроит – бесцветный; африцит – черный; полихромный – с окраской, меняющейся в продольном или поперечном направлениях; эльбаит – чаще розовый; лидикоатит – чаще коричневый; дравит – коричневый, желтый или зеленый; увит – от зеленого до черного; бургерит – коричневый, черный; шерл – черный. Плеохроизм у дравита: N_o – светло-желтый, темный, желтовато-бурый; N_e – светло-желтый, бесцветный. Плеохроизм у шерла: N_o – желтовато-бурый до черного, темно-зеленый, синий; N_e – светло- и темно-желтый, красновато-фиолетовый, буроватый, фиолетово-серый, желтоватый. Плеохроизм эльбаита: N_o – розовый, бледно-зеленый, зеленовато-синий, бесцветный, голубой; N_e – бесцветный.

Изменения. Турмалин очень устойчивый минерал к наложенным вторичным процессам метаморфизма и лишь в редких случаях замещается хлоритом, биотитом и серицитом. В связи с такой особенностью турмалин хорошо накапливается в россыпях.

Похожие минералы. Хлорит, биотит, роговая обманка, эгирин, рибекит, арфведсонит. От хлорита, биотита и роговой обманки, если они имеют сечение, параллельное спайности, турмалин отличается по одноосности, обратной схеме абсорбции, а от роговой обманки еще и прямым угасанием; от эгирина – одноосностью; от рибекита и арфведсонита по более высокому двупреломлению и одноосности.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный и магматогенный. Метаморфогенный турмалин отмечается во многих гнейсах, сланцах, формирующихся в Р-Т условиях, от зеленосланцевой фации до силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболовой фации. Широко распространен в грейзенах в ассоциации с кварцем, альбитом, мусковитом, флюоритом, вольфрамитом, касситеритом и др. минералами. Магматогенный турмалин является типичным акцессорным минералом гранитов, пегматитов, особенно слюдоносных.

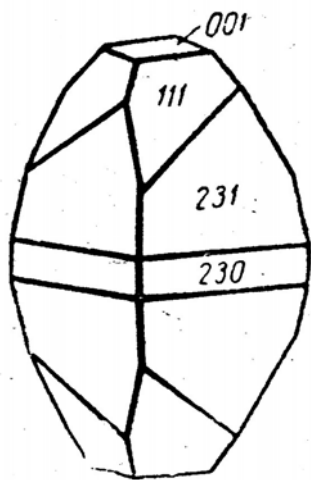


Рис. 6.55. Форма кристалла фергюсонита

ФЕРГЮСОНИТ – $(Y,Er,Ce,U)(Nb,Ta,Ti)O_4$ (рис. 6.55).

Тетрагональная сингония.

Образует призматические, боченковидные или пирамидальные кристаллы и неправильные зерна, со следами спайности по (111). В шлифе бурый, красновато-бурый и буровато-желтый.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. Если выветрелый (?), то изотропный. Обладает показателем преломления от $n = 2,060$ до $2,190$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Сильный плеохроизм и высокое двулучепреломление.

Генезис. Магматогенный. Встречается в щелочных пегматитах. Очень редкий минерал.

6.4. ОПТИЧЕСКИ ДВУОСНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В данном разделе рассматриваются многочисленные породообразующие минералы магматических, метаморфических и пегматитов. Диапазон их генезиса определяется Р-Т условиями магматизма, регионального и контактового метаморфизма, а также процессами метасоматоза.

6.4.1. Двуосные оптически положительные минералы

В этом разделе в алфавитном порядке приведена характеристика оптически положительных двуосных минералов.

АМЕЗИТ – $(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}[\text{OH}]_3$ (рис. 6.56). Группа хлорита. Моноклинная сингония.

Неправильной и гексагональной формы чешуйки, таблички, микрочешуйчатые агрегаты. Спайность весьма совершенная в одном направлении – по (001). В шлифе бесцветный или слабо окрашен в зеленовато-желтоватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,596$; $n_n = 1,585$; $n_p = 1,582$; $n_g - n_p = 0,014$. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Угасание прямое, знак главной зоны положительный. Плеохроизм слабый: по N_g – светло-желто-зеленый, желтый; по N_m – светло-зелено-желтый; по N_p – бесцветный, синевато-зеленый. Абсорбция по схеме $N_g < N_m = N_p$. Угол оптических осей – $2V$ – колеблется от 0 до 70° . Дисперсия по схеме – $r > v$. Интерференционная окраска желто-серая, первого порядка.

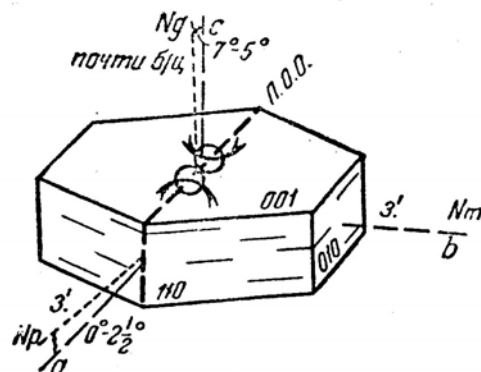


Рис. 6.56. Форма кристалла амезита

Включения. Амезит унаследует включения замещенного минерала – биотита, амфибола, пироксена, апатита, сфена, магнетита, кварца и др. минералов.

Похожие минералы. Слюды, антигорит, прохлорит, делессит. От слюд амезит отличается меньшим двупреломлением; от антигорита – отрицательным оптическим знаком; от прохлорита – слабым плеохроизмом; от делессита – меньшим преломлением.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Метаморфогенный амезит образуется в Р-Т условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, где находится в парагенезисе с актинолитом, тремолитом, биотитом, серицитом, кальцитом, эпидотом, кварцем, альбитом и др. минералами. Гидротермальный амезит встречается в разнообразных магматических породах, где замещает биотит, амфибол и пироксен с одновременным выделением эпидота, сагениита, сфена. Известен амезит в гидротермальных жилах альпийского типа в ассоциации с гранатом, везувианом, альбитом и кварцем.

АНГИДРИТ – $\text{Ca}[\text{SO}_4]$ (рис. 6.57). Ромбическая сингония.

Образует таблитчатой, пластинчатой, столбчатой и волокнистой формы с совершенной спайностью по (100), (010) и (001). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный положительный. Показатели преломления: $n_p = 1,570$; $n_m = 1,575$; $n_g = 1,613$; $n_g - n_p = 0,043$. Рельеф и шагреньевая поверхность слабо выражены. Угол $2V = 42^\circ$; $r > v$. Интерференционная окраска ангидрита третьего порядка.

Включения. Ангидрит дает пойкилитовые сращения с галитом.

Генезис. Преимущественно осадочный, реже гидротермальный и как продукт испарения.

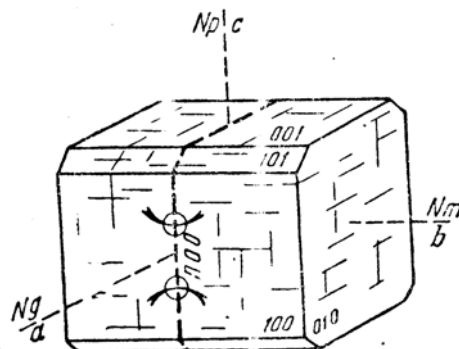


Рис. 6.57. Форма кристалла ангидрита

АСТРОФИЛЛИТ – $(\text{K}_2, \text{Na}_2, \text{Ca})(\text{Fe, Mn})_4(\text{Ti, Zr})[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{OH, F}]$ (рис. 6.58). Моноклинная (или триклинная) сингония.

Образует пластинчатые, игольчатые кристаллы или неправильной формы зерна с совершенной спайностью по (100) и несовершенной – по (001). Звездчатые агрегаты. Двойники по (100), наблюдаются только в шлифах. Окрашен в желтый цвет различных оттенков. Форма кристалла астофиллита дана на.

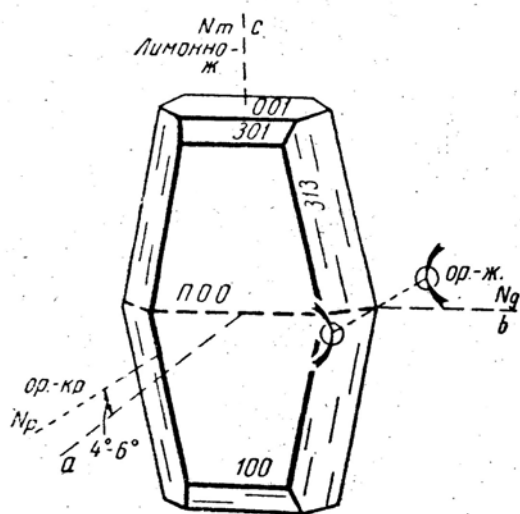


Рис. 6.58. Форма кристалла астофиллита

Оптические свойства. Двуосный, положительный, спорадически бывает отрицательным. Показатели преломления: $n_g = 1,733$; $n_m = 1,703$; $n_p = 1,678$; $n_g - n_p = 0,055$. Поэтому астофиллит имеет высокий рельеф и резкую шагреневую поверхность. Сильный плеохроизм: по N_g – лимонно-желтый, желтовато-коричневый; по N_m – оранжевый, желтовато-бурый, желтовато-коричневый; по N_p – золотисто-желтый, красновато-бурый, красновато-коричневый. Абсорбция по схеме $N_m < N_g < N_p$. Плоскость оптических осей (пл. о.о.) параллельна плоскости (001). Угол погасания ($a : N_p$) = $4-6^\circ$, на других разрезах погасание прямое. Знак главной зоны (удлинения) положительный. Дисперсия оптических осей $\gamma < \nu$. Угол $2V = 84^\circ$. Интерференционная окраска на срезах, перпендикулярных N_m , четвертого порядка.

Генезис. Магматогенный. Встречается в щелочных гранитах, нефелиновых сиенитах и щелочных пегматитах. Относительно редкий минерал.

ГРУППА АМФИБОЛОВ. Наиболее важной химической особенностью амфиболов, по которой они отличаются от пироксенов, является наличие в их составе гидроксильной группы (ОН) и нередко присутствие F, замещающего часть (ОН). Благодаря этой особенности амфиболы могут кристаллизоваться лишь из расплавов, содержащих летучие компоненты, поэтому амфиболы наблюдаются в породах, сформировавшихся на глубине, под давлением, которое препятствовало удалению летучих компонентов. Амфиболы никогда не встречаются в основной массе эффузивных пород, кристаллизовавшейся на дневной поверхности. В лабораторных условиях искусственные амфиболы синтезированы Д. П. Григорьевым из фторсодержащего силикатного расплава, тогда как пироксены получают из сухих расплавов.

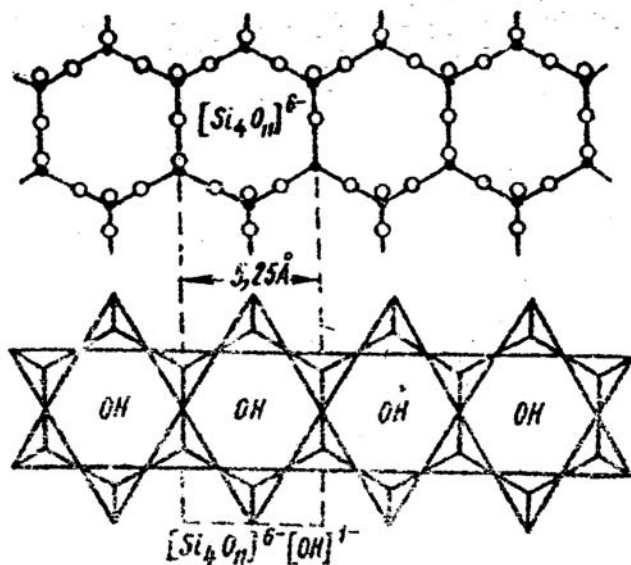


Рис. 5.59. Непрерывная лента кремнекислородных тетраэдров – основа строения амфиболов. Элементарная ячейка состоит из 4 Si и 11 O (чёрные кружки – Si, белые кружки – O)

Температура плавления магматических амфиболов ниже, чем пироксенов, и колеблется в пределах 1025–1085 °С.

По кристаллохимической структуре амфиболы относятся к ленточным силикатам. В ленточных силикатах основу строения кристаллической решетки образуют вдвоенные цепочки – ленты кремнекислородных тетраэдров (рис. 6.59).

Цепочки кремнекислородных тетраэдров в лентах соединяются через кислород. Элементарная ячейка такой ленты состоит из 4 ионов кремния и 11 ионов кислорода и обладает отрицательными валентностями $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$. На каждую ячейку ленты приходится по одной гидроксильной группе (ОН), имеющей один отрицательный заряд. Таким образом, общий отрицательный заряд каждой элементарной ячейки равен 7. Отрицательные заряды погашаются катионами Mg, Fe^{2+} , Ca, Na, Al, Fe^{3+} , т. е. теми же катионами, которые участвуют в составе пироксенов. Кроме того, в амфиболах нередко присутствует различное количество ионов K, Li, Mn, Ti, Cr, Zn, что обуславливает чрезвычайно измененный состав минералов этой группы.

По кристаллографическим особенностям среди амфиболов так же, как и среди пироксенов, выделяются ромбические и моноклинные (рис. 6.60).

Ромбические амфиболы подобно ромбическим пироксенам имеют железо-магнезиальный состав. Среди моноклинных амфиболов по катионам, преобладающим в их химическом составе, различаются:

- 1 – железо-магнезиальные, сходные по составу с ромбическими;
- 2 – кальциевые с магнием и железом;
- 3 – натрий-кальциевые с магнием, железом и алюминием – роговые обманки;
- 4 – щелочные, содержащие в качестве главного катиона натрий, а также магний, железо и алюминий.

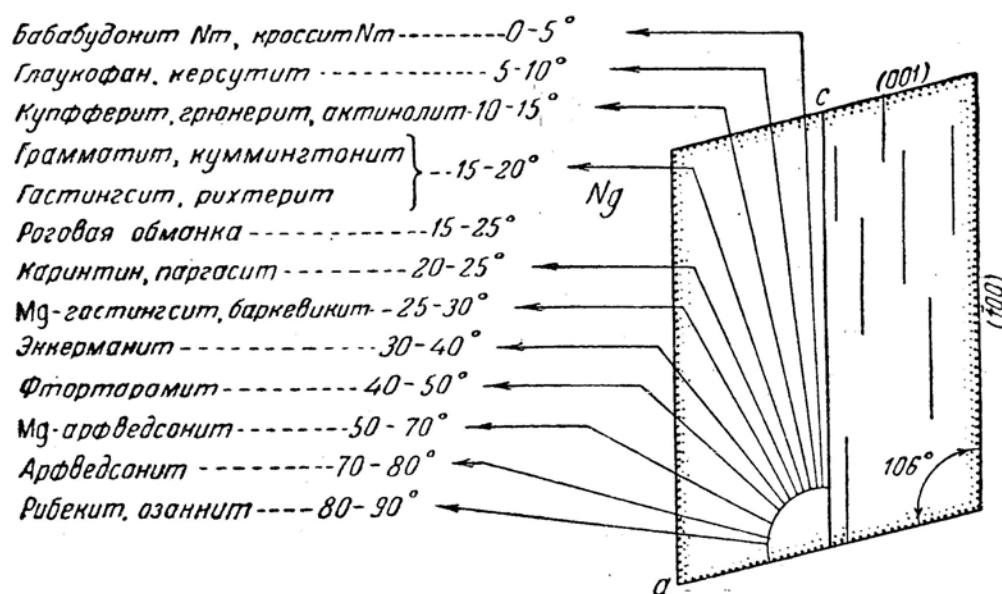


Рис. 6.60. Углы погасания моноклинных амфиболов на разрезе параллельном (010)

Ромбические амфиболы

Железо-магнезиальные

Антофиллит – $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$

Жедрит – $(\text{Mg}, \text{Fe})_{6-5}\text{Al}_{1-2}[(\text{Si}, \text{Al})\text{Si}_3\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$

Моноклинные амфиболы

Железо-магнезиальные

Куммингтонит – $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$

Купферит – $\text{Mg}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$

Грюнерит – $(\text{Mg,Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Кальциевые с магнием и железом

Тремолит – $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Актинолит – $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Ферроактинолит – $\text{Ca}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Натрий-кальциевые с магнием, железом и алюминием

Обыкновенная роговая обманка – $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe})_4[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Паргасит – $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Гастингсит – $\text{NaCa}(\text{FeMg})_4\text{Al,Fe}^{3+}[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Базальтическая роговая обманка – $\text{Ca}_2(\text{Na,K})_{0,5-1,0}(\text{Mg,Fe}^{2+})_{3-4}(\text{Al,Fe}^{3+})_{2-1}[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Керсутит – $\text{Na,Ca}_2\text{Mg}_4\text{Ti}[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Баркевикит – $\text{Ca}_2(\text{Na,K})(\text{Fe}^{2+},\text{Mg,Fe}^{3+},\text{Mn})_5[\text{Si}_{6,5}\text{Al}_{1,5}\text{O}_{22}][\text{OH,F}]_2$

Щелочные с магнием, железом и алюминием

Глаукофан – $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$

Рибекит – $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Арфведсонит – $\text{Na}_{2,5}\text{Ca}_{0,5}(\text{Fe}^{2+}\text{Mg,Fe}^{3+}\text{Al})_5[\text{Si}_{7,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{22}][\text{OH,F}]_2$

Кроссит – $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}^{3+}\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}][\text{OH,F}]_2$

Озаннит – $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$

Рихтерит- $\text{CaNa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}][\text{OH,F}]_2$

Железо-магнезиальные амфиболы, как ромбические, так и моноклинные, являются минералами метаморфическими, за исключением куммингтонита, который установлен в некоторых магматических породах. Среди кальциевых, натри-кальциевых и щелочных амфиболов есть как метаморфические, так и магматические амфиболы. Исключительно магматический генезис имеет базальтическая роговая обманка, исключительно метаморфогенный – глаукофан. Некоторые амфиболы метаморфогенного генезиса встречаются в магматических породах, как вторичные минералы – тремолит, актинолит.

В кристаллической решетке амфиболов ленты кремнекислородных тетраэдров вытянуты в направлении оси С и этим обусловлен их призматический облик. Так связь между кремнекислородными тетраэдрами, осуществляемая через ионы кислорода, очень прочна, кристаллы амфиболов легче разбиваются вдоль оси С, чем поперек ее. Это объясняется наличием в амфиболах совершенной спайности по призме с углом между трещинами спайности в 56° в моноклинных амфиболах и в $54^\circ 30'$ в ромбических амфиболах.

Поперечные разрезы амфиболов имеют форму шестиугольников, в связи с чем Е. С. Федоров назвал амфиболы гексагонолоидами в отличие от пироксенов – тетрагонолоидов, имитирующих кристаллы квадратной сингонии.

Во всех вышеперечисленных амфиболах, кроме арфведсонита и рибекита, плоскость оптических осей совпадает с плоскостью второго пинакоида, а средняя ось оптической индикатрисы N_m – со второй кристаллографической осью b. В арфведсоните и рибеките плоскость оптических осей перпендикулярна второму пинакоиду и со второй кристаллографической осью b совпадает большая ось индикатрисы N_g .

Положение осей индикатрисы относительно кристаллографических осей для каждой разновидности амфибола строго определенное и является характерной оптической константой. На рис. 6.61 показано положение оси N_g по отношению к С для главнейших представителей группы амфиболов.

Рассмотрим амфиболы, имеющие метаморфогенный и магматогенный генезис. Следует иметь в виду, что природные амфиболы редко имеют совершенно чистый состав. Как правило, они представляют собой изоморфные смеси двух, нередко нескольких компонентов, поэтому оптические свойства их будут промежуточными по сравнению с приведенными.

АНТОФИЛЛИТ – $(\text{Mg,Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$ (рис. 6.62). Группа ромбических амфиболов. Ромбическая сингония.

Кристаллы антофиллита длинно-призматического или таблитчатого облика редки. Обычно удлиненные волокнистые агрегаты (рис. 6.61). Две системы трещин совершенной спайности по (110) пересекаются на соответствующих разрезах под углом 125° . Кроме того, хорошая спайность по (010) и несовершенная по (100). Двойники отсутствуют. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления изменяются, заметно увеличиваясь с повышением содержания железа: $n_g = 1,623\text{--}1,664$; $n_m = 1,616\text{--}1,651$; $n_p = 1,598\text{--}1,647$; $n_g - n_p = 0,026\text{--}0,017$. Четкий рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей – $2V = 58\text{--}65^\circ$. Дисперсия $r < v$, слабая. Интерференционная окраска от желтой и красной первого порядка до синей второго порядка.

Включения. Антофиллит содержит многочисленные включения чешуек биотита, зерен шпинели, циркона, рутила, апатита и др.

Изменения. При повторных, наложенных процессах метаморфизма по антофиллиту развивается тальк, бастит, хлорит, эпидот и др. минералы.

Похожие минералы. Цоизит, силлиманит. От цоизита антофиллит отличается меньшим преломлением и более высоким двупреломлением; от силлиманита – меньшим преломлением, большим углом оптических осей (у силлиманита угол $2 = 21\text{--}30^\circ$). И слабой дисперсией.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется антофиллит в Р-Т условиях кордиерит-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа и амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма. Иногда отмечается в серпентинитах, как реликтовый по оливину.



Рис. 6.61. Антофиллит в кордиерит-антофиллитовом гнейсе. Увел. 20, николи+

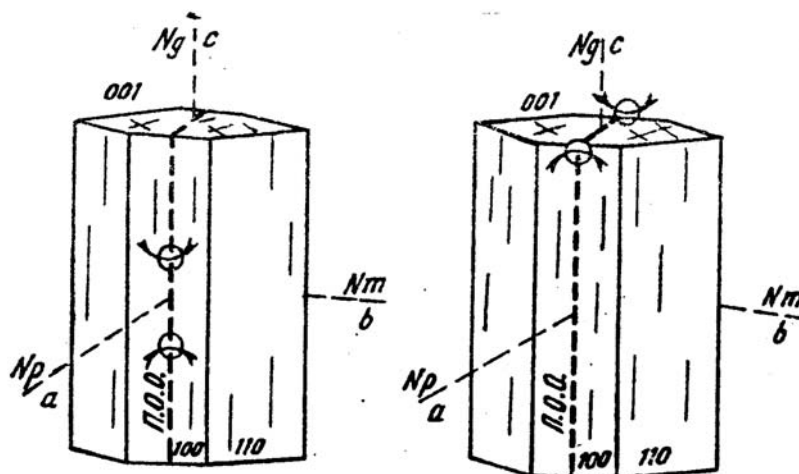


Рис. 6.62. Форма кристаллов антофиллита

БАБАБУДАНИТ – $\text{Na}_2(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$ (рис. 6.63) Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Образует стебельчатые, волокнистые, листоватые агрегаты и таблитчатые зерна с совершенной спайностью по (110) и (001). В шлифе окрашен в голубые цвета. Плеохроизм второго рода. Форма кристалла бабабуданита приведена

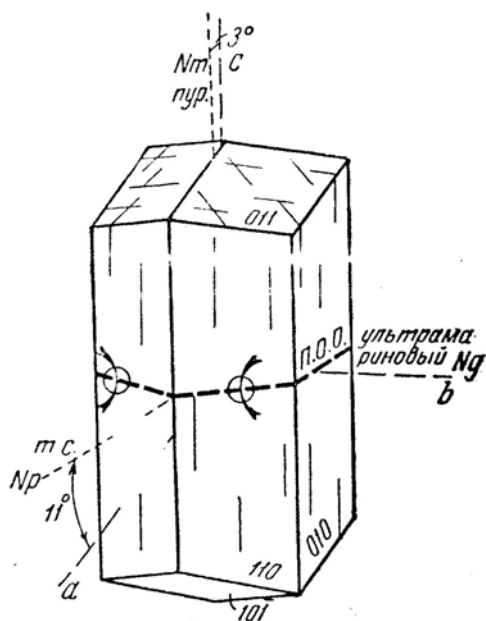


Рис. 6.63. Форма кристалла бабубуданита

Оптические свойства. Двуосный, положительный, иногда до нейтрального. Показатели преломления: $n_p = 1,668$; $n_m = 1,676$; $n_g = 1,678$; $n_g - n_p = 0,010$. Угол угасания $c : N_m = 2-5^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей $-2V = 40-70^\circ$. Сильная дисперсия по схеме $r \gg v$. Знак главной зоны минерала положительный до нейтрального. Плеохроизм по: N_p - темно-синий; N_m - пурпурный; N_g - фиолетово-синий. Схема абсорбции - $N_m < N_g < N_p$. Обладает высоким рельефом и ярковыраженной шагреновой поверхностью. Интерференционная окраска бледно-желтого, желтого первого порядка.

Похожие минералы. Турмалин, арфведсонит. Турмалин характеризуется абсорбцией по схеме перпендикулярно удлинению минерала, бабубуданит параллельно удлинению. Арфведсонит отличается отрицательным удлинением.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется при метаморфизме жадеит-глаукофанового типа, т. е. повышенного давления в Р-Т условиях глаукофановой фации. Встречается в парагенезисах с гранатом, эпидотом, цоизитом, жадеитом и другими минералами.

Встречается в парагенезисах с гранатом, эпидотом, цоизитом, жадеитом и другими минералами.

ГАСТИНГСИТ - $\text{NaCa}(\text{FeMg})_4 \text{Al,Fe}^{3+} [\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2 [\text{OH,F}]_2$ (рис. 6.64). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Встречается в форме короткопризматических и длиннопризматических кристаллов, листоватых и неправильных зерен с одной или двумя системами трещин спайности, пересекающихся под углом в 56° . Интенсивно окрашен в зеленый цвет с желтыми и коричневыми оттенками.

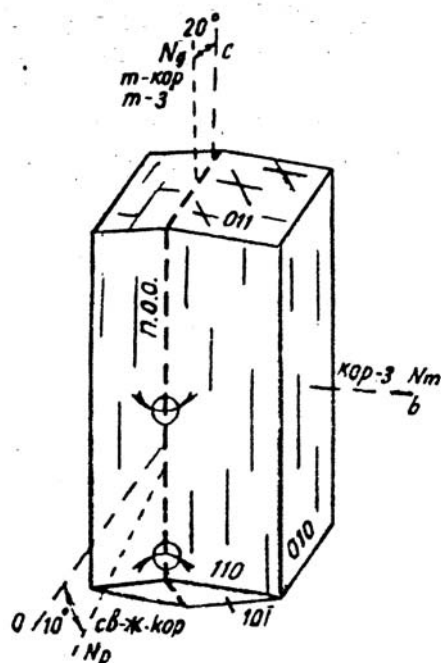


Рис. 6.64. Форма кристалла гастингсита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,662$; $n_m = 1,658$; $n_p = 1,646$; $n_g - n_p = 0,016$. Резкая шагреновая поверхность и высокий рельеф. Угол угасания $c : N_g$ изменяется от 25 до 30° , иногда равен 0° . Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей $-2V = 24-40^\circ$. Дисперсия по схеме $r > v$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Плеохроизм сильный по схеме: $N_g > N_m > p$; по N_g - темно-зеленый или сине-зеленый; по N_m - оливково-зеленый; по N_p - светло-желтый до желто-коричневого. Интерференционная окраска первого порядка маскируется собственным цветом.

Похожие минералы. Синтагматит (титанистая, роговая обманка), обыкновенная роговая обманка. От синтагматита гастингсит отличается меньшим углом оптических осей (у синтагматита угол $2V = 80^\circ$); от обыкновенной роговой обманки - меньшим углом оптических осей (у роговой обманки угол $2V = 63-87^\circ$) и большим преломлением.

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный. Метаморфогенный гастингсит образуется в Р-Т условиях

амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма. Встречается в скарнах, эрланах, роговиках в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, биотитом, флогопитом, эпидотом, скаполитом, клинопироксеном, кальцитом, гранатом и др. минералами. Гастингсит магматогенный характерен для обогащенных щелочами, преимущественно натрием, кислых изверженных пород.

КЕРСУТИТ – $\text{Na,Ca}_2\text{Mg}_4\text{Ti}[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$ (рис. 6.65). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Образует короткопризматические кристаллы и неправильные зерна. Спайность совершенная по (110) и по (001), пересекающаяся на перпендикулярном срезе под углом в 56° . Нередко наблюдаются простые по (100) и полисинтетические двойники. Минерал окрашен в желтовато-бурый, красновато-бурый, бурый и иногда зеленовато-бурый цвета.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,700-1,772$; $n_m = 1,690-1,741$; $n_p = 1,670-1,689$; $n_g - n_p = 0,034-0,083$. Обладает шагреневой поверхностью и резким рельефом. Плеохроизм четкий: по N_g – коричнево-красный; по N_m – коричнево-красный; по N_p – светло-желтый. Абсорбция по схеме: $N_g \leq N_m > N_p$. Угол погасания: $c : N_g = 0-19^\circ$ и $a : N_m = 0-6^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей $2V = 66-82^\circ$. Дисперсия по схеме $r > v$. Интерференционная окраска синяя; желтая второго порядка до голубовато-зеленой, четвертого порядка.

Похожие минералы. Баркевикит, каринтин, базальтическая роговая обманка. От баркевита керсутит отличается большим углом оптических осей (у баркевита угол $2V = 31-52^\circ$); от каринтина – минеральным парагенезисом (каринтин встречается в эклогитах); от базальтической роговой обманки – схемой абсорбции, которая у керсутита по N_m и N_g ближе, чем у базальтической роговой обманки.

Генезис. Керсутит – магматогенный минерал. Типичен для многих щелочных пород – трахибазальтов, трахиандезитов, щелочных риолитов, трахитов. Относительно широко встречается в камптинитовых дайках, моноцитах и некоторых сиенитах.

КУММИНГТОНИТ – $(\text{Mg,Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$ (рис. 6.66). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Образует призматические, пластинчатые, волокнистые кристаллы. Лучистые и листоватые агрегаты, неправильные зерна с совершенной

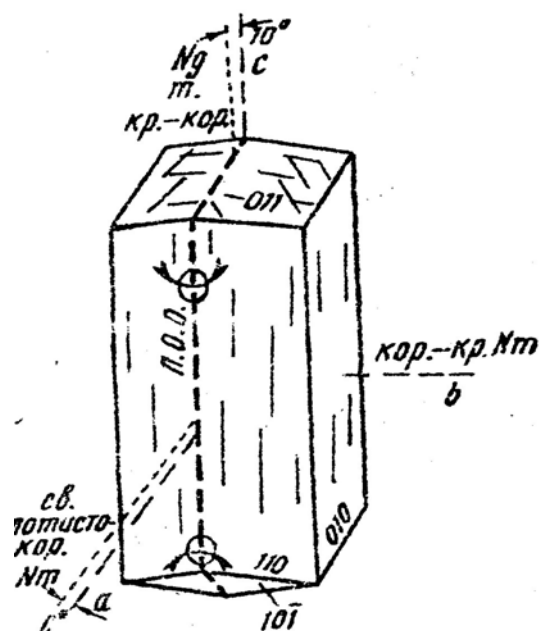


Рис. 6.65. Форма кристалла керсутита

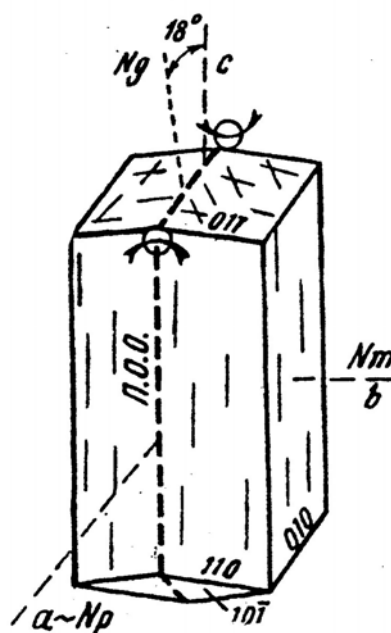


Рис. 6.66. Форма кристалла куммингтонита

спайностью по призме (110), пересекающейся на поперечном разрезе под углом 56° . В шлифе окрашен в желтовато-коричневый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,674$; $n_m = 1,657$; $n_p = 1,644$; $n_g - n_p = 0,030$. Высокий рельеф и шагреньевая поверхность. Плеохроизм по схеме $N_g > N_m > N_p$; по N_g – желто-коричневый; по N_m – желтый; по N_p – светло-желтый. Угол угасания: $c : N_g = 18^\circ$; $a : N_m = 0^\circ$; $a : N_p = 0^\circ$. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей лежит в плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 80-90^\circ$. Дисперсия $r < v$, слабая. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, сине-зеленая, второго порядка, на разрезах, перпендикулярных – желтая, первого порядка.

Похожие минералы. Антофиллит, актинолит. От антофиллита куммингтонит отличается окраской, косым погасанием по N_g и большим углом оптических осей (у антофиллита угол $2V = 58-65^\circ$); от актинолита – прямым погасанием по N_m и N_p и более высоким двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях кордиерит амфиболитовой фации регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, а также в амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма. Куммингтонит находится в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, кальцитом, биотитом, эпидотом, реже хлоритом, гранатом и др. минералами.

ПАРГАСИТ – $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{OH},\text{F}]_2$ (рис. 6.67). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Встречается в виде столбчатых или волокнистых кристаллов, а также в форме неправильных зерен с совершенной спайностью по (110), пересекающейся на поперечном разрезе под углом 56° . В большинстве случаев паргасит бесцветный или слабо окрашен в зеленоватый цвет.

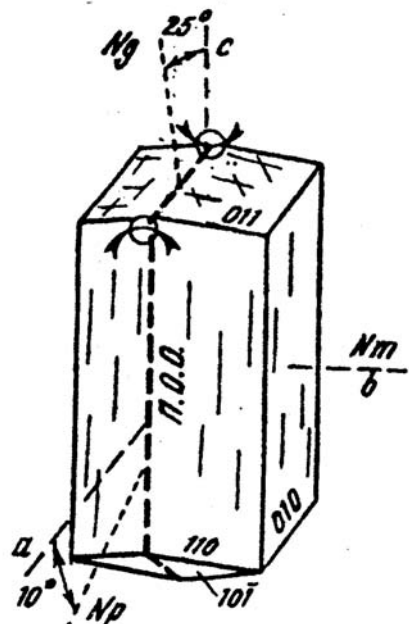


Рис. 6.67. Форма кристалла паргасита

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,633-1,659$; $n_m = 1,618-1,645$; $n_p = 1,614-1,640$; $n_g - n_p = 0,019-0,019$. Величина показателей преломления зависит от содержания железа в паргасите. Обладает заметной шагреньевой поверхностью и рельефом. Угол угасания $c : N_g = 25-28^\circ$. Знак главной $z-65^\circ$. Дисперсия оптических осей $r > v$. Для окрашенного паргасита характерен плеохроизм по N_g – бледно-сине-зеленоватый; по N_m – бледно-зеленоватый; по N_p – бесцветный. Схема абсорбции $N_g \sim N_m > N_p$. Интерференционная окраска пурпурная, фиолетовая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

Похожие минералы. Бесцветные роговые обманки, диопсид. От бесцветных роговых обманок паргасит отличается оптическим знаком минерала; от диопсида – характером совершенной спайности, пересекающейся у паргасита под углом 56° , а у диопсида – под углом 87° .

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма и амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма. Присутствует в богатых кальцием породах

– скарнах, роговиках, эрланах, мраморах в ассоциации с кальцитом, флогопитом, волластонитом, диопсидом, хондродитом, форстеритом, гранатом, шпинелью и др. минералами.

РИБЕКИТ – $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH},\text{F}]_2$
(рис. 6.68). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде призматических, столбчатых или волокнистых кристаллов, а также в форме неправильных зерен с совершенной спайностью по (110), пересекающимися на поперечном разрезе под углом в 56° .

Интенсивно окрашен в синевато-зеленый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,689-1,699$; $n_m = 1,687-1,697$; $n_p = 1,685-1,695$; $n_g-n_p = 0,004$. Обладает заметной шагреневой поверхностью и рельефом. Угол угасания по N_g и N_m – прямой, $c : N_p = 1-8^\circ$. Дисперсия оптических осей по схеме $r \leq v$. Характеризуется резким плеохроизмом по турмалиновой схеме абсорбции – $N_g N_m N_p$ с разнообразной окраской.

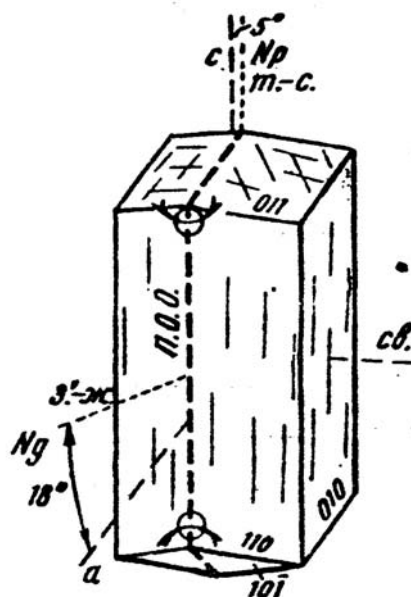


Рис. 6.68. Форма кристалла рибекита

N_g	N_m	N_p
Зеленый	Темно-синий	Черно-синий
Желтовато-бурый	Темно-синий	Черно-синий
Желтовато-зеленый	Синий	Индигово-синий
Бледный желто-зеленый	Зеленовато-синий	Синий почти черный
Темно-серый	Буровато-желтый	Индигово-синий
Сине-фиолетовый	Ярко-желтый	Зелено-синий

Интерференционная окраска темно-серая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

Включения. Рибекит содержит включения апатита, циркона, магнетита и сфена.

Изменения. При постмагматических процессах по рибекиту развивается хлорит, эпидот, биотит, сидерит и лимонит.

Похожие минералы. Турмалин, глаукофан, арфведсонит. От турмалина рибекит отличается меньшим двупреломлением и осностью (турмалин – одноосный, отрицательный); от глаукофана – отрицательным удлинением; от арфведсонита – меньшим углом погасания.

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный. Метаморфогенный рибекит образуется в Р-Т условиях глаукофан-сланцевой фации жадеит – глаукофанового типа метаморфизма, а также в Р-Т условиях амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма. Как магматогенный минерал рибекит присутствует в богатых щелочами и железом изверженных породах – рибекитовых гранитах, сиенитах, эссекситах, комендитах, щелочных липаритах, трахитах, пегматитах.

БАРИТ – BaSO (рис. 6. 69). Ромбическая сингония.

В шлифе встречается в виде кристаллов, имеющих таблитчатую и призматическую формы, часто в изометричных зернах и их агрегатах. Спайность совершенная по (001) и (110). Образующая на поперечном разрезе угол в 78° , несовершенная по (010). Встречаются двойники по (100). В шлифе бесцветный, редко желтый.

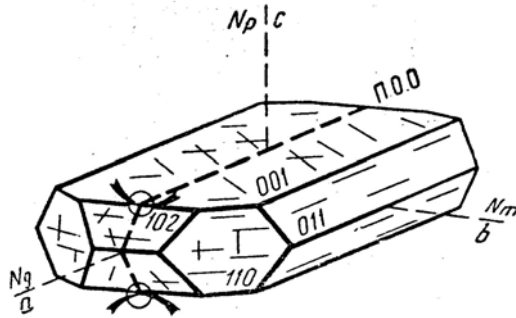


Рис. 6.69. Форма кристалла барита

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Обладает показателями преломления: $n_g = 1,648$; $n_m = 1,637$; $n_p = 1,636$; $n_g - n_p = 0,012$. Четкий рельеф и шагреневая поверхность. Если барит окрашен, то плеохроирует с изменением интенсивности окраски. Угасание прямое. Знак главной зоны (удлинение) положительный. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей равен $36-38^\circ$, дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска желтая, первого порядка.

Похожие минералы. Целестин, у которого ниже преломление, двупреломление и больше $2V$.

Генезис. Гидротермальный. Встречается в пустотах и трещинках основных пород. Часто образует самостоятельные жилы. Распространен в рудных жилах, осадочный, экзогенный.

БАДИНГТОНИТ – $(Ca, Fe, Mn)[SiO_3]$ (рис. 6.70). Триклинная сингония.

Встречается в виде короткопризматических кристаллов и изометричных зерен, имеющих совершенную спайность по (001) и (110). В шлифе окрашен в зеленый цвет.

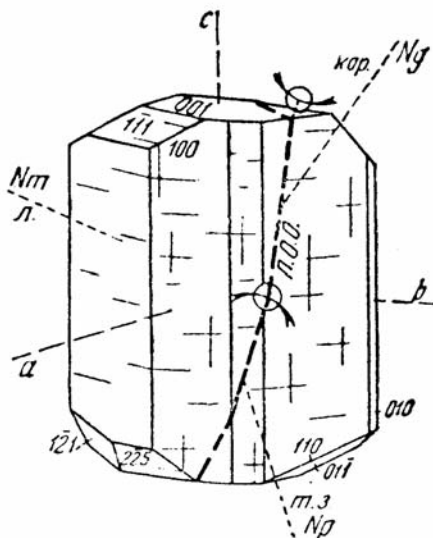


Рис. 6.70. Форма кристалла бадингтонита

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Обладает показателями преломления: $n_g = 1,725-1,753$; $n_m = 1,710-1,731$; $n_p = 1,700-1,720$; $n_g - n_p = 0,025-0,033$. Четкий рельеф и шагреневая поверхность. Угол $2V = 76-50^\circ$. Плеохроизм – по N_p – темно-зеленый; N_m – светло-пурпурно-серый; N_g – оранжево-коричневый. Схема абсорбции – $N_p > N_m > N_g$, а дисперсия $r > v$ сильная. Интерференционная окраска – желтая, зеленая и красная второго порядка.

Похожие минералы. Пироксены. Отличаются они от бадингтонита значительно более слабым плеохроизмом.

Генезис. Гидротермальный. Встречается совместно с эпидотом, кальцитом, пренитом в трещинах диабазов и пегматитов основного состава.

БРУКИТ – TiO_2 (рис. 6.71). Ромбическая сингония. Отмечается преимущественно в мелких кристаллах удлиненно-таблитчатого облика. Спайность несовершенная по (110) или отсутствует. В шлифе

слабо окрашен в желтоватый, красноватый или синеватый цвет, либо чаще бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 2,700-2,741$; $n_m = 2,584-2,586$; $n_p = 2,583-2,586$; $n_g - n_p = 0,117-0,158$. Обладает резко выраженным рельефом и шагреневой поверхностью. Вследствие высокого двупреломления для разных цветов спектра меняется положение плоскости оптической оси. Так, в красном свете плоскость оптических осей параллельна (001), а в синем – параллельна (010). Плеохроизм слабый: по N_g – лимонно-желтый, бурый, винно-желтый, оранжево-красный или красно-коричневый; по N_m – оранжевый, бурый, слабо-коричневый или бесцветный; по N_p – оранжевый, коричнево-бурый, оливковый бесцветный. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$ или $N_m > N_g > N_p$ слабая. Угасание прямое. Знак главной зоны в одних срезах положительный, а в других – отрицательный. Угол оптических осей $2V = 10-30^\circ$.

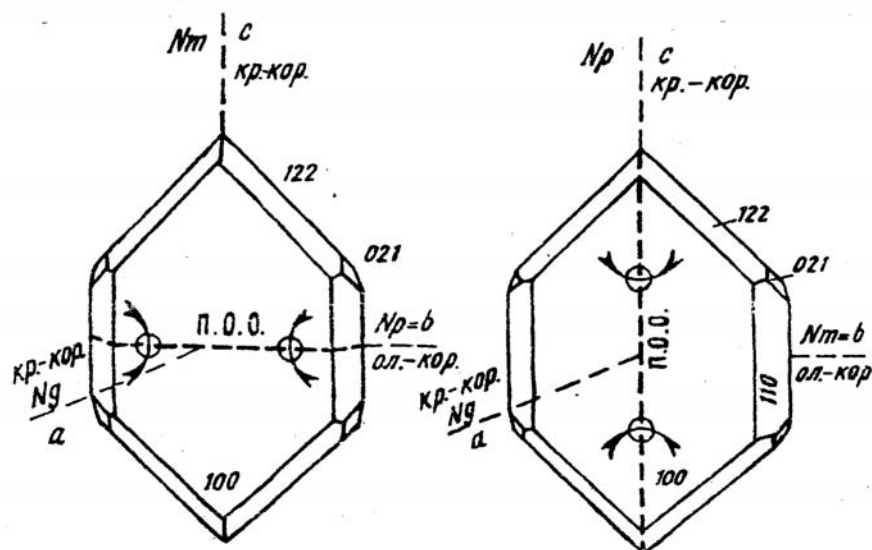


Рис. 6.71. Форма кристаллов брукита

Дисперсия, в зависимости от положения плоскости оптических осей, то $r > v$, то $r < v$, очень сильная. Наблюдается сильная дисперсия двупреломления – $r > v$. Интерференционная окраска четвертого порядка.

Включения. Отмечаются непрозрачные включения, которые связаны с Nb, Fe, Sn, Hb, Ge.

Изменения. Основным природным продуктом изменения брукита является рутил. Известны псевдоморфозы магнетита по брукиту.

Похожие минералы. Рутил, псевдобрукит. От рутила брукит отличается дисперсией двупреломления; от псевдобрукита – менее интенсивной окраской и более высоким преломлением.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный и магматогенный встречается в качестве акцессорного минерала. Как вторичный образуется при разрушении титансодержащих минералов в ассоциации с анатазом, сфеном, рутилом, адуляром, альбитом, хлоритом и др. минералами.

ВАГНЕРИТ – $Mg_2[PO_4]F$ (рис. 6.72). Моноклинная сингония.

Образует изометричные, удлиненные кристаллы и зернистые агрегаты. Обладает совершенной спайностью по (100) и (110). В шлифе бесцветный. Иногда образует простые двойники.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,582-1,583$; $n_m = 1,570-1,572$; $n_p = 1,569-1,568$; $n_g - n_p = 0,013-0,015$. Рельеф слабый, шагреньевая поверхность отсутствует. Угол угасания $2V = 21^\circ 30'$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 26-28^\circ$. Дисперсия $r > v$, заметная. Знак главной зоны минерала положительный. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m – желтая, первого порядка.

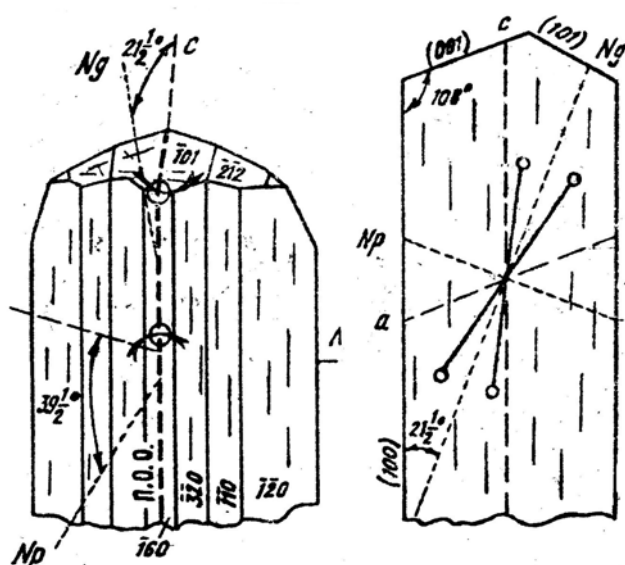


Рис. 6.72. Форма кристалла вагнерита

Похожие минералы. Апатит. От апатита вагнерит отличается меньшим преломлением и большим двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Метаморфогенный вагнерит образуется в Р-Т условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма – филлитах. Как гидротермальный вагнерит широко распространен в кварцевых жилах.

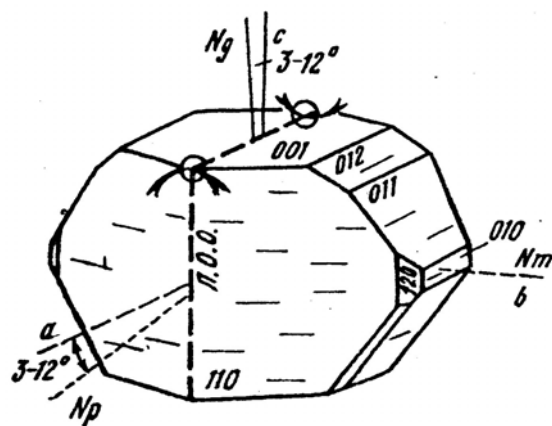


Рис. 6.73. Форма кристалла гадолинита

ГАДОЛИНИТ – $\text{Y}_2\text{Fe}^{2+}[\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]$ (рис. 6.73).

Иногда содержит значительное количество церия. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде грубо призматических, толстостолбчатых и столбчатых изометричных кристаллов или неправильных зерен. Спайность отсутствует. Цвет зеленый, оливково-зеленый или бурый.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,824$; $n_m = 1,812$; $n_p = 1,801$; $n_g - n_p = 0,023$. Высокий рельеф и резкая шагреньевая поверхность. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Углы угасания колеблются от 3 до 12° , а по b : $Nm = 0^\circ$ и по b : $Np = 5-12^\circ$. Знак главной зоны не определяется

вследствие изометричной формы зерен. Угол оптических осей – $2V$ около 85° , дисперсия $\gamma \ll \nu$, сильная. Минерал хотя и окрашенный, но плеохроирует редко и слабо. Легко изменяется и становится изотропным. Будучи включенным, в темноцветные породообразующие минералы, дает плеохроичные дворики-каемки.

Похожие минералы. Ортит, оливин. От ортита гадолинит отличается отсутствием плеохроизма и положительным оптическим знаком; от оливина – окраской и отсутствием серпентинизации.

Генезис. Гидротермальный, пегматитовый. Встречается в гранитных пегматитах и гидротермальных жилах в парагенезисе с кварцем, альбитом, микроклином, топазом, флюоритом, касситеритом, гранатом, цирконом, ортитом, фергусонитом и др. минералами.

ГАИНИТ – $\text{Mn}_7[\text{Si}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_6$. $\text{Mg}_2\text{Mn}_5[\text{Si}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_6$. $\text{Mn}_7[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{OH}]_8$ (рис. 6.74). Сингония триклинная.

Образует игольчатые кристаллы и пойкилитовые таблички с совершенной спайностью по (010) и (100). В шлифе слабо окрашен в желтый цвет.

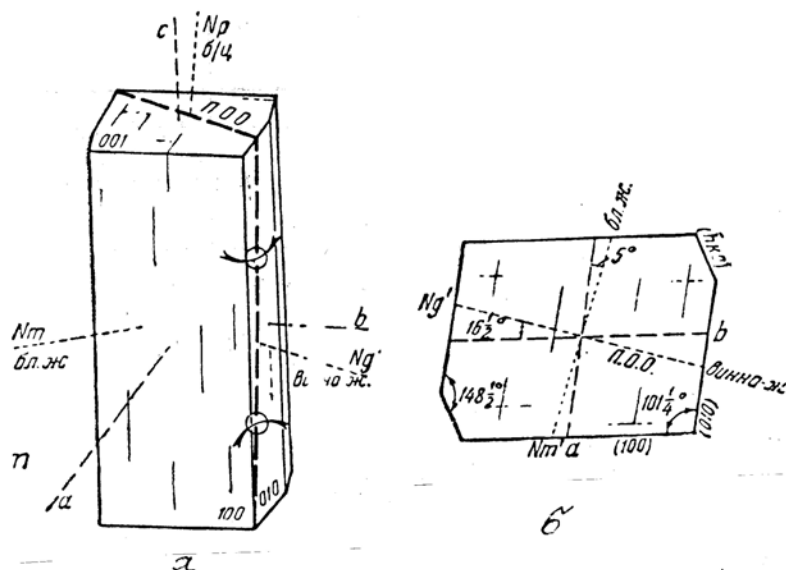


Рис. 6.74. Форма кристалла гаинита (а) и разрез (б) перпендикулярный плоскости С

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,707$; $n_m = 1,700$; $n_p = 1,695$; $n_g - n_p = 0,012$. Высокий рельеф и шагреневая поверхность. Иногда наблюдается слабый плеохроизм: по N_p – бесцветный; по N_m – бледно-желтый; по N_g – винно-желтый. Схема абсорбции $N_p < N_m < N_g$, сильная дисперсия $r > v$. Угол погасания. $C : N_p = 4^\circ$. Интерференционная окраска желтая первого порядка.

Похожие минералы. Ринкит. Отличается от гаинита меньшим значением угла $2V$ и $N_p // b$.

Генезис. Магматогенный. Встречается в феолитах и тингуитах.

ГАРМОТОМ – $(K_2Ba)[Al_2Si_5O_{14}] \cdot 5H_2O$ (рис. 6.75). Группа цеолитов. Моноклинная сингония.

В шлифе очень похож на филлипсит, образует крестообразные двойники, четверники, таблитчатые и столбчатые кристаллы, вытянутые по оси C , пластинки. Спайность ясная по (010) и несовершенная по (001). Бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,508-1,514$; $n_m = 1,505-1,509$; $n_p = 1,503-1,506$; $n_g - n_p = 0,005-0,008$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания по b : $N_g = 0^\circ$; по c : $N_m = 28-32^\circ$; по a : $N_p = 63-67^\circ$. Удлинение может быть положительным и отрицательным. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 77-79^\circ$. Слабая перекрещенная дисперсия. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Похожие минералы – филлипсит, десмин. От филлипсита гармотом отличается большим преломлением и иным погасанием по оси; от десмина – большим углом оптических осей – $2V$ и иной ориентировкой плоскости оптических осей.

Генезис. Метаморфогенный и гидротермальный. Метаморфогенный встречается в сланцах цеолитовой фации в ассоциации с кварцем, альбитом, микроклином, серицитом и хлоритом. Как гидротермальный гармотом встречается в пустотах и миндалинах основных эффузивов вместе с др. цеолитами, кальцитом и др. минералами. Отмечается гармотом также в гидротермальных рудных жилах.

ГЕЙЛАНДИТ – $(Ca,Na_2)[AlSi_3O_8] \cdot 5H_2O$ (рис. 6.76). Группа цеолитов. Моноклинная сингония.

В шлифе обычен в виде таблитчатых, пластинчатых или почти квадратных ромбического облика кристаллов, листочков, субпараллельных и радиальнолучистых агрегатов. Спайность, совершенная по (010). Бесцветный.

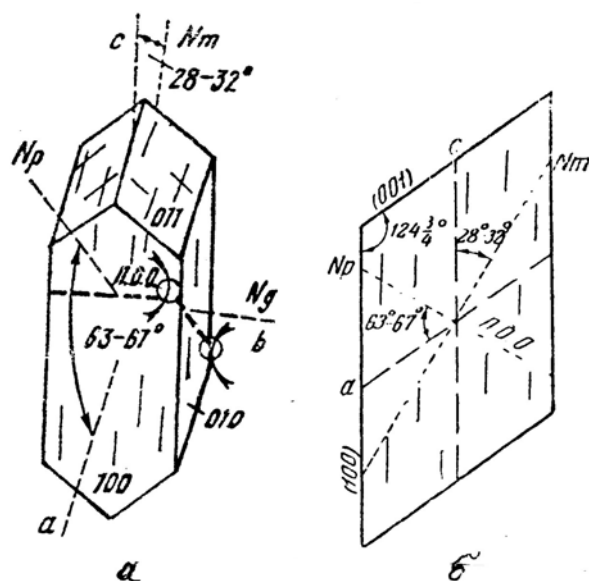


Рис. 6.75. Форма кристалла гармотома (а) и разрез параллельный плоскости (010)

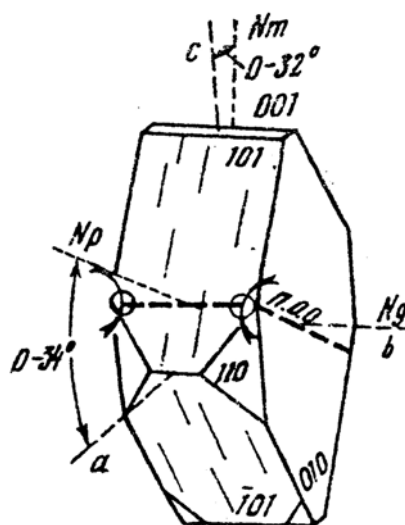


Рис. 6.76. Форма кристалла гейландита

Оптические свойства. Двуосный, положительный, $n_g - n_p = 0,005 - 0,006$. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Углы угасания: $a : N_p = 0 - 34^\circ$; $c : N_m = 1 - 32^\circ$; $b : N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Знак главной зоны отрицательный, но в некоторых срезах может быть положительным. Угол оптических осей $2V = 32 - 34^\circ$. Дисперсия $r > v$, ясная, перекрещенная. Интерференционная окраска темно-серая, серая первого порядка.

Похожие минералы. – сколецит, имеющий большее преломление, ломонтит и десмин, обладающий большим двупреломлением и иной ориентировкой плоскости оптических осей, эпистильбит, также с большим двупреломлением и положительным удлинением.

Генезис. Метаморфогенный и гидротермальный. Метаморфогенный – встречается в сланцах цеолитовой фации в ассоциации с другими цеолитами. Гидротермальный гейландит образуется в пустотах и трещинах в основных эффузивах и гидротермальных рудных жилах.

ГИДРАРГИЛЛИТ (гиббсит) – $Al(OH)_3$ (рис. 6.77). Моноклинная сингония.

Встречается в виде листочков, шестиугольных табличек, тончешуйчатых, микрзернистых, радиально-лучистых и лучисто-листоватых агрегатов, в натечных формах и шаровых конкрециях. Спайность весьма совершенная по базопинакOIDу (001). Часто образует сложные, двойниковые сростки. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,587 - 1,589$; $n_m = 1,566 - 1,568$; $n_p = 1,566 - 1,568$; $n_g - n_p = 0,021$. Рельеф очень слабый. Шагреньевая поверхность отсутствует. Углы угасания: $b : N_p = 0^\circ$; $a : N_m = 25^\circ$; $c : N_g = 21^\circ$; плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Редко $a : N_p = 30^\circ$; $b : N_m = 25^\circ$, плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Знак главной зоны может быть и положительным и отрицательным. Угол оптических осей $2V = 0 - 40^\circ$, дисперсия $r < v$, если плоскость оптических осей параллельна (010) и $r > v$, если плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Интерференционная окраска в срезах, параллельных плоскости оптических осей, желтовато-красная, первого порядка.

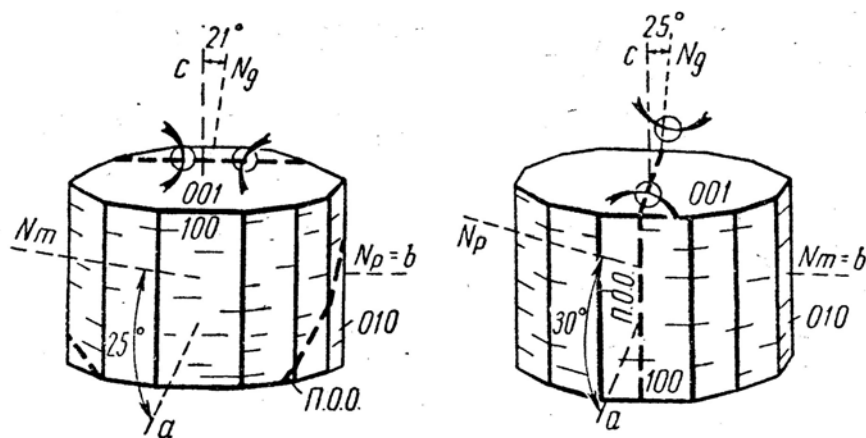


Рис. 6.77. Форма кристаллов гиббсита

Похожие минералы. Каолинит, мусковит. От каолинита гидраргиллит отличается большим двупреломлением; от мусковита – меньшим двупреломлением и положительным оптическим знаком.

Генезис. Встречается вместе с каолинитом как вторичный минерал, образующийся при разрушении полевых шпатов и других алюмосиликатных минералов.

ГИДРОМАГНЕЗИТ – $\text{Mg}_5[\text{CO}_3]_4[\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

(рис. 6.78). Ромбическая сингония.

Образует мелоподобные примазки, пластинчатые, таблитчатые или игольчатые кристаллы, агрегаты последних часто образуют двойники по (100), нередко полисинтетические. Спайность совершенная по (100). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,545$; $n_m = 1,527$; $n_p = 1,523$; $n_g - n_p = 0,022$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Углы угасания: $b : N_g = 0^\circ$; $a : N_m = 23^\circ$; $c : N_p = 47^\circ$. Знак главной зоны неопределим. Угол оптических осей – $2V = 52^\circ$. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, синяя, второго порядка.

Похожие минералы – брусит, гипс. У брусита – больше преломление, прямое угасание; он одноосный; у гипса – меньше двупреломление.

Генезис. Образуется, главным образом, при выветривании ультраосновных магнезиальных пород. Гидротермальный в парагенезисе с бруситом, артинитом и другими магнезиальными минералами.

ГИПС – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.79). Моноклиная сингония.

Образует призматические, таблитчатые кристаллы, волокнистые агрегаты и неправильные зерна. Спайность весьма совершенная по (010), совершенная по (100) и (111). Часто встречаются двойники срастания по (100) и (101). В шлифе бесцветный, редко окрашен бурыми окислами железа.

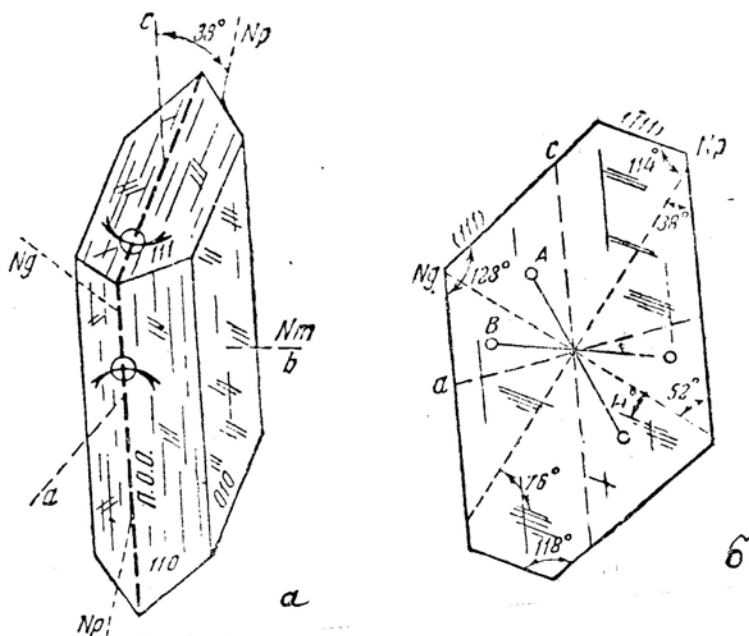


Рис. 6.78. Форма кристалла гидромагнезита

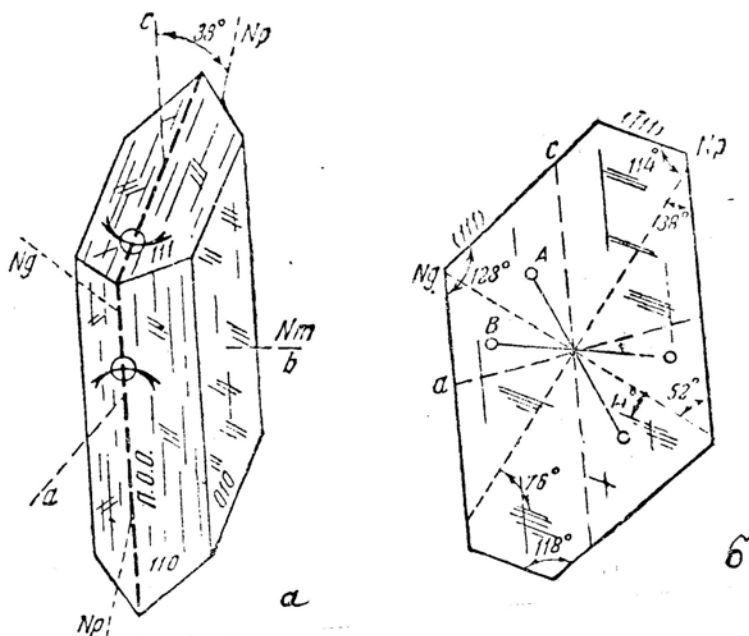


Рис. 6.79. Форма кристаллов гипса (а) и разрез параллельный плоскости (010)

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,530$; $n_m = 1,523$; $n_p = 1,521$; $n_g - n_p = 0,009$. Углы погасания: $c : N_p = 38^\circ$; $b : N_m = 0^\circ$; $a : N_g = 52^\circ$. Знак зоны (удлинение минерала) нейтральный $\ll \pm \gg$. Угол $2V = 58^\circ$, дисперсия $r < v$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Продукты замещения. Может обезвоживаться до ангидрита и восстановлен до серы. При изготовлении шлифов частично теряет воду и изменяет оптические свойства.

Генезис. Магматогенный. В магматических породах, главным образом, основного состава. Как вторичный постмагматический гидротермального образования встречается в районах действующих вулканов, вблизи фумарол.

ГМЕЛИНИТ – $(\text{Na,Ca})[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Группа цеолитов. Тригональная сингония.

Образует гексогональные или ромбоэдрические кристаллы с вертикальной штриховкой. Даст двойники прорастания по (0001) или (1011). Иногда таблитчатые зерна или радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по призме. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный может быть отрицательным. Показатели преломления: по $n_g = 1,465-1,480$; $n_m = 1,467-1,472$; $n_p = 1,464-1,479$; $n_g-n_p = 0,001-0,009$. Обладает отрицательным рельефом и ясной шагреновой поверхностью на нижней поверхности шлифа. Угол $2V$ небольшой. Интерференционная окраска темно-серая, первого порядка.

Похожие минералы. Шабазит. От которого гмеленит отличается по спайности, от других цеолитов – по форме кристаллов, низкому двулучепреломлению ($n_g-n_p = 0,001-0,009$) и большому углу $2V$.

Генезис. Метаморфогенный. Встречается в пустотах и миндалинах эффузивных пород, как вторичный минерал, образующийся в Р-Т-условиях цеолитовой фации.

ГУММИТ – $\text{Mg}_7[\text{SiO}_4]_3[\text{OH,F}]_2$ (рис. 6.80). Ромбическая сингония. Содержит значительную примесь железа.

Встречается в виде сложно ограненных изометрических пластинок, таблечек или неправильных зерен и их агрегатов. Обладает несовершенной спайностью по (001). В шлифе бесцветный или слабо окрашенный в желтый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,643-1,675$; $n_m = 1,623-1,653$; $n_p = 1,607-1,643$; $n_g-n_p = 0,036-0,032$. С увеличением содержания железа повышается преломление и понижение двулучепреломление. Обладает относительно четким рельефом и шагреновой поверхностью. У окрашенных разновидностей отмечается плеохроизм: по $N_g = N_m$ – бледно-желтый, бесцветный; по N_p – золотисто-желтый. Абсорбция по схеме $N_g = N_m < N_p$. Плоскость оптических осей параллельна (001). Угасание прямое, знак главной зоны вследствие изометричного габитуса зерен трудно определим. Угол оптических осей – $2V = 68-81^\circ$. Дисперсия по схеме $r > v$ слабая. Интерференционная окраска в разрезе, параллельном плоскости оптических осей, ярко-желтая, красная, второго порядка.

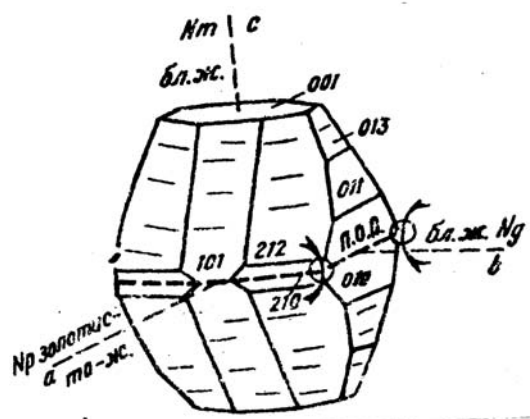


Рис. 6.80. Форма кристалла гуммита

Изменения. При процессах выветривания по гуммиту развивается антигорит, брусит, магнезит и др. минералы.

Похожие минералы. Оливин, клиногумит, хондродит. От оливина гуммит отличается иной ориентировкой плоскости оптических осей и, если окрашен, плеохроизмом; от клиногумита и хондродита прямым погасанием во всех разрезах.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется, главным образом, в Р-Т условиях амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма. Встречается в роговиках и скарнах в парагенезисе с хондродитом, кальцитом, клиногумитом, скаполитом, клинопироксеном, гранатом, апатитом, флогопитом и др. минералами.

ГРОХАУИТ – $(\text{Mg,Fe})_{4,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Al}_{1,5}\text{Si}_{2,5}\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ (рис. 6.81). Псевдогексогональная сингония.

Встречается в виде чешуйчатых табличек и розеток. Обладает совершенной спайностью по (001) и (010). В шлифе окрашен в зеленый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,595$; $n_m = 1,596$; $n_p = 1,601$; $n_g - n_p = 0,006$. Характеризуется относительно четким рельефом и шагреневой поверхностью. Плеохроизм по: N_p – желтовато-зеленый, зеленовато-желтый; N_m – зеленовато-желтый, желто-зеленый; N_g – оливково-зеленый, серо-зеленый. Схема абсорбции $N_p = m > N_g$. Дисперсия $r > v$. Угол $2V = 30^\circ$. Интерференционная окраска серая первого порядка.

Похожие минералы. Слюды, которые характеризуются большей величиной двулучепреломления

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в породах зеленосланцевой фации в парагенезисах с эпидотом, биотитом, серицитом, тремолитом, актинолитом. Как вторичный гидротермальный минерал развивается в магматических породах по биотиту, амфиболу, пироксену и гранату.

ДИАСПОР – HAIO_2 (рис. 6.82). Часто содержит примеси железа, хрома, галлия. Ромбическая сингония.

Образует призматические, шестоватые кристаллы или чешуйки изометрической формы. Обладает совершенной спайностью по (010) и по (210). В шлифе большей частью бесцветный, но иногда от примесей железа, марганца, хрома слабо окрашен в коричневатый или зеленоватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, характеризующийся показателями преломления: $n_g = 1,750$; $n_m = 1,722$; $n_p = 1,702$; $n_g - n_p = 0,048$. Обладает очень высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. Окрашенные разновидности слабо плеохроируют: по N_g – голубоватый, желтоватый; по N_m – светло-желтый, бесцветный; по N_p – темно-фиолетовый или красновато-бурый. Плоскость оптических осей лежит в плоскости (010). Угасание прямое, удлинение отрицательное, но иногда бывает положительное. Угол оптических осей – $34-85^\circ$. Дисперсия по схеме $r = v$, до $r < v$. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, третьего порядка.

Похожие минералы. Корунд, силлиманит. От корунда диаспор отличается меньшим преломлением, двуосностью и значительно более высоким двупреломлением; от силлиманита –

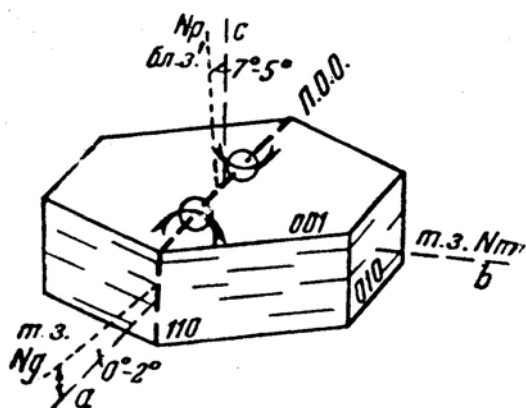


Рис. 6.81. Форма кристалла грохауита

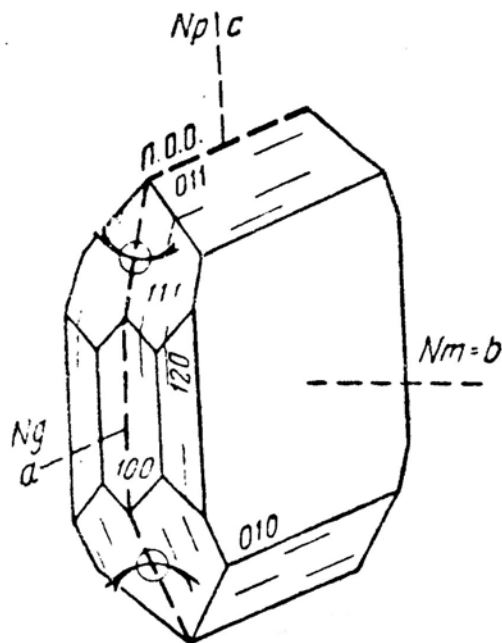


Рис. 6.82. Форма кристаллов диаспора

большим преломлением, углом оптических осей (у силлиманита угол $2V = 21-30^\circ$) и дву-преломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях эпидот-амфиболитовой и альмандин-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, как продукт метаморфизма бокситов, где диаспор находится в парагенезисе с корундом, хлоритоидом, дистеном, мусковитом и др. минералами. Изредка диаспор отмечается в мраморах и скарнах, в парагенезисе с кальцитом, гематитом, хлоритом, мусковитом, рутилом и другими, образующийся в результате контактового метаморфизма амфибол-роговиковой фации.

ДИККИТ – $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ (рис. 6.83). Моноклинная сингония.

Образует пластинки псевдогексагонального габитуса, листоватые, чешуйчатые, столбчатые и червеобразные агрегаты. Обладает совершенной спайностью по (001). Бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,566-1,568$; $n_m = 1,562-1,563$; $n_p = 1,560-1,561$; $n_g - n_p = 0,006-0,007$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания: $a : N_p = 70-76^\circ$; $a : N_m = 14-20^\circ$; $b : N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей $2V = 68^\circ$ (от 50 до 80°). Дисперсия по схеме $r < v$. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

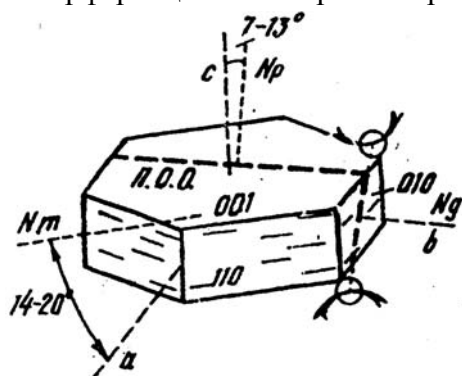


Рис. 6.83. Форма кристалла диккита

Похожие минералы. Каолинит, накрит, монтмориллонит, серицит. От каолинита и накрита диккит отличается иным оптическим знаком и большим углом угасания; от монтмориллонита и серицита – меньшим двупреломлением.

Генезис. Гидротермальный. Низкотемпературный гидротермальный, встречающийся в ассоциации с флюоритом, доломитом, сульфидами и др. минералами в пустотах магматических пород. Как вторичный метасоматический диккит развивается по полевым шпатам в парагенезисе с серицитом, кварцем, пиритом, диаспором и андалузитом. Иногда этот процесс развивается интенсивно, что приводит к образованию псевдоморфоз по полевым шпатам.

ИЛЬВАИТ – $\text{CaFe}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_8][\text{OH}]$ (рис. 6.84). Ромбическая сингония.

Кристаллы удлиненно-призматические, волокнистые агрегаты, зернистые массы. Совершенная спайность по (001) и (010). В шлифе почти непрозрачный. Густо окрашен в темно-коричневый или темно-зеленый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,926$; $n_m = 1,890$; $n_p = 1,878$; $n_g - n_p = 0,048$. Высокий рельеф и шагреневая поверхность. Иногда наблюдается слабый плеохроизм: по N_g – темно-зеленый, непрозрачный; по N_m – темно-коричневый, непрозрачный; по N_p – желто-коричневый, коричневый. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (100). Угол оптических осей – $2V =$

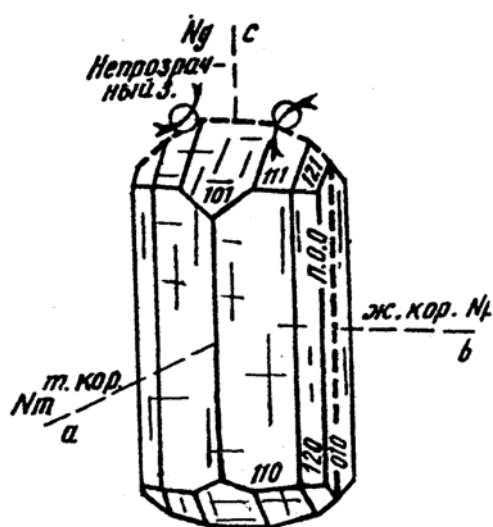


Рис. 6.84. Форма кристалла ильваита

60° . Дисперсия $\gamma \ll \nu$, очень сильная. Интерференционная окраска третьего порядка полностью маскируется собственным цветом минерала. Интересно, что минерал плеохроирует и в отраженном свете: по N_g – зеленый, по N_m и N_p – бурый.

Изменения. При процессах выветривания по ильваиту развивается лимонит и гидроокислы марганца.

Похожие минералы. Гетит, лимонит. От гетита ильваит отличается меньшим преломлением и более интенсивной окраской; от лимонита – формой кристаллов и анизотропией.

Генезис. Метаморфогенный. Ильваит встречается в скарновых месторождениях железа в парагенезисе с геденбергитом, магнетитом, сульфидами железа, меди и другими минералами. Известен как метасоматический минерал в нефелиновых сиенитах, где развивается по эгирину и арфведсониту. Относительно редко встречающийся минерал.

КЛИНОГУМИТ – $Mg[SiO_4][OH, F]_2$ (рис. 6.85). Моноклиная сингония.

Образует изометричные, сложно ограниченные кристаллы, неправильные зерна, зернистые агрегаты. Обладает совершенной спайностью по (001). В шлифе бесцветный или слабоокрашенный в различные оттенки желтого цвета. Иногда образует полисинтетические двойники по (001).

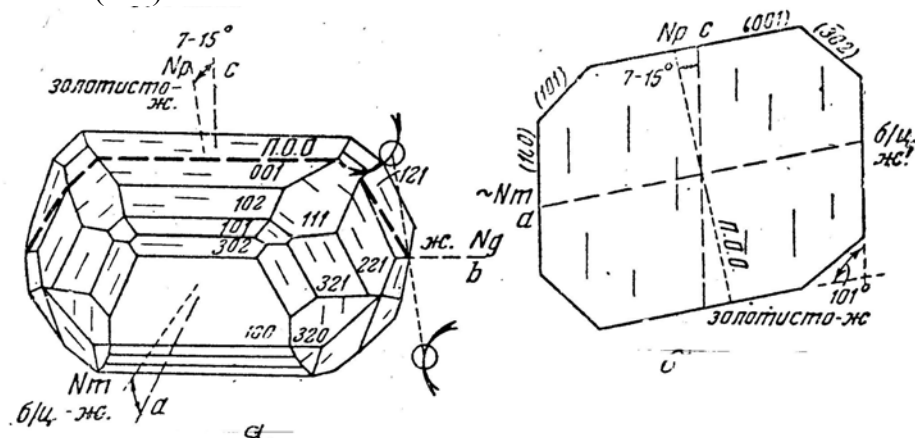


Рис. 6.85. Форма кристалла клиногумита (а) и разрез (б) параллельный плоскости (010)

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,651-1,698$; $n_m = 1,636-1,637$; $n_p = 1,623-1,664$; $n_g - n_p = 0,028-0,034$. Высокий рельеф и шагреневая поверхность. У окрашенных разностей отмечается слабый плеохроизм: по N_g – бледно-желтоватый, бесцветный, бледный желтовато-зеленый; по N_m – светло-желтый; по N_p – золотисто-желтый, коричневатожелтый. Абсорбция по схеме: $N_g < N_m < N_p$. Углы угасания: $b : N_g = 0^\circ$; $a : N_m = 4^\circ$; $c : N_p = 7-15^\circ$. Знак главной зоны трудно определим. Угол оптических осей – $2V = 62-85^\circ$. Очень слабая дисперсия по схеме $\gamma > \nu$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Интерференционная окраска от желтой до красной второго порядка на разрезе, параллельном плоскости оптических осей.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по клиногумиту развивается антитерит, брусит, магнезит и др. минералы.

Похожие минералы. Ставролит, оливин, гуммит. От ставролита клиногумит отличается меньшим преломлением, большим двупреломлением и слабой дисперсией; от оливина – окраской, меньшим преломлением и косым погасанием; от гуммита – косым угасанием.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма. Встречается в парагенезисе с кальцитом, флогопитом, скаполитом, диопсидом, шпинелью, апатитом и другими минералами в скарнах и роговиках.

КЛИНОЦОИЗИТ – $\text{Ca}_2[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}][\text{OH}]$ (рис. 6.86). Группа эпидота. Моноклинная сингония.

Пластинчатые, таблитчатые, удлиненные и иштрихованные по оси кристаллы, неправильные зерна. Спайность совершенная по (001) и средняя по (100). В шлифе бесцветный. Двойников нет..

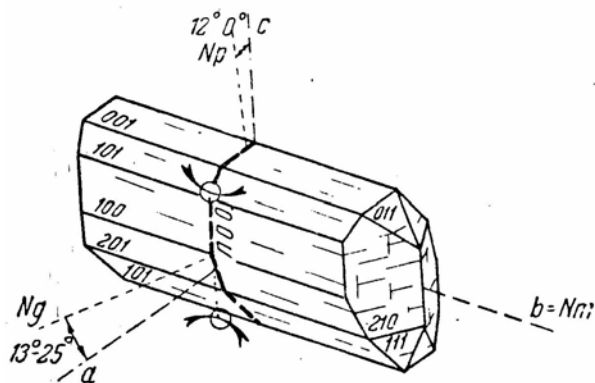


Рис. 6.86. Форма кристалла клиноцоизита

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,702-1,719$; $n_m = 1,699-1,715$; $n_p = 1,697-1,711$; $n_g - n_p = 0,005-0,008$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. В толстых шлифах плеохроирует: по N_g – темно-красный, зеленый; по N_m – розовый, зеленоватый; по N_p – зеленоватый. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Углы погасания: $b : N_m = 0^\circ$. $c : N_p = 12^\circ$; $a : N_g = 13-25^\circ$. Знак главной зоны положительный или отрицательный – в зависимости от ориентировки среза. Угол оптических осей $2V = 65-90^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска густая желтая и

оранжево-желтая, первого порядка.

Похожие минералы. Цоизит, эпидот. От цоизита клиноцоизит отличается косым угасанием на большей части разрезов, большим двупреломлением и углом оптических осей (у α – цоизита угол $2V = 45-50^\circ$, у β – цоизита – $0-30^\circ$); от эпидота меньшим двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный и гидротермальный. Метаморфогенный клиноцоизит широко распространен в породах регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов в парагенезисе с роговой обманкой, биотитом, хлоритом, тремолитом, актинолитом, плагиоклазом, кальцитом и др. минералами. Кроме того, клиноцоизит отмечается в породах контактового метаморфизма – в роговиках, скарнах в ассоциации с кальцитом, доломитом, флогопитом, эпидотом, актинолитом и др. минералами. Гидротермальный клиноцоизит развивается по трещинам в магматических и метаморфических породах. Как типичный вторичный минерал клиноцоизит образуется при разрушении плагиоклазов основного состава – лабрадора, битовнита и анортита, а также амфиболов и пироксенов.

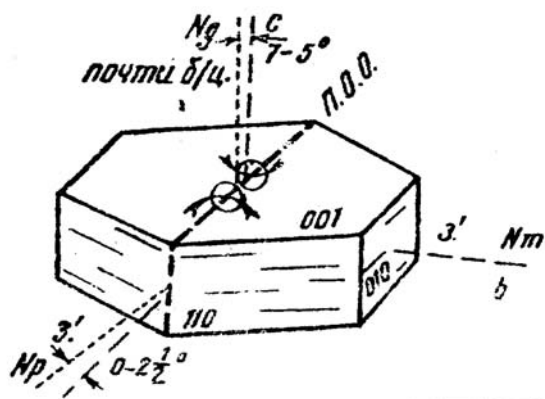


Рис. 6.87. Форма кристалла клинохлора

КЛИНОХЛОП – $(\text{Mg}, \text{Fe})_{4-5}\text{Al}_{1-2}[\text{Al}_{1-2}\text{Si}_{2-3}\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ (рис. 6.87). Группа хлорита. Моноклинная сингония.

Обычен в виде мелких чешуек, листочков. Редко – таблитчатые и бочковидные кристаллы. Часто образует полисинтетические двойники. Спайность весьма совершенная по (001). В шлифе окрашен в зеленый, синевато-зеленый, зелено-желтый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,596$; $n_m = 1,586$; $n_p = 1,585$; $n_g - n_p = 0,011$. Рельеф слабый, шагреневая поверхность отсутствует. Плоскость оптических осей ориентирована параллельно (010). Плеохроизм ясный: по N_g – желто-зеленый до бесцветного; по $N_m = N_p$ – светло-зеленый. Абсорбция по

схеме $N_g < N_m \approx N_p$. Углы угасания: $b : N_m = 0^\circ$; $a : N_p = 0-3^\circ$; $c : N_p = 5-7^\circ$. Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей – $2V = 0-70^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска серая, грязно-желтая, первого порядка.

Включения. Часто содержит многочисленные включения, унаследованные от замещенного первичного минерала. Обычно это циркон, сфен, ортит, монацит, апатит, магнетит и др. акцессорные минералы. Вокруг некоторых радиоактивных минералов наблюдаются плеохроичные каемки.

Похожие минералы. Слюды (мусковит, флогопит, биотит, лепидолит), прохлорит, антигорит, делессит, пеннин. В отличие от слюд у клинохлора меньше двупреломления и, соответственно, значительно более низкая интерференционная окраска; от прохлорита клинохлор отличается менее резким плеохроизмом; от антигорита – оптическим знаком; от делессита – меньшим преломлением; от пеннина – иной схемой дисперсии оптических осей (у пеннина $r > v$, а у клинохлора $r < v$).

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Метаморфогенный клинохлор широко распространен в метапелитах и metabazитах зеленосланцевой фации регионального метаморфизма в парагенезисе с кварцем, биотитом, мусковитом, эпидотом, тремолитом, актинолитом, кальцитом и др. минералами. Гидротермальный клинохлор формируется как вторичный минерал по биотиту, амфиболом, пироксенам и оливину.

**КОЛУМБИТ-ТАНТАЛИТ – $(Fe,Mn)[Nb_2O_6]$
– $(Fe,Mn)[Ta_2O_6]$** (рис. 6.88). Ромбическая сингония. Образует непрерывный ряд изоморфных смесей.

В шлифе встречаются в коротких призмах или табличках с совершенной спайностью по (100). Образуют лучистые агрегаты. Окрашены в красно-коричневый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления изменяются:

Колумбит	Танталит
$n_g = 2,530$	$n_g = 2,410$
$n_m = 2,450$	$n_m = 3,300$
$n_p = 2,400$	$n_p = 2,240$
$n_g - n_p = 0,130$	$n_g - n_p = 0,170$

Обладает очень высоким рельефом и шагреновой поверхностью. Плеохроизм первого ряда:

Колумбит
N_g – непрозрачный
N_m – темно-красно – коричневый
N_p – красно-коричневый

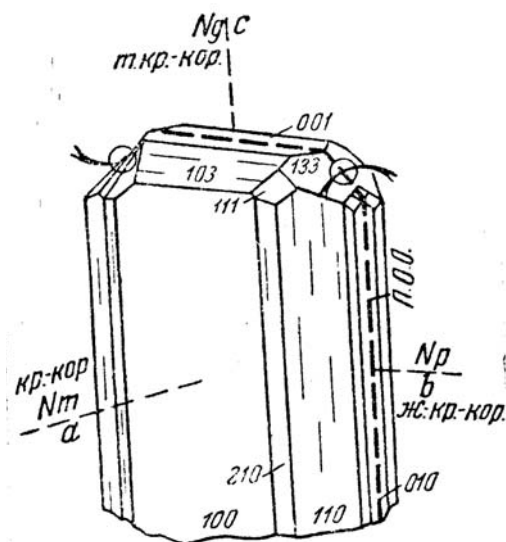


Рис. 6.88. Форма кристалла колумбит-танталита

Танталит:
N_g темно-красно – коричневый
N_m – красно-коричневый
N_p – желтый

Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (100). Погасание минерала прямое. Знак главной зоны (удлинения) положительный. Угол оптических осей – $2V$ около 75° . Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска в сечениях, параллельных плоскости оптических осей, первого порядка, маскируется собственной окраской минерала.

Похожие минералы. Рутил, касситерит, гематит. От рутила колумбит-танталит отличается двуосностью: от касситерита – двуосностью, большим двулучепреломлением, окраской; от гематита – меньшим двулучепреломлением.

Генезис. Магматогенный. Встречается как аксессуарный минерал в пегматитах в ассоциации с альбитом, турмалином, цирконом, вольфрамитом, касситеритом, реже монацитом, самарскитом и другими.

КРИОЛИТ – Na_3AlF_6 . Моноклинная сингония.

Встречается в форме кубовидных и пластинчатых кристаллов. Спайность совершенная по (001). Ясная по (110). Бесцветный

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,339$; $n_m = 1,338$; $n_p = 1,338$; $n_g - n_p = 0,001$, почти изотропный. Отрицательный рельеф и ясная шагреневая поверхность. Интерференционная окраска темно-серая, первого порядка. Угол погасания $c : N_g = 44^\circ$; $a : N_m = 44^\circ$; $b : N_p = 0^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угол $2V = 43^\circ$, дисперсия $r < v$ слабая.

Изменения. При выветривании переходит в гидрофториды.

Похожие минералы. Сходен с флюоритом, отличается от него анизотропией.

Генезис. Встречается в пегматитах в парагенезисе с кварцем, флюоритом, касситеритом, молибденитом, галенитом и другими минералами. Относительно редкий минерал.

ЛАВСОНИТ – $\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{OH},\text{F}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.89). Ромбическая сингония.

Образует короткопризматические кристаллы, волокнистые, таблитчатые и зернистые агрегаты и неправильные зерна. Обладает совершенной спайностью по (010) и (001) и несовершенной по (110). Двойники и полисинтетические по (110). В шлифе лавсонит бесцветный или слабо окрашен в зеленый цвет.

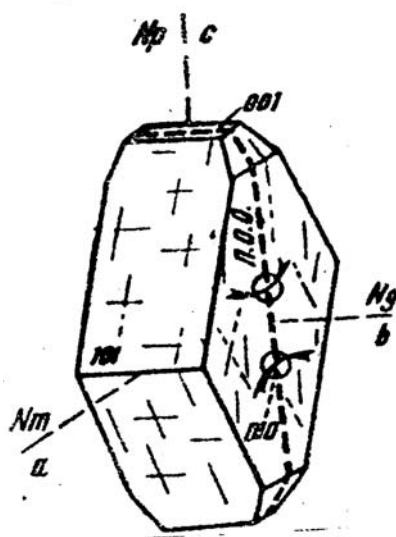


Рис. 6.89. Форма кристалла лавсонита

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления $n_g = 1,684-1,686$; $n_m = 1,674-1,676$; $n_p = 1,665-1,667$; $n_g - n_p = 0,019-0,021$. Обладает резко выраженным рельефом и шагреневой поверхностью. Плеохроизм слабый: по N_g – бесцветный или желтоватый; по N_m – желтовато-зеленый или синевато-зеленый; по N_p – синий или буровато-желтый. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Погасание прямое. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001). Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей – $2V$ изменяется от 62° до 84° . Дисперсия по схеме $r \ll v$, сильная. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m – желтая, первого порядка и синевато-зеленая, второго порядка.

Похожие минералы. Пренит, цоизит, андалузит. От пренита лавсонит отличается меньшим двупреломлением; от цоизита – отсутствием аномальных интерференционных окрасок, более высоким двупреломлением и наличием двойников; от андалузита – большим двупреломлением.

ем.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях регионального метаморфизма жадеит-глаукофанового типа глаукофан-сланцевой фации. Встречается в ассоциации с хлоритом, жадеитом, альбитом, гранатом, эпидотом, пумпеллитом и др. минералами.

ЛАРНИТ – $\text{Ca}_2[\text{SiO}_4]$. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде плохо образованных таблитчатых кристаллов. Бесцветен или серой окраски. Обладает совершенной спайностью по (100). Характерно тонкое полисинтетическое двойникование по (100).

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,730$; $n_m = 1,715$; $n_p = 1,707$; $n_g - n_p = 0,023$. Обладает высоким рельефом и шагреневой поверхностью. Угол угасания $c : N_g = 13-14^\circ$. Плоскость оптических осей – $2V = 80^\circ$.

90° . Дисперсия $\gamma > \nu$, ясная. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном к плоскости (010), синяя, второго порядка.

Похожие минералы. Тиллиит, спуррит. От тиллиита ларнит отличается характером двойников, спайностью и большим преломлением; от спуррита – большим преломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Распространен в парагенезисах с ранклинитом, гелени-том, шпинелью, спурритом, мелилитом, кальцитом и др. минералами.

ЛАМПРОФИЛЛИТ- $\text{Na}_2\text{SrFeTi}_2[\text{SiO}_4]_3$ (рис. 6.90). Ромбическая сингония.

В шлифе встречается в виде пластинчатых призматических удлинённых кристаллов, розеток и звездчатых агрегатов. Спайность совершенная по (100) и несовершенная по (010). Часты двойники по (100). Окрашен в золотисто-бурый, темно-коричневый или золотисто-желтый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,773-1,780$; $n_m = 1,747-1,754$; $n_p = 1,744-1,745$; $n_g - n_p = 0,029-0,035$. Обладает резкой шагреневой поверхностью и высоким рельефом. Резко выражен плеохроизм первого рода: по N_g – оранжево-желтый; по N_m – бледно-желтый; по N_p – желтый. Абсорбция по схеме: $N_g > N_m > N_p$. Угол угасания ($c : N_g$) равен $5-13^\circ$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей $2V$ колеблется от 21 до 43° . Дисперсия $\gamma > \nu$ сильная. Интерференционная окраска второго и третьего порядка на срезах, перпендикулярных N_m . Плоскость оптических осей (п. о.о.) перпендикулярна плоскости (010).

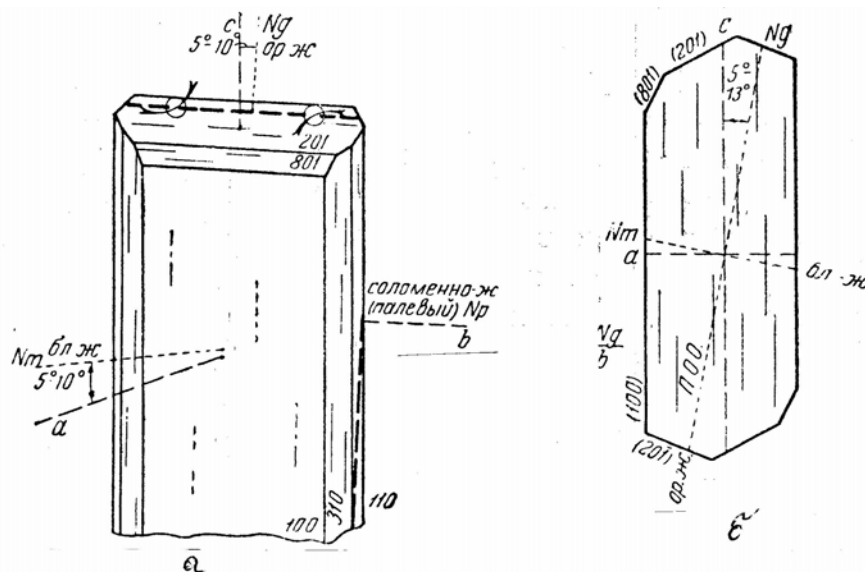


Рис. 6.90. Форма кристалла (а) лампрофиллита и разрез (б) параллельно плоскости (010)

Похожие минералы. Астрофиллит, имеющий меньше преломление, больший угол $2V$ и иную схему абсорбции.

Генезис. Магматогенный. Встречается в богатых щелочами породах (хйбиниты, ийолиты, фойяиты и щелочные пегматиты), совместно с апатитом, эвдиалитом, эгирином, нефелином, содалитом. Редкий минерал.

ЛЮДВИГИТ – $(\text{Mg,Fe})_2\text{Fe}^{3+}\text{O}_2[\text{VO}_3]$ (рис. 6.91). Ромбическая сингония.

В шлифе встречается в виде радиально-волокнистых и ветвистых агрегатов, обладающих совершенной спайностью по (001). Окрашен в зеленый с буроватым оттенком цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 2,020-1,980$; $n_m = 1,850-1,850$; $n_p = 1,850-1,840$; $n_g - n_p = 0,170-0,140$. Обладает шагреневой поверхностью и высоким рельефом. Плеохроизм: по $N_p = N_m$ – темно-зеленый; по N_g – тем-

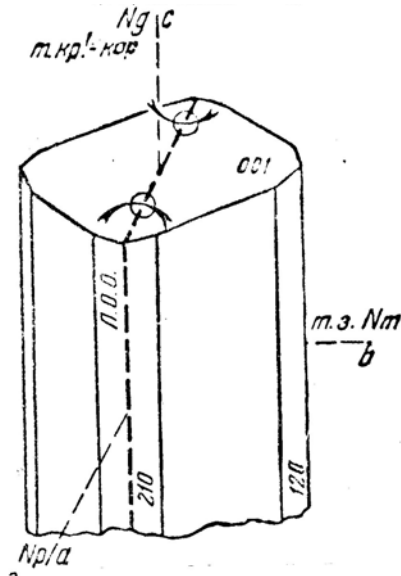


Рис. 6.91. Форма кристалла людвигита

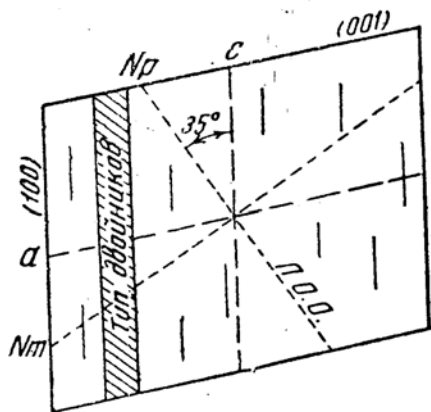


Рис. 6.92. Мервинит, разрез параллельно плоскости (010)

но-красновато-коричневый. Абсорбция по схеме: $N_p = N_m < N_g$. Угол оптических осей $2V$ относительно малый. Дисперсия $r > v$ очень сильная. Интерференционная окраска зеленоватая четвертого порядка.

Похожие минералы. Турмалин который отличается от людвигита основой минерала. Турмалин оптически одноосный отрицательный минерал.

Генезис. Метаморфогенный. Формируется в породах контактового метаморфизма – скарнах, в ассоциации с диопсидом, кальцитом, флогопитом, скаполитом и другими. Пневматолитовый.

МЕРВИНИТ – $\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_8$ (рис. 6.92). Магний, вероятно, в небольших количествах замещается двухвалентным железом. Триклинная сингония.

В шлифе образует бесцветные, зеленоватые или серовато-бурые мелкие неправильные зерна или кристаллическозернистые массы. Обладает совершенной спайностью по (100) и (010).

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,724-1,718$; $n_m = 1,712-1,711$; $n_p = 1,708-1,705$; $n_g - n_p = 0,016-0,03$. Заметный рельеф и шагреневая поверхность. Угол угасания $c : N_p = 33-36^\circ$. Угол оптических осей $2V$ колеблется от 66 до 73° . Дисперсия $r > v$, слабая. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном N_m , желтая, первого порядка.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по мервиниту развивается серпентин и хлорит.

Похожие минералы. Плаггиоклазы. От которых мервинит отличается меньшим преломлением и дву-преломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Отмечается в парагенезисах с геленитом, волластонитом, гроссуляром, пироксеном, оливином, кальцитом и др. минералами.

МОНАЦИТ – $\text{Ce,La...}[\text{PO}_4]$ (рис. 6.93). Содержит примесь иттрия, тория, циркония и др. Моноклинная сингония.

Монацит образует призматические, пластинчатые, идиоморфные кристаллы иногда с дипирамидальными окончаниями и неправильные зерна с совершенной спайностью по (001) и средней по (100). На соответствующем сечении трещины обеих систем пересекаются под углом 90° . В шлифе бесцветный или окрашенный в желтый, коричневый, красноватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатель преломления: $n_g = 1,837-1,849$; $n_m = 1,788-1,801$; $n_p = 1,786-1,800$; $n_g - n_p = 0,045-0,051$. Обладает высоким рельефом и резкой шагреновой поверхностью. В отдельных случаях слабо плеохроирует: по N_g – зеленовато-желтый; по N_m – темно-желтый; по N_p – светло-желтый. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Угол угасания $c : N_g = 2-6^\circ$, $a : N_m = 8^\circ$, $b : N_p = 0^\circ$. Удлинение положительное. Угол оптических осей – $2U = 6-19^\circ$. Дисперсия по схеме: $r < v$, реже r

$> v$, очень слабая. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, синяя, зеленая, желтая, третьего порядка. Плоскость оптических осей располагается параллельно плоскости (010).

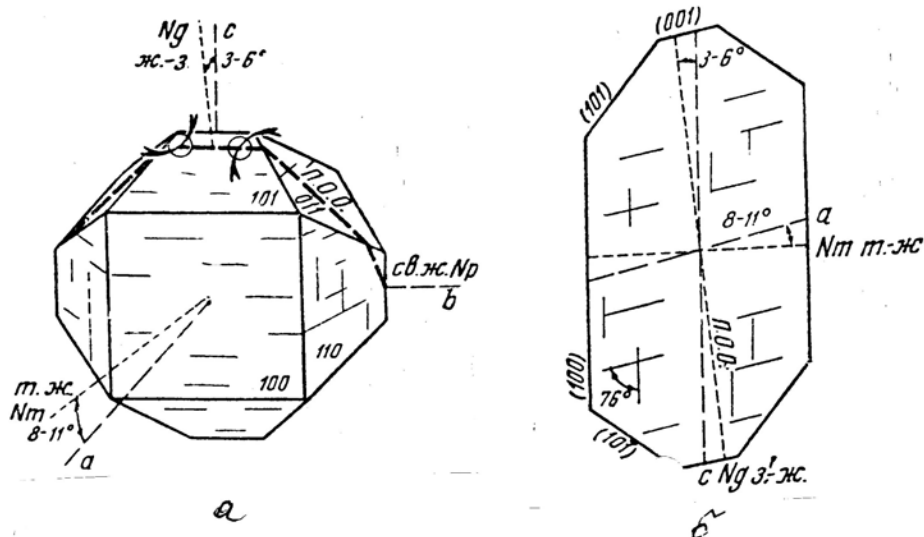


Рис. 6.93. Форма кристалла (а) монацита и разрез (б) параллельно плоскости (010)

Включения. В отдельных случаях содержит мелкие кристаллы циркона, апатита.

Похожие минералы. Сфен, циркон, оливин, ксенотим. От сфена монацит отличается формой кристаллов, меньшим преломлением и двупреломлением; от циркона – формой зерен, косым угасанием, меньшим преломлением и осностью (циркон – одноосный, положительный); от оливина – наличием спайности, окраски и парагенезисом; от ксенотима – меньшим двупреломлением и осностью (ксенотим – одноосный, положительный).

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный, пегматитовый. Типичный акцессорный минерал гнейсов, для некоторых гранитов, пегматитов, аплитов. Метаморфогенный монацит образуется в Р-Т условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

МУЛЛИТ – $Al_6[Si_2O_{13}]$ (рис. 6.94). Отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ варьирует от 3:2 до 2:1. В составе муллита могут присутствовать Fe^{3+} , Ti, и Mn. Ромбическая сингония.

В шлифе в игольчато-призматических кристаллах с совершенной спайностью по (010). Иногда образует двойники по (110). Бесцветный, серый.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,653-1,668$; $n_m = 1,641-1,654$; $n_p = 1,639-1,651$; $n_g - n_p = 0,014-0,017$. Высокий рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое с: $N_g = 0^0$. Плоскость оптических осей параллельна (010). Угол оптических осей – $2V = 45-50^0$. Дисперсия по схеме: $r > v$, четкая. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$; по N_g – бесцветный; по N_m – бесцветный; по N_p – бледно-лилово-розовый. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных плоскости (010) серая, желтая, первого порядка.

Похожие минералы. Силлиманит, от которого муллит отличается меньшим преломлением и двупреломлением.

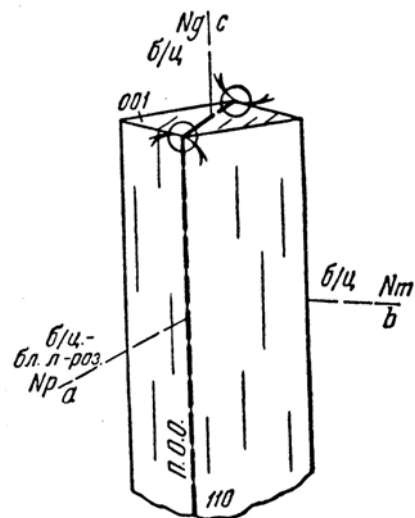


Рис. 6.94. Форма кристалла муллита

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Распространен в парагенезисах с волластонитом, корундом и др. минералами.

НАТРОЛИТ – $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.95). Группа цеолитов. Ромбическая сингония.

Представлен вытянутыми, призматическими псевдоквадратными и игольчатыми кристаллами с вертикальной штриховкой. Часто волокнистые и радиально-лучистые агрегаты. Двойники в крестообразном прорастании, почти прямоугольные встречаются относительно редко. Спайность совершенная по (110) и (010). Бесцветный

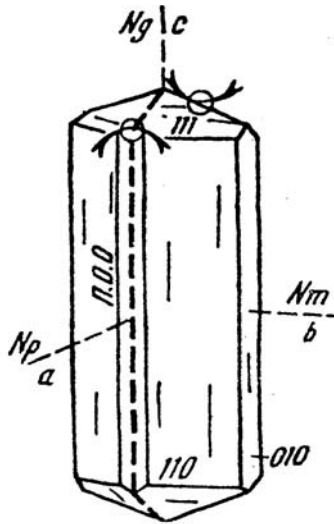


Рис. 6.95. Форма кристалла натролита

Оптические свойства Минерал двуосный, положительный. Обладает показателями преломления: $n_g = 1,485-1,501$; $n_m = 1,476-1,491$; $n_p = 1,473-1,489$; $n_g - n_p = 0,012$. Рельеф ясный, отрицательный. Шагреневая поверхность заметна на нижней поверхности шлифа. Угасание прямое по всем главным сечениям. Удлинение положительное. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей $2V = 58-64^\circ$. Дисперсия $r < v$, слабая. Интерференционная окраска до светло-желтой первого порядка.

Похожие минералы. Цеолиты. От томсонита натролит отличается меньшим преломлением; от остальных цеолитов – прямым угасанием.

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Встречается в жеодах и миндалинах эффузивов основного состава, а также как продукт изменения нефелина, содалита, плагиоклаза в нефелиновых сиенитах и их пегматитах.

ОЛИВИН – $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ (рис. 6.96). Группа оливина. Ромбическая сингония.

В шлифе чаще всего встречается в виде неправильных, округлых зерен, редко в форме широкотаблитчатых, несколько удлиненных кристаллов с пирамидальными окончаниями. Редко образует двойники. Спайность совершенная по (010). Наблюдается не всегда, по (100) – плохая. Бесцветный.

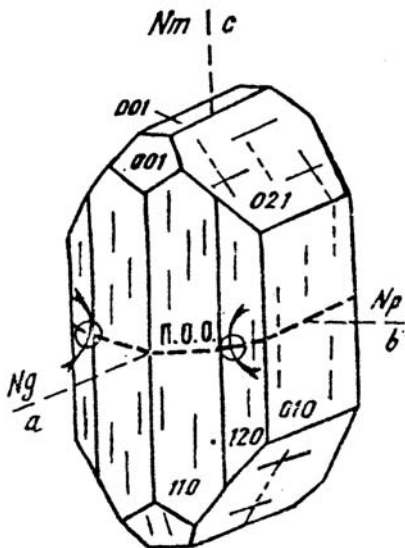


Рис. 6.96. Форма кристалла оливина

Оптические свойства. Двуосный, положительный, характеризующийся показателями преломления: $n_g = 1,669-1,688$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность, заметная даже без диафрагмирования. В зависимости от разреза удлинение может быть положительным и отрицательным, так как ось N_m совпадает с преобладающим удлинением. Угасание прямое – относительно спайности и удлинения. Угол оптических осей $2V$ – колеблется от 70 до 90° . Дисперсия оптических осей $r < v$. Интерференционная окраска на срезах, перпендикулярных: N_g – красная, синяя, зеленая, второго порядка; N_m – желтая, розовая, второго порядка; N_p – серая, желтая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001).

Включения. В зернах оливина нередко наблюдаются микроскопические включения магнетита, шпинели, апатита, вулканического стекла, хромита и др. минералов.

Разновидности. Минералы, входящие в группу оливина (форстерит, оливин, фаялит), представляют собой непрерывный ряд твердых растворов двух конечных членов:

форстерита – чисто магнезиального оливина- $Mg_2[SiO_4]$; фаялита – железистого оливина – $Mg_2[SiO_4]$ (рис. 6.97). Средними членами изоморфного ряда являются хризолит, гиалосидерит, гортонолит, феррогортонолит, характеризующиеся промежуточными физическими и оптическими свойствами.

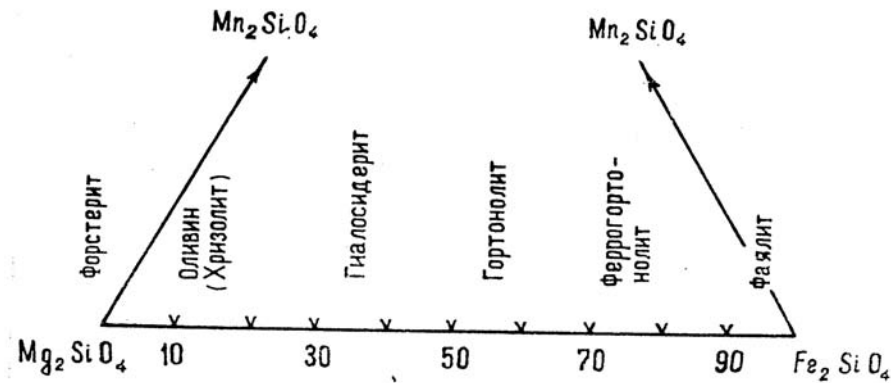


Рис. 6.97. Смесимость фаз в системе $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$ в молекулярных долях, %

Изменения. Наиболее характерными продуктами замещения оливина являются серпентин и иддингсит. Серпентин развивается преимущественно по магнезиальному оливину – форстериту, хризолиту и гиалосидериту. Иддингсит преимущественно по железистому оливину – фаялиту, феррогортонолиту и реже гортонолиту. Относительно реже по оливину развиваются тальк, мусковит, хлорит, карбонаты. При замещении оливина выделяется магнетит, в сопровождении бурых окислов железа. Нередко вокруг зерен оливина возникают реакционные оболочки, каймы (рис. 6.98), сложенные ромбическим, реже моноклинным пироксеном, амфиболом, тремолитом, актинолитом (рис. 6.99) и гидрослюдой.

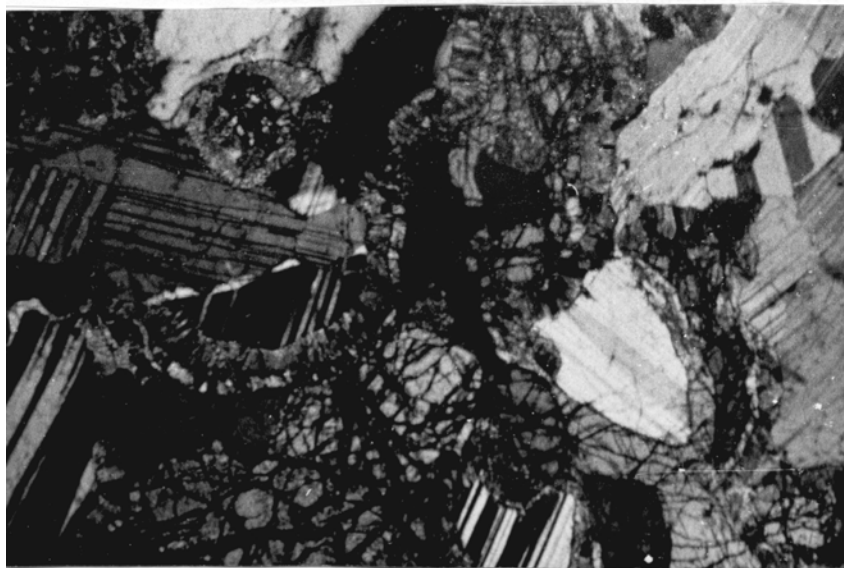


Рис. 6.98. Реакционная кайма амфибола вокруг оливина в трактолите.
Увел. 20, николи +



Рис. 6.99. Реакционная каемка тремолит-актинолита вокруг оливина в троктолите.
Увел. 20, николи +

Похожие минералы. Оливин очень похож на моноклинный пироксен. Однако, моноклинный пироксен бывает таким бесцветным, как оливин, и исключительно редко сопровождается бурыми окислами железа. Прямое погасание, худшая спайность и большее двупреломление помогают отличить оливин от моноклинного пироксена. Оливин сходен с эпидотом. Эпидот отличается аномальной интерференционной окраской, совершенной спайностью и отсутствием вторичных продуктов замещения, а если окрашен, то легко отличается от всегда бесцветного оливина. От ромбических пироксенов оливин отличается отсутствием окраски и более высоким двупреломлением. В ряде случаев с оливином можно спутать мусковит, помогает избежать ошибки форма чешуек, весьма совершенная спайность и меньшее преломление мусковита.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Оливин метаморфогенный встречается относительно широко в кальцифирах, мраморах и амфиболитовой и гранулитовой фаций в парагенезисе с кальцитом, диопсидом, шпинелью, флогопитом и др. минералами. В метаморфических породах (мраморах) встречается преимущественно магнезиальный оливин – форстерит, хризолит, гиаллосидерит и редко гортонолит. Оливин магматического генезиса типичен для основных и ультраосновных глубинных и излившихся пород (габбро, диабаз, базальт, дунит, перидотит и др.).

ПЕКТОЛИТ – $\text{Ca}_2\text{Na}[\text{Si}_3\text{O}_8][\text{OH}]$ (рис. 6.100). Триклинная сингония.

Образует изометричные и вытянутые по оси кристаллы, зерна, ветвистые, игольчатые и радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (100) и (001). Двойники по (100). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,633\text{--}1,636$; $n_m = 1,604\text{--}1,605$; $n_p = 1,595\text{--}1,600$; $n_g - n_p = 0,038\text{--}0,036$. Заметный рельеф и слабая шагреневая поверхность. Углы угасания: $b : N_g = 2^\circ$; $c : N_p = 5\text{--}11^\circ$; $a : N_m = 10\text{--}15^\circ$. Удлинение положительное. Плоскость оптических осей почти параллельна плоскости (100). Угол оптических осей – $2V = 50\text{--}60^\circ$. Дисперсия $r > v$, слабая. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей и при нормальной толщине шлифа, зеленая, розовая, желтая, второго порядка.

Похожие минералы. Воллстонит и розенбушит. От воллстонита пектолит отличается более высоким преломлением: от розенбушита – положительным удлинением минерала.

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный и магматогенный. Метаморфогенный пектолит образуется в миндалинах эффузивов основного состава. Сравнительно редко магматогенный пектолит наблюдается в нефелиновых сиенитах.

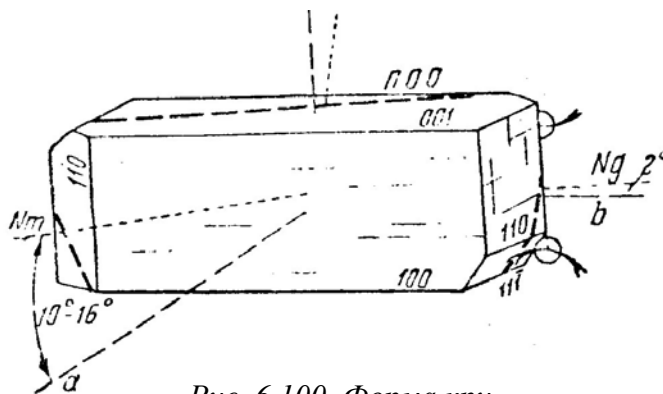


Рис. 6.100. Форма кристалла пектолита

ПЕТАЛИТ – $\text{LiNa}[\text{AlSi}_4\text{O}_{11}]$ (рис. 6.101). Моноклинная сингония.

Образует зерна столбчатой, таблитчатой или изометричной формы с совершенной спайностью по (001) и (201). В шлифе бесцветный.

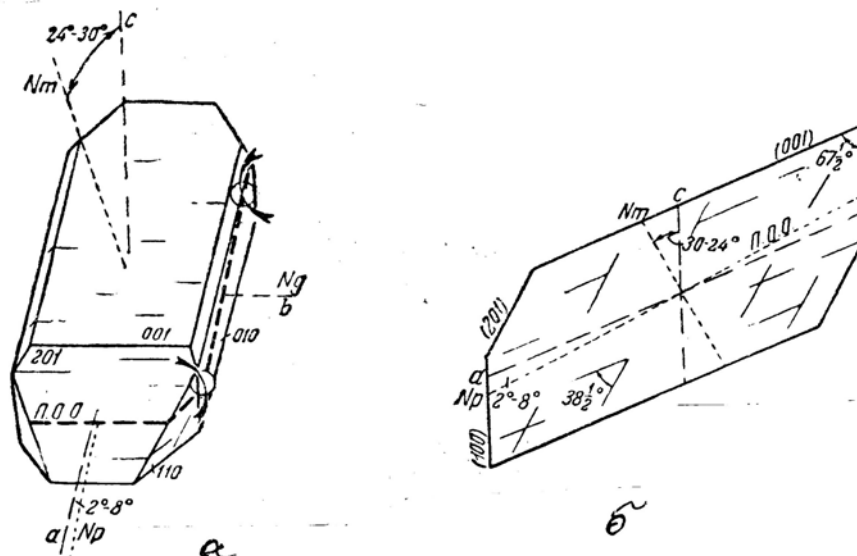


Рис. 6.101. Форма кристалла (а) петалита и разрез (б) параллельный плоскости (010)

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,504-1,507$; $n_m = 1,510-1,512$; $n_p = 1,516-1,518$; $n_g - n_p = 0,012-0,011$. Шагреневая поверхность отсутствует. Угол угасания $a : N_p = 2-8^\circ$. Угол оптических осей $2V = 82-84^\circ$. Дисперсия $r > v$ слабая. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Интерференционная окраска на разрезе перпендикулярном к плоскости (010) бледно-желтая, желтая первого порядка.

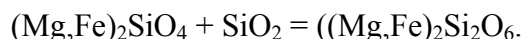
Похожие минералы. Сподумен, ортоклаз, плагиоклаз и кварц. Сподумен обладает большим показателем преломления. Ортоклаз и плагиоклаз так же характеризуются большим показателем преломления и наличием двойников. Кварц отличается отсутствием спайности и большим показателем преломления.

Генезис. Магматогенный. Встречается в гранитных редкометальных пегматитах со сподуменом, турмалином, лепидолитом, альбитом и другими минералами.

ГРУППА ПИРОКСЕНОВ. По химическому составу пироксены отличаются от оливинов большим содержанием SiO_2 , также тем, что помимо катионов Mg и Fe^{2+} , в их составе участвуют Ca , Na , Li , Fe^{3+} и Al . Кроме того, в пироксене – авгите часть Si в кремнекислородных тетраэдрах замещена Al , т. е. этот пироксен относится к алюмосиликатам.

Пироксены образуются или путем преобразования оливинов, выделяющихся первыми из магмы и затем вступающих в реакцию с расплавом, или непосредственной кристаллизацией из магмы, или при процессах метаморфизма. Пироксены, возникающие за счет преобразования оливинов, замещают последние и развиваются вокруг них, обуславливая появление характерной друзитовой структуры (рис. 6.102). Температура преобразования форстерита в пироксен клиноэнстатит равна 1557°C , температура кристаллизации пироксена-диопсида – 1391°C . 1557°C , температура кристаллизации пироксена-диопсида – 1391°C .

Превращение оливина в ромбический пироксен, которое происходит при повышении в расплаве содержания кремнезема, можно изобразить следующим уравнением.



По кристаллохимической структуре пироксены относятся к цепочечным силикатам, в которых кремнекислородные тетраэдры соединены в непрерывные цепочки через ионы кислорода. Элементарная ячейка такой цепочки будет состоять из 2 Si и 6 O и иметь четырехвалентный отрицательный заряд (рис. 6.103). Отрицательная валентность кремнекислородных тетраэдров в пироксенах погашается катионами Mg, Fe^{2+} , Ca, Na, Li, а также Fe^{3+} и Al.

Физические свойства пироксенов находятся в полном соответствии с их структурой.



Рис. 6.102. Друзитовая структура (а – оливин; б – пироксен; с – амфибол)

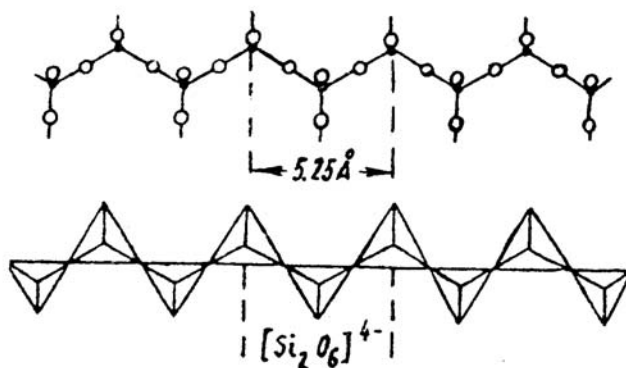


Рис. 6.103. Непрерывная цепочка кремнекислородных тетраэдров в пироксенах. Элементарная ячейка состоит из 2 атомов Si и 6 атомов O (Si – черные точки, O – белые кружки)

Цепочки кремнекислородных тетраэдров в них вытянуты в одном направлении – вдоль оси c , поэтому кристаллы пироксенов имеют вытянутый облик в отличие от изометричных зерен оливина, где основой строения являются изолированные тетраэдры. Благодаря тому, что связь через кислород в цепочке кремнекислородных тетраэдров (Si-O-Si) более прочна, чем связь через катионы между цепочками, все пироксены обладают совершенной спайностью по призме (110), которая проходит параллельно вытянутости кристаллов. Угол между трещинами спайности в пироксенах равен 87° , причем разрезы, перпендикулярные к призме, имеют тетрагональный облик. В связи с менее плотной упаковкой по сравнению с соответствующими по составу оливинами, пироксены имеют несколько меньшую плотность и несколько меньшие показатели преломления.

Пироксены, в составе которых участвуют катионы Na, Li, Fe^{3+} , Al, кристаллизуются в моноклинной сингонии. Пироксены с катионами Ca, Mg, Fe^{2+} , богатые кальцием (содержащие более 25 мол. % CaSiO_3), также являются моноклинными. При незначительном со-

держании кальция (менее 15 мол. % CaSiO_3) среди них могут быть как моноклинные, так и ромбические формы. Так, в случае разностей, содержащих более 30 мол. % FeSiO_3 , высокотемпературные пироксены образуют моноклинные кристаллы (пижонит), низкотемпературные – ромбические. Магнезиальные разности (менее 30 мол. % FeSiO_3) в горных породах находятся только в ромбической модификации.

Классификацию пироксенов в соответствии с их кристаллографическими особенностями и преобладающими в их составе катионами можно представить в следующем виде:

Ромбические пироксены:

Железо-магнезиальные

Энстатит – $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$

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

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

Ферросилит – $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Моноклинные пироксены

Железо-магнезиальные с кальцием

Пижонит – $(\text{Mg},\text{Fe},\text{Ca})(\text{Mg},\text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Кальциевые

Диопсид – $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Геденбергит – $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Авгит – $(\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})[(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6])$

Натрий-кальциевые

Омфакит – $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Щелочные пироксены

Эгирин – $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Жадеит – $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Сподумен – $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Ромбические пироксены (ортопироксены) представляют собой непрерывный изоморфный ряд, крайними членами которого являются энстатит – $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и ферросилит – $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (рис. 6.104). Среди природных ортопироксенов к энстатитам относятся разности, содержащие менее 5 % окиси железа, к бронзитам – разности, содержащие 5–14 % окиси железа и к гиперстенам – ортопироксены, содержащие более 14 % окиси железа. Разновидности ромбических пироксенов выделяются по содержанию в их составе ферросилита (в %): 0–12 – энстатит, 12–30 – бронзит, 30–50 – гиперстен, 50–70 – ферригиперстен, 70–88 – эвлит, 88–100 – ферросилит (рис. 6.105). Оптические свойства от энстатита к ферросилиту изменяются закономерно (рис. 6.105): при замещении магния железом возрастают показатели преломления: n_g – от 1,658 до 1,788, n_m – от 1,653 до 1,770, n_p – от 1,650 до 1,769 и двупреломление (от 0,007 до 0,020).

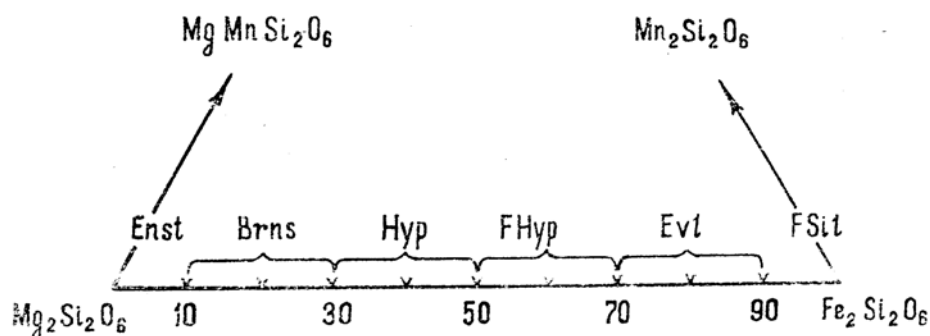


Рис. 6.104. Смешимость фаз в системе $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6] - \text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6] - \text{Mn}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ в молекулярных долях, %. Enst – энстатит; Brns – бронзит; Hyp – гиперстен; FHyp – ферригиперстен; Evl – эвлит; Fsil – ферросилит

Рассмотрим подробнее оптические свойства характерных ромбических пироксенов.

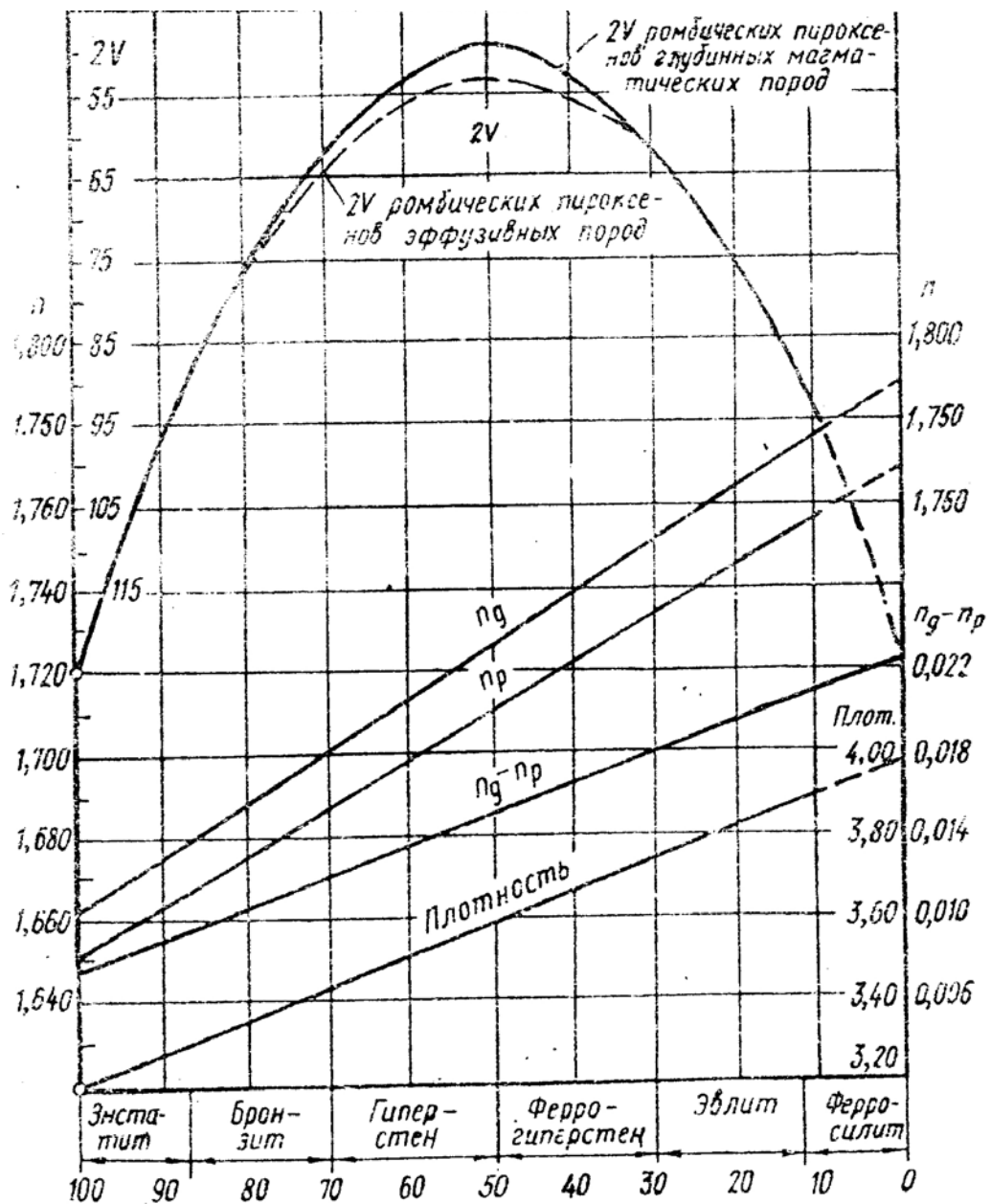


Рис. 6.105. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава в ряду ромбических пироксенов

БРОНЗИТ – $(\text{Mg,Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (рис. 6.106). Группа ромбических пироксенов. Ромбическая сингония.

Бронзит является промежуточным минералом по составу между энстатитом и гиперстеном. Железо, изоморфно замещающее магний, содержится в количестве от 5 до 14 % (см. рис. 6.104). Под микроскопом наблюдается в виде таблитчатых зерен или идиоморфных кристаллов с квадратными или восьмиугольными поперечными сечениями. Спайность совершенная в двух направлениях по призме (110). В шлифе бесцветный, но иногда слабо окрашен в буроватый цвет. Появление окраски обусловлено изоморфным замещением магния железом. Двойники у бронзита встречаются относительно редко.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,662-1,666$; $n_m = 1,655-1,659$; $n_p = 1,649-1,651$; $n_g - n_p = 0,013-0,015$. Высокий рельеф, четкая шагреневая поверхность. У окрашенных разностей бронзита выявляется слабый плеохроизм: по N_g – светло-зеленый; по N_m – желто-зеленый, светло-желтый, желтовато-бурый; по N_p – светло-желтый, буровато-красный, красный. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Угол угасания равен 0° в разрезах с одной системой трещин спайности. Разрезы с двумя системами спайности всегда дают косое погасание. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей у бронзита – $2V = 80^\circ$ несколько больше, чем у энстатита ($2V = 70^\circ$). Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m , серая, желтая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

Включения. Бронзит часто содержит мелкие зерна магнетита, апатита, кварца и других минералов.

Изменения. При наложенных, повторных процессах метаморфизма и метасоматоза по бронзиту развивается серпентин, тальк, амфибол, хлорит, уралит и магнетит.

Похожие минералы. Энстатит, гиперстен, авгит, диопсид. От энстатита бронзит отличается величиной угла оптических осей – у энстатита угол $2V = 70^\circ$, у бронзита – 80° ; от гиперстена бронзит отличается оптическим знаком (гиперстен – двуосный, отрицательный) и слабым плеохроизмом; от типичных моноклинных пироксенов – авгита, титан-авгита и др. отличается более низким двупреломлением и прямым погасанием в вертикальных срезах

Генезис. Магматогенный и метаморфогенный минерал. Как магматогенный минерал бронзит характерен для ультраосновных, основных интрузивных и эффузивных пород – перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, базальты. Реже встречаются в диоритах и андезитах; спорадически – в гранитах. Как метаморфогенный бронзит отмечается в породах регионального метаморфизма гранулитовой фации и породах контактового метаморфизма – пироксеновых роговиках. Как в том, так и в другом случаях бронзит отмечается в ассоциации с моноклинными пироксенами, гранатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом, амфиболом и др. минералами.

ЭНСТАТИТ – $Mg_2[Si_2O_6]$ (рис. 6.107). Группа ромбических пироксенов. Ромбическая сингония.

Под микроскопом наблюдается в виде широкотаблитчатых неправильных зерен или идиоморфных кристаллов с почти квадратными или восьмиугольными поперечными сечениями, с двумя системами совершенных трещин спайности по призме (110). В шлифе бесцветный или очень слабо окрашен. Появление окраски обусловлено присутствием железа, изоморфно замещающего магний. Двойники у энстатита относительно редки.

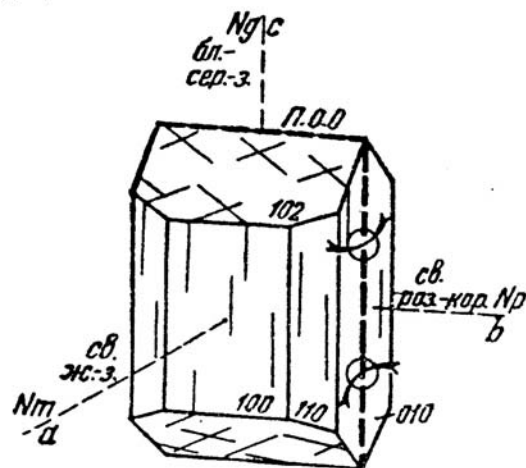


Рис. 6.106. Форма кристалла бронзита

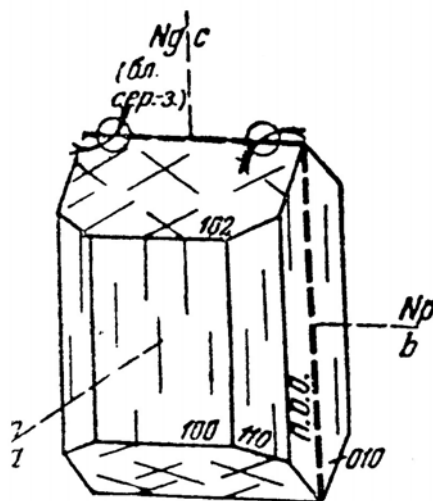


Рис. 6.107. Форма кристалла энстатита

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,660-1,664$; $n_m = 1,653-1,655$; $n_p = 1,651-1,653$; $n_g - n_p = 0,009-0,011$. Высокий рельеф, ясная шагреневая поверхность. У окрашенных разностей слабый плеохроизм; по N_g – зеленоватый; по N_m – желтоватый; по N_p – бледно-желтый или бесцветный. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Угол угасания – 0° . Прямое погасание наблюдается на прямоугольных разрезах с одной системой трещин спайности, перпендикулярных к плоскости шлифа. На срезах, наклонных к плоскости спайности, отмечается прямое и косое погасания. Разрезы с двумя системами спайности всегда дают косое погасание. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей – $2V = 70 \pm 10^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m , белая, серая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

Включения. Энстатит часто содержит мелкие зерна магнетита, апатита, кварца, вулканического стекла. Нередки газовой-жидкие включения, иногда вытянутые цепочкой параллельно удлинению минерала.

Разновидности. Клиноэнстатит – двуосный, оптически положительный, с косым угасанием – $c : N_g = 22^\circ$. Редкий.

Изменения. При постмагматических наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза по энстатиту развивается серпентин и магнетит, чаще всего его пластинчатая разновидность, бастит. В отдельных случаях по энстатиту развивается тальк, амфибол, хлорит и уралит.

Похожие минералы. Гиперстен, авгит, диопсид. От гиперстена энстатит отличается оптическим знаком (гиперстен – двуосный, отрицательный) и слабым плеохроизмом, чаще его отсутствием. От типичных моноклинных пироксенов – авгита, диопсида и др. отличается более низким двупреломлением и прямым погасанием в вертикальных срезах.

Генезис. Типичный магматогенный минерал, характерный для богатых магнием ультраосновных, основных интрузивных и эффузивных пород, таких как перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, базальты. Иногда встречается в диоритах и андезитах; относительно редко – в гранитах. Как метаморфогенный энстатит отмечается в породах контактового метаморфизма – пироксеновых роговиках и скарнах в парагенезисе с моноклинными пироксенами, плагиоклазом, гранатом и др. минералами. Значительно реже энстатит встречается в кристаллосланцах гранулитовой фации регионального метаморфизма в ассоциации с диопсидом, магнезиальным гранатом, плагиоклазом, кварцем и др. минералами.

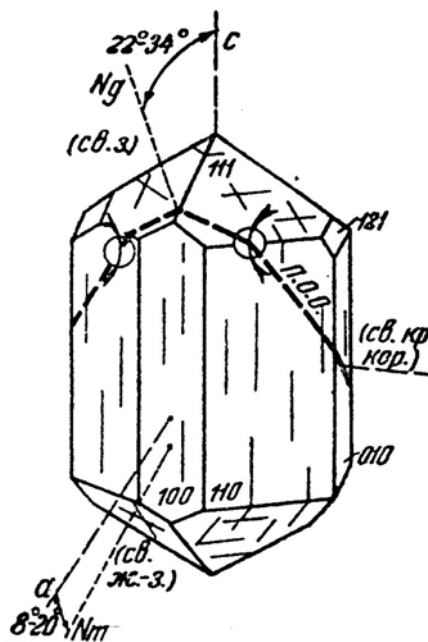


Рис. 6.108. Форма кристалла клиноэнстатита

КЛИНОЭНСТАТИТ – $Mg_2[Si_2O_6]$ (рис. 6.108).

Группа пироксенов. Моноклинная сингония, псевдоромбическая.

Под микроскопом наблюдается в виде широко-таблитчатых неправильных зерен или идиоморфных кристаллов с почти квадратными или восьмиугольными поперечными сечениями, с двумя системами совершенных трещин спайности по призме (110). В шлифе бесцветный или очень слабо окрашен. Появление окраски вызывается присутствием железа, изоморфно замещающего магний. Двойники исключительно редки.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,651$; $n_m = 1,653$; $n_p = 1,660$; $n_g - n_p = 0,009$. Высокий рельеф, четкая шагреневая поверхность. Угол погасания $c : N_g = 22^\circ$. Разрезы с двумя системами спайности дают косое погасание. Знак главной зоны положительный. Угол

оптических осей $2V = 53^\circ$. Дисперсия $\gamma < \nu$. Интерференционная окраска на разрезах перпендикулярных N_m , белая, серая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

Включения. Часто содержит мелкие зерна магнетита, апатита, кварца иногда вулканического стекла.

Продукты замещения. При постмагматических процессах клиноэнстатит преобразуется в серпентинит в сопровождении магнетита, особенно в его пластинчатую разновидность, бастит. Изредка отмечается замещение тальком или амфиболом. Вторичное изменение приводит к образованию карбонатов и различных модификаций кремнезема. Переходит в уралит менее обычен, чем у авгита. Иногда по клиноэнстатиту развивается хлорит.

Похожие минералы. От гиперстена клиноэнстатит отличается оптическим знаком и слабым плеохроизмом, чаще его отсутствием. От типичных моноклинных пироксенов (авгит, диопсид и др.) – более низким двупреломлением.

Генезис. Типичный магматогенный минерал, характерный для богатых магнией ультраосновных, основных интрузивных и эффузивных пород, таких как перидотиты, габбро-нориты, базальты. Иногда встречается в диоритах и андезитах; совсем редко – в гранитах. Известны находки в контактово-метаморфических образованиях и сланцах.

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ. Моноклинные пироксены (клинопироксены), по сравнению с ортопироксенами, более разнообразны и шире распространены. По элементному составу среди моноклинных пироксенов различают: железо-магнезиальные, кальциевые, натрий-кальциевые и щелочные клинопироксены. Химический состав железо-магнезиальных и кальциевых клинопироксенов в координатах $MgSiO_3 - FeSiO_3 - CaSiO_3$ представлен на рис. 6.109.

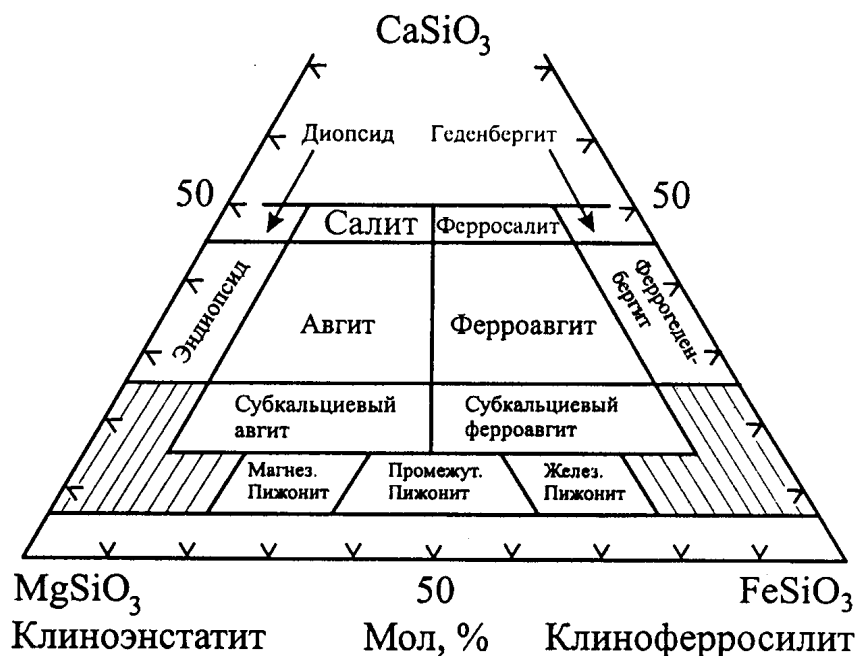


Рис. 6.109. Состав клинопироксенов в координатах $MgSiO_3 - FeSiO_3 - CaSiO_3$

Как в ромбических, так и в моноклинных пироксенах, за исключением пижонита, плоскостью оптических осей является второй пинакоид (010). В пижонитах плоскость оптических осей также может располагаться параллельно второму пинакоиду, но в большинстве случаев она перпендикулярна к ней. Угол погасания с осью $c : N_g$ имеет разную величину в моноклинных пироксенах разного состава (рис. 6.110).

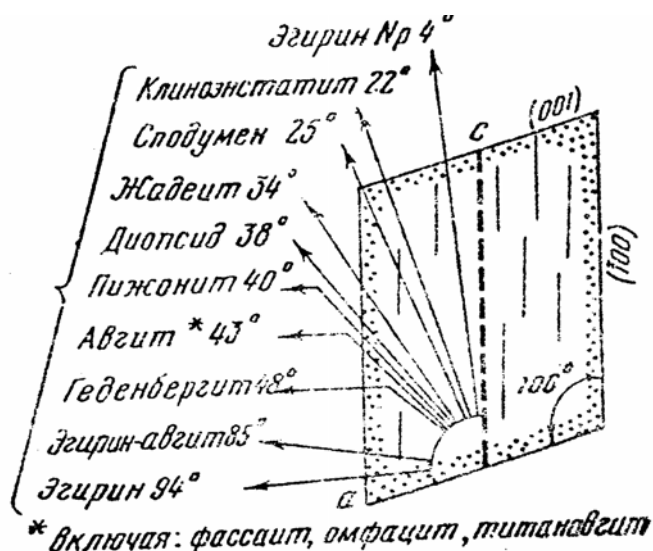


Рис. 6.110. Углы погасания моноклинных пироксенов, параллельном (010)

Ниже рассмотрим оптические свойства моноклинных пироксенов метаморфических и магматических пород.

АВГИТ – $(\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6])$. Группа клинопироксенов. Моноклинная сингония.

В шлифе образует толстые короткие призмы, широкотаблитчатые (рис. 6.111).

Неправильные, реже восьмигранные зерна. Наблюдаются простые двойники, реже полисинтетические и крестообразные. Форма кристаллов дана на рис. 6.112. Авгит бесцветный, иногда слегка буроватый или зеленоватый. С примесью титана (титан-авгит) имеет бледно-фиолетовую окраску. Спайность совершенная по призме (110) в одном направлении, но хуже, чем у амфиболов на разрезе (001) – в двух направлениях, пересекающихся под углом в 87° . Иногда спайность отсутствует.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,710-1,724$; $n_m = 1,687-1,703$; $n_p = 1,686-1,697$; $n_g - n_p = 0,024-0,027$. Вследствие большого показателя преломления у авгита наблюдается высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Благодаря этому бесцветные разности в шлифе выглядят сероватыми. Угол погасания $c : N_g$ колеблется в зависимости от примеси Al_2O_3 , Fe_2O_3 от 38 до 55° . Угол оптических осей $2V = 54-60^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Дисперсия оптических осей по формуле $r > v$. Окрашенный авгит обладает слабым плеохроизмом: по N_g – зеленоватый, красноватый; по N_m слабо коричневый или светло-фиолетовый; по N_p – зеленовато-желтый. Абсорбция по схеме $N_m < N_p >$ или $< N_g$. Знак главной зоны положительный. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_g – серая, первого порядка; N_m – синяя, второго порядка; N_p – красная, первого порядка.

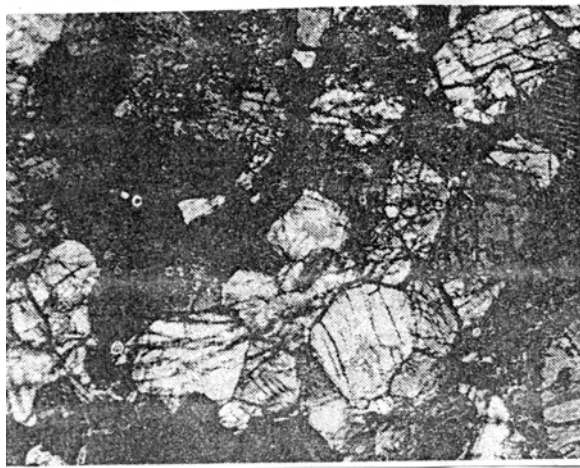


Рис. 6.111. Авгит в габбро.
Увел. 20, николи +.

Включения. Авгит содержит разнообразно ориентированные лейциты плагиоклаза, зерна магнетита, апатита и вулканического стекла, особенно в эффузивах основного состава.

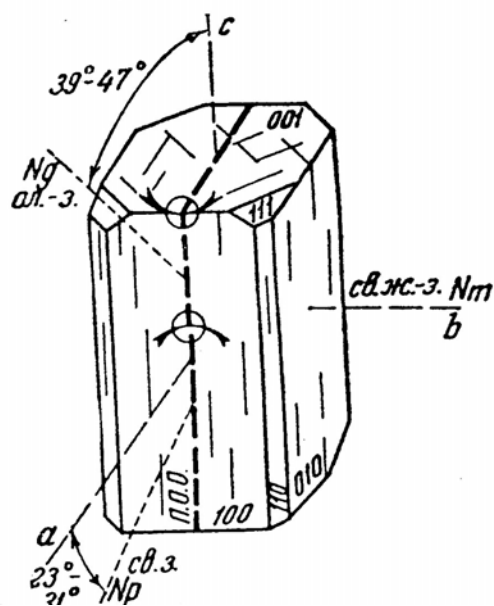


Рис. 6.112. Форма кристаллов авгита

Изменения. При постмагматических процессах по авгиту развивается уралит, хлорит, реже биотит и эпидот и спорадически – кальцит и кварц.

Разновидности. По наличию изоморфных примесей выделяются: эгирин-авгит – разность богатая Na_2O , Fe_2O_3 ; федоровит – разность промежуточная по составу между авгитом и эгирин-авгитом; титанавгит – авгит обогащенный TiO_2 ; фассаит – желто-зеленый авгит мраморов.

Похожие минералы. Диопсид, эпидот, оливин. От диопсида авгит отличается на разрезах, перпендикулярных двум системам спайности, формой правильного восьмиугольника, а у диопсида грани пинакоидов более развиты, чем грани призмы. Кроме того, у авгита больший угол угасания и менее высокое двупреломление по сравнению с авгитом. От эпидота авгит отличается большим

углом погасания и положительным удлинением; две системы спайности у эпидота пересекаются под углом около 65° , у авгита – 87° . От оливина авгит отличается косым погасанием и совершенной спайностью

Генезис. Магматогенный и метаморфогенный. Магматогенный авгит встречается, главным образом, в габброидах, базальтах, диабазах и гипердиабазах, редко – в диоритах, андезитах др. средних породах; как исключение – в некоторых гранитах. Как метаморфогенный авгит отмечается в породах амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма – в роговиках и скарнах в парагенезисе с амфиболом, гранатом, скаполитом, плагиоклазом, везувианом, кальцитом и др. минералами.

ДИОПСИД – $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – геденбергит – $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Группа клинопироксенов. Моноклинная сингония.

Эти два минерала могут давать смеси в любых пропорциях, т. е. образует подобно плагиоклазам изоморфный ряд (рис. 6.113)

С изменением химического состава моноклинных пироксенов диопсид-геденбергитового ряда постепенно изменяются оптические свойства. Это хорошо видно на диаграмме (рис. 6.114).

Для клинопироксенов диопсид-геденбергитового ряда характерны удлиненно-призматические, короткостолбчатые кристаллы с восьмигранными очертаниями в сечениях, перпендикулярных двум системам трещин совершенной спайности, пересекающихся под углом 87° . Одна система спайности наблюдается по призме (110). Довольно часто образуют простые или полисинтетические двойники.

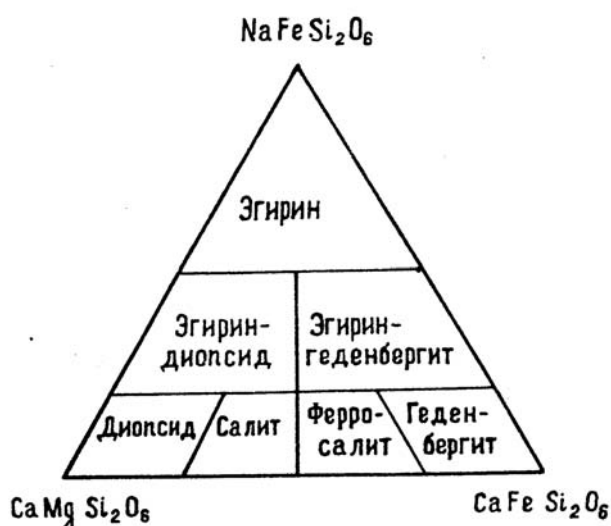


Рис. 6.113. Состав моноклинных пироксенов в координатах $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Хорошо развита отдельность в разновидности клинопироксенов, называемой диаллагом. Форма кристалла диопсид-геденбергита дана на рис. 6.115.

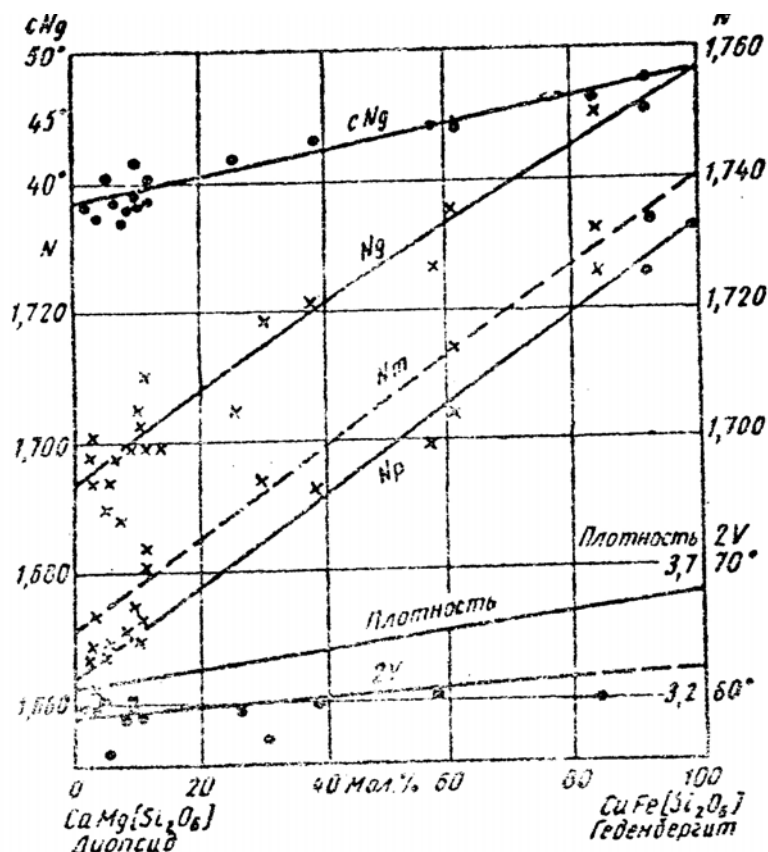


Рис. 6.114. Диаграмма изменения состава и оптических свойств в ряду $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

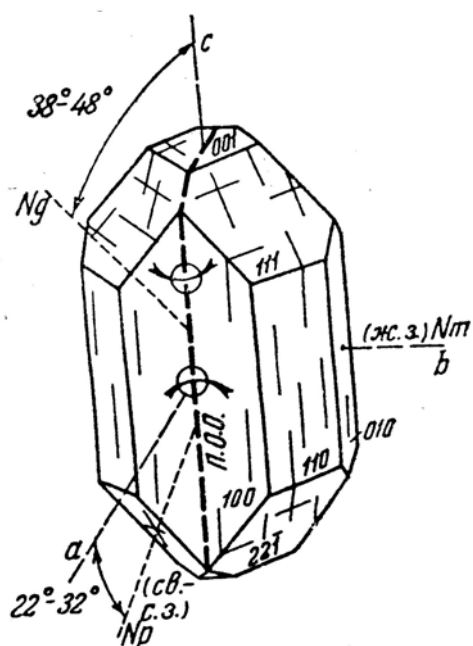


Рис. 6.115. Форма кристаллов диопсид-геденбергита

Оптические свойства. Диопсид двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,696-1,700$; $n_m = 1,672-1,676$; $n_p = 1,665-1,669$; $n_g - n_p = 0,031-0,035$. Рельеф очень высокий, шагреневая поверхность резкая. Угол угасания с c : N_g колеблется от 37 до 44° . Удлинение диопсида положительное. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010) . Угол оптических осей $-2V = 56-63^\circ$. Дисперсия $r > v$. В шлифе в большинстве случаев бесцветный или слабо окрашен в зеленоватый цвет. Окрашенный диопсид слабо плеохроирует по схеме: $N_p \geq N_g > N_m$; по N_g – зеленоватый; по N_m – красновато-коричневый; по N_p – зеленоватый. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_g – серая, первого порядка; N_m – синевато-зеленая, второго порядка; N_p – желтая, первого порядка.

У геденбергита показатели преломления: $n_g = 1,756$; $n_m = 1,735$; $n_p = 1,727$; $n_g - n_p = 0,029$. Резкий рельеф и шагреневая поверхность. Угол угасания с осью c : N_g равен 47° . Угол оптических осей $2V = 60-62^\circ$. Дисперсия $r > v$. В шлифе окрашен и плеохроирует: по N_g – светло-сине-зеленый, темно-зеленый; по N_m –

желтовато-зеленый; по N_p – светло-зеленый. Таким образом, геденбергит от диопсида отличается окраской и более высоким преломлением.

Включения. Наблюдаются включения магнетита, сфена, апатита, кварца, шпинели и др. минералов.

Изменения. При повторных, наложенных процессах метаморфизма по диопсиду развивается амфибол тремолит-актинолитового ряда, хлорит, эпидот, реже антигорит (серпентин) с кальцитом и кварцем.

Разновидности. Диопсид и геденбергит в чистом виде встречаются весьма редко. Кроме минерала промежуточного между ними состава – салита в природе часто встречается минерал пижонит – промежуточный между диопсидом и клиноэнстатитом. Кроме того, известны зеленые переходные к эгирину – эгирин-диопсид и эгирин-геденбергит, авгиту и т. п. В зависимости от примесей микроэлементов среди диопсидов следующие разновидности: Cr^{3+} – хромдиопсид; V^{3+} – лавровит; Mn^{2+} , Zn^{2+} джефферсонит. По окраске среди диопсидов выделяют: виалан – голубой диопсид; антохроит – светло-розовый диопсид; смарагдит – изумрудно-зеленый диопсид. Кроме того, некоторые разновидности диопсида имеют местные географические названия: байкалит – голубовато-зеленые хорошо образованные кристаллы со Слюдянских месторождений флогопита (оз. Байкал); алаит – зеленый диопсид из местечка Ала (Италия).

Похожие минералы. Амфиболы, эпидот, оливин, авгит. От амфиболов диопсид и геденбергит отличается более грубой спайностью, пересекающейся под углом 87° (у амфиболов угол 56°), большим углом угасания, чем у амфиболов. В срезах без спайности диопсид и геденбергит очень похожи на эпидот, но у эпидота малый угол угасания ($b : N_m$) и аномальные цвета интерференции. От похожего авгита диопсид и геденбергит отличаются меньшим угасанием и большим двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Метаморфогенный диопсид характерен для пород регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций, где он находится в парагенезисах с амфиболами, ромбическими пироксенами, гранатом пироп-гроссуляр-андрадитового ряда, плагиоклазом, биотитом, кварцем и др. минералами.

Диопсид широко распространен в породах контактового метаморфизма амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций совместно с везувианом, волластонитом, скаполитом, гранатом, амфиболом, кальцитом, плагиоклазом и др. минералами.

Магматогенный диопсид отмечается в кислых, средних основных и ультраосновных породах совместно с оливином, амфиболом, биотитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и др. минералами.

Геденбергит встречается исключительно в породах контактового метаморфизма рудных месторождений – геденбергитовых скарнах и рудных жилах.

ЖАДЕИТ – $NaAl[Si_2O_6]$ (рис. 6.116). Группа клинопироксенов, моноклинная сингония.

Кристаллы редки. Обычно образует зернистые массы, пластинчатые, тонкошестоватые, короткостолбчатые и волокнистые переплетающиеся агрегаты. Спайность совершенная по призме (110), пересекается под углом 87° . В шлифе бесцветен, иногда слабо окрашен в желтовато-зеленоватые тона. На диаграмме $NaAl[Si_2O_6] - NaFe[Si_2O_6] - Ca(Mg,Fe)[(Al,Si)_2O_6]$ (рис. 6.117) занимает строго определенное поле.

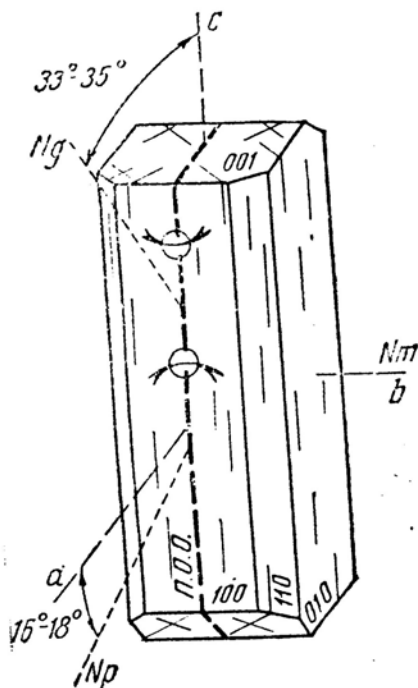


Рис. 6.116. Форма кристалла жадеита

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,665$; $n_m = 1,657$; $n_p = 1,654$; $n_g - n_p = 0,011$. Ясная шагреневая поверхность и рельеф. Угол угасания изменяется от 30 до 35°. Знак главной зоны (удлинение) положительный. Угол оптических осей – $2V = 68-72^\circ$. Дисперсия по схеме $r < v$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Окрашенный жадеит плеохроирует по схеме $N_g > N_m > N_p$; по N_g – бледно-желтоватый; по N_m – бесцветный; по N_p – бледно-зеленоватый. Интерференционная окраска на разрезах параллельных плоскости оптических осей, светло-желтая, первого порядка.

Изменения. При процессах диафтореза по жадеиту развивается тремолит, уралит и альбит – олигоклаз.

Похожие минералы. Авгит, диопсид, эгирин и актинолит. От авгита с диопсидом жадеит отличается большим углом оптических осей – $2U$, меньшим углом погасания, волокнистой структурой. От эгирина отличается положительным знаком главной зоны, большим углом угасания, иным оптическим знаком. Похожий в некоторых разрезах актинолит отличается более тонкой спайностью и меньшим углом угасания.

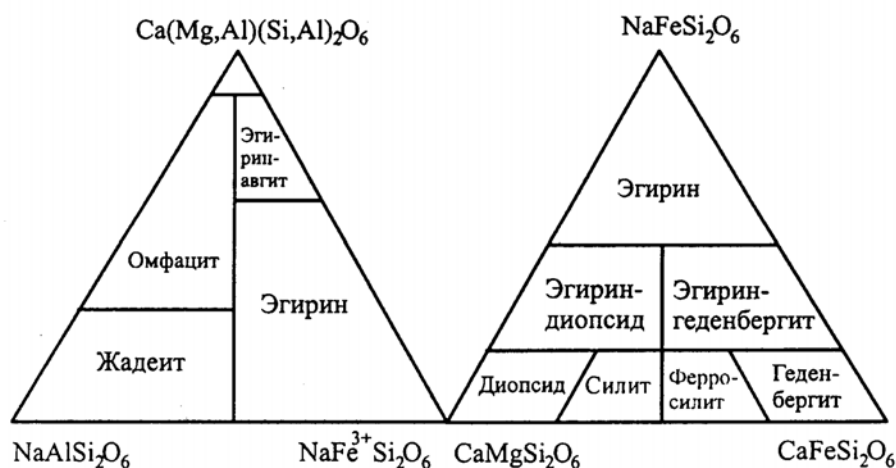


Рис. 6.117. Диаграмма состава моноклинных пироксенов в координатах $NaAl[Si_2O_6]$ – $NaFe[Si_2O_6]$ – $Ca(Mg,Fe)[(Al,Si)_2O_6]$

Генезис. Метаморфогенный. Жадеит формируется преимущественно в породах жадеит-глаукофанового типа метаморфизма в Р-Т условиях лавсонит-альбитовой и лавсонит-глаукофановой фаций в парагенезисах с альбитом, лавсонитом, глаукофаном, кросситом, актинолитом и другими щелочными минералами.

КЛИНОФЕРРОСИЛИТ – $Fe_2[Si_2O_6]$. Группа пироксенов. Моноклинная сингония, псевдоромбическая.

Слагает пластинчатые, столбчатые кристаллы и изометричные зерна с совершенной спайностью в том числе и в двух направлениях – по (010) и (100). В шлифе слабо окрашен в красновато-коричневые тона. Обладает плеохроизмом первого рода. Форма кристалла клиноферросилита дана на рис. 6.118.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,762$; $n_m = 1,764$; $n_p = 1,794$; $n_g - n_p = 0,032$. Высокий рельеф, четкая шагреневая поверхность. Плеохроизм по: N_p – светло-красновато-коричневый; N_m – светло-желто-зеленый; N_g – светло-зеленый. Угол погасания $c : N_g = 34^\circ$. Угол оптических осей $2V = 28^\circ$. Схема абсорбции $N_m < N_p < N_g$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска клиноферросилита розовая, бурая второго порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

ного метаморфизма. Он образуется при метаморфизме основных, ультраосновных магматических пород при относительно высокой температуре и давлении. Омфацит находится в парагенезисе с гранатом пироп-альмандинового состава, плагиоклазом, ромбическими пироксенами, амфиболами, кварцем и др. минералами.

ПИЖОНИТ – $(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (рис. 6.120). Группа моноклинных пироксенов. Моноклинная сингония. По составу промежуточный между диопсидом и клиноэнстатитом, благодаря чему имеет промежуточные оптические свойства. В шлифе встречается в виде широкопластинчатых, короткопризматических кристаллов и неправильных зерен. Поперечные сечения почти квадратные или восьмиугольные. Спайность совершенная, по призме (110), в двух направлениях, пересекается под углом в 87° . Часто простые двойники, реже полисинтетические. Бесцветный или окрашенный в розоватый, зеленоватый или коричневый цвет.

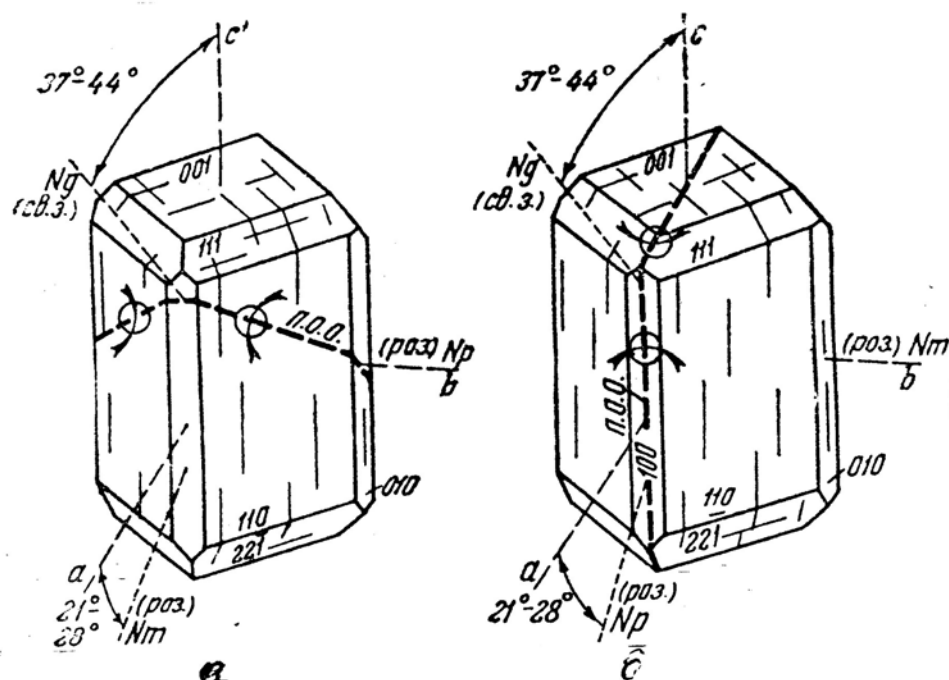


Рис. 6.120. Форма кристаллов пижонита бедного Са (а) и богатого Са (б)

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,705-1,751$; $n_m = 1,684-1,722$; $n_p = 1,682-1,722$; $n_g - n_p = 0,023-0,029$. Высокий рельеф и ясная шагреневая поверхность. Плеохроизм слабый: по N_g – светло-зеленый, светло-желтый; по N_m – розовый, светло-зеленовато-коричневый; по N_p – розоватый, желтовато-розовый. Схема абсорбции $N_g \approx N_m \approx N_p$. Угол угасания $c : N_g$ колеблется от 22 до 44° . Удлинение нейтральное. Угол оптических осей – $2V$ меняется в пределах от 0 до 30° , с дисперсией $\gamma < \nu$ в плоскости, перпендикулярной (010), и $\gamma > \nu$ в плоскости оптических осей, второго порядка. Плоскость о.о. перпендикулярна плоскости (010).

Включения. Пижонит содержит пойкилитовые включения мелких лейст плагиоклаза, зерен магнетита и апатита.

Изменения. При постмагматических процессах по пижониту развивается серпентин, уралит, реже биотит, хлорит с одновременным выделением кальцита, кварца и эпидота.

Похожие минералы. Энстатит, оливин, авгит. От энстатита и оливина пижонит отличается большим двупреломлением; от авгита – меньшим углом оптических осей (у авгита угол $2V = 54-60^\circ$).

Генезис. Типичный магматогенный минерал, характерный для основных интрузивных и эффузивных пород типа габбро, диабазы, базальта. Широко развит в сибирских траппах.

САЛИТ – $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Группа пироксенов. Моноклинная сингония.

Образует пластинчатые, столбчатые и таблитчатые зерна с совершенной спайностью в том числе в двух направлениях по (010) и (100). В шлифе слабо окрашен в зеленый цвет. Плеохроизм первого рода. Форма кристалла салита дана на рис. 6.121.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,699$; $n_m = 1,706$; $n_p = 1,728$; $n_g - n_p = 0,029$. Высокий рельеф и четкая шагреневая поверхность. Плеохроизм по: N_p – светло-сине-зеленый; N_m – светло-желто-зеленый; N_g – бледно-зеленый, светло-сине-зеленый. Схема абсорбции по схеме $N_p \geq N_g \geq N_m$. Угол погасания $c : N_g = 38-48^\circ$. Угол оптических осей $2V = 56-63^\circ$; дисперсия $r > v..$ Интерференционная окраска желтая, оранжевая второго порядка.

Включения. Отмечаются включения магнетита, сфена, плагиоклаза.

Продукты замещения. При процессах диафореза по салиту развивается тремолит, актинолит, эпидот и хлорит.

Похожие минералы. Авгит, который отличается бурой окраской в шлифе. Пижонит характеризуется меньшим углом оптических осей – $2V$. Бронзит обладает меньшим значением величины двулучепреломления. Оливин отличается относительно несовершенной спайностью в двух направлениях.

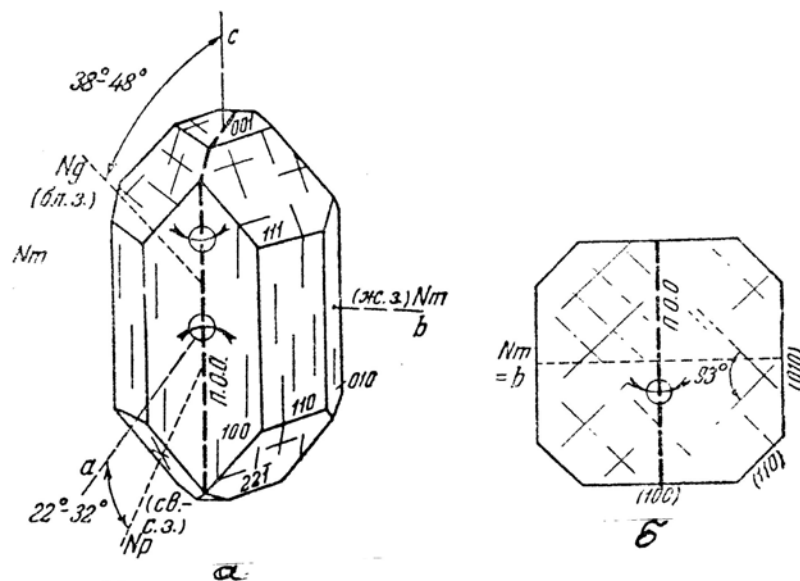


Рис. 6.121. Форма кристалла (а) салита и разрез (б) перпендикулярный оси C

Генезис. Метаморфогенный. Формируется преимущественно в скарнах и эрланах в ассоциации с гранатом, амфиболом, скаполитом, флогопитом, кальцитом и другими минералами.

СПОДУМЕН – $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (рис. 6.122). Группа клинопироксенов. Моноклинная сингония.

Встречается преимущественно в виде призматических вытянутых по оси c , или пластинчатых кристаллов. Иногда листоватый, стебельчатый. Спайность совершенная по (110), в двух направлениях, пересекающаяся на поперечных срезах под углом 87° . Двойники по (100). Бесцветный, но разновидности его – кунцит и гидденит – окрашены.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,676-1,681$; $n_m = 1,660-1,671$; $n_p = 1,651-1,668$; $n_g - n_p = 0,025-0,013$. Четкая шагреневая поверхность и рельеф. Окрашенные разновидности сподумена обладают пле-

охроизмом; кунцит – по N_g – бесцветный; по N_m – бледно-фиолетовый, розовый; по N_p – фиолетовый; гиддзит – по N_g – бесцветный; по N_m – зеленоватый; по N_p – зеленый. Абсорбция по схеме $N_g < N_m < N_p$. Углы угасания: $c : N_g = 23-27^\circ$; $a : N_p = 3-7^\circ$; $b : N_m = 0^\circ$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей – $2V$ колеблется от 50 до 70° . Дисперсия оптических осей $r < v$ слабая. Интерференционная окраска желтая, серая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна (010).

Включения. Сподумен содержит включения берилла, рубеллита, альбита и др. минералов.

Разновидности. Кунцит имеет малиновую или розовую с фиолетовым оттенком окраску, а прозрачный изумрудно-зеленый сподумен называется гидденитом.

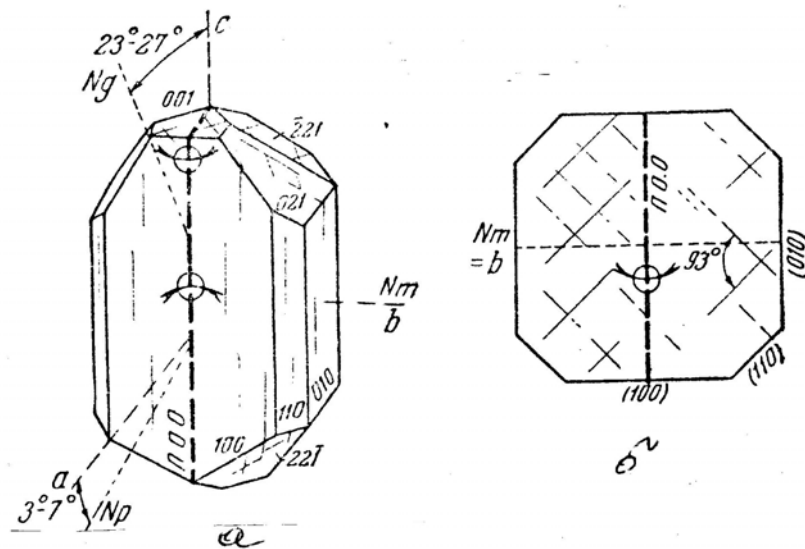


Рис. 6.122. Форма кристаллов (а) сподумена и разрез (б) перпендикулярный оси C

Изменения. При вторичных процессах метаморфизма и метасоматоза сподумен замещается литиевыми слюдами, альбитом, цеолитами, петалитом, эвкриптитом, каолинитом и монтмориллонитом.

Генезис. Магматогенный и метаморфогенный. Магматогенный сподумен встречается в гранитных пегматитах, аплитах в парагенезисе с лепидолитом, рубеллитом, поллуцитом, альбитом, микроклином, кварцем, трифилином и др. минералами. Метаморфогенный сподумен отмечается в породах регионального метаморфизма амфиболитовой фации – в гнейсах, а также в породах амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма – в роговиках и скарнах.

ТИТАНАВГИТ – $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$ (рис. 6.123). Группа пироксенов. Моноклинная сингония. Обогащен TiO_2 , Fe_2O_3 , и Al_2O_3 . Содержание TiO_2 достигает 4–5 %.

Образует пластинчатые, короткостолбчатые, таблитчатые зерна с совершенной спайностью, в том числе в двух направлениях по (010) и (100). В шлифе окрашен в розовый и светлофиолетовый цвета. Обладает плеохроизмом первого рода.

Оптические свойства. Двуосный положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,695-1,741$; $n_m = 1,700-1,746$; $n_p = 1,728-1,762$; $n_g - n_p = 0,033-0,021$. Высокий рельеф и четкая шагреньевая поверхность. Плеохроизм по: N_g – светло-коричневато-желтый; N_m – коричневато-лиловый, фиолетовый; N_p – коричневато-желтый, фиолетово-коричневый. Схема абсорбции $N_p < N_m < N_g$ или $N_p > N_m > N_g$. Угол погасания $c : N_g = 32-55^\circ$. Угол оптических осей $2V = 45-58^\circ$, дисперсия очень сильная по схеме $r \gg v$. Интерференционная окраска титанавгита зеленовато-синяя, желтая, оранжевая второго порядка.

Включения. Установлены включения магнетита, сфена, плагиоклаза.

Оптические свойства. Двуосный положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,696$; $n_m = 1,703$; $n_p = 1,724$; $n_g - n_p = 0,028$. Высокий рельеф и четкая шагреневая поверхность. Плеохроизм по: N_p – светло-зеленый; N_m – светло-желто-зеленый; N_g – светло-зеленый. Угол погасания $c : N_g = 42-45^\circ$. Угол оптических осей $2V = 58-60^\circ$. Дисперсия $r \gg v$. Интерференционная окраска фассаита желтовато-зеленая, зеленовато-желтая второго порядка.

Включения. Отмечаются включения магнетита, вулканического стекла и плагиоклаза.

Продукты замещения. При постмагматических процессах по фассаиту развивается амфибол, хлорит, антигорит, эпидот и кальцит.

Похожие минералы. Авгит – в большинстве случаев не наблюдается дисперсия осей оптической индикатрисы.

Генезис. Магматогенный и метаморфогенный. Магматогенный фассаит встречается в монацитах и андезитах. Метаморфогенный фассаит отмечается в породах контактового метаморфизма – в скарнах, роговиках.

ФЕРРОАВГИТ – $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$ (рис. 6.125). Группа пироксенов. Моноклинная сингония.

Формирует пластинчатые, короткостолбчатые и изометричные зерна с совершенной спайностью, часто в двух направлениях по (010) и (100). В шлифе слабо окрашен в светло-желтые и буроватый цвета.

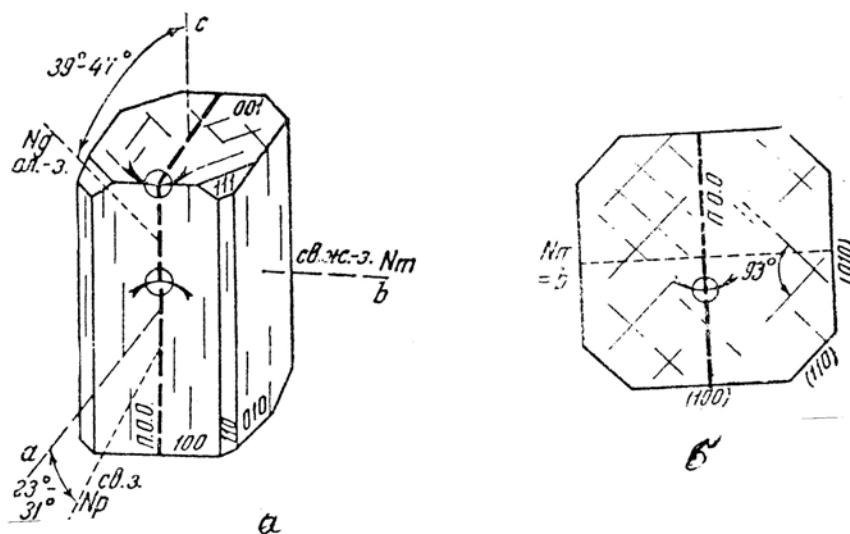


Рис. 6.125. Форма кристалла (а) ферроавгита и разрез (б) перпендикулярный оси C

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_p = 1,670-1,743$; $n_m = 1,676-1,750$; $n_g = 1,694-1,722$; $n_g = 0,024-0,029$. Высокий рельеф и ярко выраженная шагреневая поверхность. Плеохроизм по: N_p – светло-зеленый, светлый сине-зеленый; N_m – светлый желто-зеленый, светло-зеленый; N_g – оливково-зеленый, серо-зеленый. Схема абсорбции $N_m < N_p >$ или $< N_g$. Угол погасания $c : N_g = 39-47^\circ$. Угол оптических осей $2V = 42-70^\circ$, дисперсия по схеме $r > v$. Интерференционная окраска ферроавгита зеленовато-синяя, зеленая, желтая второго порядка.

Включения. Отмечаются включения рудного минерала, сфена, плагиоклаза.

Продукты замещения. В результате процессов диафореза по ферроавгиту развиваются уролит, тремолит, актинолит реже биотит и хлорит.

роговиковой фации – роговиках и скарнах, в парагенезисе с амфиболами щелочными, калиевым полевым шпатом, альбитом и др. минералами.

ЭГИРИН-АВГИТ – $\text{NaFe}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (рис. 6.127).

Группа пироксенов. Моноклинная сингония.

Образует призматические, восьмигранные, реже шестигранные, удлиненно-призматические, лучистые кристаллы с тупыми окончаниями (эги-рин), остrokонечные (акмит) и радиально-лучистые агрегаты. Часто – неправильные зерна. Спайность совершенная по (110), ясная по (010). Пересекается под углом 87° . Под микроскопом имеет густой зеленый, травяно-зеленый или зеленовато-желтый цвет. Двойники довольно часты. Нередко наблюдается зональное строение, причем с более светлой окраской к краям. Иногда, наоборот, в центральной части располагается бесцветная зона.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_p = 1,716\text{--}1,762$; $n_m = 1,730\text{--}1,796$; $n_g = 1,750\text{--}1,810$; $n_g - n_p = 0,034\text{--}0,048$. Обладает резкой шагреневой поверхностью и высоким рельефом. Угол погасания от 0° до 30° . Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей $2V = 70\text{--}80^\circ$. Сильная дисперсия по схеме $r > v$ у богатого диоксидовой молекулой эгирин-авгита и $r < v$ у богатого эгириновой молекулой эгирин-авгита. Сильный плеохроизм по: N_p – зеленый; N_m –

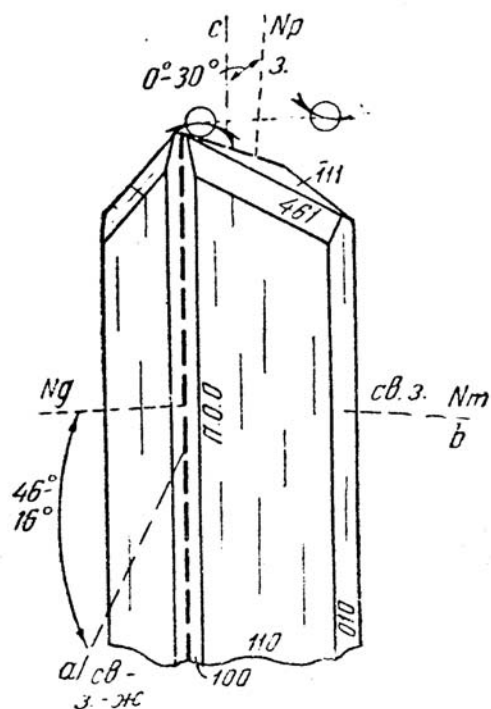


Рис. 6.127. Форма кристалла эгирин-авгита

светло-зеленый; N_g – светло-зелено-желтый и светло-коричнево-желтый. Схема абсорбции: $N_p > N_m > N_g$. Плоскость оптических осей параллельна плоскостям (010). Интерференционная окраска на срезах перпендикулярных N_m , третьего порядка, затуманена собственным цветом.

Включения. Магнетит, апатит, сфен, циркон и другие.

Разновидности. Эгирин-авгит образует непрерывный изоморфный ряд с эгирином.

Продукты замещения. При выветривании переходит в гидроокислы железа и частично опал. В магматическую стадию может замещаться щелочным амфиболом.

Похожие минералы. От роговых обманок эгирин отличается обратной схемой абсорбции, малым углом угасания, отрицательным удлинением, высокой интерференцией и углом между трещинами спайности по призмe. От похожего турмалина – двуосностью и косым угасанием.

Генезис. Эгирин-авгит – типичный магматогенный минерал, встречающийся в богатых щелочами интрузивных и эффузивных породах (щелочные граниты, их пегматиты, нефелиновые сиениты, фонолиты, лейцитифиры и др.) Изредка может быть контактово-метаморфического происхождения.

ПЛАГИОКЛАЗЫ – $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Al}, \text{Si})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. (Натрий кальциевые полевые шпаты) – представляют собой непрерывный изоморфный ряд, крайними членами которого являются альбит – $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. В соответствии с химическим составом по содержанию анортитовой молекулы различают следующие минеральные виды:

Содержание анортита, %

Альбит 0–10

Олигоклаз 10–30

Андезит 30–50

Лабрадор 50–70

Битовнит 70–90

Анортит 90–100

Среди плагиоклазов также выделяются кислые (альбит, олигоклаз), средние (андезит) и основные (лабрадор, битовнит и анортит) разновидности. Плагиоклазы принято характеризовать номером, означающим процентное содержание анортитовой составляющей в составе минерала. Так, плагиоклаз № 25 представляет собой олигоклаз с 25 % анортита и т. п. При проведенных подразделениях незначительная примесь $K[AlSi_3O_8]$ не учитывается. Количество примеси $K[AlSi_3O_8]$ в плагиоклазах может достигать 12 % (рис. 6.128). Примесь в плагиоклазах ничтожна и достигает 0,2 %. Плагиоклазы основного состава являются более высокотемпературными минералами, чем кислого состава.

Характерное свойство плагиоклазов – наличие в них полисинтетических двойников, которые фиксируются при петрографических исследованиях. Кислые плагиоклазы имеют, как правило, тонкие двойниковые полосы, а основные – более широкие. Все многообразие двойниковых законов плагиоклазов определяется двумя типами: нормальный тип, когда двойниковая ось является перпендикуляром к плоскости срастания – альбитовый тип; параллельный тип, когда двойниковая ось является кристаллографической осью (карлсбадский тип) или перпендикуляром к кристаллографической оси, лежащей в плоскости срастания (переклиновый тип)

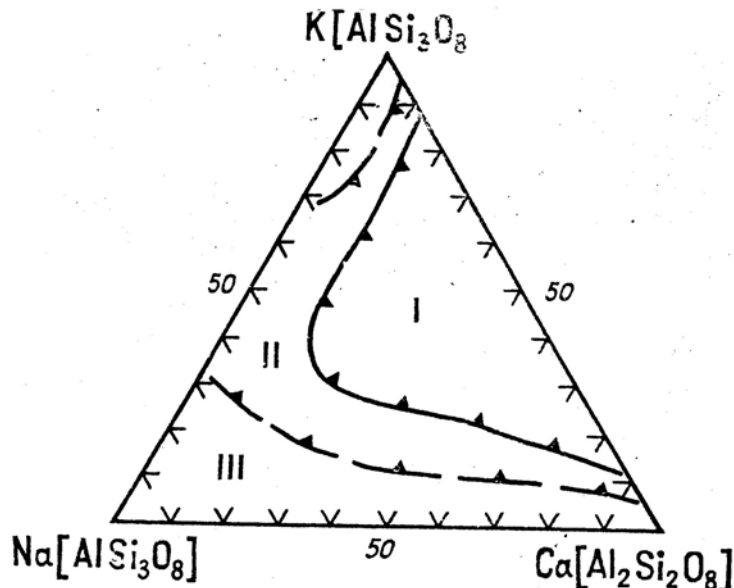


Рис. 6.128. Диаграмма сместимости фаз в системе $K[AlSi_3O_8] - Na[AlSi_3O_8] - Ca[Al_2Si_2O_8]$: I – кристаллы не устойчивы при всех температурах; II – кристаллы устойчивые при высоких и неустойчивые при низких температурах; III – кристаллы устойчивые также и при низких температурах

Приведенные законы двойникования плагиоклазов – самые распространенные. Следует отметить, что наибольшее разнообразие двойниковых законов обнаруживают плагиоклазы – магматические чаще сдвойникованы по альбитовому закону (рис. 6.129), а метаморфические – по переклиновому.

Переходя к рассмотрению оптических свойств плагиоклазов, следует отметить, что оптические свойства их зависят от состава и внутреннего строения, которое определяется условиями образования. В соответствии с этим различаются упорядоченные плагиоклазы. Неупорядоченные плагиоклазы являются высокотемпературными, упорядоченные – низкотемпературными. Высокотемпературные плагиоклазы – минералы эффузивных пород, низкотемпературные плагиоклазы – минералы интрузивных пород, пегматитов и метаморфических пород.

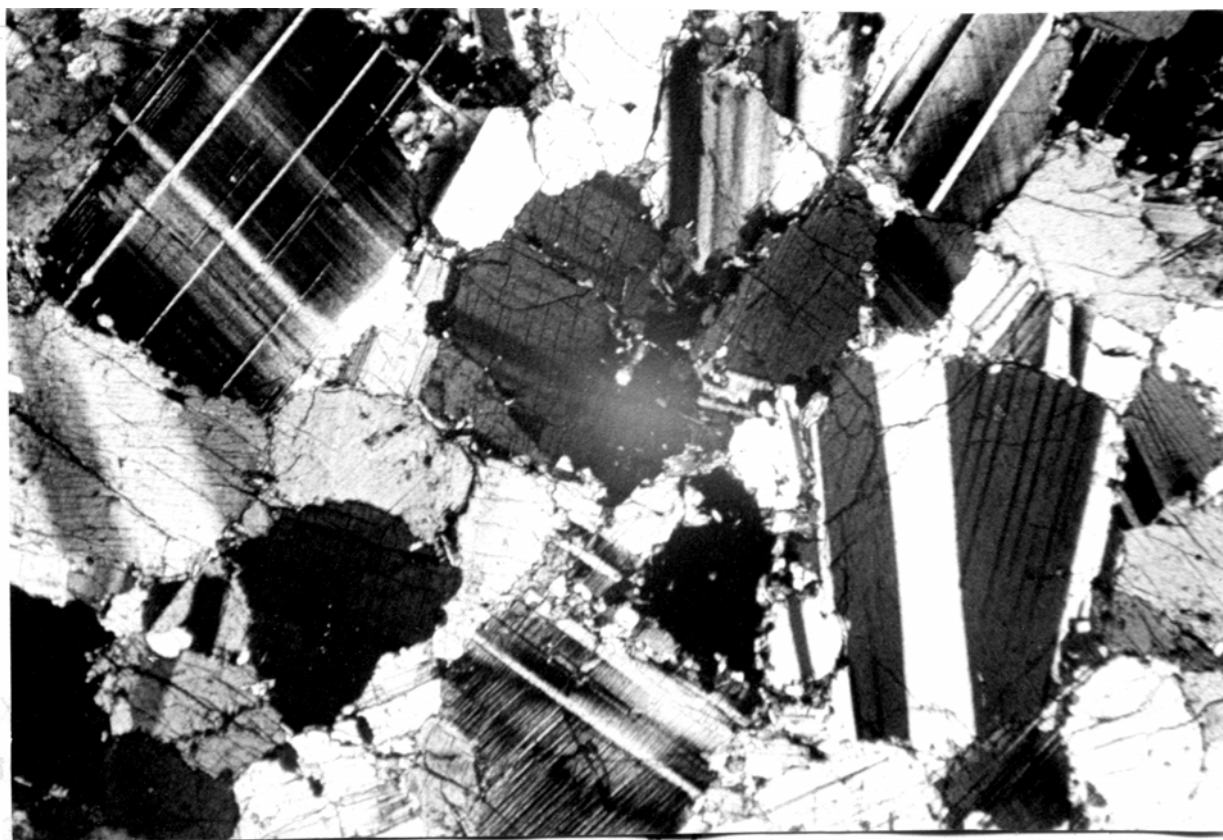


Рис. 6.129. Анортозит. Увел 20, николи +

Между плагиоклазами с неупорядоченной и упорядоченной структурой могут быть промежуточные члены с разной степенью упорядоченности. Поэтому разделение плагиоклазов на высоко- и низкотемпературные разновидности в какой-то степени имеет условный характер и лучше в отношении их употреблять термины упорядоченный и неупорядоченный плагиоклаз. Следует отметить, что структурные превращения в плагиоклазах, главным образом, отражаются в изменении ориентировки оптической индикатрисы и в меньшей степени влияют на другие оптические константы (рис. 6.130, 6.131)

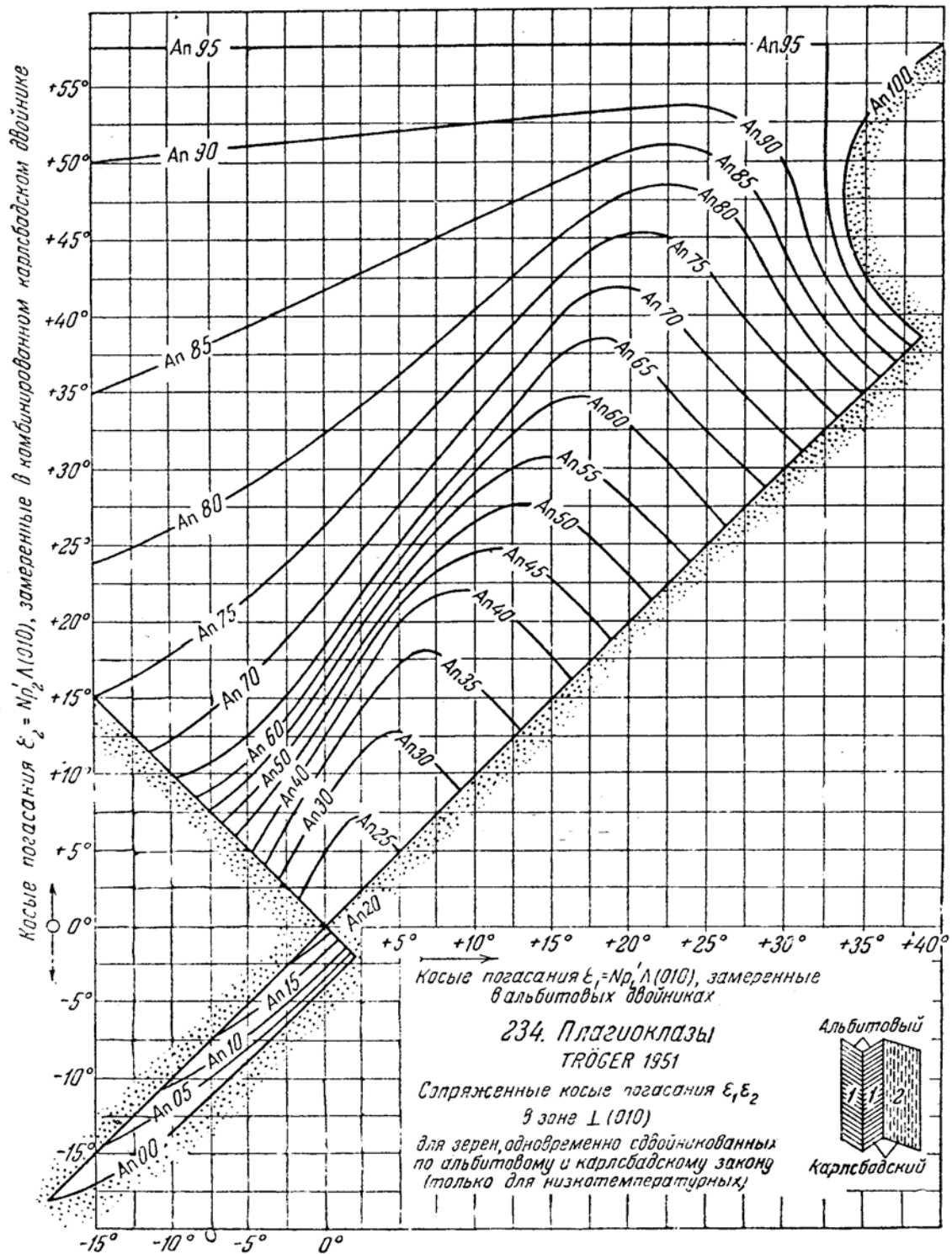


Рис. 6.130. Углы погасания по отношению к N_p в кристаллографически ориентированных разрезах плагноклаза

АЛЬБИТ – $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (90-100 %) и $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (10-0 %) (рис. 6.132). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Образует зерна таблитчатой, удлинённой формы с правильными гранями в эффузивных породах и изометричной формы в интрузивных и метаморфических породах. Спайность совершенная по (001) и (010), несовершенная по (110). В большинстве случаев обладает полисинтетическими двойниками по альбитовому, карлсбадскому и реже др. законам. В шлифе бесцветный, водяно-прозрачный.

Оптические свойства. Двуосный положительный минерал, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,536-1,539$; $n_m = 1,529-1,532$; $n_p = 1,525-1,529$; $n_g - n_p = 0,010-0,011$. В связи с близостью показателей преломления альбита и канадского бальзама, орельеф и шагреневая поверхность проявлены очень слабо. Содержание аортитовой составляющей в альбите определяет различное положение плоскости оптических осей по отношению к кристаллографическим осям. Поэтому углы погасания всегда косые и разнообразны: на (010) – 27° , на (001) – 4° . Угол оптических осей $2V$ колеблется от 75 до 90° . Дисперсия оптических осей $r < v$. Знак главной зоны +. Интерференционная окраска серая, белая, иногда с желтоватым оттенком, первого порядка.

Включения. В ряде случаев содержит включения кварца и аксессуарных минералов – апатита, циркона и др.

Разновидности. Клевеландит – крупнокристаллический, чешуйчатый с голубоватым оттенком.

Изменения. Альбит – минерал весьма стойкий, но при наложенных метасоматических процессах замещается серицитом и микроклином, а при процессах выветривания – каолинитом.

Похожие минералы. В разрезах, параллельных плоскостям двойникования, при отсутствии двойников и изометричной форме зерен альбит легко принять за кварц, нефелин и кордиерит. От кварца он отличается по преломлению, двуосности и наличию спайности. От нефелина альбит отличается по осности, величине двупреломления, которая у нефелина не более 0,005, а у альбита не менее 0,007. Кроме того, они отличаются формой зерен. Нефелин образует прямоугольники и шестиугольники, а также обладает прямым погасанием. Кордиерит в отличие от альбита замещается тальком и хлоритом, альбит – серицитом. По оптическим свойствам альбит также похож на андезин, от которого отличается по показателю преломления. У андезина он больше канадского бальзама, а у альбита – меньше.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Альбит является одним из породообразующих минералов в метапелитах зеленосланцевой фации в парагенезисе с кварцем, биотитом, хлоритом, мусковитом и микроклином. Присутствует в гидротермальных жилах, являющийся эпимагматическим минералом, образующимся при натровом метасоматозе. Как первичный магматический минерал альбит встречается в щелочных гранитах, пегматитах, кислых и средних эффузивах. В эффузивах он образует идиоморфные порфировые вкрапления.

АНДЕЗИН – $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (50–70 %) и $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (30–50 %) (рис. 6.134). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Форма кристаллов андезина широкотаблитчатая, несколько вытянутая, часты идиоморфные вкрапленники и микролиты в эффузивах. Двойникование полисинтетическое, простое и зональное (рис. 6.133). Спайность совершенная по (001) и по (010) и несовершенная по (110). В шлифе бесцветный.

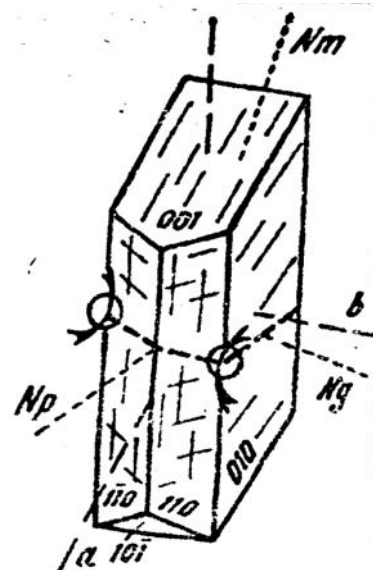


Рис. 6.132. Форма кристалла альбита

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Рельеф слабовыраженный, шагреновой поверхности нет. Показатели преломления колеблются в зависимости от процентного содержания анортитовой составляющей.

31 % An

$n_g - 1,551$

$n_m - 1,548$

$n_p - 1,543$

$n_g - n_p - 0,008$

70 % An

$n_g - 1,562$

$n_m - 1,557$

$n_p - 1,554$

$n_g - n_p - 0,008$

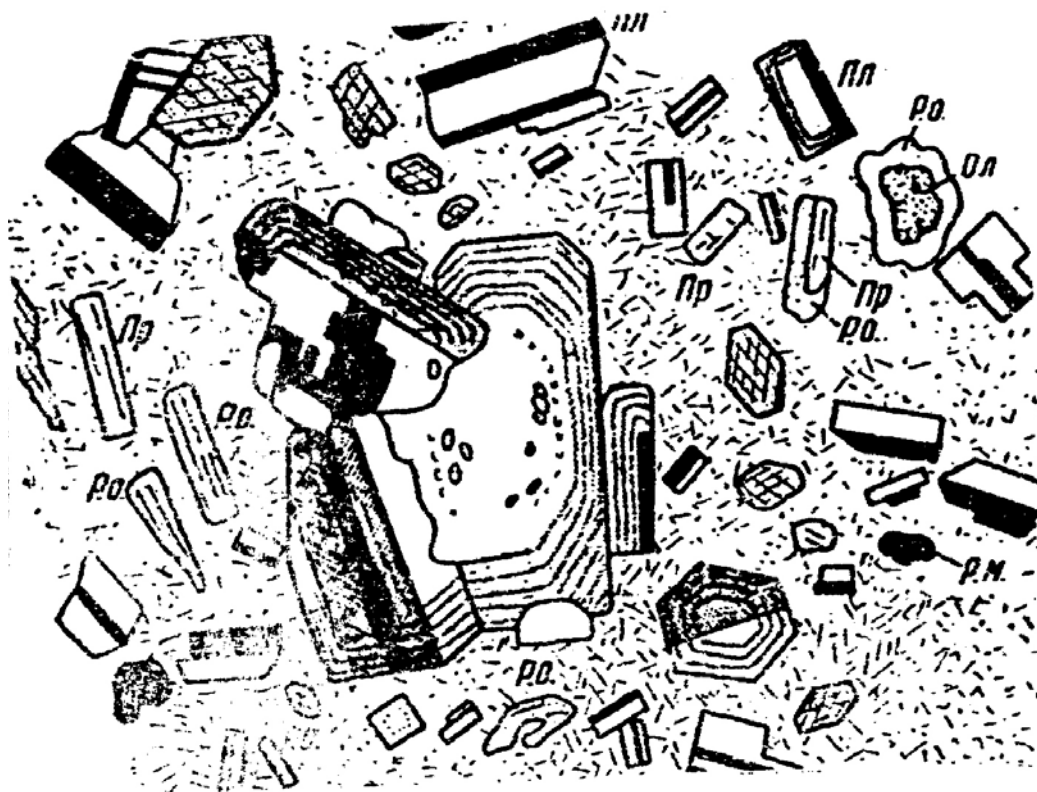


Рис. 6.133. Зональный плагиоклаз в андезине. Увел. 20, николи +

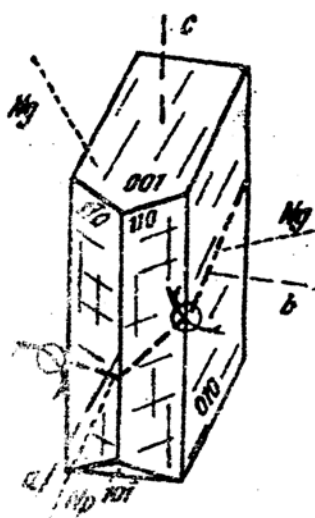


Рис. 6.134. Форма кристалла андезина

Угол оптических осей $2V$ близок к 90° и может быть положительным и отрицательным. Дисперсия $r < v$. Знак главной зоны $\pm$. Интерференционная окраска серая, белая первого порядка. Угол угасания на (010) – 8° , на (001) – 2° .

Включения. Содержит идиоморфные зерна апатита, циркона, сфена, магнетита и др.

Изменения. По андезиту развивается эпидот, цоизит, соссюрит, альбит и каолинит. Замещение начинается с периферии или по трещинам спайности, постепенно захватывая все зерно до образования псевдоморфоз. Иногда вторичные минералы локализуются только в центральной части, подчеркивая зональное строение андезина.

Похожие минералы. Андезин в разрезах, параллельных плоскостям двойникования, изометричной формы похож на кварц, от которого отличается двуосностью. От альбита он легко отличается показателем преломления.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Как типичный метаморфогенный минерал андезин характерен для метабазитов амфиболитовой фации, где он встречается в парагенезисе с роговой обманкой, диопсидом, эпидотом, цоизитом, биотитом, гранатом, скаполитом и др. минералами. Как магматогенный минерал встречается в диоритах, габбро-диоритах и андезитах, где является одним из главных породообразующих минералов.

ЛАБРАДОР – $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (50–30 %) и $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (50–70 %) (рис. 6.135). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

В шлифе встречается в виде идиоморфных таблитчатых кристаллов, вытянутых лейст и микролитов и значительно реже изометричных зерен. Спайность совершенная по (001) и (010) и несовершенная по (110). Обладает полисинтетическими двойниками по альбитовому и др. законам. Бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления колеблются в зависимости от содержания анортитовой составляющей:

51 % 70 %

$n_g - 1,662$ $n_g - 1,572$

$n_m - 1,557$ $n_m - 1,568$

$n_p - 1,554$ $n_p - 1,563$

$n_g - n_p - 0,008$ $n_g - n_p - 0,009$

Шагреновая поверхность слабо заметна. Рельеф ясный. Угол оптических осей $2V$ колеблется около 90° . Углы погасания различные, т. к. плоскость оптических осей в лабрадорах с различным содержанием анортитовой составляющей по отношению к кристаллографическим осям располагаются под различными углами. Знак главной зоны (или удлинения) отрицательный. Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка.

Включения. Нередко содержит многочисленные игольчатые или тонкопластинчатые включения ильменита или гематита, газовождкие включения и акцессорные минералы – апатит, рутил, магнетит, а в отдельных случаях амфибол, пироксены, оливин и кварц.

Изменения. Наиболее часто замещается эпидотом, цоизитом, соссюритом, серицитом и скаполитом, иногда каолинитом и кальцитом.

Похожие минералы. На разрезах, параллельных плоскостям двойникования в изометричных зернах, лабрадор похож на кварц, от которого отличается осностью.

Генезис. Лабрадор – типичный магматогенный и метаморфогенный минерал. Широко распространен в породах основного состава – габбро, нориты, лабрадориты, долериты, базальты, диабазы. Встречается в метабазитах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма с гранатом, пироксенами, амфиболами и реже биотитом.

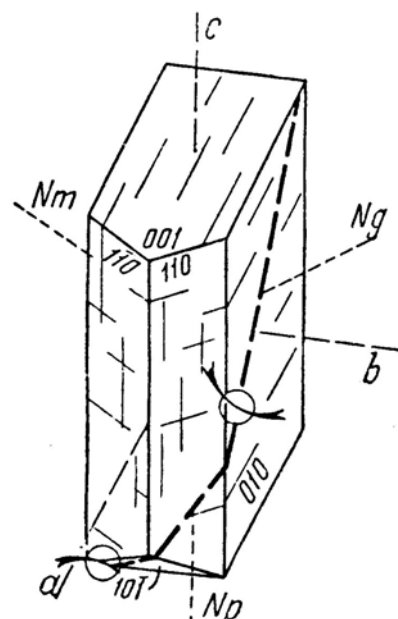


Рис. 6.135. Форма кристалла лабрадора

ПРЕНИТ – $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ (рис. 6.136). Ромбическая сингония. Встречается в виде призматических, таблитчатых и столбчатых кристаллов, направленных зерен, радиально-лучистых и пластинчатых агрегатов. Спайность совершенная по (001). В шлифе бесцветный или слабо буроватый.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,632-1,669$; $n_m = 1,617-1,641$; $n_p = 1,611-1,630$; $n_g - n_p = 0,021-0,039$. Ясный рельеф и шагреновая поверхность. Угасание прямое. Удлинение нейтральное (от положительного до отрицательного). Плоскость оптических осей в плоскости (010). Угол оптических

осей – $2V = 65-69^\circ$ с сильной дисперсией $\gamma < \nu$, но иногда $2V$ опускается до 0° , тогда дисперсия $\gamma > \nu$, слабая. Интерференционная окраска на срезе, перпендикулярном N_m , яркая, второго порядка, благодаря чему в зернистых агрегатах наблюдается паркетовидное строение. Иногда в монокристаллах отмечается полисинтетическое двойникование, похожее на структуру микроклина. При угле оптических осей, близком к нулю, появляется аномальная интерференция.

Похожие минералы. Томсонит, топаз, волластонит, андалузит, эпидот, мусковит. От томсонита пренит отличается гораздо большим преломлением, от топаза, волластонита, андалузита – большим двупреломлением; от эпидота и мусковита – положительным оптическим знаком.

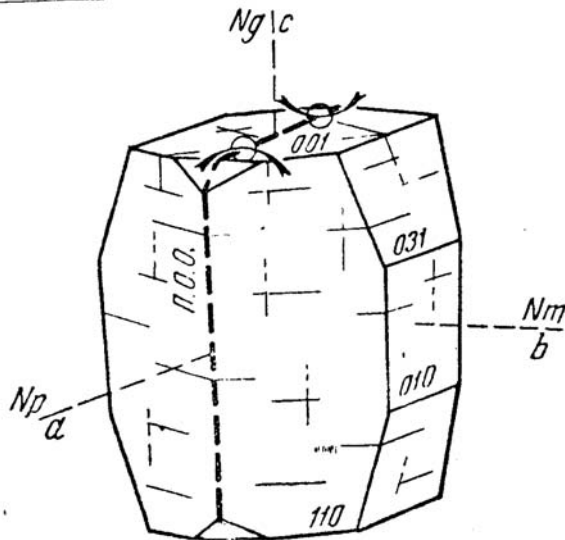


Рис. 6.136. Форма кристалла пренита

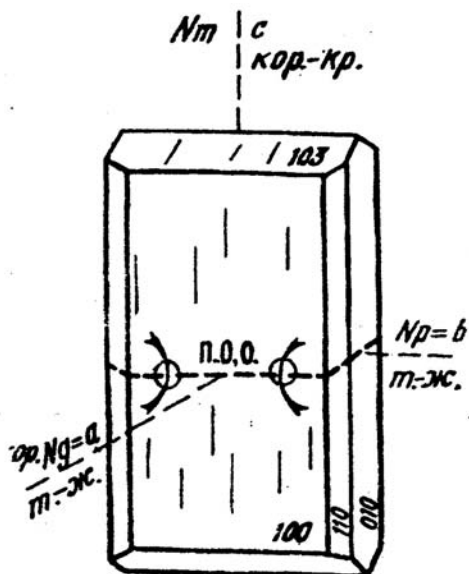


Рис. 6.137. Форма кристалла псевдобрукита

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в процессе регионального метаморфизма в Р-Т условиях пренит-пумпеллиитовой фации в парагенезисе с кварцем, пумпеллиитом, хлоритом, альбитом, стильпномеланом, кальцитом, доломитом и др. минералами. Кроме того, встречается в пустотах и трещинах эффузивов в ассоциации с кальцитом и цеолитами. Как вторичный минерал развивается по плагиоклазам основного состава.

ПСЕВДОБРУКИТ – Fe_2TiO_5 (6. 137).

Ромбическая сингония.

Образует мелкие кристаллы различного, преимущественно удлиненно-таблитчатого облика. Обладает совершенной спайностью по (010). В шлифе окрашен в темно-желтый до коричнево-красного цвета.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 2,375-2,470$; $n_m = 2,360-2,445$; $n_p = 2,347-2,420$; $n_g - n_p = 0,028-0,050$. Резко выражены рельеф и шагреньевая поверхность. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001). Обладает плеохроизмом: по N_g – темно-желтый; по N_m – коричнево-красный; по N_p – темно-желтый. Абсорбция по схеме $N_m > N_p = N_g$. Угол оптических осей – $2V = 50^\circ$. Дисперсия по схеме $\gamma < \nu$. Знак главной зоны положительный. Интерференционная окраска желтовато-зеленоватая, зеленовато-желтая, фиолетовая второго и третьего порядка.

Похожие минералы. Брукит, кроссит, ильваит. От брукита псевдобрукит отличается более интенсивной окраской и меньшим преломлением и двупреломлением; от кроссита углом оптических осей (у кроссита угол $2V = 60^\circ$), большим преломлением; от ильваита меньшим углом оптических осей (у ильваита угол $2V = 60^\circ$).

Генезис. Гидротермальный. Встречается в пустотах, трещинах метаморфических, магматогенных пород и как вторичный минерал развивается по ильмениту и др. титаносодержащим минералам.

ПСЕВДОЦОИЗИТ – $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{Si}_3\text{O}_{12}][\text{OH}]$ (рис. 6.138). Группа эпидота. Ромбическая сингония.

Образует короткопризматические, листовые кристаллы и зернистые агрегаты. Обладает совершенной спайностью по (100) и несовершенной по (001). В шлифе бесцветный. Двойников не образует.

Оптические свойства. Двуосный положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,702$; $n_m = 1,695$; $n_p = 0,007$. Обладает высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. Угасание относительно удлинения минерала и спайности прямое или очень близкое к прямому. Плоскостью оптических осей является плоскость (010). Угол оптических осей – $2V = 0-30^\circ$. Дисперсия оптических осей $\gamma > \nu$, сильная. Вследствие сильной дисперсии двупреломления, в некоторых разрезах наблюдается весьма характерная аномальная интерференционная окраска; серо-синяя, желтовато-бурая первого порядка.

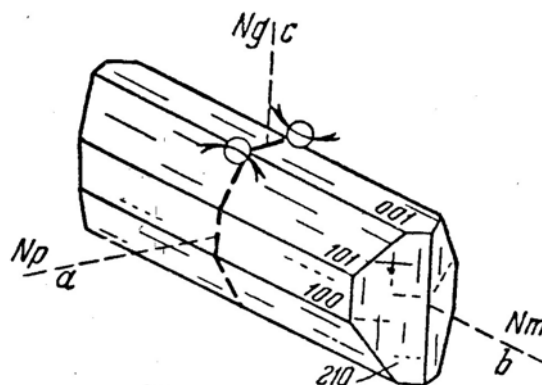


Рис. 6.138. Форма кристалла псевдоцоизита

Похожие минералы. Апатит, силлиманит, везувиан, эпидот. От апатита псевдоцоизит отличается по наличию спайности, большому преломлению, форме зерен, осности и оптическому знаку (апатит одноосный, отрицательный); от силлиманита – по меньшему двупреломлению, меньшему углу оптических осей (у силлиманита угол $2V = 21-30^\circ$) и иному характеру спайности; от везувиана – по меньшему преломлению, наличию спайности и оптическому знаку, низкому двупреломлению и меньшему углу оптических осей (у эпидота угол $2V = 65-90^\circ$).

Генезис. Метаморфогенный. Образуется псевдоцоизит в Р-Т условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма и альбит-эпидот-роговиковой фации контактового метаморфизма. Широко распространен в амфиболитах, эпидотовых амфиболитах, эрланах, скарнах и роговиках, где он находится в ассоциации с роговой обманкой, эпидотом, биотитом, актинолитом, флогопитом, кальцитом и др. минералами. Как вторичный минерал развивается по среднему и основным плагиоклазам.

ПУМПЕЛЛИТ – $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{Si}_3\text{O}_{11}][\text{OH}]_2$. Группа эпидота. Моноклинная сингония. Химический состав непостоянен, часто отмечаются примеси железа и магния.

Образует брусковидные и игольчатые кристаллы, тонкие радиально-лучистые и пластинчатые агрегаты. Спайность совершенная по (001). В шлифе окрашен в зеленый, желтый или синеватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Оптические константы значительно колеблются в связи с изменением химического состава. Интенсивно окрашенные разности обладают более высоким преломлением: $n_g = 1,688-1,721$; $n_m = 1,680-1,716$; $n_p = 1,678-1,703$; $n_g - n_p = 0,010-0,018$. Обладает четким рельефом и шагреневой поверхностью. Плеохроизм по схеме: n_g – бесцветный, буровато-желтый; по n_m – синевато-зеленый, реже буровато-желтый; по n_p – бесцветный или светлый зеленовато-желтый. Абсорбция по схеме $N_m > N_g > N_p$. Плоскость оптических осей параллельна, редко перпендикулярна (010). Угол погасания $a : N_p = 4-32^\circ$. Знак главной зоны может быть положительным и отрицательным, т. к. с удлинением совпадает ось N_m . Угол оптических осей – $2V = 46-65^\circ$ (по некоторым данным от 36 до 80°). Дисперсия очень сильная $\gamma < \nu$, иногда $\gamma > \nu$. Благода-

ря сильной дисперсии погасание может быть неполным. Наблюдаются аномальные интерференционные окраски.

Похожие минералы. Актинолит, хлорит, клиноцоизит. От актинолита и хлорита пумпеллиит отличается более высоким преломлением и большим углом оптических осей (у актинолита угол $2V = 80^\circ$, у хлорита угол $2V = 0-25^\circ$); от клиноцоизита – плеохроизм.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Метаморфогенный пумпеллиит образуется в Р-Т условиях пренитпумпеллиитовой фации в парагенезисах с хлоритом, доломитом, кальцитом, кварцем, альбитом, пренитом, стилипномеланом, эпидотом, клиноцоизитом и др. минералами. Встречается гидротермальный пумпеллиит в миндалинах и трещинах основных эффузивов, измененных сиенит-порфирах, туфах. Образуется пумпеллиит и метасоматическим путем, замещая плагиоклазы, скаполит, гранат, эпидот и др. минералы.

ПЬЕМОНИТ (марганцевый эпидот) – $\text{Ca}_2(\text{Al,Mn,Fe})_3[\text{Si}_3\text{O}_{12}][\text{OH}]$ (рис. 6.139). Группа эпидота. Моноклинная сингония.

Чаще всего образует неправильные, иногда несколько удлиненные зерна. Пластинчатые кристаллы вытянуты по оси b и в этом же направлении несут штриховку. Двойники по (100), нередко полисинтетические. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (100). В шлифе окрашен в желтый, розовый, лиловый и другие цвета.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,765-1,829$; $n_m = 1,747-1,789$; $n_p = 1,730-1,756$; $n_g - n_p = 0,035-0,073$. Очень высокий рельеф и шагреневая поверхность. Показатели преломления и двупреломления увеличиваются с возрастанием содержания марганца. Плеохроизм ясный: по N_g – карминовый, пурпурный; по N_m – лиловый, розовый; по N_p – желтый, оранжевый, т. е. наблюдается отчетливый трихроизм. Абсорбция по схеме $N_g > N_p > N_m$. Углы угасания: $b : N_m = 0^\circ$. Знак главной зоны (удлинения) положительный или отрицательный, в зависимости от разреза. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 56-86^\circ$ (возрастает с увеличением содержания марганца). Дисперсия $r > v$ или $r < v$. Интерференционная окраска супернормальная, от второго до четвертого порядка.

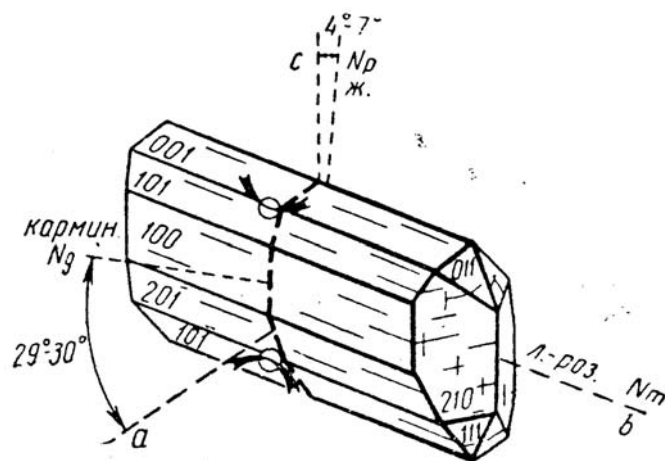


Рис. 6.139. Форма кристалла пьемонита

Похожие минералы. Эпидот, цоизит, дюмортьерит, глаукофан, корунд. От эпидота пьемонит отличается окраской, плеохроизмом и положительным оптическим знаком; от цоизита – цветом и большим преломлением; от дюмортьерита – большим преломлением, косым угасанием, окраской, большим углом $2V$; от глаукофана – большим преломлением, двупреломлением, углом $2V$, углами погасания; от корунда – двуосностью.

Генезис. Автотермальный в порфиридах, риолитах. Регионально-метаморфический в сланцах и гнейсах. Редкий.

РАНКИНИТ – $\text{Ca}_3[\text{Si}_2\text{O}_7]$. Моноклинная сингония.

Образует круглые или неправильные бесцветные зерна. Обладает совершенной спайностью по (100), которая иногда может отсутствовать.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,650$; $n_m = 1,644$; $n_p = 1,640$; $n_g - n_p = 0,010$. Обладает шагреневой поверхностью и отчетливо выраженным рельефом. Угол угасания $c : N_g = 15^\circ$. Угол оптических осей – $2V$

= 63° . Дисперсия $r > v$ ясная. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном к плоскости (010), серая, желтая, первого порядка.

Разновидности. Килхоунит – полиморфная модификация, распознается по аномальной интерференционной окраске и показателям преломления: $N_g = 1,650$; $N_m = 1,648$; $N_p = 1,645$; $n_g - n_p = 0,005$. Угол оптических осей – $2V = -60^\circ$. Дисперсия $r > v$.

Похожие минералы. Тиллиит. От тиллиита ранкинита отличается меньшим углом оптических осей и значительно меньшей величиной двупреломления (у тиллиита = 0,042).

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Отмечается в парагенезисах с мелилитом, волластонитом, кальцитом, ларнитом, шпинелью, геленитом и др. минералами.

РЁНИТ – $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Ti}, \text{Al}, \text{Fe})[(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{18}]$ (рис. 6.140). Триклинная сингония.

Образует пластинчатые с полисинтетическими двойниками, таблитчатые и столбчатые кристаллы совершенной спайностью по (010) и (100). В шлифе имеет коричневую окраску и плеохроизм первого рода.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_p = 1,696$; $n_m = 1,700$; $n_g = 1,704$; $n_g - n_p = 0,008$. Угол угасания ϵ : $N_g = 10-40^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 40^\circ$. Дисперсия $r < v$. Знак главной зоны минерала положительный. Плеохроизм по: N_p зеленовато-коричневый; N_m – коричневый; N_g – темно-красно-коричневый. Схема абсорбции $N_p \leq N_m < N_g$. Интерференционная окраска серая первого порядка. Высокий рельеф, четкая шагреновая поверхность. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010).

Похожие минералы. Ильменит, энigmatит, титанистая роговая обманка. Ильменитовые пластинки характеризуются более слабым плеохроизмом. Энигматит обладает по N_m красно-коричневым плеохроизмом. Титанистая роговая обманка в отличие от ренита имеет более высокую величину двулучепреломления.

Генезис. Магматогенный. Встречается в щелочных базальтах, нефелиновых базанитах, нефелинитах в ассоциации с титанистыми роговыми обманками, биотитом, нефелином и другими минералами.

РИНКИТ – $\text{NaCa}_2(\text{Ti}, \text{Ce})[\text{SiO}_4]_2\text{F}$ (рис. 6.141). Моноклинная сингония.

Образует кристаллы и зерна пластинчатого, таблитчатого и вытянутого облика с совершенной спайностью по (100). В шлифе бесцветный, бледно-желтоватый.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_p = 1,665$; $n_m = 1,668$; $n_g = 1,681$; $n_g - n_p = 0,016$. Имеет высокий рельеф и шагреновую поверхность. Угол оптических осей $2V = 43^\circ$. Плеохроизм по N_p – бесцветный; N_m – бледно-желтый; N_g – бледно-желтый. Схема абсорбции $N_p < N_m < N_g$. Дисперсия сильная. Интерференционная окраска на разрезе перпендикулярном к плоскости (010) желтая первого порядка.

Генезис. Магматогенный. Встречается с ловекиком, астрофиллитом, флюоритом в фойяитах, фойяитовых пегматитах, щелочных трахитах и фонолитах

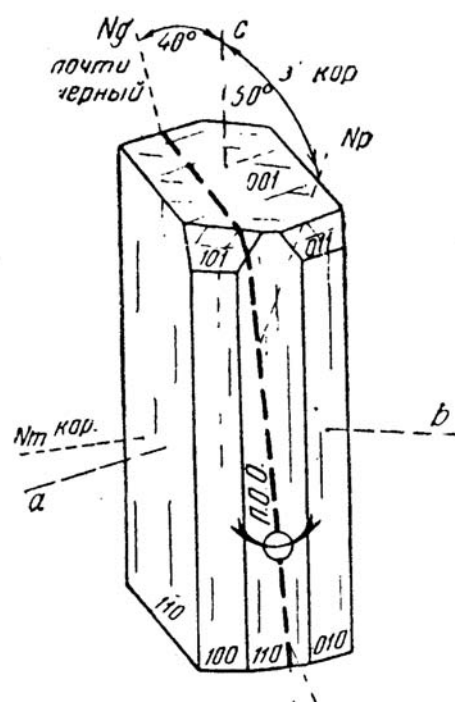


Рис. 6.140. Форма кристалла ренита

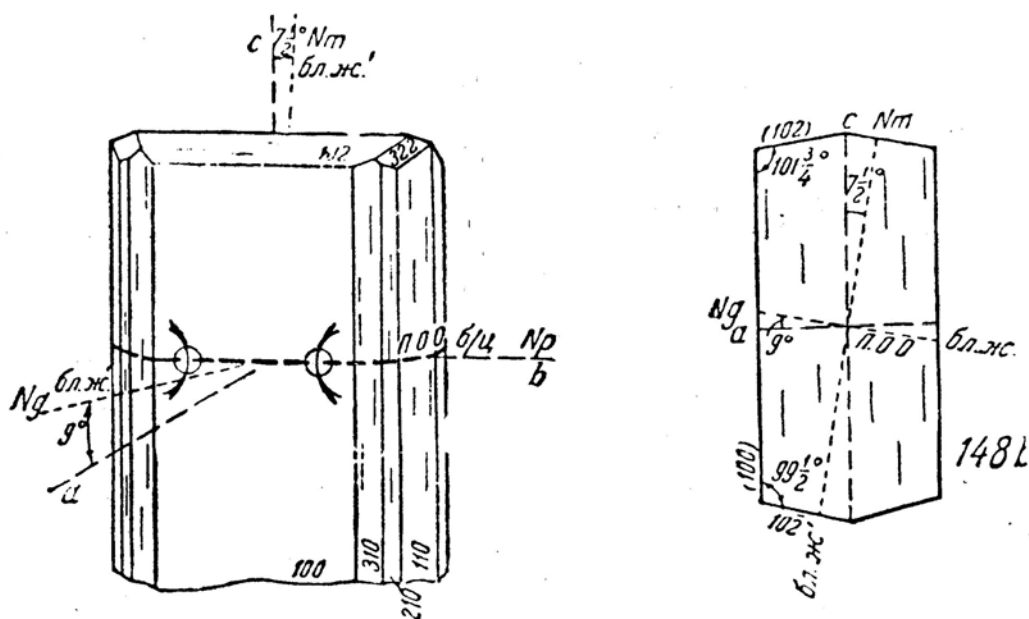


Рис. 6.141. Форма кристалла (а) ринкита и разрез параллельный плоскости (010)

РОДОНИТ (орлец) – $(\text{Mn}, \text{Ca})_5[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$ (рис. 6.142). Группа пироксеноидов. Моноклинная сингония.

Образует толстостолбчатые кристаллы и неправильные зерна. Обладает спайностью в трех направлениях: по (110) и (010) пересекаются на поперечном разрезе под углом $92^\circ 30'$ – совершенная и по (001) – средняя. В шлифе бесцветный или слабым розоватым оттенком.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, характеризующийся показателями преломления: $n_g = 1,723\text{--}1,752$; $n_m = 1,716\text{--}1,741$; $n_p = 1,711\text{--}1,738$; $n_g - n_p = 0,012\text{--}0,014$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. В толстых шлифах плеохроирует: по N_g – бледно-оранжевый; по N_m – розовый; по N_p – оранжевый. Абсорбция по схеме: $N_g = N_p < N_m$. Углы угасания: $c : N_g = 25^\circ$; $b : N_m = 20^\circ$. Удлинение родонита может быть положительным и отрицательным, в зависимости от ориентировки разреза по отношению к кристаллографическим осям. Плоскость оптических осей образует угол в 63° с (110) и $38^\circ 30'$ – с (001). Угол оптических осей – $2V = 58\text{--}74^\circ$. Дисперсия $r < v$, несимметричная. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном N_m , желтая, первого порядка.

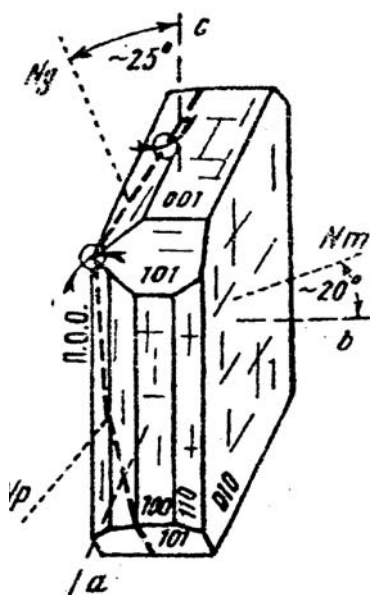


Рис. 6.142. Форма кристалла родонита

Изменения. При процессах выветривания по родониту развивается родохрозит или пиролюзит.

Изменения. При процессах выветривания по родониту развивается родохрозит или пиролюзит.

Похожие минералы. Бустамит, авгит, дистен. От бустамита родонит отличается большим преломлением, углом оптических осей (у бустамита $2V = 36\text{--}41^\circ$); от авгита – меньшим двупреломлением, меньшим углом угасания (у авгита угол угасания $c : N_g = 38\text{--}55^\circ$); от дистена – лучшей спайностью.

Генезис. Метаморфогенный. Родонит образуется при региональном метаморфизме осадочных марганцевых руд в Р-Т условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Как гидротермальный родонит образуется с др. минералами марганца, иногда с сульфидами марганца цинка, свинца и др.

РОЗЕНБУШИТ – $(\text{Na,Ca})_3(\text{Fe,Ti,Zr})[\text{SiO}_4]_2\text{F}$. на рис. 6.143. Триклинная сингония.

В шлифе находится в виде радиально-лучистых агрегатов и кристаллов удлиненно-призматической или игольчатой формы. Спайность совершенная по (100) и несовершенная по (120). Окрашен в оранжевый или серый цвета.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,705$; $n_m = 1,697$; $n_p = 1,678$; $n_g - n_p = 0,027$. Ясная шагреневая поверхность, довольно высокий рельеф. Плеохроизм слабый: по N_g – бледно-желтый; по N_m – бледножелтоватый; по N_p – бесцветный. Схема абсорбции: $N_g > N_m > N_p$. Угасание по $c : N_p$ прямое; на других срезах от 25 до 47° . Оптический характер главной зоны отрицательный. Угол оптических осей $2V = 60-78^\circ$. Интерференционная окраска в сечении, перпендикулярном N_m , второго порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (100).

Похожие минералы. От похожего эпидота розенбушит отличается большим углом погасания, оптическим знаком, формой кристаллов, иным характером плеохроизма.

Генезис. Магматогенный минерал. Встречен в нефелиновых сиенитах, пегматитах, в парагенезисе с ловенитом, эвколитом, ренкитом, мозандритом. Очень редкий.

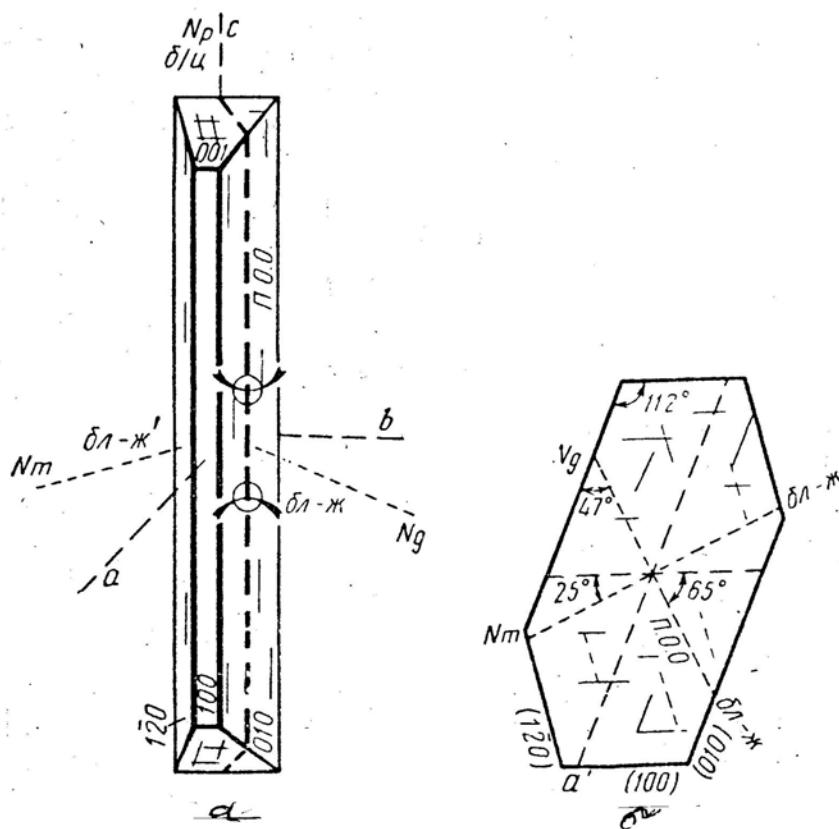


Рис. 6.143. Форма кристалла (а) розенбушита и разрез (б) параллельной плоскости (010)

СЕРПЕНТИН – $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$.

Под общим названием серпентин объединяет ряд политипов и структурных разновидностей, главным из которых являются: хризотил – волокнистый; антигорит – пластинчатый; серпופит – плотный, эмалевидный; бастит – крупнопластинчатый, представляющий собой гомоосевые псевдоморфозы по ромбическому пироксену. Сингония моноклинная. В шлифе все разновидности бесцветные, реже окрашены в зеленоватый, буроватый, желтоватый, красноватый, зеленовато-синий цвета. Плеохроизм слабый, или почти незаметный. Форма кристаллов серпентина дана на рис. 6.144.

Оптические свойства. Хризотил. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,545-1,567$; $n_m = 1,540-1,563$; $n_p = 1,532-1,560$; $n_g - n_p = 0,013-0,007$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое, удлинение положительное. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (001). Угол оптических осей

– 2V до 30^0 . Плеохроизм: N_g – зеленовато-желтый; по $N_m = N_p$ – бесцветный. Интерференционная окраска минерала светло-желтая, первого порядка. Спайность несовершенная по (011).

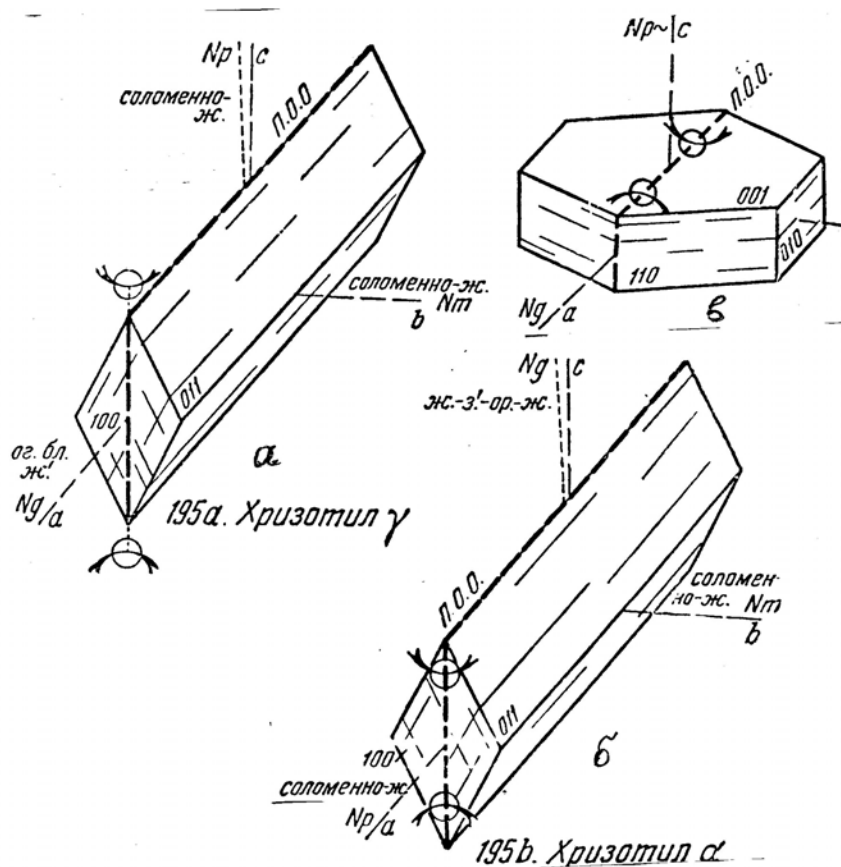


Рис. 6.144. Форма кристаллов (а, б) хризотила и антигорита (в)

Антигорит. Двуосный, отрицательный, обладающий показателем преломления: $n_g = 1,552$; $n_m = 1,551$; $n_p = 1,546$; $n_g = 0,006$. Рельеф и шагреновая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение положительное. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2U = 27-60^0$. Дисперсия $r > v$. Бесцветный. Спайность весьма совершенная по (001).

Серпентит. Является скрытокристаллическим дисперсным антигоритом, с которым связан постепенными переходами.

Бастит. Отличается от хризотила только по форме выделения, оптическому знаку, более слабому двупреломлению и большему углу оптических осей.

Асбест. Тонковолокнистая, легко распадающаяся на мягкие тонкие нити разновидность хризотила (тремолита, актинолита, рибекита, антофиллита).

Похожие минералы. Амфибол волокнистого габитуса и хлорит. От амфибола серпентин отличается более низким преломлением и двупреломлением; от хлорита – по отсутствию аномальных интерференционных окрасок, плеохроизма.

Генезис. Метаморфогенный. Серпентин – типичный вторичный минерал, развивающийся по магнезиальному оливину – форстериту, хризотилу, пироксенам, реже амфиболом, в гипербазитах, антигипербазитах и габброидах.

СИЛЛИМАНИТ – Al_2SiO_5 . Ромбическая сингония.

Встречается обычно в виде удлиненных призматических кристаллов, имеющих в поперечном сечении прямоугольную или ромбовидную форму, а также в форме игольчатых

(рис. 6.145) и волокнистых агрегатов. Спайность совершенная по (010) и (001). В шлифах бесцветный, а за редким исключением синеватой, буровой или пятнистой окраски. Форма кристалла силлиманита дана на рис. 6.146.



Рис. 6.145. Силлиманит в гранат биотит-силлиманитовом сланце. Увел. 20, николи //

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Обладает высоким рельефом, ясной шагреневой поверхностью и показателями преломления: $n_g = 1,673-1,688$; $n_m = 1,652-1,661$; $n_p = 1,654-1,66$ $n_g - n_p = 0,019-0,026$. Окрашенные разновидности силлиманита обладают слабым плеохроизмом и имеют схему абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Погасание прямое, удлинение положительное. Угол оптических осей – $2V = 20-30^\circ$. Дисперсия $r > v$, сильная. Интерференционная окраска в разрезах, перпендикулярных N_g – темно-серая, первого порядка; N_m – красноватая, первого порядка; N_p – желтая, красная, первого порядка.

Включения. Довольно часто содержит многочисленные включения биотита, кварца, плагиоклаза и шпинели.

Разновидности. Относительно широким распространением пользуется фибролит (рис. 6.147), имеющий игольчатые, спутано-волокнистые, волосовидные кристаллы, которые вследствие дисперсии приобретают буроватую окраску (рис. 6.148).

Похожие минералы. Дистен, андалузит, цоизит, тремолит, ромбические пироксены, карфолит. В отличие от дистена силлиманит обладает меньшим показателем преломления и углом $2V$, большей величиной двупреломления, прямым погасанием по (010) и игольчатой формой кристаллов; от андалузита – большим показателем преломления и величиной двупреломления, меньшим углом оптических осей и положительным удлинением; от цоизита – меньшим показателем преломления, значительно высоким двупреломлением и отсутствием ано-

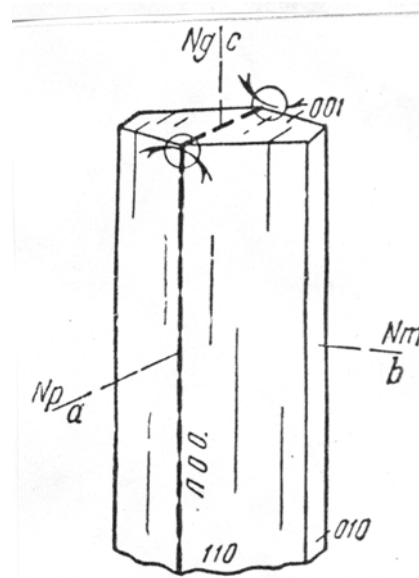


Рис. 6.146. Форма кристалла силлиманита

мальной интерференционной окраски у силлиманита; от тремолита – положительным удлинением, значительно меньшим углом оптических осей и прямым погасанием; от ромбических пироксенов – более высоким двупреломлением, меньшим углом оптических осей ($2V$) и по характеру спайности; от карфолита отличается прямым погасанием, меньшим углом оптических осей $2V$ и относительно большим показателем преломления.

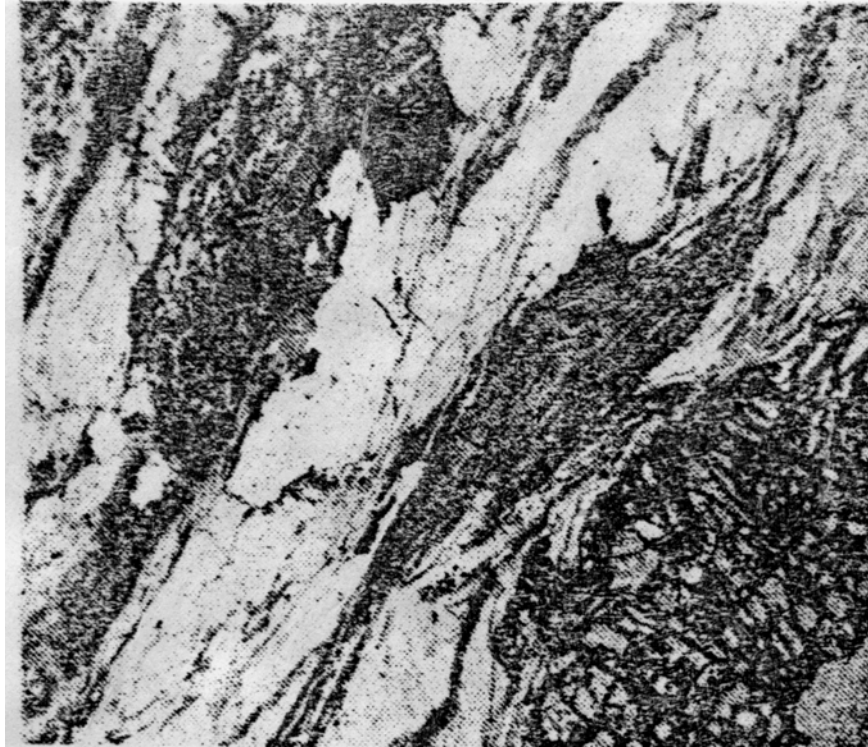


Рис. 6.147. Фибролит-гранат-двуслюдяной сланец. Увел. 20, николи //

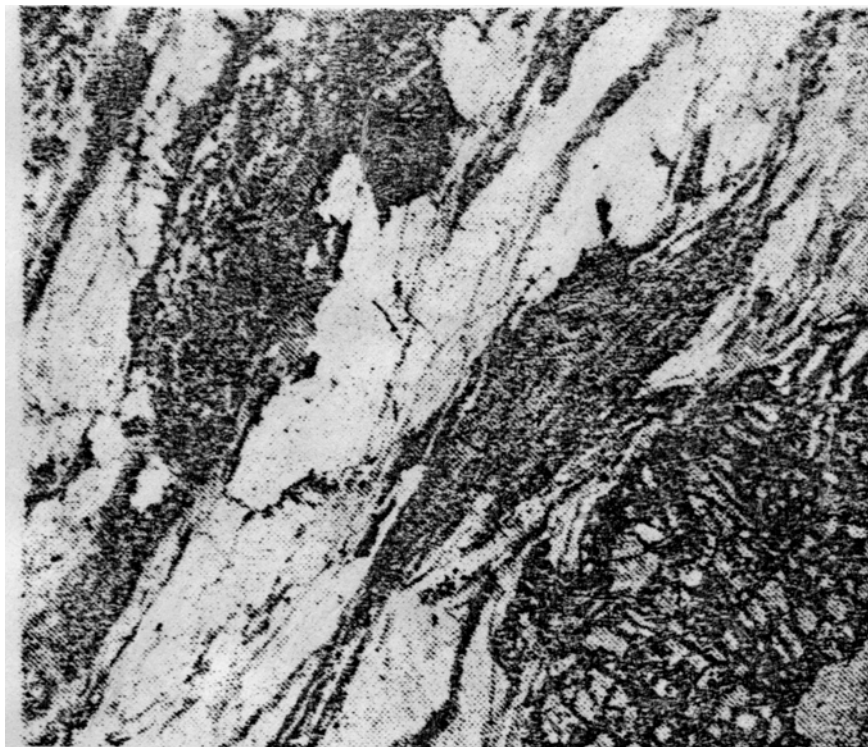


Рис. 6.148. Фибролит-гранат-биотитовый сланец. Увел. 20, николи //

Генезис. Метаморфогенный. Высокотемпературный в породах контактового и регионального метаморфизма. Встречается в ксенолитах метаморфических пород. Широко распространен в кристаллических сланцах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, где находится в ассоциации с гранатом, биотитом, дистеном, кордиеритом, гиперстеном, шпинелью и андалузитом. В отдельных случаях силлиманит образуется при метасоматических процессах кислотного выщелачивания. В этом случае формируется метасоматическая зональность кварц-силлиманитовой фации. Редко силлиманит встречается в эклогитах и спорадически в пегматитах.

СТАВРОЛИТ – $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}^3)_4[\text{SiO}_4]_2$ (рис. 6.149). Сингония моноклинная (псевдоромбическая).

Образует короткопризматические кристаллы, крестообразные двойники, изометричные удлиненные зерна. Спайность совершенная по (010). В шлифе бесцветный либо слабо окрашен в оранжево-желтый или золотисто-желтый цвет, иногда с коричневатым оттенком.

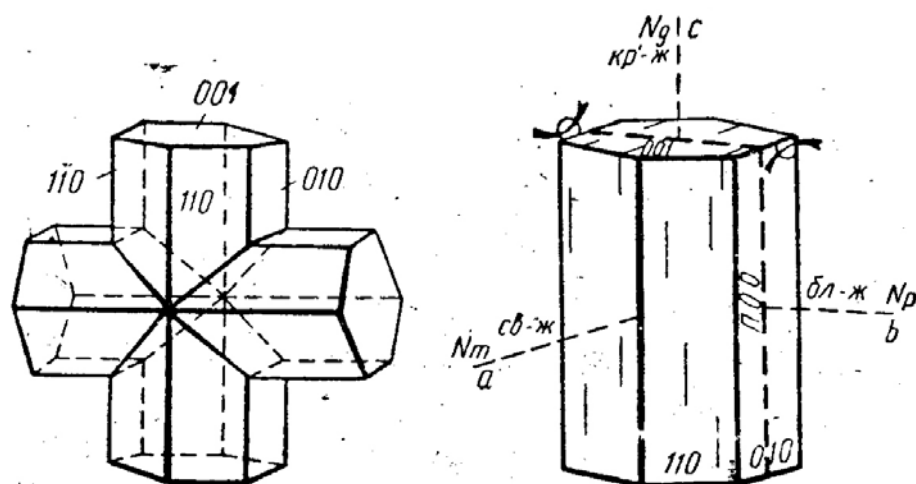


Рис. 6.149. Форма кристаллов ставролита

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,752-1,762$; $n_m = 1,745-1,753$; $n_p = 1,736-1,747$; $n_g - n_p = 0,012-0,016$. Обладает высоким рельефом и резкой шагреновой поверхностью. Плеохроизм слабый: по N_g – золотисто-желтый, красновато-желтый; по N_m – светло-желтый; по N_p – бледно-желтый до бесцветного. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей находится в плоскости (100). Угол оптических осей – $2V = 78-88^\circ$. Дисперсия $r > v$, сильная. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном N_m , серая, желтая, первого порядка.

Включения. Очень часто содержит многочисленные включения кварца, граната, рутила, турмалина, графита и др. минералов (рис. 6.150, 6.151).

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза ставролит замещается хлоритом, мусковитом и кварцем.

Похожие минералы. Ромбический пироксен, ортит, эпидот, везувиан, меланит и фаялит. В отличие от пироксена ставролит обладает характерной окраской, иной спайностью, прямым угасанием; от ортита – меньшими преломлениями и двупреломлением, прямым угасанием; от эпидота – положительным оптическим знаком, значительно более низким двупреломлением; от везувиана – более высоким двупреломлением; от фаялита – меньшим преломлением и двупреломлением, а также положительным оптическим знаком; меланит изотропен, а ставролит анизотропен.



Рис. 6.150. Ставролит-гранат-двуслюдяной сланец. Ставролит содержит включения кварца, рутила, графита и мусковита. Увел. 20, николи //

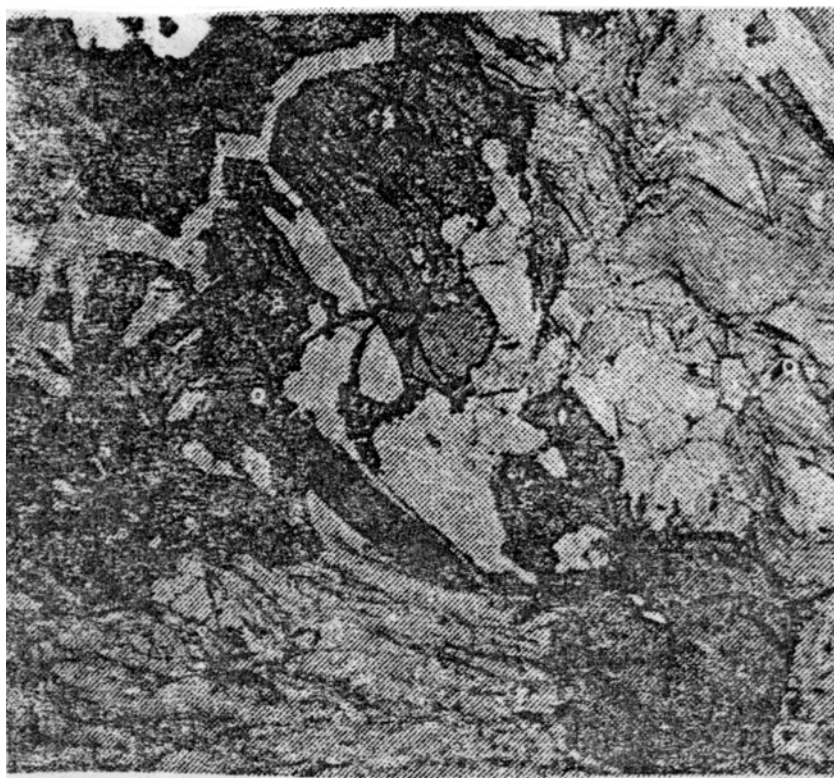


Рис. 6.151. Ставролит-гранат-двуслюдяной сланец. Увел. 20, николи //

Генезис. Ставролит – типичный минерал регионального метаморфизма дистен-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов метаморфизма. Особенно характерен для метапелитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. В

таких породах ставролит находится в ассоциации с гранатом, мусковитом, биотитом, хлоритом, хлоритоидом, дистеном, андалузитом, кварцем и олигоклазом. В метасоматических породах ставролит отмечается в парагенезисе с амфиболитом, эпидотом, цоизитом, хлоритом и рудными минералами.

СФЕН (титанит) – $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$ (рис. 6.153). Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде неправильных зерен и их агрегатов, а также в клиновидных, конвертообразных, призматических и таблитчатых кристаллах. Двойники простые по (100) и полисинтетические. Спайность несовершенная в двух направлениях (рис.

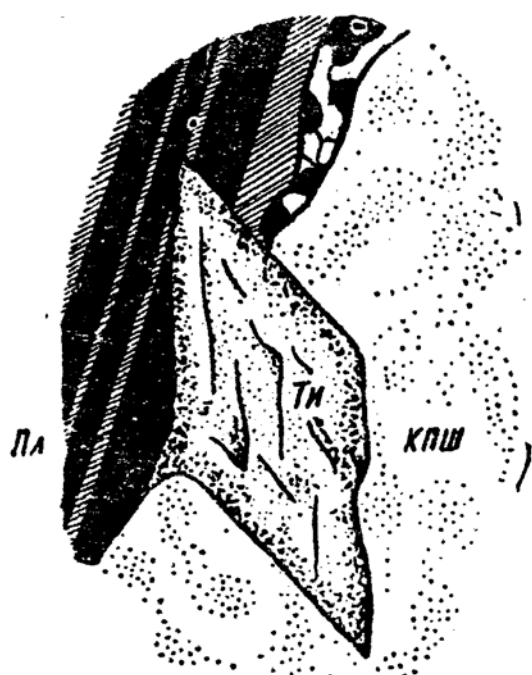


Рис. 6.152. Сфен в гранодиорите. Увел. 20, николи //

6.152). Бесцветный, серый (вследствие высокого преломления), иногда буроватый с оранжевым оттенком, коричневый. *Оптические свойства.* Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,975-2,054$; $n_m = 1,895-1,921$; $n_p = 1,999-1,913$; $n_g - n_p = 0,090-0,140$. Чрезвычайно высокий рельеф и резкая шагреньевая поверхность. У окрашенных разностей отмечается слабый плеохроизм: по N_g – светло-коричневатый, светло-розоватый, грязно-желтый; по N_m – светло-зеленый, коричневый, зеленовато-желтый; по N_p – почти бесцветный, буровато-желтый. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. В срезе, параллельном плоскости оптических осей, часто наблюдается псевдоабсорбция. Углы угасания: $b : N_m = 0^\circ$; $a : N_g = 51^\circ$, $a : N_p = 21^\circ$. Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей $2V = 23-37^\circ$, дисперсия $\gamma \gg \nu$, сильная, с появлением изохроматических колец. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска на срезе, параллельном плоскости оптических осей, четвертого порядка. Вследствие дисперсии биссектрис иногда наблюдается неполное угасание минерала.

Включения. Сфен содержит включения мелких зерен магнетита, апатита, циркона, рутила, полевых шпатов и других минералов.

Изменения. Сфен относительно стойкий минерал, но иногда при повторных наложенных процессах метаморфизма он преобразуется в микрозернистую или землистую массу, называемую лейкоксеном. Микрозернистые оболочки вокруг зерен титаномagnetита являются продуктом изменения титаномagnetита и называются титаноморфитом. Редко превращается в аморфную массу, состоящую из ильменита, рутила и кальцита.

Похожие минералы. Циркон, кальцит, касситерит, ксенотом, рутил, ставролит. От циркона сфен отличается двуосностью, формой зерен; от кальцита – большим преломлением во всех направлениях и осностью; от касситерита – более высоким двупреломлением, формой зерен, характером двойников, осностью (касситерит одноосный, положительный); от ксенотима – осностью, формой зерен; от рутила – осностью, окраской; от ставролита – значительно более высоким преломлением и двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Как метаморфогенный сфен широко распространен в породах регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фации в ассоциации с амфиболитами, пироксенами, биотитом, гранатом альмандин-гроссуляр-андрадитового состава, полевыми шпатами, кварцем и другими минералами. В качестве второстепенного минерала сфен особенно часто отмечается в амфиболитах, ро-

говиках и скарнах. Как вторичный – метаморфогенный минерал образуется при биотитизации роговой обманки, хлоритизации биотита и роговой обманки и в виде псевдоморфоз по титаномagnetиту. Сфен магматогенного генезиса особенно часто встречается в сиенитах, гранитах, диоритах и карбонатитах.

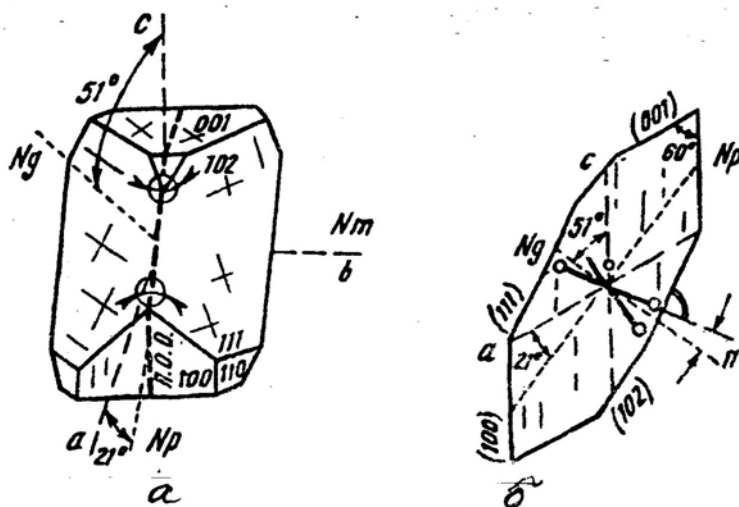


Рис. 6.153. Форма кристалла (а) сфена и разрез (б) параллельный плоскости (010)

ТИЛЛИИТ (тиллеит) – $\text{Ca}_5[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{CO}_3]_2$. Моноклинная сингония. В шлифе образует мелкие, неправильные или изометричные, бесцветные зерна; иногда образует реакционные каймы на спуррите. Обладает 3-4 системами трещин спайности: по (100) – совершенная; по (101) – хорошая; по (010) – несовершенная; несовершенная – перпендикулярная к (010). Обладает простыми двойниками, редко полисинтетическими по (101).

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,653$; $n_m = 1,634$; $n_p = 1,611$; $n_g - n_p = 0,042$. Имеет высокий рельеф и шагреновую поверхность. Угол $2V$ – оптических осей – $2V = 88^\circ$. Дисперсия по схеме $r > v$, ясная. Абсорбция $N_g > N_m > N_p$. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном к плоскости (010), желтая, синяя, зеленая, второго порядка.

Похожие минералы. Спуррит. От спуррита тиллиит отличается по характеру двойников и наличию трех систем спайности у тиллиита.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Широко распространен в парагенезисах с геленитом, мервинитом, волластонитом,grossуляром, пироксеном, монтичеллитом, кальцитом и другими минералами.

ТИТАНКЛИНОГУМИТ – $\text{Ti,Mg}_3[\text{SiO}_4]_4\text{F}_2$. Моноклинная сингония.

Образует удлинённые пластинчатые, изометричные зерна с совершенной спайностью по (100). В шлифе окрашен в оранжевый цвет. Плеохроизм первого рода. Форма кристалла титанклиногумита дана на рис. 6.154.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_p = 1,658-1,691$; $n_m = 1,670-1,700$; $n_g = 1,690-1,724$; $n_g - n_p = 0,032-0,033$. Высокий рельеф и резкая шагреновая поверхность. Угол угасания $c : N_m = 0-16^\circ$. Угол оптических осей $2V = 58-76^\circ$, очень сильная дисперсия $r > v$. Плеохроизм по: N_p – красно-оранжевый, кроваво-красный; N_m – светло-желтый, оранжевый; N_g – светло-желтый, оранжевый. Схема абсорбции $N_p > N_m > N_g$. Интерференционная окраска оранжевая, красновато-оранжевая второго порядка.

Похожие минералы. Хондродит, клиногумит и ставролит. Хондродит и клиногумит отличаются от титанклиногумита двойниками, образующимися в таблитчатых зернах, N_p близко к оси двойникования. Ставролит обладает большими показателями преломления и меньшей величиной двулучепреломления.

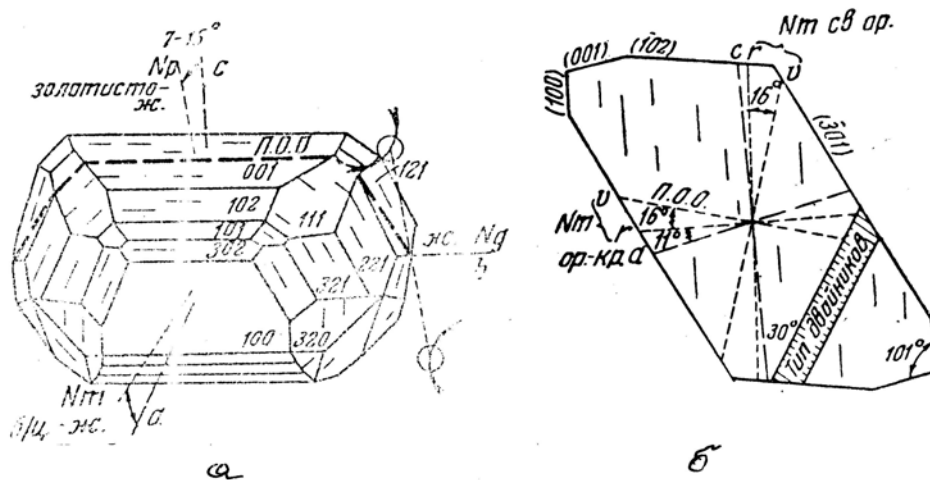


Рис. 6.154. Форма кристалла (а) титанклиногумита и разрез (б) параллельно плоскости (010)

Генезис. Магматогенный, реже метаморфогенный. Встречается в серпентинитах, перидотитах совместно с оливином. Метаморфогенный титанклиногумит – в магнезиальных сланцах, роговиках совместно с тальком, хлоритом, эпидотом, цоизитом, кальцитом и другими минералами.

ТОПАЗ – $Al_2[SiO_4](OH,F)_2$ (рис. 6.155). Ромбическая сингония. Образует призматические, столбчатые кристаллы или изометричные зерна, иногда радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (001). Цвет топаза сильно колеблется от бесцветного через желтый и различные оттенки винно-красного до светлого-голубого и светло-зеленого.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Показатели преломления: $n_g = 1,616-1,644$; $n_m = 1,609-1,637$; $n_p = 1,606-1,635$; $n_g - n_p = 0,010-0,008$. Заметный рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Удлинение положительное. Угол оптических осей $2V$ колеблется от 44° до 66° . Дисперсия $r > v$, ясная. В некоторых случаях окрашен и слабо плеохроирует: по N_g – бледно-фиолетовый; по N_m – бледно-желтый; по – темно-желтый. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном N_m серая, первого порядка.

Включения. Обычны включения газовой-жидкой фазы, с наличием мельчайших выделений рудных минералов, а иногда гематита и ильменита.

Разновидности. Бразильский рубин – розовая разновидность топаза, встречается редко; пикнит представляет собой столбчатую разновидность топаза; физалит, – или пиропизалит – полупрозрачная разновидность топаза.

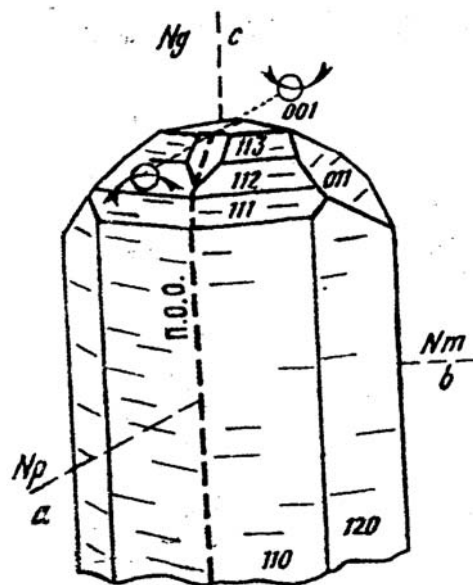


Рис. 6.155. Форма кристалла топаза

Изменения. Топаз замещает мусковит и цинвальдит и сам в свою очередь может подвергаться гидротермальному метасоматозу с привнесом K, Fe, Mg, Ca и Li, приводящих к увеличению количества газово-жидких включений. Довольно легко замещается серицитом и каолинитом.

Похожие минералы. Андалузит, силлиманит, везувиан, кварц, апатит, мелилит. От апатита топаз отличается двуосностью, наличием спайности, формой зерен; от андалузита – более низким преломлением и двупреломлением; от кварца – двуосностью; от цоизита, мелилита и везувиана – отсутствием аномальной интерференционной окраски. Кроме того, мелилит и везувиан одноосны.

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный встречается, главным образом, в грейзенах, гранитах, гранитных пегматитах и риолитах в парагенезисе с кварцем, турмалином, касситеритом, флюоритом, бериллом, мусковитом, цинвальдитом, лепидолитом, альбитом, вольфрамитом и др. В метаморфических породах топаз известен из месторождений наждака, образовавшихся в результате метаморфизма бокситов.

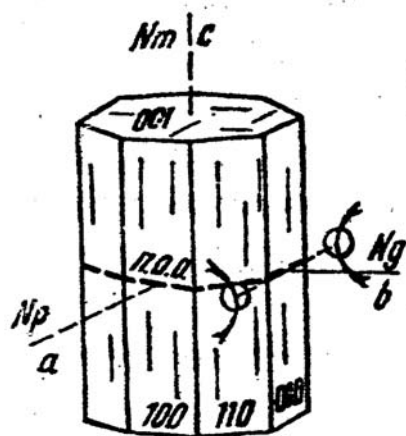


Рис. 6.156. Форма кристалла томсонита

ТОМСОНИТ – $\text{Ca}_2\text{Na}[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}]\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.156).

Группа цеолитов. Ромбическая сингония.

Обычно встречается в виде радиально-лучистых, волокнистых и зернистых агрегатов. Хорошо образованные кристаллы – пластинчатые призмы с вертикальной штриховкой – встречается относительно редко. Спайность совершенная по (010) и несовершенная по (100). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,516\text{--}1,545$; $n_m = 1,509\text{--}1,532$; $n_p = 1,507\text{--}1,530$; $n_g - n_p = 0,009\text{--}0,015$. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение в зависимости от разреза может быть положительным и отрицательным. Плоскость оптических осей параллельна (001).

Угол оптических осей $2V = 47\text{--}75^\circ$. Дисперсия $r > v$, ясная. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, от серой до желтой, первого порядка.

Похожие минералы. Цеолиты. От натролита томсонит отличается несколько большим преломлением, иной схемой дисперсии и переменным знаком удлинения; от остальных цеолитов томсонит отличается прямым погасанием.

Генезис. Метаморфогенный и гидротермальный. Как метаморфогенный встречается в сланцах или в карбонатных породах контактового метаморфизма в парагенезисе с пренитом и цеолитами. Часто образуется при разрушении плагиоклазов, фельдшпатоидов и минералов группы содалита. Как гидротермальный формируется в пустотах эффузивов основного состава.

ТРИДИМИТ SiO_2 (рис. 6.157). α – тридимит – ромбическая низкотемпературная модификация.

Образуется в сильно переохлажденных системах при температуре ниже 130°C . β – тридимит – гексагональная высокотемпературная модификация, устойчивая при температурах от 870 до 1470°C . Форма зерен тридимита псевдогексагональная, пластинчатая, черепитчатая или розетковидные агрегаты в пустотах эффузивных пород – липаритов, трахитов, андезитов и обсидиана. Спайность отсутствует. При двух николях характерны клиновидные и секториальные тройники

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,473$; $n_m = 1,469$; $n_p = 1,469$; $n_g - n_p = 0,004$. Угол оптических осей – $2V = 35\text{--}90^\circ$.

Шагреновая поверхность и рельеф отсутствуют. Угасание прямое, устанавливается в случае идиоморфной формы зерен. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка.

Похожие минералы. Кварц, кристобалит, флюорит. От кварца тридимит отличается оптическим знаком (кварц – одноосный, положительный); от кристобалита – меньшим преломлением и осностью (кристобалит – одноосный, отрицательный); от флюорита – меньшим преломлением, отсутствием спайности, шагреновой поверхности и рельефа.

Генезис. Магматогенный, метаморфогенный, гидротермальный. Тридимит магматогенного генезиса встречается в эффузивах кислого и среднего состава. Метаморфогенный тридимит отмечается в породах регионального метаморфизма зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, микроклином, биотитом, мусковитом и другими минералами. Как гидротермальный тридимит образуется в пустотах эффузивных пород.

ФИЛЛИПСИТ – $(K,Ca)[Al_3Si_5O_{16}] \cdot H_2O$ (рис. 6.158). Группа цеолитов. Моноклинная сингония.

Филлипсит представлен радиально-лучистыми агрегатами или неправильными зернами. Кристаллизуется он и в двойниках прорастания ромбической или квадратной симметрии, в виде прямоугольных крестов в двух или трех направлениях. Спайность совершенная по (001) и (010). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,486-1,514$; $n_m = 1,484-1,509$; $n_p = 1,483-1,504$; $n_g - n_p = 0,003-0,010$. Имеет слабый отрицательный рельеф и заметную шагреновую поверхность на нижней стороне шлифа. Углы угасания: $b : N_p = 0^\circ$; $a : N_m = 46-65^\circ$; $c : N_g = 11-30^\circ$. Удлинение положительное. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Угол оптических осей – $2V = 60-80^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m , серая первого порядка.

Похожие минералы. Десмин. Гармотом. У гармотома прямое погасание по $b : N_g$; у десмина – плоскость оптических осей параллельна (010).

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Встречается в пустотах базальтов, в отложениях горячих источников.

ХЛОРИТОИД – $Fe_2Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_4$ (рис. 6.161). Сингония моноклинная или триклинная. Встречается в виде табличчатых (рис. 6.159), пластинчатых, псевдогексагональных кристаллов, а также неправильной формы чешуек, листочков и листоватых агрегатов (рис. 6.160). Обладает полисинтетическими двойниками по (001), спайностью совершенной по (001), несовершенной по (110) и отдельностью по (010). В шлифах окрашен в зеленый, синий, желтый цвета с различными оттенками.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,730-1,740$; $n_m = 1,719-1,734$; $n_p = 1,714-1,731$; $n_g - n_p = 0,016-0,009$. Высокий рельеф и резкая шагреновая поверхность. Плеохроизм ясный: по N_g – светло-желтый, зеленовато-

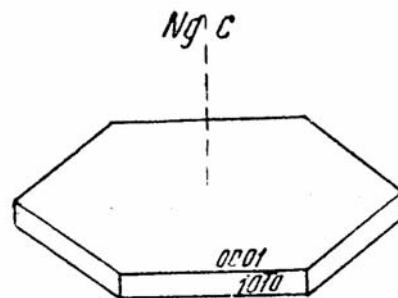


Рис. 6.157. Форма кристалла тридимита

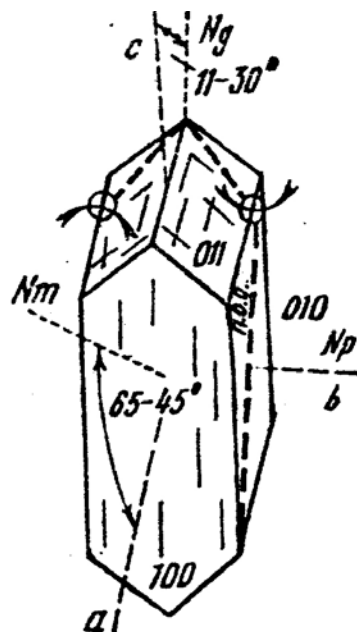


Рис. 6.158. Форма кристалла филлипсита

бурый, светло-синий, желто-зеленый, бесцветный; по N_m – индигово-синий, зеленый, серо-синий; по N_p – оливково-зеленый, сине-зеленый, травяно-зеленый, бесцветный. Схема абсорбции: $N_g < N_m < N_p$. Окраска довольно часто распределяется зонально. Нередко наблюдается структура песочных часов (рис. 6.162). Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010) или перпендикулярна к ней. Углы угасания: $b : N_m = 0-63^\circ$. Дисперсия $\gamma > \nu$, сильная. Наблюдается дисперсия двупреломления, благодаря этому появляются аномальные цвета интерференции и неполное угасание. Интерференционная окраска желтая, серая, первого порядка.

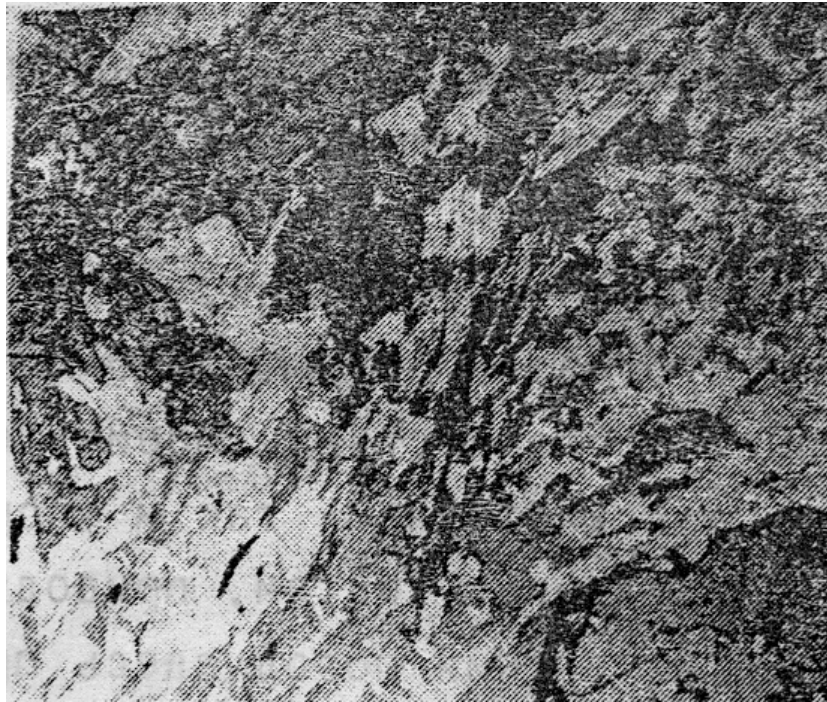


Рис. 6.159. Хлоритоид-гранат-хлоритовый сланец. Увел. 20, николи //

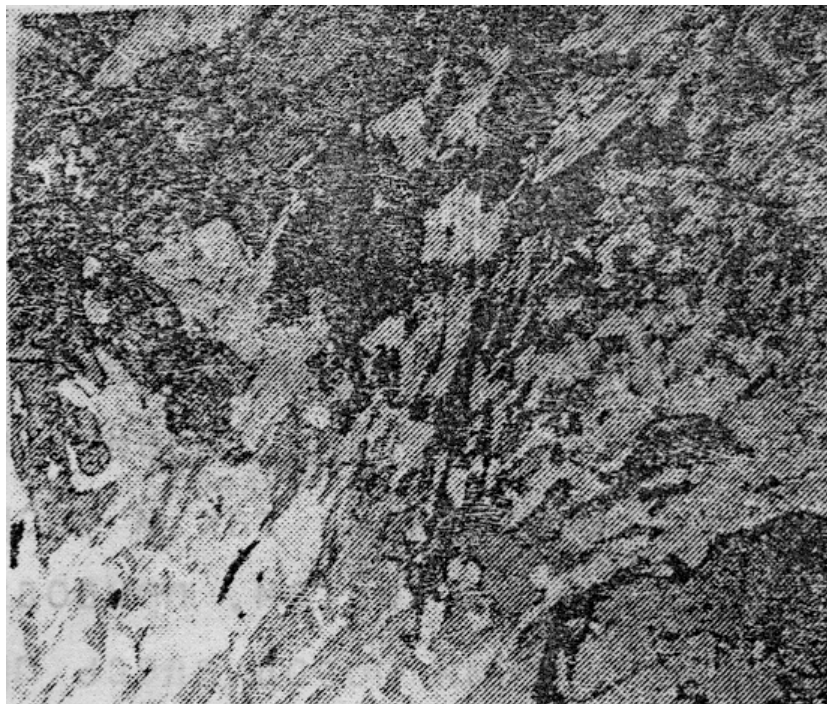


Рис. 6.160. Хлорит-хлоритоидный сланец. Увел. 20, николи //

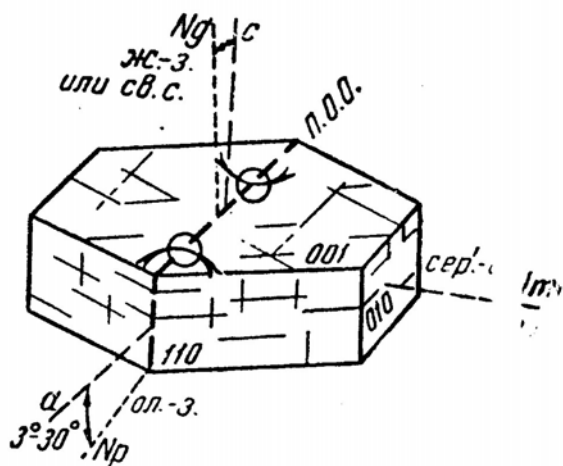


Рис. 6.161. Форма кристалла хлоритоида

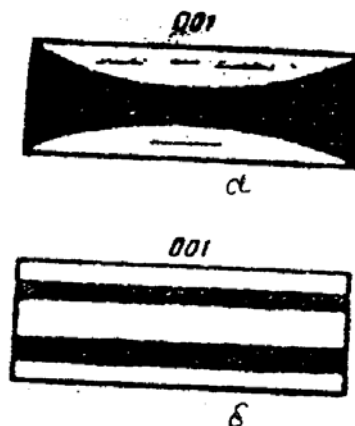


Рис. 6.162. Хлоритоид: а – разрез со структурой песочных часов; б – разрез с полисинтетическими двойниками

Включения. Часто отмечаются многочисленные включения кварца, магнетита, рутила, ильменита, циркона, турмалина и углистого вещества.

Разновидности. Отрелит – хлоритоид, обогащенный марганцем; сисмондин, обогащенный магнием.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза хлоритоид замещается пеннином и мусковитом.

Похожие минералы. Биотит, стильпномелан, хлориты. От биотита хлоритоид отличается меньшим двупреломлением и большим углом $2V$, окраской; от хлоритов отличается большим преломлением, большим углом оптических осей; от стильпномелана – меньшим двупреломлением, большим преломлением и большим углом $2V$.

Генезис. Типичный метаморфогенный, являющийся широко распространенным минералом пород эпидот-амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии в парагенезисе с кварцем, мусковитом, биотитом, гранатом, хлоритом, ставролитом и др.

ХОНДРОДИТ – $Mg_5[SiO_4]_2(OH,F)_2$ (рис. 6.163). Моноклинная сингония. В качестве изоморфной примеси могут присутствовать железо, марганец, алюминий и другие.

Встречается в изометричных, призматических и таблитчатых кристаллах, округлых зернах. Спайность несовершенная по (001). Иногда образует полисинтетические двойники по (001). В шлифе бесцветный или слабо окрашен в желтый или буроватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,623-1,653$; $n_m = 1,603-1,632$; $n_p = 1,593-1,619$; $n_g - n_p = 0,030-0,034$. Ясный, четкий рельеф и шагреневая поверхность. У окрашенных разностей слабый плеохроизм: по N_g – бледно-желтоватый, светло-бурый, буровато-желтый, бесцветный; по N_m – светло-

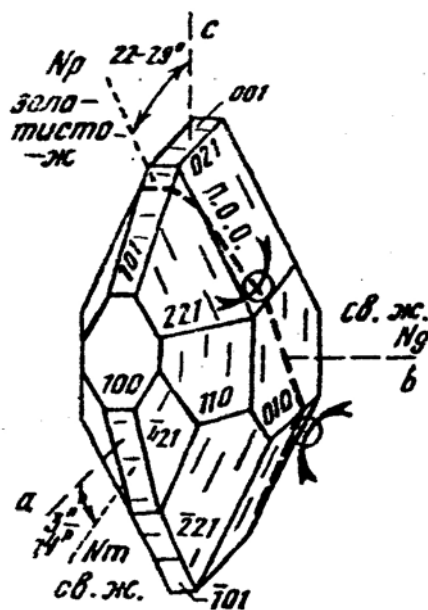


Рис. 6.163. Форма кристалла хондродита

желтый, бледный, желтовато-зеленый, бесцветный, красновато-бурый; по N_p – золотисто-желтый, коричнево-желтый, буровато-желтый. Углы угасания: $b : N_g = 0^\circ$, $a : N_m = 3-14^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Знак главной зоны неопределим. Угол оптических осей – $2V = 73-89^\circ$. Дисперсия $r > v$, очень слабая. Интерференционная окраска в сечении, параллельном плоскости оптических осей, желтая, второго порядка.

Изменения. При повторных наложенных процессах метаморфизма по хондриту развивается антигорит, брусит, магнезит и др.

Похожие минералы. Ставролит, оливин, гуммит. От ставролита хондрит отличается меньшим преломлением и более высокой интерференционной окраской; от оливина и гуммита – косым угасанием.

Генезис. Метаморфогенный. Встречается в эрланах, скарнах, мраморах в парагенезисе с кальцитом, доломитом, флогопитом, диопсидом, шпинелью и др. минералами.

ХРИЗОБЕРИЛЛ BeAl_2O_4 (рис. 6.164). Ромбическая сингония.

Встречается в форме псевдогексагональных или таблитчатых кристаллов и очень редко в виде неправильных зерен. Изредка образует тройники. В шлифе бесцветный или слабо окрашенный в красноватый, желтоватый или зеленоватый цвет. Спайность совершенная по (001), несовершенная по (100) и (010).

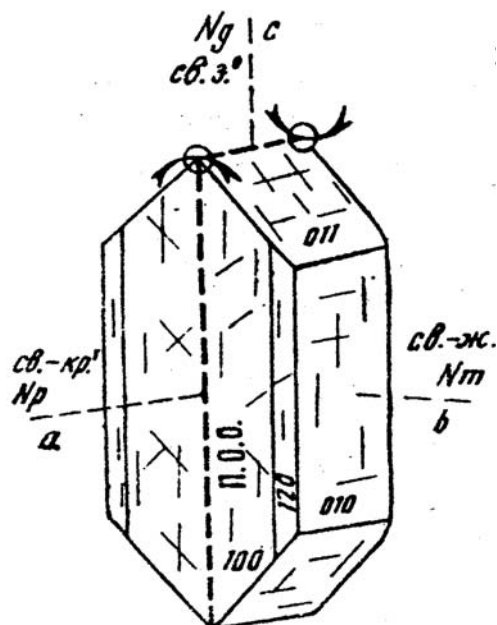


Рис. 6.164. Форма кристалла хризоберилла

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,753-1,758$; $n_m = 1,747-1,749$; $n_p = 1,744-1,747$; $n_g - n_p = 0,009-0,011$. Обладает высоким рельефом и ясной шагреневой поверхностью. Окрашенный хризоберилл слабо плеохроирует: по N_g – светло-зеленоватый, бесцветный, желтый; по N_m – светло-желтый; по N_p – светло-красноватый, бесцветный. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$.

Угасание прямое, удлинение положительное. Плоскость оптических осей лежит в плоскости (010). Угол оптических осей – $2V$ около 45° . Дисперсия по схеме $r > v$, слабая, но иногда очень сильная. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном N_m , серая, первого порядка.

Похожие минералы. Берилл, корунд. От берилла хризоберилл отличается осностью (берилл – одноосный, отрицательный) и более высоким дву-преломлением; от корунда – осностью (корунд – одноосный, отрицательный).

Генезис. Метаморфогенный, пегматитовый. Как метаморфогенный хризоберилл встречается в породах контактового метаморфизма – роговиках, скарнах. Особенно в приконтактной зоне гранитов, пегматитов со сланцами, в парагенезисе с бериллом, апатитом, плагиоклазом, микроклином, мусковитом, биотитом и кварцем. Редко хризоберилл отмечается как аксессуарный редкометальных пегматитов.

ЦЕЛЕСТИН – $\text{Sr}[\text{SO}_4]$ (рис. 6.165). Ромбическая сингония.

Встречается в виде таблитчатых, призматических, удлиненных кристаллов или неправильных зерен и их агрегатов. Спайность совершенная по (001), средняя по (010) и несовершенная по (110). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,631$; $n_m = 1,624$; $n_p = 1,622$; $n_g - n_p = 0,009$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угасание прямое по всем главным

сечениям. Знак главной зоны положительный, но может быть и отрицательным, при удлинении по оси. Угол оптических осей $-2V = 51^\circ$.

Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных плоскости оптических осей, серая, первого порядка.

Похожие минералы. В шлифах целестин очень сходен с баритом, от которого отличается меньшим преломлением большим углом $2V$.

Генезис. Магматогенный, гидротермальный. В изверженных, главным образом, основных породах, гидротермальный. Образует жилы с галенитом, сфалеритом и другими сульфидами, участвует в строении миндалин вместе с гипсом, прецитом и др.

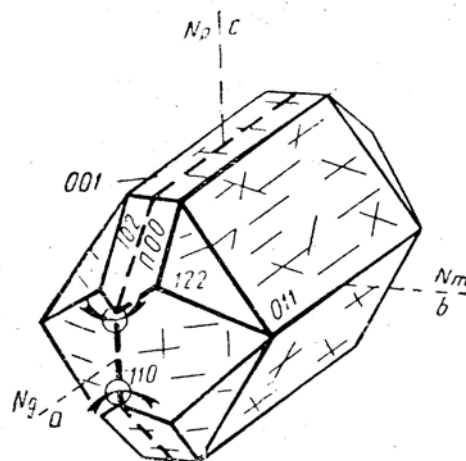


Рис. 6.165. Форма кристалла целестина

ЦЕЛЬЗИАН – $Ba[Al_2Si_2O_8]$ (рис. 6.166).

Группа полевых шпатов. Моноклинная сингония.

Образует короткопризматические, столбчатые кристаллы и изометричные зерна. Спайность совершенная по (001) и (010), несовершенная по (110). Двойники по бавенскому, карлсбадскому и манебахскому законам. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,588-1,596$; $n_m = 1,583-1,589$; $n_p = 1,579-1,584$; $n_g - n_p = 0,009-0,012$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Углы угасания: $N_g = 0^\circ$; $N_m = 3^\circ$; $N_p = 27-30^\circ$ (рис. 6.166). Угол оптических осей $-2V = 88^\circ$. Знак главной зоны не определяется. Интерференционная окраска – светло-серая, белая, первого порядка.

Включения. Цельзиан иногда содержит включения кварца, клинопироксенов, граната, амфибола и акцессорных минералов.

Разновидности. Кальциоцельзиан, в котором содержится 25 % анортитовой составляющей. Казоит представляет собой цельзиан с большим содержанием калия. Парацельзиан представляет собой полиморфную модификацию цельзиана.

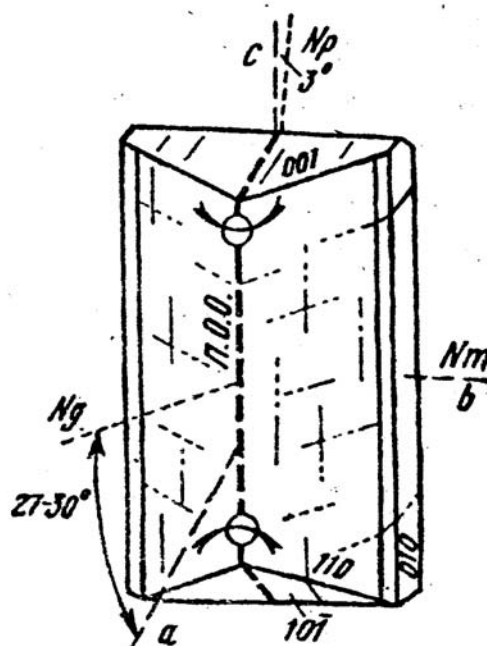


Рис. 6.166. Форма кристалла цельзиана

Похожие минералы. Ортоклаз и гиалофан. От ортоклаза цельзиан отличается большим преломлением, двупреломлением и углом оптических осей $-2U$. От гиалофана цельзиан – более высоким двупреломлением, положительным оптическим знаком и иной ориентировкой плоскости оптических осей.

Генезис. Метаморфогенный. Контактво-пневматолитовый в марганцевых породах в ассоциации с марганцевым оливином, родонитом, доломитом, кварцем, диопсид-геденбергитом и др. минералами.

ЦОИЗИТ – $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{Si}_3\text{O}_{12}][\text{OH}]$ (рис. 6.167). Группа эпидота. Ромбическая сингония.

Образует призматические, удлиненные, шестоватые, широкотаблитчатые кристаллы, дающие иногда гексагональные разрезы, неправильные зерна, их микрозернистые агрегаты, сферокристаллы, лучистые агрегаты. На крупных зернах видна ясная штриховка в вертикальном направлении. Спайность совершенная по (001). В шлифе бесцветный. Двойники отсутствуют.

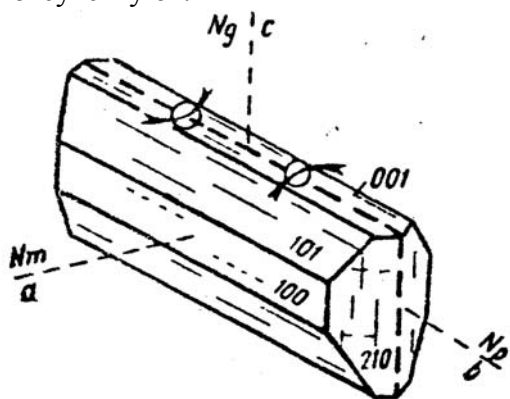


Рис. 6.167. Форма кристалла цоизита

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Если плоскость оптических осей совпадает с плоскостью (100) – это α -цоизит. У β -цоизита плоскостью оптических осей является (010). Преломление α -цоизита выше, двупреломление немного меньше, чем у β -цоизита: $n_g = 1,702\text{--}1,707$; $n_m = 1,695\text{--}1,702$; $n_p = 1,695\text{--}1,701$; $n_g - n_p = 0,007\text{--}0,006$. Высокий рельеф, резкая шагреневая поверхность. Угасание относительно ясно выраженного удлинения и спайности прямое или близкое к прямому. Удлинение может быть положительным и отрицательным. Угол оптических осей – $2V$ у α -цоизита равен $45\text{--}50^\circ$, у β -цоизита – $0\text{--}30^\circ$. Дисперсия оптических осей, соответственно, $r < v$ и $r > v$. Вследствие сильной

дисперсии двупреломления в некоторых разрезах наблюдается весьма характерная аномальная интерференционная окраска: серо-синяя, фиолетовая, желтовато-бурая, густо-синяя.

Разновидности. Выделяются следующие разновидности цоизита: соссюрит – скрытокристаллический продукт изменения полевых шпатов – плагиоклазов основного состава (лабрадора, битовнита и анортита), состоящий в основном из цоизита; тулит – розово-красный от примесей марганца, с сильным плеохроизмом марганцовистый цоизит; танзанит – прозрачный аметисто-фиолетовый ванадиевый цоизит.

Похожие минералы. Апатит, мелилит, везувиан, эпидот, силлиманит, клиноцоизит. От апатита цоизит отличается по наличию спайности, большому преломлению, форме зерен, двуосности и оптическому знаку; от мелелита – по отсутствию окраски, а также двуосности, оптическому знаку и спайности; от везувиана – по меньшему преломлению, наличию спайности, оптическому знаку; от эпидота – по оптическому знаку, низкому двупреломлению, меньшему углу оптических осей – $2V$; от силлиманита – по меньшему двупреломлению, меньшему углу оптических осей – $2V$, иному характеру спайности.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Цоизит широко развит в метаморфических породах зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

ЭВКЛАЗ – $\text{Be}_2\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_8][\text{OH}]_2$ (рис. 6.168). Моноклинная сингония.

Образует кристаллы призматического облика с многочисленными гранями: более или менее изометричные зерна. Обладает совершенной спайностью по (010) и несовершенной по (110) и (001). В шлифе бесцветный, светлозеленовый, голубой. В толстых шлифах возможен плеохроизм, с различной ориентировкой цветов.

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий преломления: $n_g = 1,671$; $n_m = 1,665$; $n_p = 1,651$; $n_g - n_p = 0,020$. Угол угасания: $c : N_g = 41^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 50^\circ$.

Дисперсия $r > v$. Знак главной зоны эвклаза положительный. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m – пурпурно-синяя, второго порядка.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Эвклаз встречается в ассоциации с хлоритом, кварцем, альбитом, биотитом, серицитом и другими минералами.

ЭНИГМАТИТ – $\text{Na}_2\text{Fe}_5\text{Ti}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ (рис. 6.169). Триклинная сингония.

Образует пластинчатые, столбчатые, игольчатые кристаллы и изометричные зерна. Обладает совершенной спайностью по (010) и (100). В шлифе окрашен в красновато-коричневый цвет. Плеохроизм первого рода.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_p = 1,797$; $n_m = 1,800$; $n_g = 1,803$; $n_g - n_p = 0,006$. Высокий рельеф и четкая шагреневая поверхность. Плеохроизм по: N_p – светло-красно-коричневый; N_m – темно-каштаново-коричневый; N_g – очень темно-коричневый, непрозрачный. Угол погасания $c : N_g = 4-45^\circ$. Угол оптических осей $2V = 32^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска энигматита серая первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (110).

Похожие минералы. Ренит, титанистая роговая обманка. Ренит характеризуется плеохроизмом по N_p – зеленовато-коричневой окраски. Титанистые роговые обманки отличаются более высокими значениями величины двулучепреломления.

Генезис. Магматогенный. Встречается в натровых и нефелиновых сиентах, натровых трахитах и феолитах в ассоциации с эгирином, арфведсонитом и фельдшпатоидами.

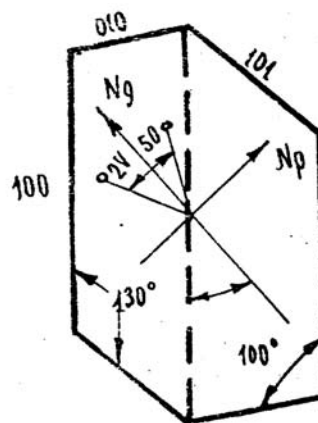


Рис. 6.168. Форма кристаллов эвклаза

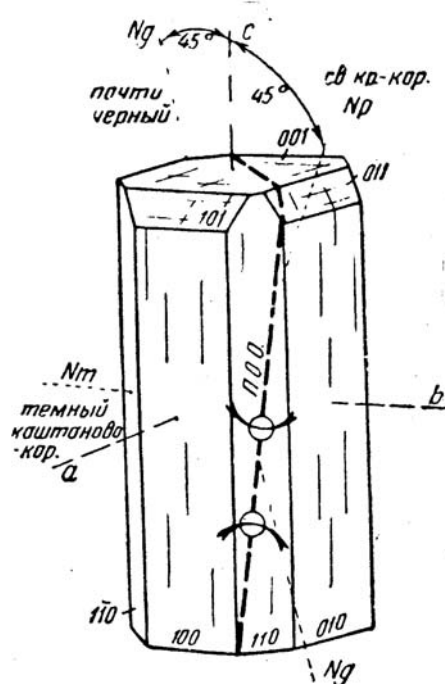


Рис. 6.169. Форма кристалла энигматита

6.4.2. Двуосные оптически отрицательные минералы

В разделе двуосные оптически отрицательные минералы преимущественно магматического и метаморфогенного генезиса. Много из метаморфогенных минералов являются индекс-минералами, позволяющими картировать метаморфическую зональность докембрийских и фанерозойских комплексов.

АКСИНИТ – $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})]$ (рис. 6.170). Триклинная сингония.

Встречается в виде клинообразных таблитчатых или неправильных зерен. Спайность совершенная по (112) и (010) и несовершенная по (001).

Оптические свойства. Двуосные отрицательные. Показатели преломления: $n_g = 1,689$; $n_m = 1,685$; $n_p = 1,679$; $n_g - n_p = 0,010$. Высокий рельеф, ясная шагреневая поверхность. Плеохроизм может отсутствовать, но иногда сильный, смешанного типа – с изменением цвета и интенсивности окраски. По N_g – бесцветный до желтоватого; N_m – фиолетовый, ярко-желтый, голубой; N_p – желтый, коричневатый. Схема абсорбции $N_m > N_p > N_g$ плоскость оптических осей параллельна плоскости (111). Оси индикатрисы распо-

около 80° . Дисперсия $\gamma < \nu$, слабая. Интерференционная окраска на разрезах светло-серая с желтоватым оттенком перпендикулярных N_g – желтовато-серая; первого порядка; N_m – синевато-зеленая; второго порядка; N_p – желтая, первого порядка.

Включения. Унаследует включения, находившиеся в замещенном им минерале – кварц, плагиоклаз, апатит, магнетит, сфен, ортит и др.

Изменения. При процессах диафтореза по актинолиту развивается хлорит, эпидот, тальк и кальцит.

Разновидности. Актинолит-асбест, для которого характерны прожилки строго параллельно-волокнистого строения. Нефрит – плотные скрыто кристаллические массы с зановистым изломом.

АНДАЛУЗИТ – Al_2SiO_5 (рис. 6.172). Ромбическая сингония.

В шлифе встречается в виде вытянутых кристаллов, дающих в поперечном сечении прямоугольники, иногда параллелограммы. Спайность несовершенная по призме (110), пересекающаяся в определенных разрезах под углом $88-89^\circ$. Бесцветный или окрашенный в розоватый, буроватый и редко зеленоватый цвет. Распределение окраски неравномерное, пятнистое. Двойники отсутствуют.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_g = 1,638-1,650$; $n_m = 1,633-1,644$; $n_p = 1,629-1,640$; $n_g - n_p = 0,009-0,011$ (возрастает от примеси железа). Высокий рельеф и шагреньевая поверхность. Окрашенные разности обладают слабым плеохроизмом: $N_g = N_m$ – бледно-зеленый, бледно-желтый, бесцветный; N_p – розоватый, желтый, бесцветный. Погасание прямое. Знак глазной зоны отрицательный. Угол оптических осей – $2V = 83-85^\circ$. Дисперсия $\gamma < \nu$ и значительно реже $\gamma > \nu$. Плоскость оптических осей лежит в плоскости (010). Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, серая, желтая, первого порядка.

Разновидности. Выделяются следующие разновидности: хиастолит, имеющий в поперечном сечении темный крест и виридин-железисто-марганцовистая разновидность зеленоватого цвета.

Включения. Содержит многочисленные включения мелких зерен кварца, полевых шпатов, рутила и тонкодисперсные углистые выделения, расположенные симметрично в центральной части минерала, которые в поперечном сечении образуют крест, а в продольном относительно широкие полосы. Эти разновидности андалузита называется хиастолитами.

Изменения. При изменении довольно легко андалузит замещается серицитом, реже полевым шпатом.

Похожие минералы. Силлиманит, тремолит, гиперстен, везувиан, цоизит, мелилит, дистен, топаз и апатит. От силлиманита андалузит отличается значительно низкой величиной двупреломления и отрицательным удлинением; от тремолита, – углом между двумя системами спайности ($88-89^\circ$), отрицательным удлинением и низкими (первого порядка) цветами интерференции; от гиперстена – отрицательным удлинением и минеральным парагенезисом; от везувиана – большей величиной двупреломления, меньшими показателями преломления и осностью минерала; от цоизита – отрицательным оптическим знаком, меньшими показателями преломления, большими значениями величины двупреломления и углом оптических осей; от мелилита – формой разрезов (хиастолит) и осностью минерала; от дистена – отрицательным удлинением, прямым погасанием (у дистена часто угол

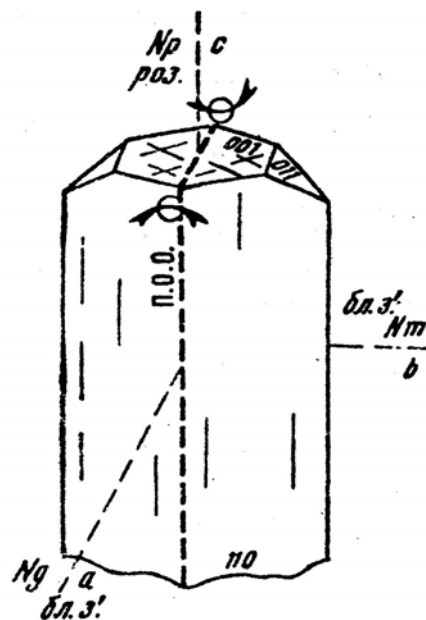


Рис. 6.172. Форма кристалла андалузита

погасания колеблется от 0 до 18°. и в отдельных случаях достигает 30°), меньшими значениями величины двупреломления и показателями преломления; от топаза – большим углом оптических осей и показателями преломления; и, наконец, от апатита отличается формой зерен, более высоким двупреломлением и осностью минерала.

Генезис. Типичный минерал регионального и контактового метаморфизма. Особенно часто встречается в относительно высокотемпературных сланцах и роговиках в парагенезисе с кордиеритом, гранатом, sillimanитом, корундом, биотитом, мусковитом и др. Широко распространен в метаморфических поясах андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

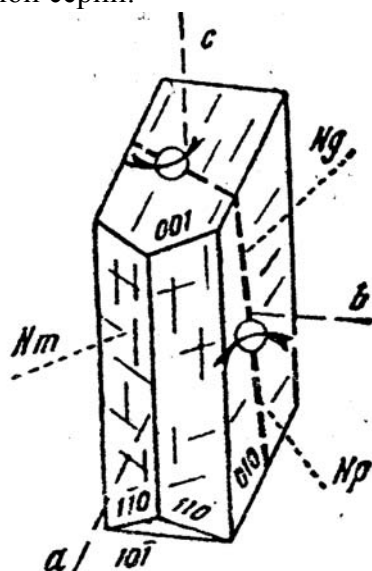


Рис. 6.173. Форма кристалла анортита

АНОРТИТ – $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (90–100 %) и $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (10–0 %) (рис. 6.17). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Образует широкопластинчатые изометрические или вытянутые кристаллы с полисинтетическими или простыми двойниками. Ширина отдельных индивидов двойников больше чем средних плагиоклазов. Спайность совершенная по (001) и (010) и не совершенная по (110). Бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления меняются в зависимости от содержания анортитовой составляющей:

91 % An	100 % An
$n_g - 1,582$	$n_g - 1,588$
$n_m - 1,577$	$n_m - 1,583$
$n_p - 1,571$	$n_p - 1,575$
$n_g - n_p - 0,011$	$n_g - n_p - 0,013$

Четкий рельеф и слабая шагреневая поверхность. Угол оптических осей – 2М около 77°. Дисперсии $r > v$. Знак главной зоны или удлинение минерала $\pm$. Угол угасания на (010) порядка 37°, а в плоскости (001) – 40°. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном N_m и при нормальной толщине шлифа, серая, светло-жёлтая, первого порядка.

Включения. Анортит иногда содержит включения мелких зерен оливина, клинопироксена, магнетита и акцессорных минералов: апатита, циркона, сфена и шпинели.

Изменения: При наложении повторных метаморфических и метасоматических процессов анортит замещается соссюритом, эпидотом, цоизитом, скаполитом, реже серицитом, каолинитом и кальцитом.

Похожие минералы. Анортит очень похож на битовнит, для их различия необходимы точные методы, таковыми являются: определение показателя преломления иммерсионным методом, определение угла 2V и другие оптические константы. В изометричных зернах и без двойников анортит похож на кварц, но отличается двуосностью и преломлением. Характерная деталь – в породах, содержащих анортит, кварц, как правило, не встречается.

Генезис. Типичный магматогенный минерал, являющийся одним из главных породообразующих в составе ультраосновных, реже основных пород интрузивного и эффузивного рядов. В редких случаях анортит отмечается в метабазах гранулитовой фации в ассоциации с ортопироксеном, клинопироксеном, оливином, амфиболом, гранатом и биотитом.

АННИТ – $\text{K,Fe}_3[\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{1,5}\text{O}_5]_2(\text{OH})_2$ (рис. 6.174). Группа биотита. Моноклинная сингония.

Слагает таблитчатые, листовые, чешуйчатые кристаллы с весьма совершенной спайностью по (001) и (010). В шлифе окрашен в оранжевый и коричневый цвета.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,616$; $n_m = 1,696$; $n_g = 1,697$; $n_g - n_p = 0,081$. Угол оптических осей – $2V = 0-35^\circ$. Дисперсия по схеме $\gamma < \nu$ (богаты Mg) до $\gamma > \nu$ (богаты Fe). Положительный рельеф и слабая шагреньевая поверхность. Плехроизм по: N_p – серо-желтый, коричнево-зеленый, оранжево-коричневый; по N_m и N_g – темно-коричневый, темно-зеленый, темно-красно-коричневый. Схема абсорбции – $N_p < N_m \sim N_g$. Интерференционная окраска желто-зеленая, зелено-желтая второго порядка.

Похожие минералы. Флогопит, вермикулит, протолитионит. Флогопит и вермикулит отличается от аннита более светлой окраской, меньшими показателями преломления и меньшей величиной двулучепреломления. Протолитионит дает литиевое пламя.

Генезис. Магматогенный и метаморфогенный. Встречается в магматических породах кислого, среднего состава и гранитных пегматитах. В метаморфических породах формируется в Р-Т условиях зеленосланцевой, эпидотамфиболитовой и амфиболитовой фации.

АРАГОНИТ – $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ (рис. 6.175). Ромбическая сингония. Часто содержит примеси Sr, Pb.

Образует пластинчатые, призматические и лучистые кристаллы с совершенной спайностью по (010). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,530-1,530$; $n_m = 1,682-1,681$; $n_g = 1,686-1,685$; $n_g - n_p = 0,156-0,155$; Угол угасания $c : N_p = 0^\circ$; $a : N_m = 0^\circ$; $b : N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (100). Угол оптических осей – $2V = 18^\circ$. Дисперсия $\gamma < \nu$. Знак главной зоны минерала отрицательный. Интерференционная окраска пурпурного цвета четвертого порядка.

Похожие минералы. Кальцит. Кальцит обладает совершенной спайностью по ромбоэдру и хорошоemt полисинтетическими двойниками.

Генезис. Гидротермальные, осадочный и биогенный в ассоциации с гипсом, кальцитом и другими минералами.

АМБЛИГОНИТ – $\text{LiAl}[\text{PO}_4]\text{F}$ (рис. 6. 176). Триклинная сингония.

Слагает пластинчатые, изометрические зерна с совершенной спайностью по (010) и (100). В шлифе бесцветный.

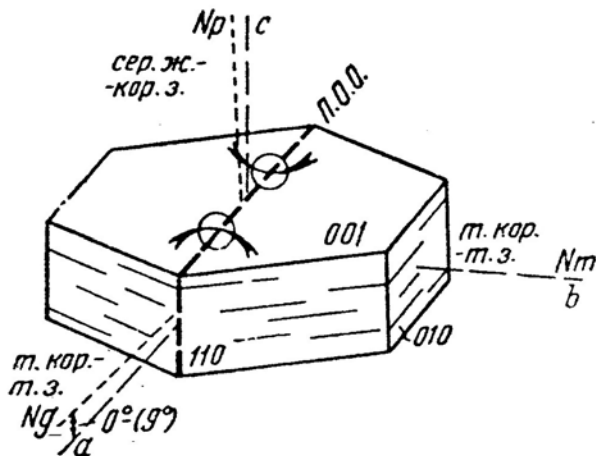


Рис. 6.174. Форма кристалла аннита

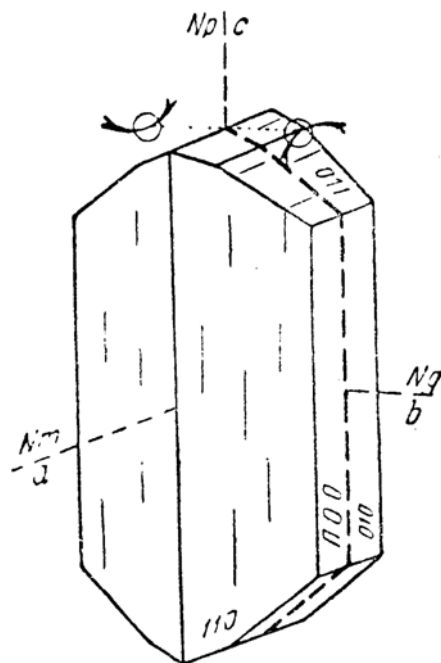


Рис. 6.175. Форма кристалла арагонита

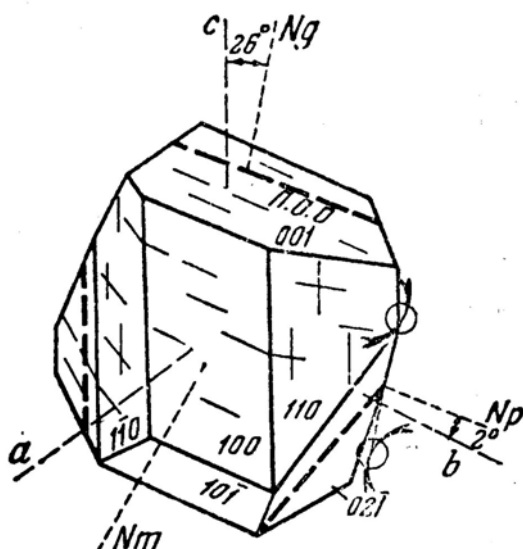


Рис. 6. 176. Форма кристалла амблигонита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления; $n_p = 1,578$; $n_m = 1,594$; $n_g = 1,598$; $n_g - n_p = 0,020$. Угол погасания $N_g = 26^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (0,010) Угол оптических осей $-2V = 50-90^\circ$. Дисперсия $\gamma < \nu$. Интерференционная окраска на разрезах перпендикулярных N_m – оранжевая, пурпурно-синяя второго порядка. Рельеф амблигонита положительный, шагреньевая поверхность отсутствует.

Похожие минералы. Плаггиоклазы, которые характеризуются меньшими значениями величины двулучепреломления, наличием полисинтетических двойников.

Генезис. Магматогенный, пегматитовый и гидротермальный. Встречается в редкометальных пегматитах и грейзенах совместно с литийсодержащими минералами- лепидолит, цинвальдит и другими.

АНТИГОРИТ – $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ (рис. 6.177). Группа серпентина. Моноклинная сингония.

Образует таблитчатые, чешуйчатые кристаллы иногда плотные массы. Таблитчатые и чешуйчатые формы зерен обладают совершенной спайностью по (001) и (010). От удара возникают лучи параллельные (010). В шлифе бесцветный или слабо- зеленоватый.

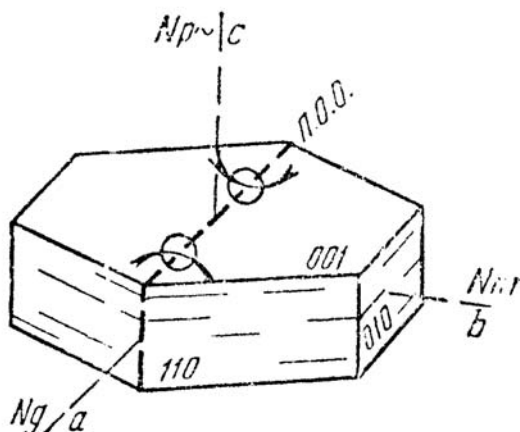


Рис. 6. 177. Форма кристалла антигорита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления; $n_p = 1,546$; $n_m = 1,551$; $n_g = 1,552$; $n_g - n_p = 0,006$. Угол погасания $N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010) Угол оптических осей $-2V = 27-60^\circ$. Дисперсия $\gamma < \nu$. Знак главной зоны минерала положительный. Плеохроизм по схеме – N_p – зеленовато-желтый; $N_m = N_g$ – зеленоватый. Схема абсорбации $N_p \approx N_m \approx N_g$. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Похожие минералы. Слюды, хризотил, хлориты. Все виды слюд отличаются от антигорита большими значениями величины двулучепреломления. Хризотил, отличается волокнистой структурой. Хлориты обладают более сильным плеохроизмом, а пеннин осностью и положительной ориентировкой оптических осей минерала.

Генезис. Магматогенный, пегматитовый и гидротермальный. Магматогенный антигорит формируется в мраморах, кальцифирах, эрлонах. Гидротермальный антигорит образуется по Mg – силикатам таким, как серпентин.

АНОРТОКЛАЗ – $(Na,K)[AlSi_3O_8]$ (рис. 6.178). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Встречается в виде столбчатых, таблитчатых и изометричных зерен, имеющих совершенную спайность по (001) и (010). Отмечается спайность в двух направлениях под углом близко к 90° , а также решетчатое строение. В шлифе бесцветный.

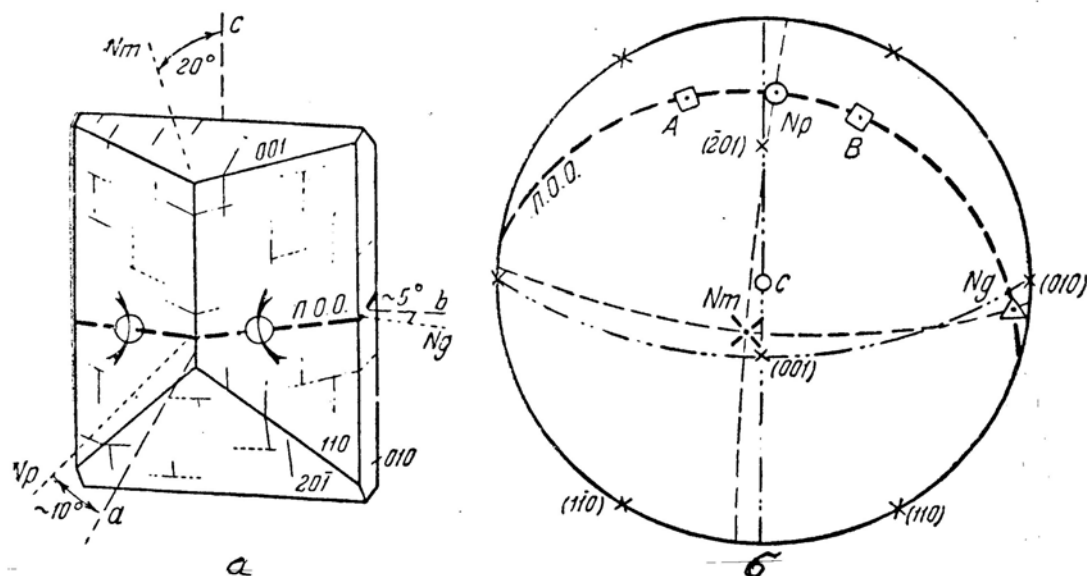


Рис. 6.178. Форма кристалла анортклаза и стереографическая проекция

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления; $n_p = 1,523-1,536$; $n_m = 1,529-1,548$; $n_g = 1,530-1,549$; $n_g - n_p = 0,007-0,013$. Угол угасания $c : N_m = 20^\circ$; $b : N_g = 5^\circ$; $a : N_p = 10^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010) Угол оптических осей $-2V = 32-62^\circ$. Дисперсия по схеме $g < v$. Интерференционная окраска серая, у богатого натрием анортклаза – желтая первого порядка. Шагреновая поверхность отсутствует.

Похожие минералы. Санидин, ортоклаз, микроклин, алигоклаз. Санидин отличается от ортоклаза меньшими показателями преломления и углом оптических осей $2V$. Ортоклаз обладает большим углом оптических осей $2V$. Микроклин характеризуется более грубой решеткой. Плагноклаз имеет также большой угол оптических осей $2V$, чем анортклаз.

Генезис. Магматогенный. Встречается преимущественно в щелочных (Na-содержащих) интрузивных породах и их эффузивных аналогах. Спорадически встречаются в двуполевошпатовых магматитах.

АРФВЕДСОНИТ

$\text{Na}_3(\text{Fe}, \text{Mg})_4(\text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$ рис. 6.179). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Встречается в виде длиннопризматических; и пластинчатых кристаллов или неправильно ограниченных зерен с совершенной спайностью по призме. На поперечных разрезах наблюдается две системы трещин спайности, пересекающихся под углом 56° . Минерал окрашен в синий или зеленый цвет, иногда настолько густо, что только в краях можно установить указанную окраску с буроватыми или фиолетовыми оттенками.

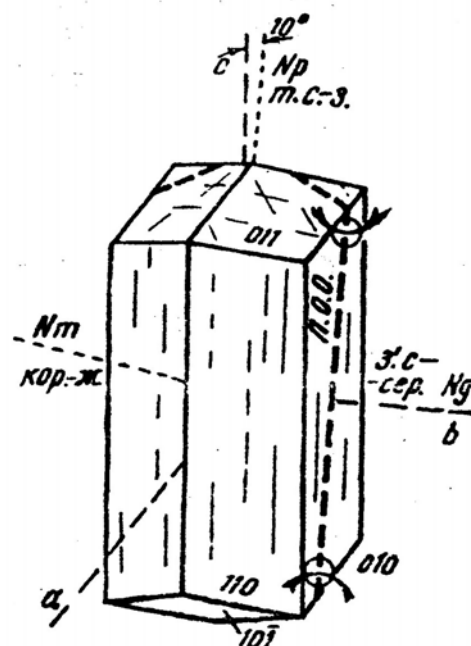


Рис. 6.179. Форма кристаллов арфведсонита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_g = 1,698-1,705$; $n_m = 1,687-1,705$; $n_p = 1,693-1,695$; $n_g - n_p = 0,005-0,010$; Обладает ясной шагненовой поверхностью и рельефом. Угол угасания $c : N_g$ изменяется от 14 до 20° . Удлинение (знак главной зоны) отрицательное. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V$ около 90° , может быть положительный и отрицательный. Сильный плеохроизм по схеме – $N_p > N_m > N_g$: по N_g – темно- синевато-зеленый; N_m – буровато-желтый; по N_p – густой сине-зеленый. Интерференционная окраска арфведсонита осложняется собственным цветом. Характерна сильная дисперсия оптических осей по форме $\gamma < \nu$. В результате этого явления на большинстве разрезов наблюдается неполное погасание.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по арфведсониту развивается лепидомелан, а при выветривании – сидерит и лимонит.

Похожие минералы. Рибекит, гастингсит, турмалин. От рибекита арфведсонит отличается большим углом угасания; от гастингсита – меньшим углом угасания; от турмалина – двуосностью, совершенной спайностью и низким двупреломлением.

Генезис. Магматогенный, метаморфогенный. Магматогенный арфведсонит характерен большинству щелочных изверженных пород и их эффузивных аналогов. Метаморфогенный арфведсонит образуется при контактовом метаморфизме в Р-Т условиях амфибол-роговиковой и пироксенроговиковой фаций в парагенезисе с флюоритом, цирконом, астрофиллитом, кальцитом и др. минералами.

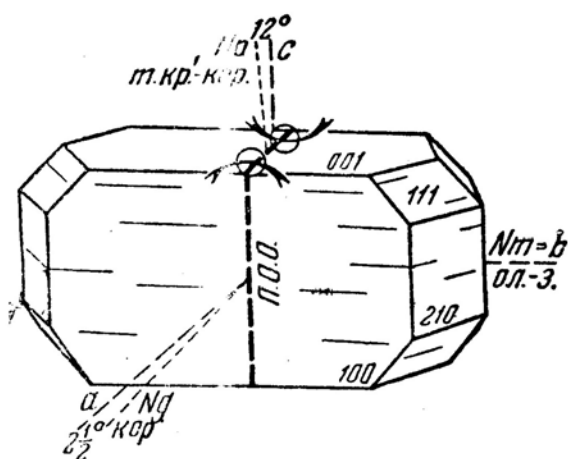


Рис. 6.180. Форма кристалла бадделеита

БАДДЕЛЕИТ – ZrO_2 (рис. 6.180).

Моноклинная сингония. Образует пластинчатые, таблитчатые и изометричной формы зерна с совершенной спайностью по (001). В шлифе окрашен в красно-коричневый цвет

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 2,130$; $n_m = 2,190$; $n_g = 2,200$; $n_g - n_p = 0,070$. Обладает высоким рельефом и резкой шагненовой поверхностью. Угол угасания $c : N_p = 11-13^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 30^\circ \pm 1^\circ$. Плеохроизм по: N_p – темно-красно-коричневый; N_m – оливково-зеленый; N_g – красновато-коричневый.

Абсорбция по схеме – $N_p > N_m > N_g$. Дисперсия $\gamma < \nu$. Знак главной зоны минерала отрицательный. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m – темно-красная, коричневая четвертого порядка.

Похожие минералы. Гётит отличается от бадделеита, прямым погасанием. Ленидокроит обладает значительно большими значениями величины двулучепреломления.

Генезис. Гидротермальный. Встречается в породах основного щелочного состава великолепно накапливается в россыпях.

БАЗАЛЬТИЧЕСКАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА –

$Ca_2(Na,K)_{0,5-1,0}(Mg,Fe^{2+})_{3-4}(Fe^{3+},Al)_{2-1}[AlSi_3O_{11}]_2(OH,F)_2$ (рис. 6.181). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

В шлифе образует удлиненнопризматические, таблитчатые или шестигранные зерна. Обладает совершенной спайностью по призме, пересекающаяся на перпендикулярном срезе под углом в 56° . Отмечаются простые и полисинтетические двойники. Базальтическая роговая обманка окрашена в коричневый, темно-бурый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный характеризующийся преломлением и двупреломлением: $n_g = 1,693-1,760$; $n_m = 1,683-1,730$; $n_p = 1,670-1,692$; $n_g - n_p = 0,023-0,068$. Угол оптических осей – $2V$ около $64-80^\circ$. Плеохроизм по схеме – $N_g > N_m > N_p$: по N_g – темно-бурая; по N_m – буровато-зеленая; по N_p бледно-желтая Интерференционная окраска на разрезах перпендикулярных N_m синяя, красная, желтая третьего порядка.

Включения. Часто содержит включения рудного материала, в определении генезиса которого следует быть осторожным, т. к. он может оказаться продуктом опацификации – характерного процесса распада роговой обманки, вызываемого различными причинами. Отмечаются включения вулканического стекла и игольчатого рутила – сагениита

Разновидности. Керсутит – базальтическая роговая обманка, содержащая до 10 % TiO_2 . Уралит – псевдоморфозы по ортопироксенам и клинопироксенам.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по роговой обманке развивается биотит,

Похожие минералы. Биотит, турмалин. От биотита она отличается менее совершенной спайностью и косым погасанием; от турмалина – наличием спайности, осностью и обратной схемой абсорбции по удлинению.

Генезис. Базальтическая роговая обманка – типичный магматогенный минерал, характерен многим извержениям породам: андезитам, андезито-базальтам, габброидам, риолитам и др.

БАРКЕВИКИТ –

$Ca_2(Na,K)(Mg,Fe^{2+}Fe^{3+}Mn)_5[Al_{1,5}Si_{6,5}O_{22}](OH,F)_2$ (рис. 6.182). Группа амфиболов, Моноклинная сингония. Субщелочная роговая обманка, отличающаяся по химическому составу от обыкновенной значительным содержанием TiO_2 до 5,5 вес % и щелочей – K_2O , Na_2O , BeO , а также железа. Форма зерен призматическая, стебельчатая, листоватая или изометричная. Обладает совершенной спайностью в одном и двух направлениях, как у всех амфиболов под углом в 56° . Баркевикит интенсивно окрашен в красновато-коричневый и бурый цвета.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, обладающий показателями преломления $n_g = 1,700$; $n_m = 1,696$; $n_p = 1,680$; $n_g - n_p = 0,020$. Имеет резкую шагреневую поверхность и высокий рельеф. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол угасания $c : N_g$ равен $10-14^\circ$. Удлинение положительное. Угол оптических осей – $2V = 31-52^\circ$. Дисперсия оптических осей по формуле $\gamma < \nu$. Плеохроизм по схеме – $N_g > N_m >$

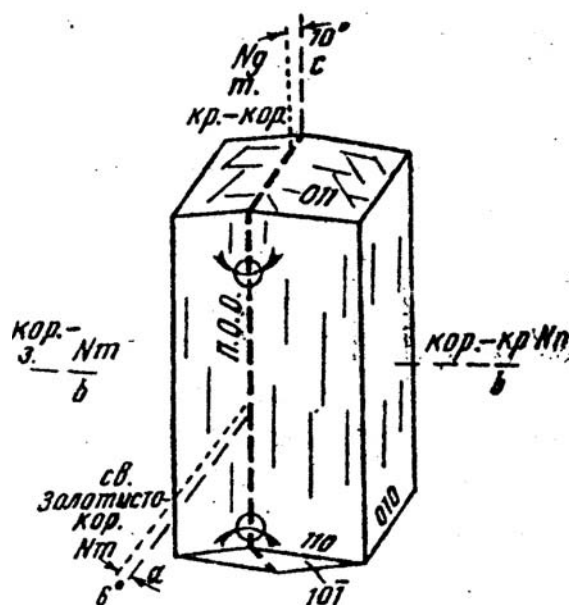


Рис. 6.181. Форма кристалла базальтической роговой обманки

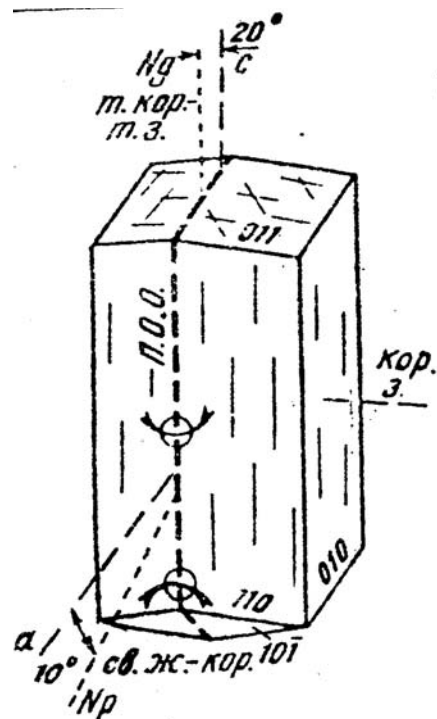


Рис. 6.182. Форма кристалла баркевикита

N_p : по N_g – темно-коричневый по N_m – красновато-бурый; по N_p – светло-желтый. Интерференционная окраска второго порядка осложняется интенсивным собственным цветом.

Похожие минералы. Обыкновенная роговая обманка, гастингсит. От обыкновенной роговой обманки баркевикит отличается петрохимическим анализом; от гастингсита – окраской и характером дисперсии.

Генезис. Магматогенный. Типичен для богатых щелочами, особенно натрием, интрузивных и эффузивных пород основного состава.

БЕРТРАНДИТ— $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{OH}]_2$ (рис 6. 183). Ромбическая сингония.

Образует пластинки различного габитуса, таблички, сердцевидные формы, неправильные зерна. Спайность совершенная по (001), средняя по (100), (010) и (110) В шлифе бесцветный, иногда бледно-желтый, возможно от примеси лимонита. Обычны двойники.

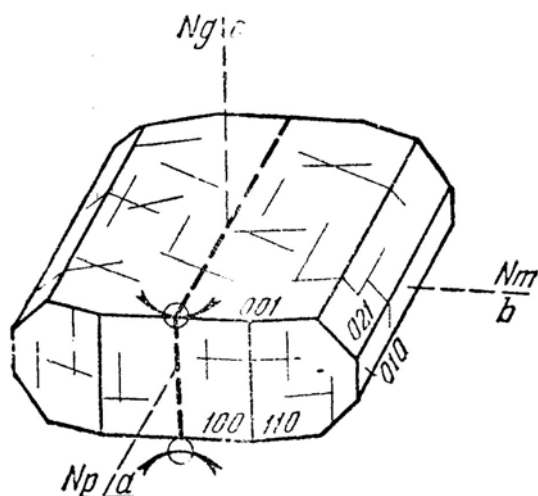


Рис. 6. 183. Форма кристалла берtrandита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный; показатели преломления $n_g = 1,611-1,614$; $n_m = 1,603-1,605$; $n_p = 1,584-1,591$; $n_g - n_p = 0,027-0,023$. Заметный рельеф и слабая шагреновая поверхность. Знак главной зоны отрицательный. Плоскость оптической параллельна плоскости (010) Угол оптических осей – $2V$ около $73-75^\circ$ Дисперсия $\gamma < \nu$. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, синяя, зелёная, второго порядка.

Похожие минералы. Мусковит – имеет спайность только в одном направлении.

Генезис. Образуется как вторичный продукт при разрушении берилла, по которому в пустотах иногда образует псевдоморфозы. Встречается в пегматитах; аплитах, гранитах. В ассоциации с бериллом, турмалином.

БИТОВНИТ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (70–90 %) и $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (30–10 %) (рис. 6.184). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Встречается в виде гипидиоморфных, широкотаблитчатых, реже изометричных зерен или микролитов в эффузивах. Полисинтетические двойники широкие. Простые двойники наблюдаются редко. Бесцветный. Спайность совершенная по (001) и (010) и несовершенная по (110).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления меняются в зависимости от содержания анортитовой составляющей:

71 % An	90 % An
$n_g - 1,572$	$n_g - 1,582$
$n_m - 1,568$	$n_m - 1,578$
$n_p - 1,563$	$n_p - 1,571$

Рельеф относительно четкий, шагреновая поверхность слабая или отсутствует. Угол оптических осей – $2V$ колеблется около 85° . Так как плоскость оптических осей находится над различными углами по отношению к кристаллографическим осям в битовнитах с различным содержанием анортита, то углы погасания косые и колеблющиеся в определенных пределах. Дисперсия $\gamma > \nu$. Интерференционная окраска от светло-серой до светло-желтой, первого порядка.

Включения. Нередко содержатся включения относительно мелких зерен авгита, оливина, магнетита и других.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза битовнит замещается эпидотом, цоизитом, скаполитом, пренитом, соссюритом, серицитом, альбитом и каолинитом.

Похожие минералы. Битовнит похож на лабрадор и анортит, совместно с которыми часто встречается. От лабрадора он отличается большим преломлением и отрицательным оптическим знаком. От анортита – меньшим преломлением и содержанием анортитовой составляющей, определяемой на универсальном столике Е. С. Федорова. В разрезах без спайности и двойникования битовнит похож на кварц, от которого отличается осностью.

Генезис. Относительно редкий минерал из группы плагиоклазов. Преимущественно встречается в интрузивных и эффузивных породах основного состава (норитах, анортозитах и др.) совместно с лабрадором, ромбическими пироксенами, оливином, амфиболами и шпинелью. В отдельных случаях битовнит отмечается в метабазитах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма в парагенезисе с магнезиальным гранатом, гиперстеном, роговой обманкой, клинопироксеном и биотитом.

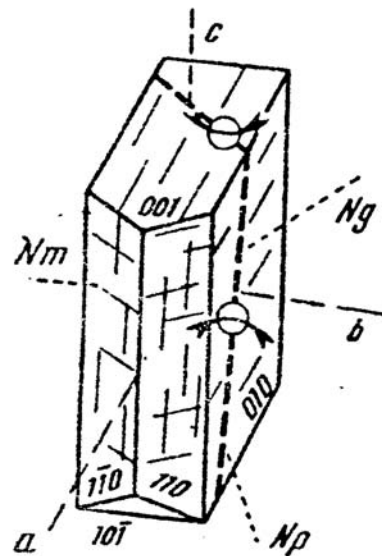


Рис. 6.184. Форма кристаллов битовнита

БУСТАМИТ – $(\text{Ca}, \text{Mn})_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$ (рис. 6.185). Триклинная сингония. Образует толстые таблички, зерна с весьма совершенной спайностью по (010) и менее совершенной по (110) и (110). Угол спайности между (010) и (100) – $92^\circ 30'$, а между (010) и (-110) – 46° . В шлифе бесцветный или слабо окрашенный в розовый или оранжевый цвет. Форма кристалла бустамита дана.

Оптические свойства: Двуосный, отрицательный; имеющий показатели преломления $n_g = 1,677-1,704$; $n_m = 1,675-1,701$; $n_p = 1,665-1,689$; $n_g - n_p = 0,015-0,012$. Ясный рельеф и шагреньевая поверхность. Окрашенный, слабо плеохроирует: по N_g – бледно-оранжевый; по N_m – розово – красный; по N_p бледно-оранжевый. Схема абсорбции – $N_g < N_m > N_p$. Углы угасания c : $N_g = 30^\circ$ и b : $N_m = 30^\circ$. Удлинение нейтральное. Угол оптических осей – $2V = 36-41^\circ$. Дисперсия по схеме $g > v$. Интерференционная окраска первого порядка.

Похожие минералы. Родонит. От родонита бустамит отличается меньшим преломлением и углом оптических осей (у родонита $2V = 68-74^\circ$).

Генезис. Метаморфогенный. Бустамит образуется в процессе регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций в парагенезисе с родонитом, гранатом, -кальцитом, диопсидом, флогопитом, скаполитом и другими минералами. Реже бустамит отмечается в породах контактового метаморфизма амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций – скарнах, роговиках и скарноидах.

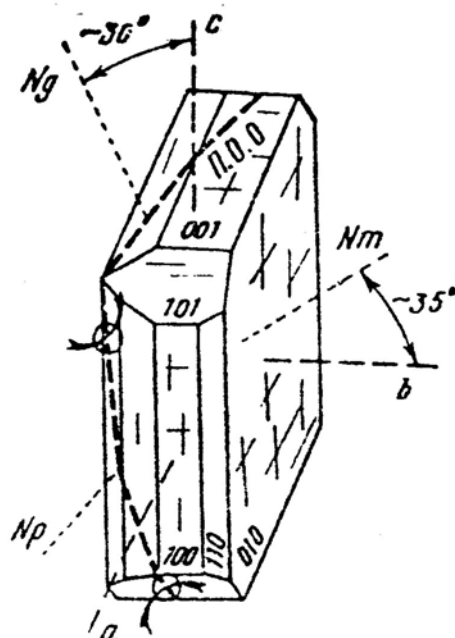


Рис. 6.185. Форма кристалла бустамита

ВЁЛЕРИТ – $(\text{Ca}, \text{Na})_3(\text{Zr}, \text{Nb})[\text{SiO}_4]_2\text{F}$ (рис. 1.86). Моноклинная сингония. Призматические или таблитчатые кристаллы с совершенной спайностью по (010). Часто двойники по (100). Слабоокрашенный в желтоватый или буроватый цвет.

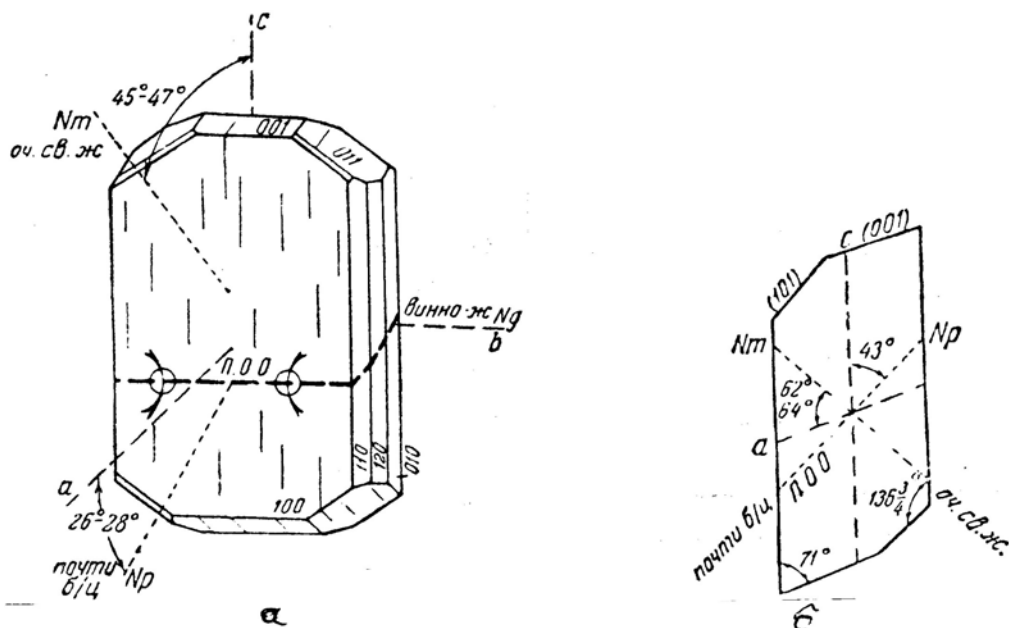


Рис. 6.186. Форма кристалла (а) вёлирита и разрез (б,) параллельный плоскости (010)

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_g = 1,704-1,726$; $n_m = 1,690-1,716$; $n_p = 1,681-1,700$; $n_g - n_p = 0,023-0,026$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Иногда очень слабо плеохроирует: по N_g – винно-желтый; по N_m – очень светло-желтый; по N_p – желтоватый до бесцветного. Углы угасания: $c : N_p = 43-45^\circ$; $a : N_m = 62-64^\circ$; $b : N_g = 0^\circ$. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Удлинение нейтральное. Угол оптических осей $2V$ колеблется от 71 до 79° . Дисперсия $z < y$ слабая. Интерференционная окраска в сечениях, параллельных плоскости оптических осей второго порядка. Похож на ловенит, но отличается меньшим двупреломлением.

Генезис. Магматогенный. Встречается в сиенитах, фойеитах и щелочных пегматитов.

ВОЛЛАСТОНИТ – $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Группа пироксеноидов, Моноклинная сингония.

Обычны таблитчатые или удлинённо-призматические кристаллы, неправильные зерна, шестоватые, зернистые или радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (100) и средняя по (001). Угол их пересечения на поперечном разрезе равен $84^\circ 30'$. Двойники по (100). В шлифе бесцветный (рис. 6.187. Форма кристалла волластонита дана на рис. 6.188.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,632-1,636$; $n_m = 1,630-1,634$; $n_p = 1,618-1,622$; $n_g - n_p = 0,014$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010) и перпендикулярна удлинению. Угла угасания: $b : N_m = 3-5^\circ$; $c : N_p = 28-34^\circ$; $a : N_g = 34-39^\circ$. Удлинение положительное и отрицательное. Угол оптических осей $-2V = 36-42^\circ$. Дисперсия $g > v$, ясная. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, светло-желтая, первого порядка.

Изменения. При повторных наложенных процессах метаморфизма по волластониту развивается кальцит.

Похожие минералы. Тремолит, пектолит, апатит, минералы группы эпидота. От тремолита волластонит отличается углом между двумя спайностями (у тремолита угол 56°), меньшим двупреломлением, меньшим углом оптических осей $2V$ (у тремолита угол $2V = 85^\circ$), прямой схемой дисперсии; от пектолита меньшим углом оптических осей (у пектолита $2V = 50-60^\circ$) и значительно низким двупреломлением; от апатита – спайностью и осностью (апатит одноосный, отрицательный); от минералов группы эпидота цветами интерференции; у эпидот-цоизита они аномальные.

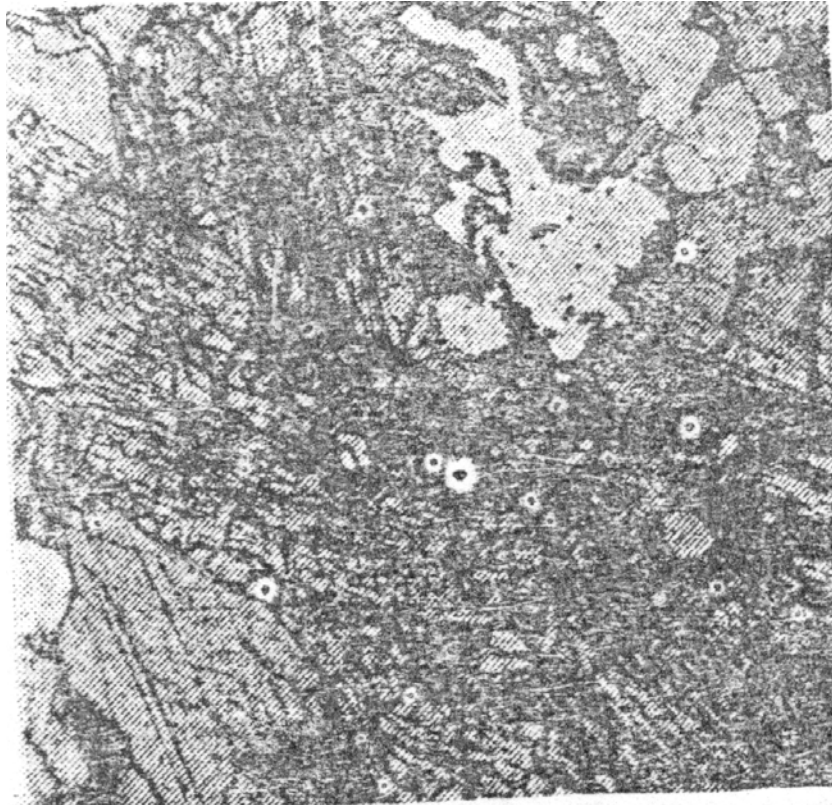


Рис. 6.187. Волластонитовый мрамор. Увел. 20, николи //

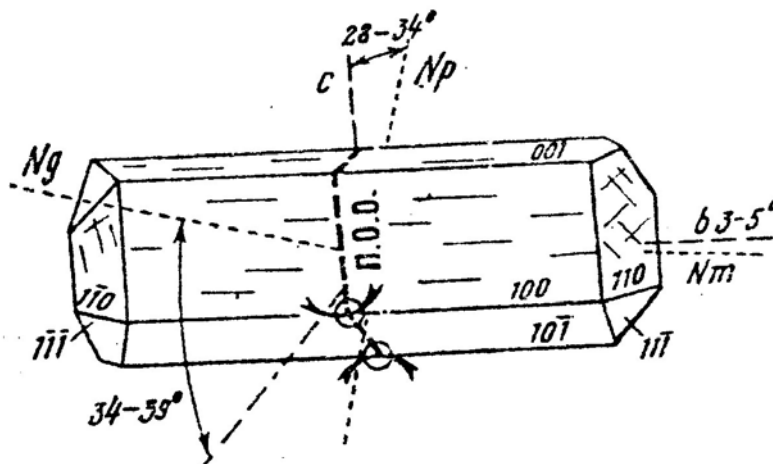


Рис. 6.188. Форма кристалла волластонита

Генезис. Метаморфогенный. Волластонит типичный минерал регионального метаморфизма амфиболитовой фации и контактового метаморфизма амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций. Встречается в мраморах, эрланах, скарнах и роговиках в парагенезисе с диопсидом, кальцитом, эпидотом,grossуляром, роговой обманкой, апатитом, флогопитом и другими минералами. Очень редко волластонит формируется как магматический в нефелиновых сиенитах и диоритах.

ГЁТИТ – HFeO_2 (рис. 6.189). Ромбическая сингония $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – лимонит.

Образует вертикально- исштрихованные призмы. Игольчатые кристаллы, радиально-лучистые агрегаты, чешуйки, таблички, псевдоморфозы. Спайность совершенная по (010).

В шлифе окрашен в желтый. или бурый цвет, — просвечивает желтым цветом в тонких срезах. Дает постепенные переходы в гётит и приобретает слабую анизотропию.

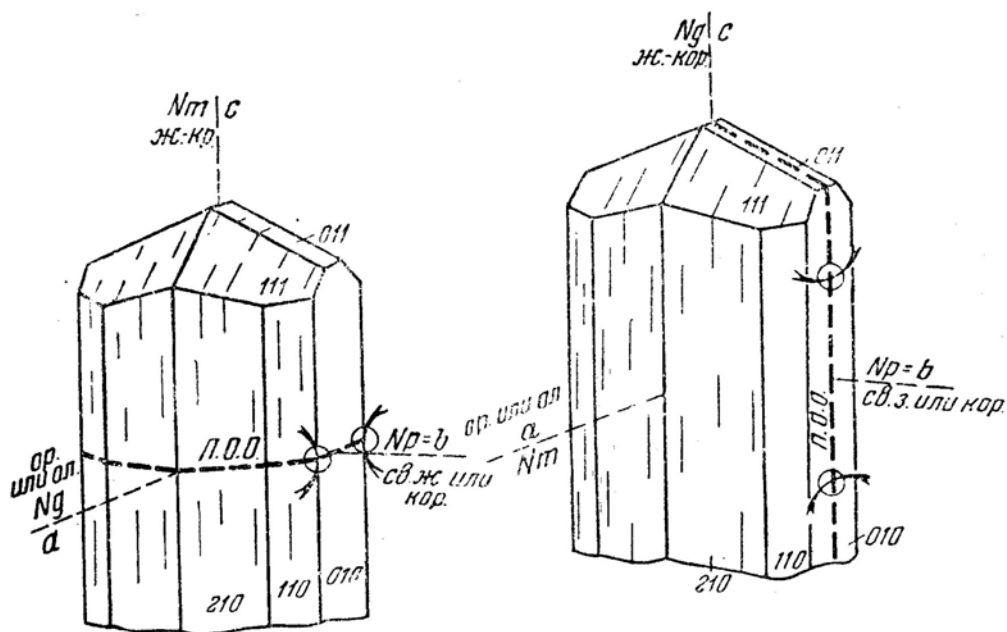


Рис. 6.189. Форма кристаллов гётита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_g = 2,398$; $n_m = 2,393$; $n_p = 2,260$; $n_g - n_p = 0,138$. Гётит содержащий воду, имеет показатели преломления $n_g = 2,230$; $n_m = 2,220$; $n_p = 2,150$; $n_g - n_p = 0,080$. Чрезвычайно резко выражен рельеф шагреневая поверхность. Угасание прямое, удлинение положительное. Плеохроизм: по N_g — оранжевый или оливковый; по N_m — желто-коричневый, буровато-желтый; по N_p — светло-желтый, коричневый, бурый. Абсорбция по $N_p > N_g > N_m$ или $N_m > N_g > N_p$. В отраженном свете серый. У чистого минерала дисперсия настолько сильна, что плоскость оптических осей располагается то параллельно (100) рис. 6.189, а (красный цвет), то параллельно (001) рис. 6.189, б (зеленый цвет). Угол оптических осей — $2V = 0^\circ$. (синий цвет), 23° (красный) и 27° (зеленый). Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, четвертого порядка.

Похожие минералы. Брукит, псевдобрукит, ильваит.

Генезис. Гидротермальный, экзогенный гётит встречается очень редко в пустотах мелафиров, аметистовых жеодах и низкотемпературных гидротермальных месторождениях. В главной массе — экзогенный. Лимонит аморфный, в поляризованном свете изотропный. Встречается во всех породах, представляя обычный продукт разрушения богатых железом минералов.

ГИАЛОФАН — $(100-n)K[AlSi_3O_8] \cdot nBa[Al_2Si_2O_8]$ (рис. 6.190), где $n = 0-35\%$. Группа полевых шпатов. Моноклинная сингония. Образует широкопластинчатые, короткопризматические кристаллы и ксеноморфные зерна, аналогичные ортоклазу. Спайность совершенная по (001), средняя по (010). Дает двойники по бавенскому закону. Бесцветный в шлифе

Оптические свойства. Двуосный. Показатели преломления: $n_g = 1,534-1,547$; $n_m = 1,531-1,545$; $n_p = 1,528-1,542$; $n_g - n_p = 0,006-0,005$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания: $b : N_g = 0^\circ$; $a : N_p = 2-25^\circ$; $c : N_m = 20-50^\circ$ (рис. 6.190). Показатели преломления, углы угасания и угол $2V$ возрастают с увеличением количества бария. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей $2V = 74-79^\circ$. Дисперсия $\gamma > \nu$. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

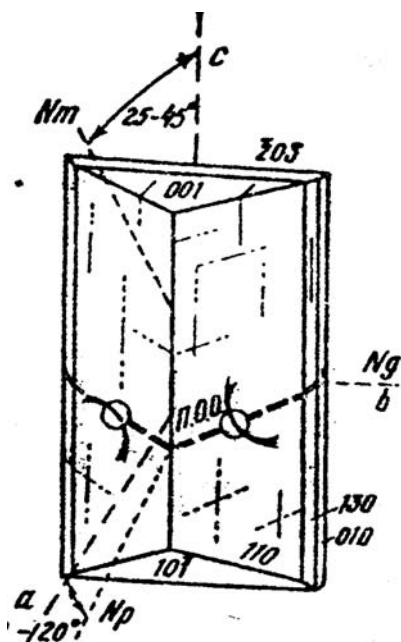


Рис. 6.190. Форма кристалла гиаллофана

Включения. Гиаллофан иногда содержит включения кварца, граната, кальцита, диопсида, апатита и других минералов.

Разновидности. Гиаллофан обычно содержит от 5 до 30 % цельзианового компонента и рассматривается как смесь цельзиана и калиевого полевого шпата с небольшим количеством натрового полевого шпата. Гиаллофан с большим содержанием бария (Cn_{50} и Cn_{55}) занимает промежуточное положение между гиаллофаном и цельзианом. Это полевые шпаты располагаются значительно ближе к полю составов цельзиана.

Изменения. Цельзиан, ортоклаз. У цельзиана плоскость оптических осей параллельна (010), выше двупреломление, положительный оптический знак, а у ортоклаза – меньшее преломление.

Генезис. Метаморфогенный. В породах контактного метаморфизма в парагенезисе с доломитом, диопсидом, скаполитом, кальцитом, цоизитом, клиноцоизитом, бититом, скаполитом, гранатом и сфеном. Гиаллофаны, содержащие от 18 до 26 мол. % $Ba[Al_2Si_2O_8]$, встречаются в жилах с марганцевым

тремолитом, родонитом, родохрозитом и спесарином. Иногда гиаллофан отмечается в породах, состоящих из плагиоклаза ($Ab_{30}An_{70}$) и гиаллофана примерно в равных соотношениях.

ГИПЕРСТЕН $(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$. Группа ромбических пироксенов. Ромбическая сингония.

С энстатитом – $Mg_2[Si_2O_6]$ и феррисилитом – $Fe_2[Si_2O_6]$ образует ряд непрерывных изоморфных смесей. Зерна гиперстена призматические: таблитчатые, несколько удлиненные. Часто встречается в виде неправильных, округлых зерен или их агрегатов (рис. 6.191). Спайность, совершенная по призме (110), пересекающаяся под углом 87° . Окраска гиперстена зависит от количества железа, изоморфно замещающего магний: чем больше железа, тем интенсивнее коричневая окраска. Форма кристалла дана на рис. 6.192.

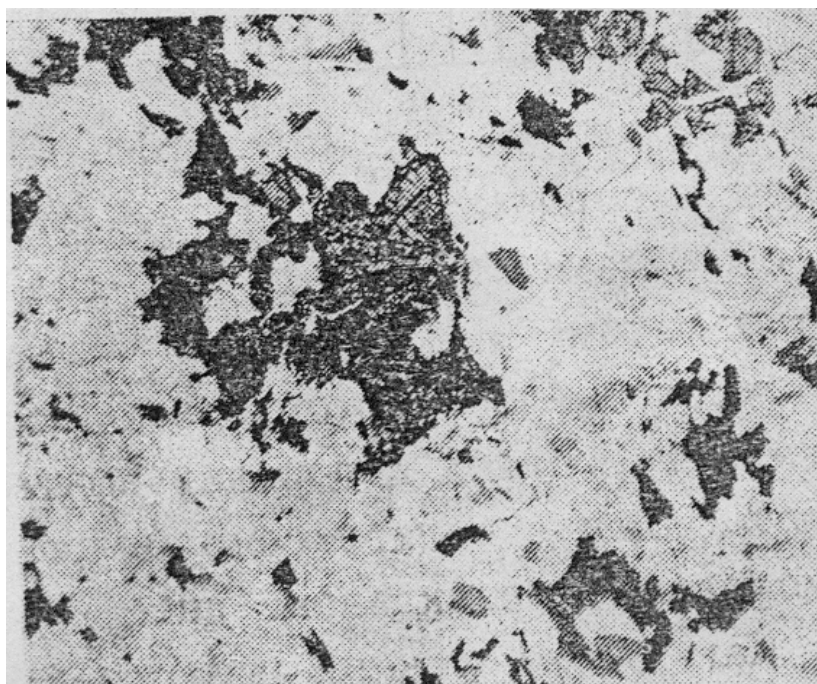


Рис. 6.191. Гиперстен в биотит-гиперстеновом гнейсе

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,683-1,731$; $n_m = 1,678-1,728$; $n_p = 1,673-1,715$; $n_g - n_p = 0,010-0,016$. Резкая шагреневая поверхность, высокий рельеф. Угол угасания равен, нулю, но в некоторых случаях достигает 12° . Прямое угасание наблюдается на срезах с одной системой трещин спайности, перпендикулярных плоскости шлифа. Разрезы, наклонные к плоскости спайности, дают прямое и косое до 35° угасание. Всегда косое погасание на срезах, перпендикулярных к двум системам трещин спайности. Поэтому гиперстен в таких случаях похож на моноклинный пироксен. Удлинение гиперстена всегда положительное. Угол оптических осей $2V = 50-80^\circ$. Слабая дисперсия оптических осей $r > v$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Плеохроизм становится интенсивнее с увеличением содержания железа и имеет схему абсорбции $N_g > N_m \leq N_p$; по N_g – светло-зеленый, ярко-зеленый, красновато- или буровато-коричневый; по N_m – светло-желто-зеленый, желтоватый, желтовато-бурый или ярко-красный; по N_p – красновато-желтый, буровато-красный, светло-розовый, светло-зеленый. Интерференционная окраска серая, серовато-желтая, желтая, первого порядка.

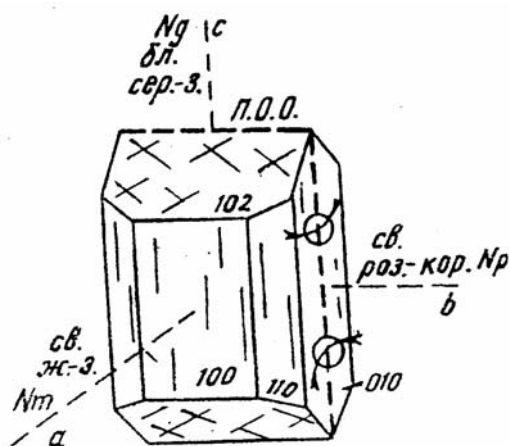


Рис. 6.192. Форма кристалла гиперстена

Включения. В гиперстене чаще, чем в других пироксенах наблюдаются включения очень мелких пластинок ильменита, располагающегося по спайности. В эффузивных породах наблюдается опацификация – превращение гиперстена в непрозрачное вещество в результате перехода закисного железа в окисное или вследствие высокой температуры, возникающей в магме при выходе ее на поверхность и соприкосновении с воздухом.

Разновидности. Клиногиперстен – двуосный, оптически положительный с углом погасания до 42° . Встречается редко.

Изменения. В результате наложенных, вторичных процессов метаморфизма гиперстен замещается серпентином, тальком, тремолитом, хлоритом с одновременным выделением магнетита, карбонатов и кварца. Реже по гиперстену развиваются биотит и иддингсит.

Похожие минералы. Андалузит (хиастолит), энстатит, бронзит, авгит, оливин, силлиманит. От андалузита гиперстен отличается более высоким преломлением и знаком главной зоны (у андалузита – знак отрицательный); от энстатита и бронзита гиперстен отличается оптическим знаком и плеохроизмом; от авгита, титан-авгита – более высоким двупреломлением; от оливина – более низким двупреломлением и окраской; от силлиманита – формой зерен, характером спайности, более низким двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Метаморфогенный гиперстен является индекс-минералом в породах гранулитовой фации регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов в парагенезисе с диопсидом, магнезиальным гранатом, силлиманитом, плагиоклазом, кварцем, шпинелью, ортоклазом, реже амфиболом и биотитом. Иногда гиперстен встречается в породах контактового метаморфизма пироксенроговиковой фации – в пироксеновых роговиках в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, ортоклазом, диопсидом, гранатом, амфиболом и другими минералами. Как магматогенный гиперстен широко развит в норитах, габбро-норитах, пироксенитах, перидотитах, базальтах. Реже встречается в андезитах, порфиритах, дацитах, липаритах, гранитах, гранодиоритах.

ГЛАУКОНИТ – $K(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$ (рис. 6.193). Моноклинная сингония. Содержит от 4,0 до 9,5 % K_2O .

Образует чешуйчатые, зернистые, шаровидные и лучистые агрегаты. В Чешуйчатых и лучистых агрегатах наблюдается совершенная спайность по (001). В шлифе имеет желтовато-зелёную окраску. Форма кристаллов глауконита приведена. Обладает плеохроизмом первого рода.

Оптические свойства. Двуосный отрицательный. Показатель преломления: $n_p = 1,592-1,612$; $n_m = 1,613-1,643$; $n_g = 1,614-1,644$; $n_g - n_p = 0,022-0,032$. Угол угасания $\alpha : N_g = 3^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 10-24^\circ$, дисперсия $r > v$. Знак главной зоны мингерала положительный. Плеохроизм по: N_p – тёмно-сине-зелёный, светло-жёлто-зелёный, зеленовато-жёлтый; N_m – коричневатого-жёлтый, тёмно-оливково-зелёный, сине-зелёный; N_g – коричневатого-жёлтый, тёмно-оливково-зелёный. Плеохроизм по схеме: $N_p < N_m \approx N_g$. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m , – зелёно-жёлто-оранжевая, второго порядка.

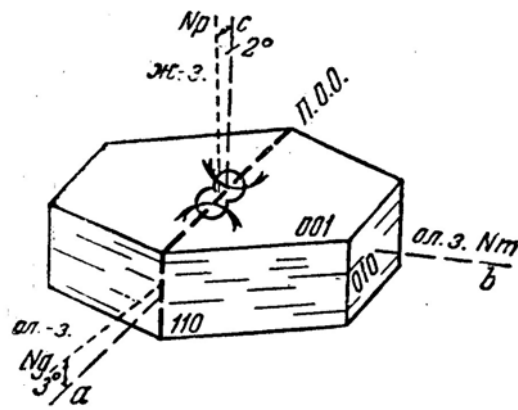


Рис 6. 193. Форма кристаллов глауконитов.

Похожие минералы. Хлорит, тюрингит, шамозит. Хлорит от глауконита отличается меньшими значениями величины двулучепреломления. Тюрингит обладает большими показателями преломления. Шамозит характеризуется меньшими показателями преломления по сравнению с глауконитом.

Генезис. Осадочный. Образуется главным образом, в прибрежных морских осадочных образованиях.

ГЛАУКОФАН – $Na_2(Mg, Fe)_3Al_2[Si_4O_{11}]_2(OH, F)_2$ (рис. 6.194). Группа амфиболов. Состав непостоянный. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде удлиненно-призматических полуправильных кристаллов и неправильных зерен. Спайность совершенная в двух направлениях по призме (110), на поперечных разрезах пересекается под углом 56° . Окрашен в синий цвет до синева-черного.

Оптические свойства. Двуосный отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_m = 1,627-1,657$; $n_p = 1,606-1,642$; $n_g - n_p = 0,021-0,015$. Заметна шагреньевая поверхность и рельеф. Плеохроизм по схеме: $N_g > N_m > N_p$; по N_g – лазурно-синий, синева-бурый, темно-синий; по N_m – красновато-фиолетовый, серовато-зеленый, зеленовато-желтый; по N_p бесцветный, синева-зеленый, зеленовато-желтый. Угол угасания $\alpha : N_g$ от 5 до 7° . Удлинение положительное. Угол оптических осей – $2V = 45^\circ \pm 15^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на срезе, перпендикулярном N_m , второго порядка, осложняется цветом минерала. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

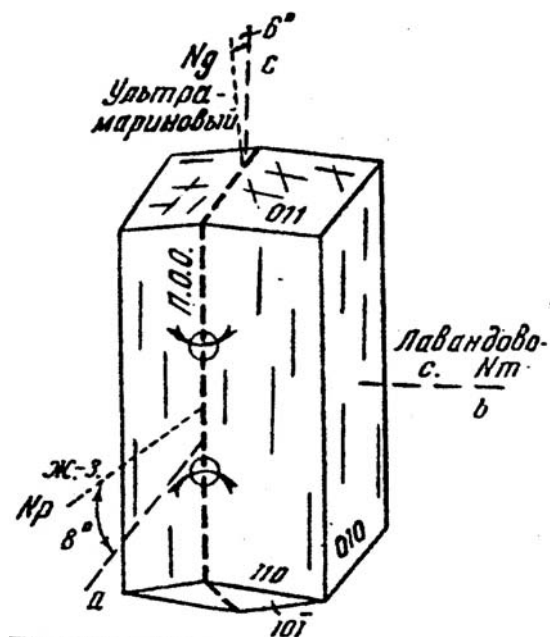


Рис. 6.194 Форма кристалла глаукофана

Включения. Может содержать мелкие зерна магнетита, ставролита, граната, кварца и других минералов.

Разновидности. Кросеит – глаукофан, обогащенный железом.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по глаукофану развивается хлорит, актинолит и альбит.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется глаукофан в Р-Т условиях глаукофансланцевой фации регионального метаморфизма жадеит-глаукофанового типа. Встречается в парагенезисе с гранатом, цоизитом, жадеитом, лавсонитом, альбитом, кварцем и другими минералами в разнообразных сланцах.

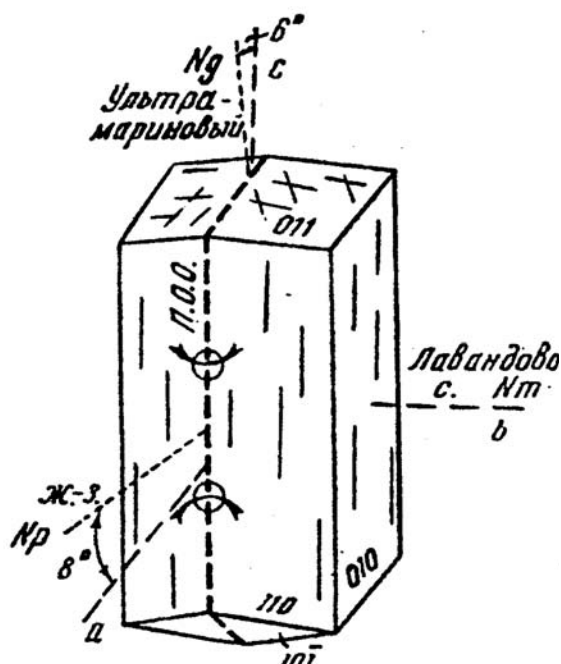


Рис. 6. 195. Форма кристалла грюнерита

ГРЮНЕРИТ – $(\text{Fe, Mg})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH, F}]_2$

(рис. 6.195). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Образует листоватые, лучистые, волокнистые и тонко пластинчатые агрегаты. Спайность совершенная в двух направлениях по призме (110). На поперечном срезе образует угол в 56° . Часты простые и полисинтетические двойники. Слабо окрашен в зеленоватый, буроватый или желтоватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,728$; $n_m = 1,709$; $n_p = 1,685$; $n_g - n_p = 0,043$. Резкая шагреневая поверхность и высокий рельеф. Плеохроизм по схеме: $N_g > N_m > N_p$; по N_g – светло-желтый, коричневый, зеленоватый, желто-коричневый; по N_m – бесцветный, светло-желто-коричневый, светло-бурый; по N_p – бесцветный, слабо-желтый, желтовато-коричневый. Углы угасания: $N_g = 10-15^\circ$; $N_m = 0-5^\circ$; $N_p = 0^\circ$. Знак главной зоны (удлинения) положительный; Угол оптических осей – $2V$ около 85° . Дисперсия по схеме; $r < v$. Интерференционная окраска на срезах, перпендикулярных N_m , третьего порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

Похожие минералы. Актинолит, антофиллит. От актинолита грюнерит отличается большим углом угасания и меньшим преломлением; от антофиллита – углом угасания (у антофиллита угол $c : N_g = 0^\circ$).

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма в различных слюдяных, грюнеритовых и других сланцах, в железистых кварцитах. Известен грюнерит в скарнах, эрланах, роговиках, формирование которых определяется Р-Т условиями амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма.

ДАНБУРИТ – $\text{CaB}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}$ (рис. 6.196). Ромбическая сингония.

В шлифе представлен правильными столбчатыми, короткостебельчатыми, короткопризматическими кристаллами или неправильными зернами. Имеет несовершенную спайность по (001). Бесцветный или желтоватый.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,636$; $n_m = 1,630$; $n_g - n_p = 0,006$. Высокий рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны в зависимости от разреза может быть положительным либо отрицательным. Угол оптических осей $2V$ – около 90° . Вследствие сильной дисперсии минерал для красного, желтого и зеленого цвета отрицательный, для синего – поло-

жительный. Интерференционная окраска серая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001). Похожие минералы – андалузит, топаз, датолит. От андалузита данбурит отличается несовершенной спайностью, сильной дисперсией оптических осей, отсутствием плеохроизма, меньшим двупреломлением; от датолита – значительно меньшим двупреломлением, и соответственно, более низкой интерференционной окраской, сильной дисперсией оптических осей; от топаза – несовершенной спайностью и большим углом оптических осей (у топаза угол $2V = 44-66^\circ$).

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Метаморфогенный данбурит образуется в породах контактового метаморфизма альбит-эпидот-роговиковой фации в парагенезисе с кварцем, сфеном, турмалином, кальцитом и другими минералами. Гидротермальный данбурит отмечается в гранитах и пегматитах.

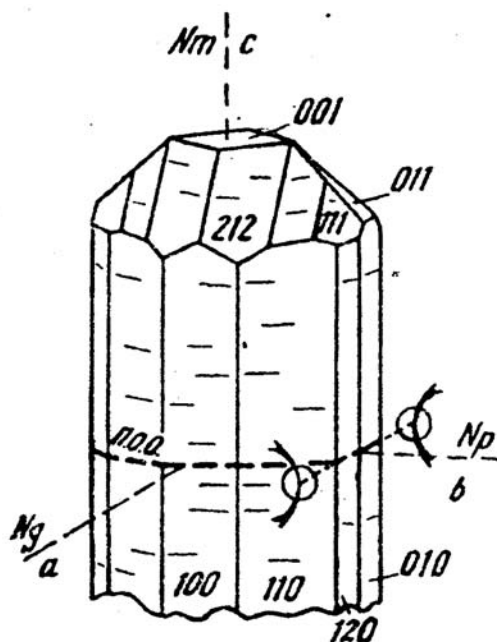


Рис. 6.196. Форма кристалла данбурита

ДАТОЛИТ – $\text{CaB}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_2$ (рис. 6.197). Моноклинная сингония.

Короткостолбчатые, толстостолбчатые, пирамидальные кристаллы, неправильные зерна иногда с радиально-лучистым строением. Спайность отсутствует. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,666-1,670$; $n_m = 1,649-1,653$; $n_p = 1,621-1,626$; $n_g - n_p = 0,045-0,044$; $b : Nm = 0^\circ$; Удлинение положительное и бывает отрицательное. Угол оптических осей – $2V = 74^\circ$, дисперсия $r > v$ слабая. Плоскость оптических осей параллельна (010). Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных: N_g – синезеленая, розовая, второго порядка; N_m – розовая, второго порядка; N_p – желтая, первого порядка.

Похожие минералы. Топаз, андалузит, монтichelлит, волластонит, пренит. От всех этих минералов датолит отличается значительно большим двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в породах регионального метаморфизма цеолитовой фации. Встречается в пустотах миндалекаменных эффузивов в парагенезисе с цеолитами, пренитом, кальцитом. Кроме того, датолит отмечается в породах контактового метаморфизма альбит-эпидот-роговиковой фации – в скарнах и роговиках. Спорадически – в гранитах.

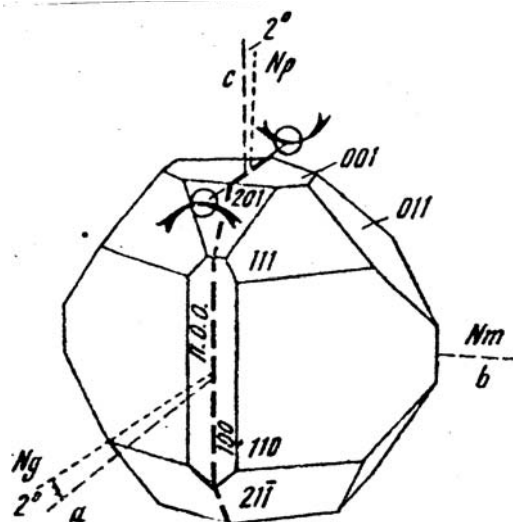


Рис. 6.197. Форма кристалла датолита

ДИСТЕН (кианит) – Al_2SiO_5 . Триклинная сингония.

Встречается в виде пластинчатых, широкотаблитчатых (рис. 6.198), удлиненно-призматических кристаллов и реже в виде радиально-лучистых и сноповидных агрегатов. Спайность совершенная по (100), средняя по (010), отмечается отдельность по (001). В

шлифе бесцветный и за редким исключением слабо-голубоватый, зеленоватый. Относительно часто обладает полисинтетическими и простыми двойниками, похожими на двойники плагиоклазов. Форма кристалла дана на рис. 6.199.

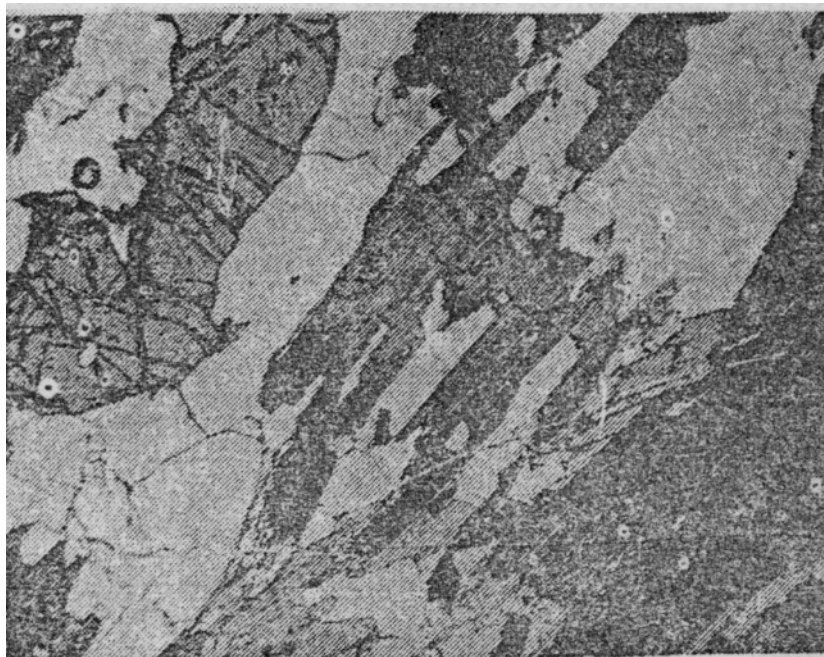


Рис. 6.198. Дистен-гранат-двуслюдной сланец. Увел. 20, николи //

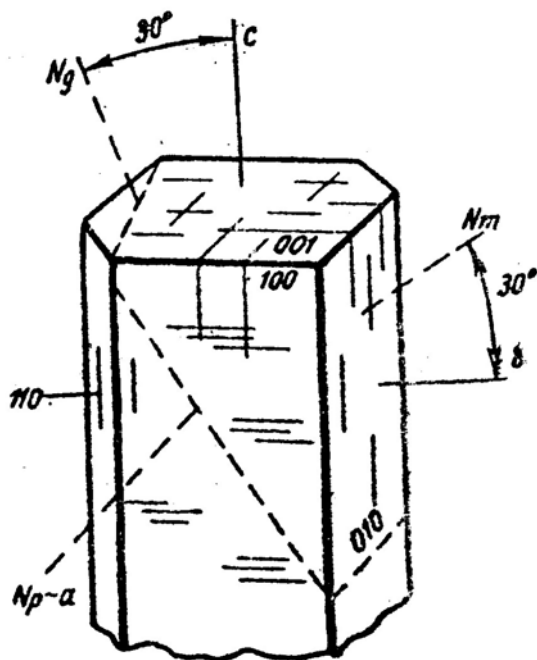


Рис. 6.199. Форма кристалла дистена

Оптические свойства. Двуосный отрицательный и характеризуется показателями преломления: $n_g = 1,728-1,729$; $n_m = 1,720-1,722$; $n_p = 1,712-1,717$; $n_g - n_p = 0,016-0,012$. Дистен обладает высоким рельефом и резкой шагреновой поверхностью (рис. 6.200). У окрашенных разновидностей отмечается слабый плеохроизм: по N_g - бледно-синий; по N_m - бледно-фиолетовый; по N_p - бесцветный. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Углы погасания: $c : N_g = \text{до } 30^\circ$; $N_m = \text{до } 30^\circ$; $N_p = 2^\circ 30'$ (рис. 6.199). Плоскость оптических осей почти перпендикулярна к плоскости (100). Знак главной зоны положительный, но в некоторых разрезах может быть и отрицательный. Угол оптических осей $-2V = 82^\circ$. Дисперсия $\gamma > \nu$, очень слабая. Интерференционная окраска в разрезе, параллельном плоскости оптических осей, желтая первого порядка.

Включения. В дистене отмечаются многочисленные включения кварца, плагиоклаза, рутила, графита и др. (рис. 6.201).

Изменения. При наложении повторных процессов метаморфизма и метасоматоза довольно легко переходит в мусковит, иногда с формированием псевдоморфоз мусковита-серицита по дистену.

Похожие минералы. Силлиманит, андалузит, ромбические пироксены и родонит. От силлиманита дистен отличается наличием двойников, формой кристаллов, отрицательным оптическим знаком и низкими значениями двупреломления; от андалузита – положительным характером удлинения, наличием двойников, окраской и более высокими значениями показателей преломления и двупреломления; от родонита – окраской, большим углом оптических осей и иным (отрицательным) оптическим знаком минерала; от ромбических пироксенов – отрицательным удлинением и углом оптических осей.



Рис. 6.200. Дистен-гранат-бислюдяной сланец. Увел. 20, николи //

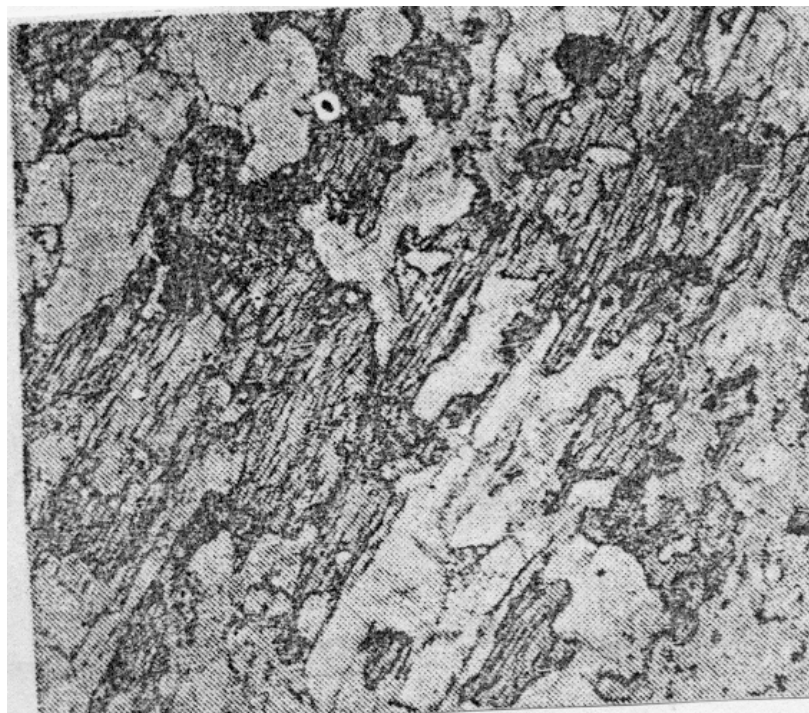


Рис. 6.201. Дистен с включениями графита, рутила, кварца, и мусковита. Увел. 20, николи //

Генезис. Типичный метаморфогенный минерал метаморфических поясов дистен-силлиманитовой фациальной серии. Широко распространен в кристаллических сланцах и гнейсах в парагенезисе со ставролитом, силлиманитом, гранатом, рутилом, биотитом, мусковитом и др. Встречается в гранулитах, эклогитах и значительно реже в слюдоносных пегматитах и кварцевых жилах.

ДЮМОРТЬЕРИТ $\text{Al}_4[\text{Al}_4\text{BSi}_3\text{O}_{19}][\text{OH}]$ (рис. 6.202). Ромбическая сингония.

В шлифе образует волокнистые, столбчатые, призматические, пластинчатые, игольчатые, ветвистые и изометричные зерна. Обладает совершенной спайностью по (010) и несовершенной по (210). Нередки двойники по (110) и тройники. Окрашен в синий, зеленовато-синий, красновато-фиолетовый цвета.

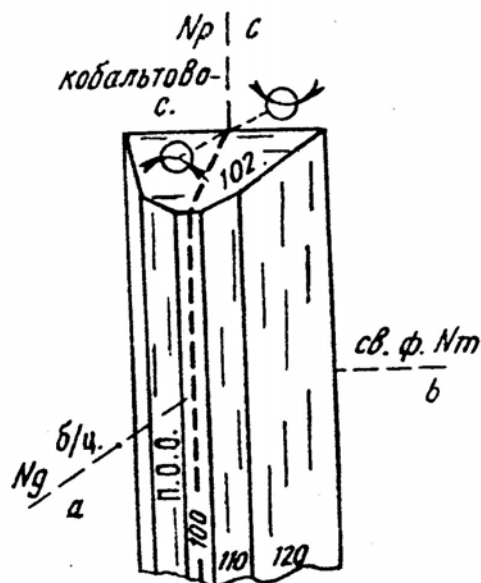


Рис. 6.202. Форма кристалла дюмортьерита

Оптические свойства. Двуосный отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,686-1,692$; $n_m = 1,684-1,691$; $n_p = 1,659-1,670$; $n_g - n_p = 0,027-0,022$. Ясная шагреневая поверхность высокий рельеф. Плеохроизм: по N_g – бесцветный, бледно-синий; по N_m – светло-фиолетовый; по N_p – синий. Может сильно варьировать даже в одном зерне: синий, пурпурный, красный бурый, зеленый, розовый. Схема абсорбции: $N_g < N_m < N_p$. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей – $2V = 20-40^\circ$. Дисперсия очень сильная $\gamma > \nu$. Интерференционная окраска в срезах, параллельных плоскости оптических осей, второго порядка. Плоскость оптических осей, второго порядка. Плоскость оптических осей параллельна (010).

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по дюмортьериту развивается мусковит (серицит).

Похожие минералы. Турмалин, рибекит. От турмалина дюмортьерит отличается осностью, от рибекита – большим двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный, пегматитовый. Образование дюмортьерита обусловлено региональным метаморфизмом кордиерит-амфиболитовой и альмандин-амфиболитовой фаций. Встречается он в различных сланцах и гнейсах в ассоциациях с кварцем, плагиоклазом, микроклином, биотитом, мусковитом, гранатом, кордиеритом, дистеном и др. минералами. Кроме того, дюмортьерит отмечается в пегматитах как типичный акцессорный минерал.

ЖЕДРИТ (гедрит) – $(\text{Mg,Fe})_{6-5}\text{Al}_{1-2}[(\text{Si,Al})\text{Si}_3\text{O}_{11}]_2(\text{OH,F})_2$ (рис 6. 203). Группа ромбических амфиболов. Ромбическая сингония.

Содержит до 22 % глинозема. Если сильно обогащён железом, то в шлифе окрашен в светло-буроватый цвет. Обычны волокнистые агрегаты. Две системы трещин совершенной спайности по (110) пересекаются под углом 125° . Двойники неизвестны.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления изменяются в зависимости от содержания железа: $n_g = 1,658-1,691$; $n_m = 1,651-1,676$; $n_p = 1,642-1,669$; $n_g - n_p = 0,016-0,022$. Четкий рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Угол оптических осей – $2V = 70-80^\circ$. Дисперсия $\gamma > \nu$, слабая. Обладает плеохроизмом: по N_g – желтовато-коричневый, до серого и буроватого; по $N_m = N_p$ – светло-желтовато-коричневый. Абсорбции по схеме: $N_g > N_m = N_p$. Интерференционная окраска от жёлтой до красной первого порядка до синей второго порядка.

Похожие минералы. Цоизит, дистен. От цоизита жедрит отличается меньшим преломлением и более высоким двупреломлением; от дистена – меньшим преломлением и характером спайности.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа в Р-Т условиях кордиерит-амфиболитовой фации. Встречается исключительно в кристаллических, сланцах в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, гранатом, диетеном, мусковитом, биотитом. Иногда образуется как вторичный по дистену в различных дистенсодержащих сланцах и гнейсах, при процессах диафтореза, метапелитов амфиболитовой фации.

ИДДИНГСИТ – $\text{H}_4\text{MgFe}_2\text{Si}_3\text{O}_4$ (рис. 6.204). Моноклинная сингония. В шлифе листовато-волокнистые, чешуйчатые агрегаты, петельчатые формы, псевдоморфозы по оливину. Состав и оптические свойства колеблются в широких пределах. Спайность весьма совершенная по (001), совершенная по (100) и (100), несовершенная по (101). Под микроскопом окрашен в бурый, ржаво-бурый или зеленый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,655-1,864$; $n_m = 1,650-1,845$; $n_p = 1,608-1,792$; $n_g - n_p = 0,047-0,072$. Преломление колеблется в зависимости от количества железа. Угасание прямое. Знак главной зоны может быть положительным и отрицательным. Угол оптических осей – $2V = 20-90^\circ$. Дисперсия $\gamma > \nu$. Обладает плеохроизмом: по $N_g = N_m$ – темно-зеленый, темно-бурый, оранжево-коричневый, темно-желто-зеленый; N_p – оранжево-желтый, зеленовато-желтый, светло-желтый. Схема абсорбции: $N_g > N_m > N_p$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска на срезах оптических осей, от третьего до четвертого порядка, маскируется собственным цветом минерала.

Похожие минералы. Биотит и хлорит. От биотита иддингсит отличается иной схемой абсорбции; от хлорита – большим двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется как вторичный минерал по железистому оливину (файялиту) в результате процессов метаморфизма цеолитовой фации. Широко развит в сибирских траппах и других оливинсодержащих эффузивах основного и среднего состава.

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ. Среди калиевых полевых шпатов выделяются натрий-калиевые (ортоклаз, микроклин, санидин) и относительно редко встречающиеся барий-калиевые (гиалофан, цельзиан) полевые шпаты. Натрий-калиевые полевые шпаты образуют изоморфный ряд твердых растворов $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, устойчивый толь-

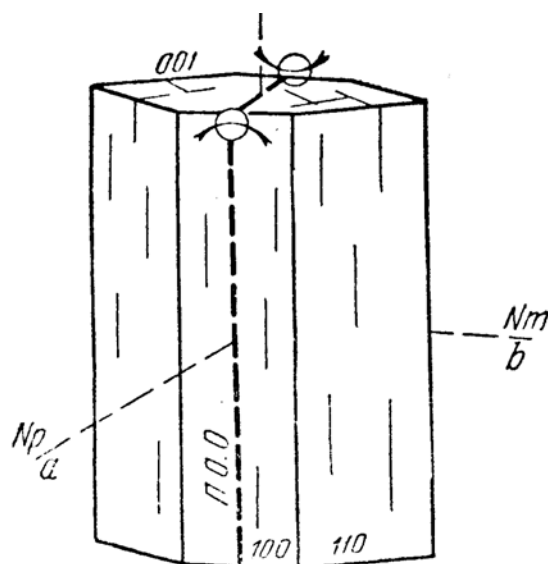


Рис 6. 203. Форма кристалла жедрита

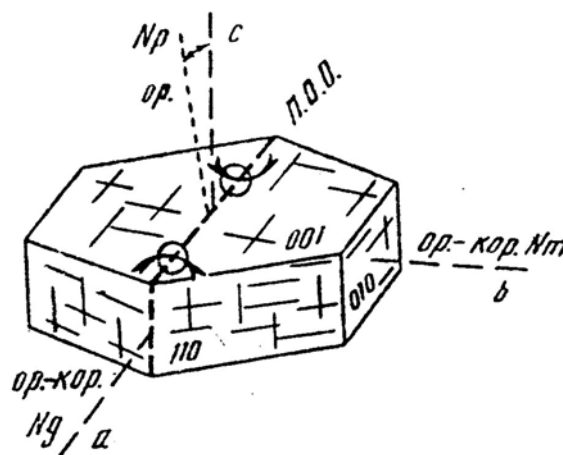


Рис. 6.204. Форма кристалла иддингсита

ко при температурах выше 900°C . Ниже этой температуры они распадаются на $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (ортоклаз и микроклин) и $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (альбит). В результате этого распада возникают закономерные прорастания ортоклаза альбитом, называемые пертитами, а альбита калиевыми полевыми шпатами – антипертитами.

Барий-калиевые полевые шпаты представляют собой изоморфный ряд $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Разновидности с преобладанием калиевого компонента называются гиаллофанами, при обратном соотношении компонентов – цельзианами.

Натрий-калиевые полевые шпаты могут быть высокотемпературными или низкотемпературными, т. е. могут иметь неупорядоченную или упорядоченную структуру. Это различие свойств в структуре минералов было установлено значительно ранее, чем для плагиоклазов. Например, установлено, что санидины встречаются преимущественно в кайнотипных эффузивных породах, а микроклины и ортоклазы в интрузивных и метаморфических породах.

Рентгеноструктурные данные свидетельствуют, что моноклинная сингония санидина обусловлена неупорядоченным расположением Si и Al в узлах его кристаллической решётки. При упорядоченном расположении кремнекислородных и алюмокислородных тетраэдров формируется триклинная сингония, причём степень триклинности возрастает по мере упорядочения.

МИКРОКЛИН – $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (рис. 6.206). Всегда содержит примесь натрия. Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Встречается в виде неправильных зёрен различного размера и только в порфировидных гранитах и пегматитах образует идиоморфные кристаллы гигантских размеров. Такие выделения микроклина являются, как правило, метасоматическими образованиями. В кислых эффузивах микроклин также образует идиоморфные вкрапленники. Бесцветный. Спайность совершенная по (001) и (010) и не совершенная по (110). Образует простые двойники по карлсбатскому, манебахскому и бавенскому законам, но также широко распространены полисинтетические двойники в двух направлениях, т. н. микроклиновая решётка по альбитовому и периклиновому законам (рис. 6.205) В зависимости от среза системы двойников пересекаются почти под прямым углом, либо сильно скошены.

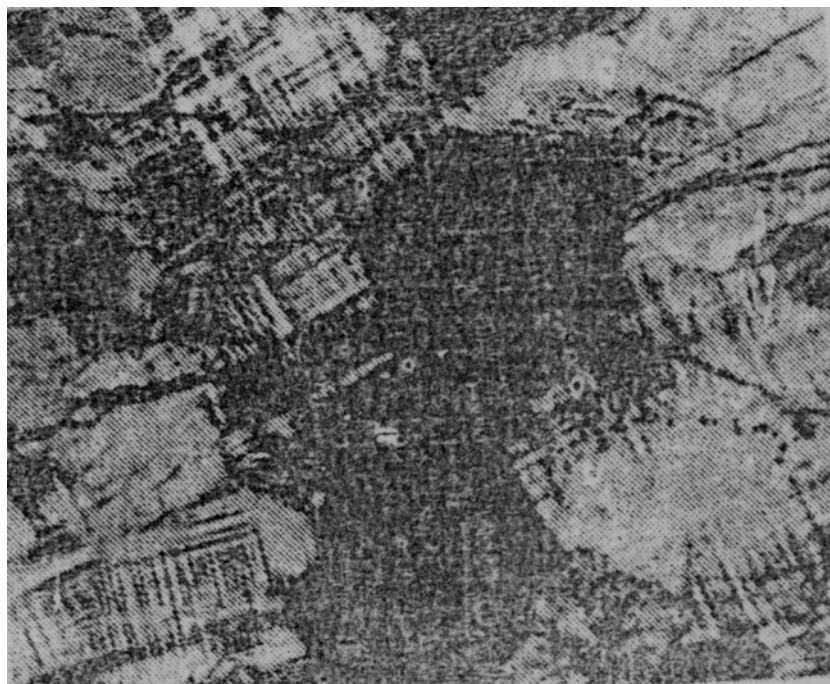


Рис. 6.205. Микроклин в граните. Увел. 20, Николи +

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, редко положительный. Показатели преломления $n_g = 1,521-1,530$; $n_m = 1,518-1,526$; $n_p = 1,514-1,523$; $n_g - n_p = 0,007$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угол угасания в зависимости от среза колеблется от 5 до 19° . Удлинение может быть положительным и отрицательным. Угол оптических осей $2V$ меняется от минимальных значений у высокотемпературных микроклинов до высоких значений у низкотемпературных микроклинов. В среднем колеблется около $60-80^\circ$. Дисперсия оптических осей по схеме $r > v$. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Включения. В скрещенных николях в ряде случаев установлено, что двойниковое строение микроклина осложняется наличием веретёновидных или полосчатых включений, представленных альбитом. Это продукт распада или результат замещения калишпата альбитом при натровом метасоматозе. Микроклин часто содержит включения кварца, биотита, мусковита, акцессорных минералов – апатита, циркона, ортита, сфена и др. минералов.

Разновидности. Визуально зелёный или голубовато-зелёный микроклин с пертитовыми вростками альбита называется амазонитом (рис. 6.207).

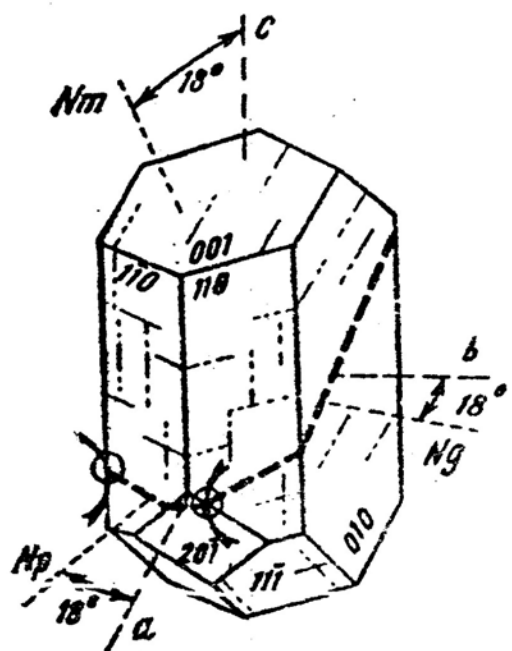


Рис. 6.206. Форма кристалла микроклина

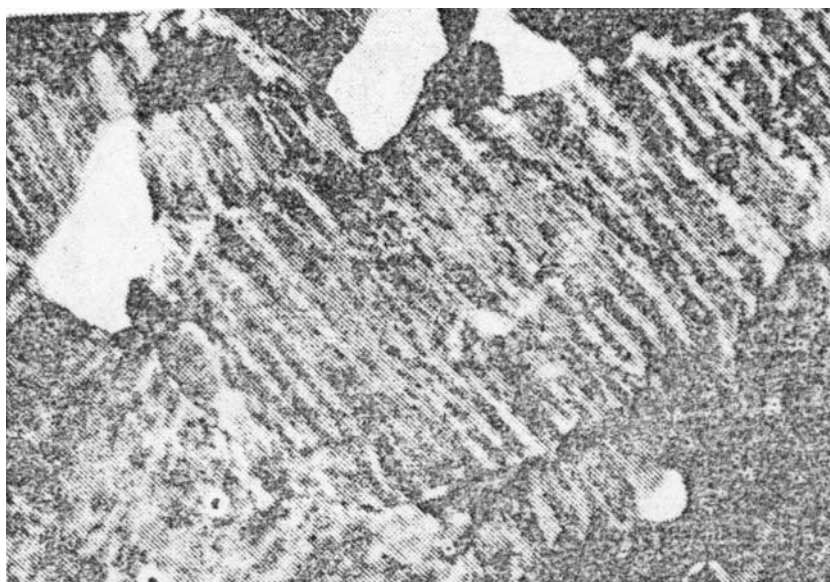


Рис. 6.207. Амазонитовый пегматит. Увел. 20, Николи +

Изменения. Наиболее обычный метасоматический процесс замещения микроклина – альбитизация. В гипергенных условиях микроклин интенсивно пелитизируется (развитие глинистых частиц по микроклину) или этот процесс называется каолинизацией. В отличие от кислых плагиоклазов он не подвергается серитизации.

Генезис. Микроклин является одним из главных породообразующих минералов метаморфических, метасоматических, эффузивных и магматических пород кислого и ще-

лочного состава (гранитах, сиенитах, граносиенитах, пегматитах и др.). В метасоматических породах микроклин встречается в ассоциации с биотитом, гранатом. Плагноклазом, кварцем, силлиманитом, амфиболами, клинопироксенами и ортопироксенами.

ОРТОКЛАЗ – $K[alSi_3O_8]$ (рис. 6.209). Группа полевых шпатов. Моноклинная сингония.

Чаще всего имеет неправильную форму и лишь редко (в эффузивах) образует идиоморфные кристаллы (рис. 6.208) Обладает совершенной спайностью по (001) и несовершенной по (010) и (110). Бесцветный, слегка мутноватый.



Рис. 6.208. Ортоклаз в эффузиве кислого состава

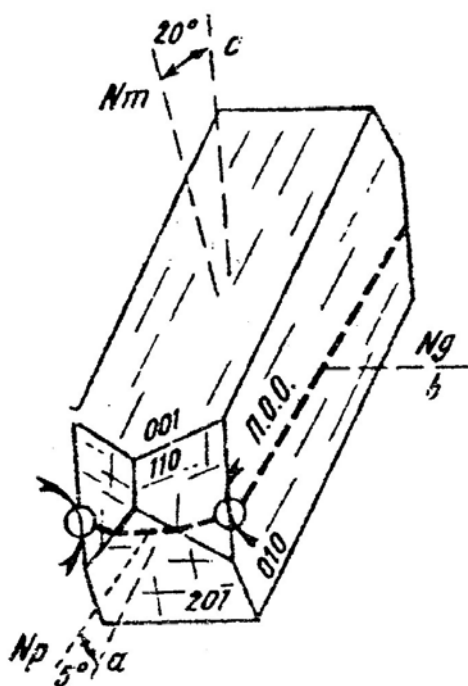


Рис. 6.209. Форма кристалла ортоклаза

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, редко положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,524-1,535$; $n_m = 1,522-1,533$; $n_p = 1,518-1,528$; $n_g - n_p = 0,006-0,007$. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Угол угасания – $a : N_p$ от 5° до 12° , $c : N_m$ от 14° до 21° , $b : N_g = 0$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей – $2V$ колеблется от 30° до 84° . Дисперсия $\gamma > \nu$. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010).

Включения. Ортоклаз относительно часто содержит многочисленные включения кварца, плагноклаза, аксессуарных минералов. Как и в микроклине, в ортоклазе отмечаются включения альбита (пертиты распада или замещения) и вторичных продуктов, благодаря чему ортоклаз часто замутнён.

Разновидности. Прозрачный или полупрозрачный бесцветный ортоклаз называется адуляром.

Изменения. Ортоклаз замещается альбитом и пелитом. В результате пелитизации он становится

буроватым. В сильно измененных гранитах и эффузивах кислого состава ортоклаз замещается кальцитом.

Похожие минералы. Ортоклаз похож на альбит и олигоклаз в срезе, параллельном двойникованию. Отличается оптическим знаком (альбит оптически положительный), олигоклаз имеет преломление больше канадского бальзама. От кварца ортоклаз отличается по двуосности, оптическому знаку, меньшему преломлению и наличию спайности; от кордиерита – меньшими показателями преломления; от нефелина – по осности, меньшему преломлению, формам зерен.

Метаморфогенный и магматогенный. Ортоклаз широко развит как один из главных породообразующих минералов в метаморфических породах амфиболитовой и гранулитовой фаций в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, биотитом, гранатом, силлиманитом, кордиеритом и гиперстеном. Он широко развит в гранитоидах, щелочных средних и основных породах интрузивных и эффузивных фаций.

САНИДИН – $(K,Na)[AlSi_3O_8]$ (рис. 6.210). Всегда содержит значительную примесь натрия. Группа полевых шпатов. Моноклинная сингония.

Встречается в виде неправильных, чаще идиоморфных зерен в порфировых вкрапленниках эффузивных пород. Бесцветный. Спайность совершенная по (001) и (010) и несовершенная по (110). Обладает простыми и сложными полисинтетическими двойниками по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам.

Оптические свойства. Двуосный отрицательный, реже положительный. Показатели преломления: $n_g = 1,522-1,534$; $n_m = 1,522-1,532$ $n_p = 1,518-1,527$; $n_g - n_p = 0,006-5,007$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угол угасания $c : N_g - 5-9^\circ$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей $-2V$ колеблется от 18 до 54° . Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010).

Включения. Санидин содержит включения кварца, плагиоклаза и аксессуарных минералов – аа-тита, сфена, циркона и др.

Изменения. Санидин замещается альбитом и пелитом. В изменённых эффузивах кислого состава санидин переходит в ортоклаз и микроклин.

Похожие минералы. Санидин похож на олигоклаз в срезе, параллельном двойникованию. Отличается оптическим знаком (у олигоклаза он положительный). От кварца санидин отличается по осности, оптическому знаку, меньшему преломлению (меньше канадского бальзама) и наличию спайности. От нефелина санидин отличается по осности, меньшему преломлению и форме зерен.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Санидин является одним из главных породообразующих минералов метаморфических пород санидинитовой или спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма в парагенезисе с ларнитом, мервинитом, спурритом, таллиитом, ранкинитом, мейенитом, мелилитом, тридимитом, муллитом, железистым волластонитом и другими минералами. Он относительно широко развит в кайно-типных эффузивах кислого и среднего состава.

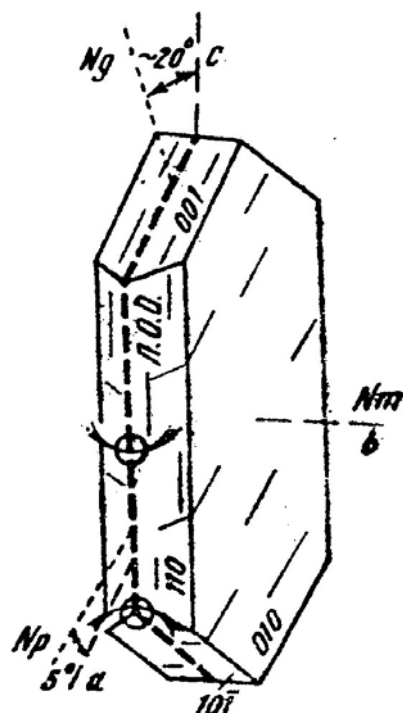


Рис. 6.210. Форма кристалла санидина

Похожие минералы. Антофиллит, актинолит. От антофиллита купфферит отличается косым угасанием на большинстве разрезов; от актинолита – меньшим преломлением и большим дву-преломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Образование купфферита обусловлено контактовым метаморфизмом амфибол-роговиковой фации. Относительно широко встречается в скарнах, эрланах, роговиках в парагенезисе с кальцитом, флогопитом, скаполитом, диопсидом, волластонитом и другими минералами.

КРОССИТ – $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_3\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})$

(рис. 6.213). Моноклинная сингония. Группа амфиболов.

Встречается в виде длиннопризматических, пластинчатых, игольчатых, волокнистых кристаллов и неправильных зерен. Обладает совершенной спайностью по призме (110) и отдельностью по (001). На поперечном разрезе наблюдаются две системы трещин спайности, пересекающихся под углом 56° . В шлифах окрашен в синий цвет.

Оптические свойства. Двуосный отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,657$; $n_m = 1,656$; $n_p = 1,642$; $n_g - n_p = 0,015$. Обладает четким рельефом и шагреневой поверхностью. Плеохроизм умеренный: по N_g – фиолетово-синий; по N_m – лавандово-синий; по N_p – темно-синий. Абсорбция по схеме: $N_g > N_m > N_p$. Углы угасания: $c : N_m = 2-5^\circ$; $a : N_p = 11^\circ$; $b : N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей $2V = 0-40^\circ$. Дисперсия по схеме $\gamma > \nu$, слабая. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярных N_m – индигово-синяя, аномальная, первого порядка.

Включения. Содержит включения различных акцессорных минералов, кварца, плагиоклаза и др.

Похожие минералы. Турмалин, арфведсонит. От турмалина кроссит отличается прямой схемой абсорбции; от арфведсонита – характером удлинения и отрицательным знаком главной зоны.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях глаукофан-сланцевой фации жадеит-глаукофанового типа. Встречается в ассоциации с гранатом, эпидотом, глаукофаном, цоизитом, жадеитом, плагиоклазом и другими минералами в различных сланцах, эклогитах и эпидотовых сланцах.

КАОЛИНИТ — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$

(рис. 6.214). Триклинная сингония.

В шлифах исключительно редко встречается в виде более или менее крупных зерен с ромбовидными или шестиугольными разрезами. Чаще образует криптозернистые, землистые, мелкочешуйчатые и веерообразные агрегаты. Спайность весьма совершенная по (001). Под микроскопом бесцветный, в массе слабо-желтоватый, буроватый, серый.

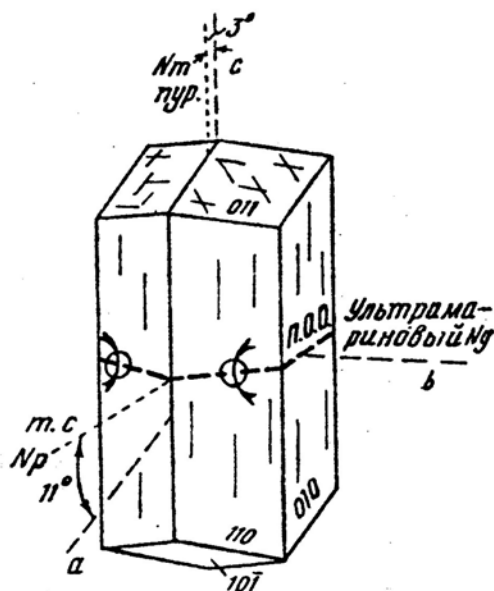


Рис. 6. 213. Форма кристалла кроссита

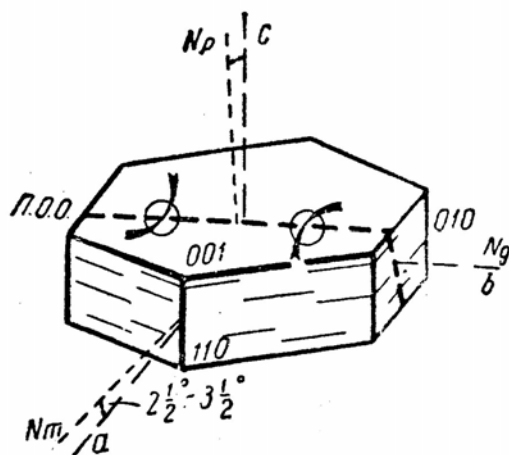


Рис. 6.214 Форма кристалла каолинита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_g = 1,560-1,570$; $n_m = 1,559-1,569$; $n_p = 1,553-1,563$; $n_g - n_p = 0,007$. Рельефа, шагреневой поверхности нет. Угасание почти прямое ($2-3^\circ$), но из-за небольших размеров зерен трудно определимо. Удлинение положительное. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угол $2V = 36-52^\circ$, дисперсия $g > v$, слабая. Интерференционная окраска почти отсутствует, так как чешуйки очень тонки.

Генезис. Осадочный и гидротермальный. Осадочный образуется как продукт выветривания в глинистых осадках в ассоциации с каолином, глиной, мергелем. В гидротермальном процессе формируется за счет полевых шпатов и фельдшпатоидов в гранитах, гнейсах и других породах.

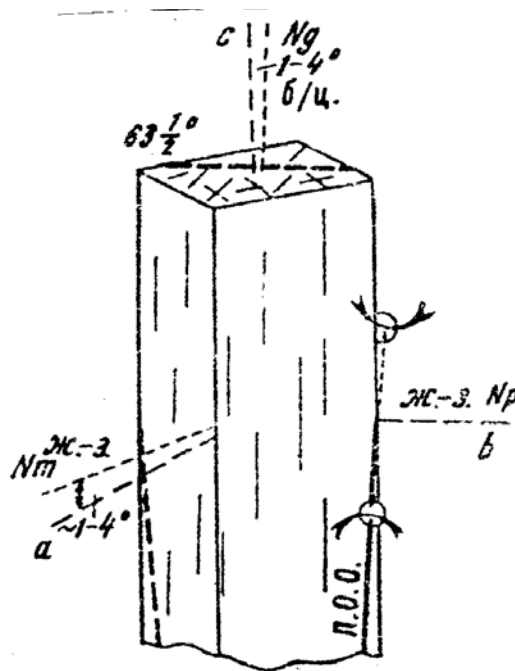


Рис. 6.215. Форма кристалла карфолита

КАРФОЛИТ – $MnAl_2 Si_2O_6 \cdot [OH]_4$ (рис. 6.215). Ромбическая сингония.

Образует волокнистые или радиально-лучистые агрегаты. Обладает совершенной спайностью по (100) и средней по (110), пересекающейся на поперечных срезах под углом $68^\circ 30'$. В шлифе бесцветный до желтого.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,630-1,635$; $n_m = 1,628-1,632$; $n_p = 1,611-1,617$; $n_g - n_p = 0,019-0,022$. Обладает четким рельефом и высокой шагреневой поверхностью. Плеохроизм у окрашенных разностей слабый: по N_g – бесцветный; по $N_m = N_p$ – желтовато-зеленый или золотисто-желтый до бесцветного. Абсорбция по схеме $N_p = N_m > N_g$. Углы угасания $b : N_p = 0^\circ$; $a : N_m = 1-4^\circ$; $c : N_g = 1-4^\circ$. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Угол оптических осей – $2V = 50-70^\circ$. Дисперсия по схеме $g > v$. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, от фиолетовой до синей, второго порядка.

Похожие минералы. Силлиманит, эпидот, актинолит. От силлиманита карфолит отличается по отрицательному оптическому знаку, форме кристаллов и большому углу оптических осей (у силлиманита $2V = 21-30^\circ$); от эпидота – меньшим преломлением, меньшим углом погасания и отсутствием супернормальной интерференционной окраски; от актинолита – меньшим углом погасания и углом оптических осей (у актинолита угол $2V = 80^\circ$).

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Метаморфогенный карфолит образуется в Р-Т условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Встречается в различных сланцах. Как гидротермальный карфолит образуется в трещинах и пустотах оловоносных жил.

КОРДИЕРИТ – $Al(Mg,Fe^{2+})_2[Si_5AlO_{18}]$. Ромбическая (псевдогексогональная) сингония.

Образует короткостолбчатые или короткопризматические кристаллы, чаще неправильные и изометричные зерна (рис. 6.216). Иногда наблюдаются относительно сложные двойники по (110) и по (130) и характерные для этого минерала тройники и шестерники (рис. 6.217), а также полисинтетические двойники. Спайность несовершенная по (010), плохо выражена. В шлифе бесцветный или слабо окрашен, в голубоватые или зеленоватые цвета с различными оттенками. Форма кристалла кордиерита дана на рис. 6.218.



Рис. 6.216. Кордиерит-биотитовый гнейс. Увел. 20, николи +

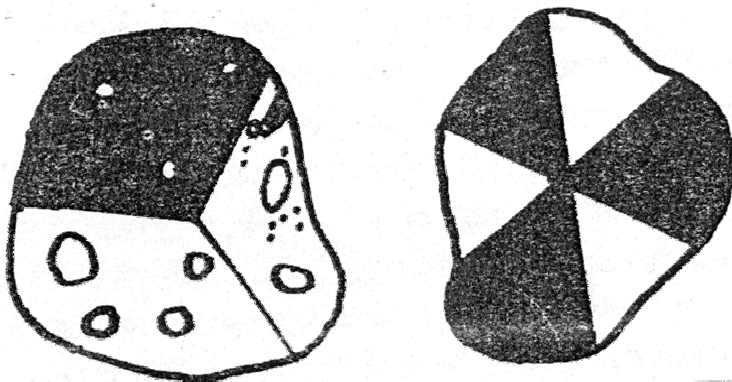


Рис. 6.217. Кордиерит. Разрез тройника и шестерника с включениями кварца

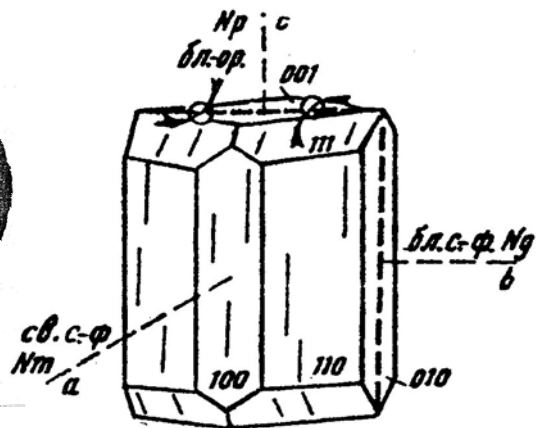


Рис. 6.218. Форма кристалла кордиерита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_g = 1,543-1,575$; $n_m = 1,539-1,605$; $n_p = 1,534-1,558$; $n_g - n_p = 0,009-0,017$. На оптические свойства заметно оказывает влияние присутствие железа, обуславливая увеличения показателей преломления. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют или очень слабо выражены. У слабо окрашенных разностей наблюдается плеохроизм: по N_g – бледно-сине-фиолетовый, светло-синий, желтый или бурый; по N_m – темно-фиолетовый, темно-синий, зеленый, темно-бурый; по N_p – светло-желтый, зеленый, бурый или красноватый. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Плоскость оптических осей лежит в плоскости (100). Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный, угол оптических осей $2V = 45-80^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных оптической оси, от серой до красной первого порядка. Характерным свойством является наличие плеохроичных "двояков" лимонно-желтого цвета, возникающих вокруг включений радиоактивных аксессуарных минералов.

Включения. Кордиерит содержит многочисленные включения зерен циркона, апатита, шпинели, силлиманита, магнетита, ставролита, рутила, графита и др. (рис. 6.219).

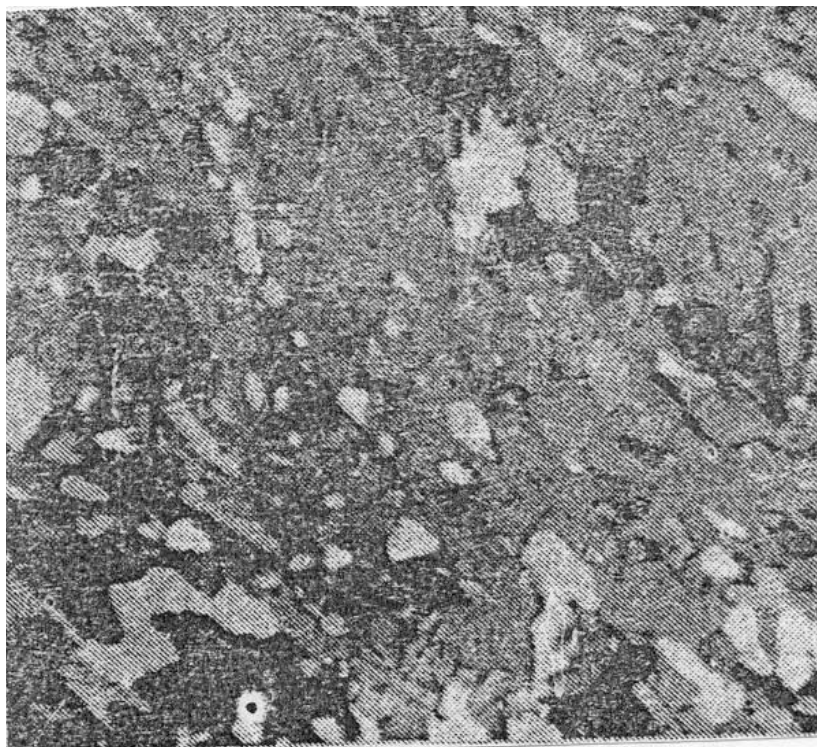


Рис. 6.119. Кордиерит с включениями зёрен кварца, магнетита, апатита и рутила.
Увел. 20, николи +

Разновидности. Пинит-серицитизированный кордиерит. Серицит располагается по трещинам внутри зерен. Гигантолит – кордиерит, замещенный мусковитом и хлоритом, имеющих форму чешуек.

Изменения. Кордиерит легко подвергается всякого рода изменениям. В числе вторичных продуктов могут быть биотит, мусковит, хлорит и тальк.

Похожие минералы. Кордиерит сходен с кварцем, плагиоклазами (альбитом и олигоклазом), нефелином. От кварца и нефелина он отличается осностью; от плагиоклазов отрицательным оптическим знаком, формой зерен и характером двойников. От всех перечисленных минералов кордиерит отличается наличием плеохроичных "двориков" вокруг некоторых аксессуарных минералов.

Генезис. Кордиерит является типичным метаморфогенным минералом, характерным для гнейсов и сланцев кордиерит-амфиболитовой и гранулитовой фаций андалузит-силлиманитовой фациальной серии, а также широко распространен в роговиках контактового метаморфизма. Спорадически встречается в лавах кислого состава.

КОРНЕРУПИН – $Mg_{10}Al_{10}BO_7[Si_9O_{36}]$ (рис. 6.220). Ромбическая сингония.

Образует призматические удлинённо-лучистые кристаллы по (110) и (010). В шлифе в большинстве случаев бесцветный, но иногда бывает слабо окрашен в желтовато-коричневый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_g = 1,674$; $n_m = 1,673$; $n_p = 1,651$; $n_g - n_p = 0,013$. Угол угасаний $b : N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (100). Угол оптических осей $2V = 3-30^\circ$. Дисперсия $r < v$. Знак главной зоны минерала отрицательный. Плеохроизм: по N_p - бледно-красновато-желтый; по N_m - бледно-коричневато-желтый; по N_g - бледно-желтовато-зеленый. Схема абсорбции $N_p < N_m > N_g$. Интерференционная окраска бледно-желтая первого порядка.

Похожие минералы. Андалузит, топаз, силлиманит. Андалузит отличается от корнеруина большей величиной угла оптических осей $2V$. Топаз характеризуется меньшими показателями преломления. Силлиманит обладает большими значениями величины двулучепреломления и N_g параллельна C .

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный. Метаморфогенный образуется в Р-Т условиях амфиболитовой и гранулитовой фации. Встречается в кристаллических сланцах в порогенезисе с санфораном, гранатом, кордиеритом, амфиболитом и турмалином. Относительно реже отмечается в гранитных пегматитах.

ЛАЗУЛИТ – $[(Mg,Fe)Al_2][P_0_4]_2[OH]_2$ (рис. 6.221). Моноклинная сингония.

Образует изометричные, удлиненные кристаллы и зернистые агрегаты. Обладает совершенной спайностью по (110) и (101). В шлифе бесцветный или слабо голубоватый. Иногда образует двойники пластинчатой формы по (100) и (222).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_g = 1,643-1,656$; $n_m = 1,633-1,646$; $n_p = 1,609-1,620$; $n_g - n_p = 0,034-0,036$. Рельеф четкий с хорошо выраженной шагреновой поверхностью. Угол угасаний c : $N_p = 9^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей $2V = 64-67^\circ$. Дисперсия $r < v$ заметная. Знак главной зоны минерала отрицательный. В некоторых случаях окрашен и слабо плеохроирует: по N_g небесно-голубой; по N_m – небесно-голубой; по N_p бесцветный. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном N_m , оранжевая, красновато-оранжевая, фиолетовая второго порядка.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный и пегматитовый. Метаморфогенный лазулит образуется в Р-Т условиях альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Относительно широко распространен в кварцитах в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, гранатом, мусковитом, биотитом, рутилом и другими минералами. Как гидротермальный лазулит встречается в кварцевых жилах, локализованных в метапелитах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. В гранитных пегматитах лазулит находится в ассоциации с кварцем, альбитом, микроклином, мусковитом и другими минералами.

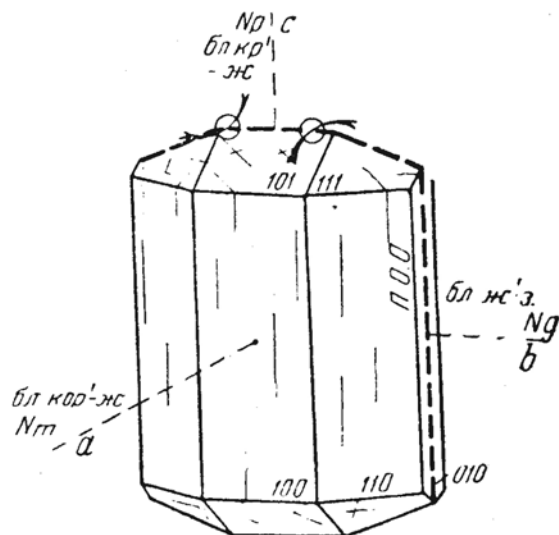


Рис. 6.220. Форма кристалла корнеруина

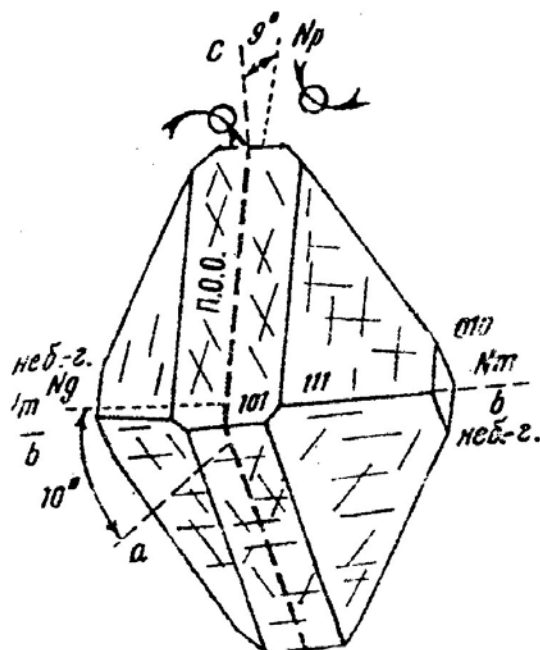


Рис. 6.221. Форма кристалла лазулита

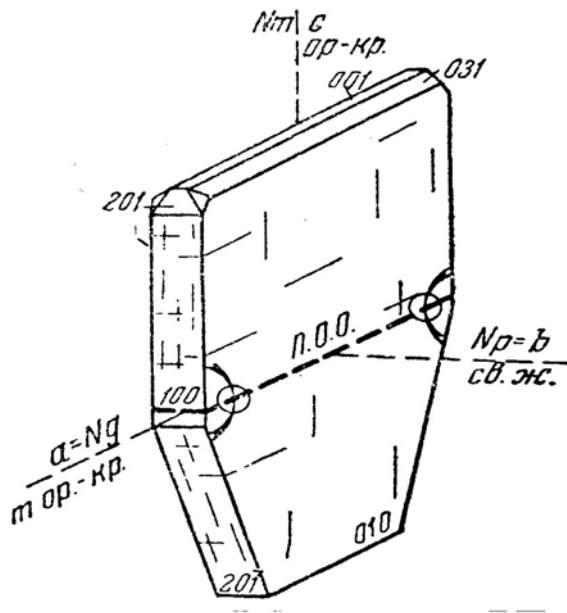


Рис. 6.222. Форма кристалла лепидокрокита

ЛЕПИДОКРОКИТ (рубиновая слюда) FeOON (рис. 6.222). Ромбическая сингония.

Образует таблички вытянутые вдоль оси C , иногда розетки с весьма совершенной спайностью по (010) , совершенной спайностью по (001) и относительно хорошей спайностью по (100) . В шлифе окрашен в оранжево-красный цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,940$; $n_g = 2,510$; $n_m = 2,200$; $n_g - n_p = 0,570$. Угол угасания $a : N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001) . Угол оптических осей $2V = 83-90^\circ$. Плеохроизм по: N_p – светло-желтый, желтый; N_m – красновато-оранжевый, красный; N_g – оранжево-красный, коричнево-красный. Абсорбция по схеме $N_p < N_m < N_g$ сильная. Обладает высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. Интерференционная окраска бледно-желтого цвета четвертого порядка.

Похожие минералы. Гетит. Гетит отличается от лепидокрокита меньшим углом оптических осей - $2V$.

Генезис. Осадочный. Встречается в осадочных железных руд с ламонитом, гетитом.

ЛЕПИДОМЕЛАН – $\text{KFe}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$ (рис. 6.223). Группа биотита. Моноклинная сингония.

Представлен таблитчатыми, листоватыми, чешуйчатыми зернами и кристаллами с весьма совершенной спайностью, по (001) и (010) . В шлифе окрашен в коричневый, бурый цвет. Плеохроизм первого рода.

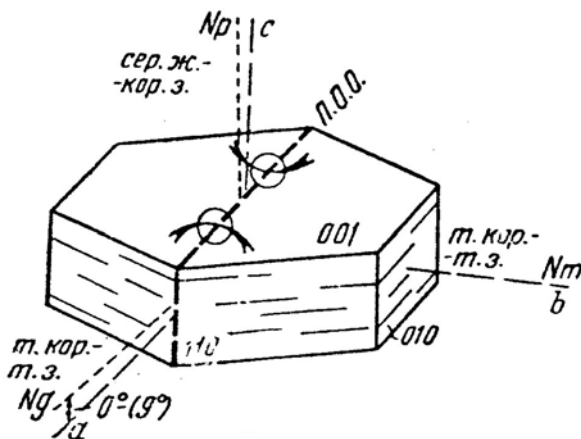


Рис. 6.223. Форма кристалла лепидомелана

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,598$; $n_m = 1,653$; $n_g = 1,654$; $n_g - n_p = 0,056$. Угол угасания $a : N_g = 0^\circ$ до 9° . Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010) . Угол оптических осей $2V = 0-35^\circ$. Дисперсия по схеме $r > v$ (богатые Mg) до $r > v$ (богатые Fe). Обладает положительным рельефом и слабой шагреневой поверхностью. Плеохроизм по: N_p – серо-желтый, коричнево-зеленый, оранжево-коричневый; N_m – темно-коричневый, темно-зеленый, темно-красно-коричневый; N_g – темно-коричневый, темно-зеленый, темно-красно-коричневый. Схема абсорбции $N_p < N_m \approx N_g$. Интерференционная окраска желтовато-зеленая, зелено-желтая второго порядка.

Похожие минералы. Флогопит, вермикулит, хлорит, протолитионит. Флагенит и вермикулит, отличается от лепидомелана более светлой окраской, меньшими показателями преломления и меньшей величиной двулучепреломления. Хлорит характеризуется значительно меньшей величиной двулучепреломления. Протолитионит дает Li пламя.

Генезис. Магматогенный. Широко распространен в граносиенитах, сиенитах и пегматитах в парагенезисе со щелочными, субщелочными амфибиолитами, пироксенами и фельдшпатоидами.

ЛОВЕНИТ – $\text{Na}_3\text{CaZr}[\text{SiO}_4]\text{F}$ (рис. 6.224). Моноклинная сингония.

Образует пластинчатые, таблитчатые, вытянутой формы зерна с совершенной спайностью, по (100). В шлифе окрашен в желтовато-оранжевый цвет.

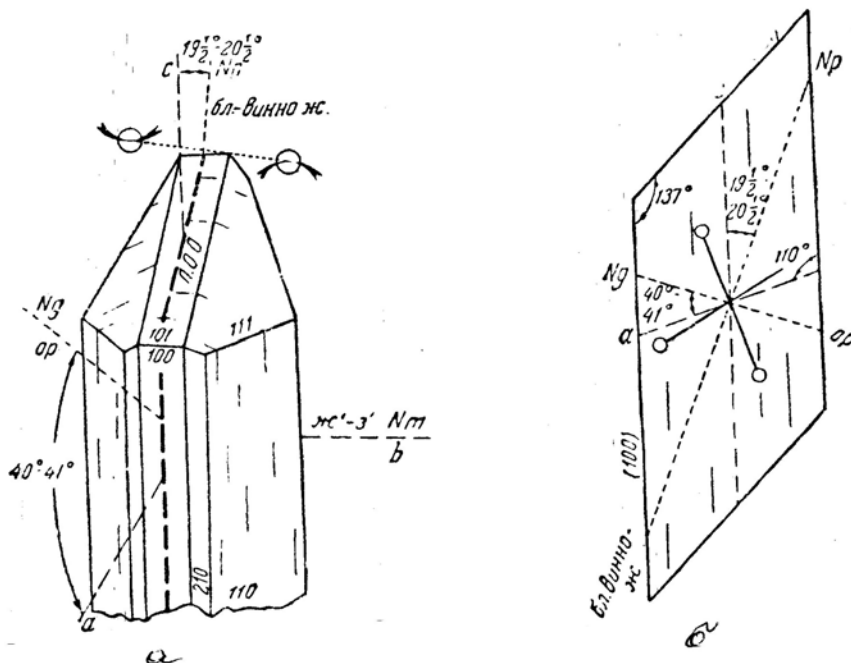


Рис. 6.224. Форма кристалла а) ловенита и разреза (б) параллельной плоскости (010)

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_g = 1,690-1,698$; $n_m = 1,707-1,723$; $n_p = 1,720-1,745$; $n_g - n_p = 0,030-0,047$. Обладает высоким рельефом и ярко выраженной шагреневой поверхностью. Угол погасаний $a : N_g = 40^\circ - 41^\circ$

Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей $2V = 80-85^\circ$. Дисперсия $r < v$ ясная. Интерференционная окраска оранжево-желтая второго порядка и желтая третьего порядка.

Похожие минералы. Вёлерит, гиоритдалит. Вёлерит отличается от ловенита меньшим значением величины двулучепреломления. Гиоритдалит характеризуется наличием двух систем спайности.

Генезис. Магматогенный. Встречается в фой-яитах, саниданитах, щелочных пегматитах в ассоциации с флюоритом, мозандритом, ринкитом, щелочными пироксенами и амфиболами.

ЛОМОНТИТ – $(\text{Ca}, \text{Na})[\text{AlSi}_2\text{O}_6]_4\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.225). Группа цеолитов. Моноклинная сингония.

Встречается в виде призматических кристаллов, похожих по форме на пироксен, сноповидных и радиальнолучистых агрегатов. Спайность в двух направлениях – по (010) и (110) – совершенная и по (100) – несовершенная. В шлифе бесцветный, иногда слабо окрашен в желтоватый, сероватый и другие цвета.

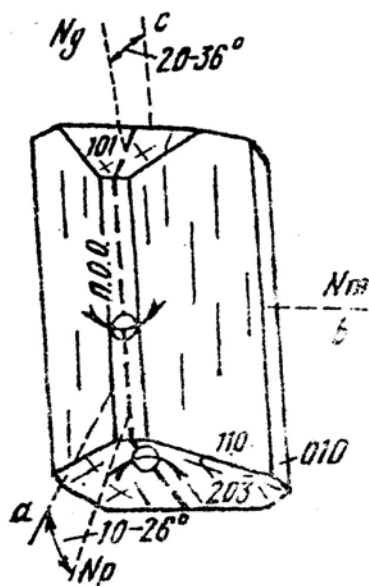


Рис. 6.225. Форма кристалла ломонтита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Обладает показателями преломления: $n_g = 1,514\text{--}1,525$; $n_m = 1,512\text{--}1,524$; $n_p = 1,502\text{--}1,513$; $n_g - n_p = 0,012$. Отрицательный рельеф. Шагреневая поверхность отсутствует. Углы погасания: $b : N_m = 0^\circ$; $a : N_p = 10\text{--}26^\circ$; $c : N_g = 20\text{--}36^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей $2V = 24\text{--}38^\circ$; дисперсия $r < v$, сильная. Знак главной зоны положительный. Интерференционная окраска на срезе, параллельном плоскости оптических осей – светло-желтая с сероватым оттенком, первого порядка.

Похожие минералы. Сколецит, гейландит, эпистильбит, десмин. От сколецита ломонтит отличается большим двупреломлением, от гейландита – большим двупреломлением и иной ориентировкой плоскости оптических осей; от эпистильбита – большим углом оптических осей – $2V$; от десмина – положительным удлинением.

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Встречается в пустотах и трещинах основных эффузивов. В сланцах и гнейсах в ассоциации с кварцем, полевыми шпатами, слюдами и другим минералами. Как вторичный минерал ломонтит встречается в рудных жилах.

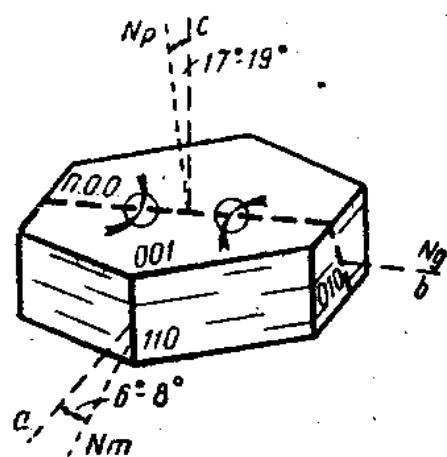


Рис. 6.226. Форма кристаллов маргарита

МАРГАРИТ – $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ (рис. 6.226). Моноклинная сингония.

Встречается в виде тонких табличек, листочков, чешуек с совершенной спайностью по (001). Обычны двойники по слюдяному закону. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,644\text{--}1,650$; $n_m = 1,643\text{--}1,648$; $n_p = 1,630\text{--}1,638$; $n_g - n_p = 0,014\text{--}0,012$. Рельеф ясный, шагреневая поверхность резкая. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости 010). Углы угасания: $b : N_g = 0^\circ$; $a : N_m = 6\text{--}8^\circ$; $c : N_p = 17\text{--}19^\circ$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей – $2V = 45^\circ$, иногда от 40 до 67° . Дисперсия оптических осей $r < v$. Интерференционная окраска, на разрезах перпендикулярных N_m , – светло-желтая, первого порядка.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по маргариту развивается буровато-желтый гидрослюдистый минерал под названием дёдлиит.

Похожие минералы. Мусковит, диаспор, хлоритоид, тальк. От мусковита маргарит отличается большим преломлением, меньшим двупреломлением, косым угасанием, иной схемой дисперсии оптических осей; от диаспора – значительно меньшими значениями угла оптических осей – $2V$ и преломления, косым угасанием; от хлоритоида – отсутствием окраски, меньшим преломлением, иным оптическим знаком; от талька – большим преломлением, меньшим двупреломлением, большим углом оптических осей – $2V$ и косым угасанием.

Генезис. Метаморфогенный. Маргарит образуется в процессе регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Встречается в парагенезисе с хлоритом, биотитом, мусковитом, эпидотом, тремолитом, корундом, ставролитом, турмалином и другими минералами.

МЕРОКСЕН – $\text{KFe}_3[\text{Si}_3(\text{Al,Fe})\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ (рис. 6.227). Группа биотита. Моноклинная сингония.

Образует таблитчатые, листоватые, чешуйчатые кристаллы с весьма совершенной спайностью по (001) и (010). В шлифе окрашен в оранжево-коричневый цвет. Обладает плеохроизмом первого рода.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,571$; $n_m = 1,609$; $n_g = 1,610$; $n_g - n_p = 0,039$. Угол угасания $a : N_g = 0^\circ$ до 9° . Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V=0-35^\circ$. Дисперсия по схеме $r > v$ (богатые Mg) до $r < v$ (богатые Fe). Положительный рельеф и слабая шагреньевая поверхность. Обладает плеохроизмом по: N_p серо-желтый, коричнево-зеленый, оранжево-коричневый; N_m – темно-коричневый, темно-зеленый, темно-красно-коричневый; N_g темно-коричневый, темно-зеленый, темно-красно-коричневый. Схема абсорбции – $N_p \ll N_m \approx N_g$. Знак главной зоны мероксена положительный. Интерференционная окраска желто-зеленая, зелено-желтая второго порядка.

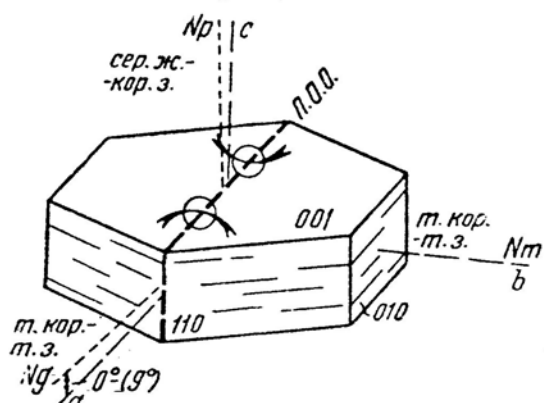


Рис. 6.227. Форма кристалла мероксена

Похожие минералы. Флогопит, вермунит, хлорит, протолитионит. Флогопит характеризуется более светлой окраской и меньшими показателями преломления. Вермунит отличается показателями преломления. Хлорит обладает значительно меньшей величиной двулучепреломления. Протолитионит дает Li пламя.

Генезис. Магматичный и метаморфогенный. Широко распространен в кислых лейкократовых гранитах, пегматитах в парагенезисе с кварцем и полевыми шпатами. В породах регионального метаморфизма образуется в широком диапазоне P-T условий – от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

МОНТИЧЕЛЛИТ – $\text{CaMg}[\text{SiO}_4]$ (рис. 6.228). Группа оливина. Ромбическая сингония.

Образует короткостолбчатые или призматические кристаллы и неправильные зерна, похожие на оливин. Спайность несовершенная по (010). Иногда наблюдаются двойники и тройники по (031). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,652-1,674$; $n_m = 1,646-1,664$; $n_p = 1,641-1,654$; $n_g - n_p = 0,011-0,020$. Обладает высоким рельефом и резкой шагреньевой поверхностью. Угасание прямое. Знак главной зоны, вследствие изометричных очертаний, трудно определить. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001). Угол оптических осей $2V = 80-90^\circ$. Дисперсия по схеме $r > v$, довольно слабая. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, от желтой, первого порядка, до фиолетовой, второго порядка, на других разрезах – серая, первого порядка.

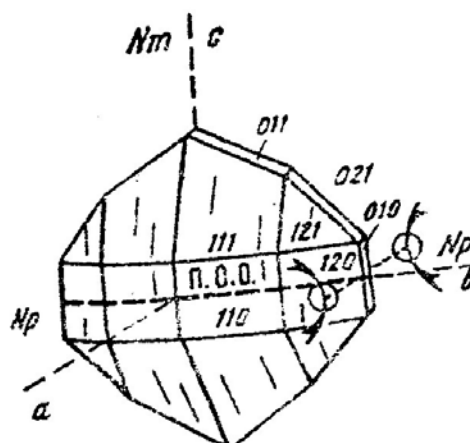


Рис. 6.228. Форма кристалла монтичеллита

Изменения. При вторичных процессах метаморфизма по монтичеллиту развивается серпентин.

Похожие минералы. Оливин, форстерит, фаялит, от которых монтичеллит отличается значительно более низкой интерференционной окраской и (от форстерита) отрицательным оптическим знаком.

Генезис. Метаморфогенный. Образование монтмориллита осуществляется в Р-Т условиях пироксен-роговиковой и санидинитовой фаций контактового метаморфизма, где он находится в парагенезисе с гранатом, пироксенами, кальцитом, скаполитом, волластонитом, апатитом, иногда мелилитом.

МОНТИМОРИЛЛОНИТ – $(\text{Al,Mg})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.229). Группа глинистых минералов. Моноклинная сингония.

Образует плотные массы, сложенные листоватыми, спутано-волокнистыми агрегатами, сферолитами. Обладает совершенной спайностью по (001) и (110). В шлифе бесцветный.

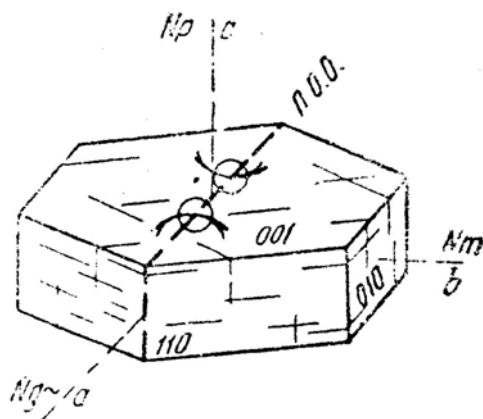


Рис. 6.229. Форма кристалла монтмориillonита

Оптические свойства. Двуосный отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,652-1,674$; $n_m = 1,646-1,664$; $n_p = 1,641-1,654$; $n_g - n_p = 0,011-0,020$. Обладает высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. Угасание прямое. Знак главной зоны, вследствие изометричных очертаний, трудно определить. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001). Угол оптических осей $2V = 80-90^\circ$. Дисперсия по схеме $g > v$, довольно слабая. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, от желтой, первого порядка, до фиолетовой, второго порядка, на других разрезах – серая, первого порядка. Похожие минералы. Каолинит, дикинт, накрит, серицит и хлорит. Каолинит, дикинт, накрит обладают меньшей величиной двулучепреломления, а серицит – большей величиной двулучепреломления.

Хлорит отличается от монтмориillonита меньшей величиной двулучепреломления и показателя преломления.

Генезис. Осадочный. Продукт изменения вулканических пеплов в морских осадках.

НАКРИТ – $\text{Al}[\text{SiO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.230). Моноклинная сингония.

Образует псевдогексагональные, листоватые, чешуйчатые, радиально лучистые агрегаты и зерна, обладающие совершенной спайностью по (001) и (010). В шлифе бесцветный..

Оптические свойства. Двуосный отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,557-1,560$; $n_m = 1,562-1,563$; $n_g = 1,563-1,566$; $n_g - n_p = 0,006$. Угол оптических осей $2V = 40-90^\circ$. Дисперсия по схеме $g > v$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Знак главной зоны накрита положительный. Рельеф минерала положительный а шагреневая поверхность отсутствует. Интерференционная окраска на разрезах перпендикулярна N_m – серая, первого порядка.

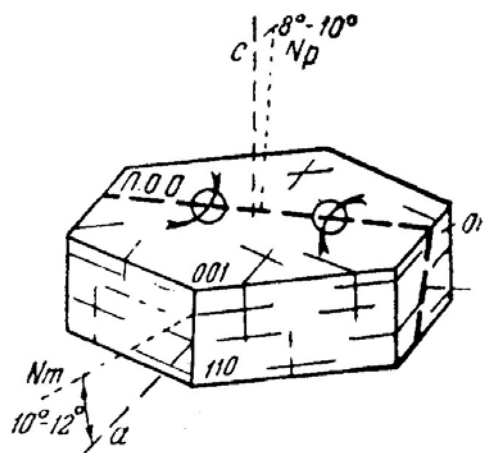


Рис. 6.230. Форма кристалла накрита

Похожие минералы. Дикит, каолинит, монтмориillonит, серицит. Дикит – угол погасания $a : N_m = 14-20^\circ$, двуосный оптически положительный минерал. Каолинит – угол погасания $a : N_m = 3^\circ$. Монтмориillonит отличается от накрита большими значениями величины двулучепреломления. Серициту характерны более высокие цвета интерференции.

Генезис. Гидротермальный. Встречается в кварцевых жилах совместно с криолитом, слюдами, сульфидами.

НОНТРОНИТ – $(\text{Fe,Al})_2[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.231). Группа глинистых минералов. Моноклинная сингония.

Образует плотные массы, сложенные спутановолокнистыми агрегатами, иногда сферолитами. Обладает совершенной спайностью по (001) и (110). В шлифе окрашен в зеленовато-коричневый цвет

Оптические свойства. Двуосный отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,600$; $n_m = 1,632$; $n_g = 1,640$; $n_g - n_p = 0,040$. Угол угасания $a : N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей $2V = 25-68^\circ$. Знак главной зоны положительный. Рельеф минерала положительный, слабо проявлена шагреновая поверхность. Плеохроизм по: N_p – желтоватый; N_m – желто-зеленый (темно-коричневый); N_g – оливково-зеленый (светло-коричневый). Схема абсорбции $N_p < N_m < N_g$ или $N_p < N_g < N_m$. Интерференционная окраска оранжевая, красновато-оранжевая второго порядка.

Похожие минералы. Дикит, каолинит, накрит, серицит и хлорит. Каолинит, дикит и накрит характеризуется меньшей величиной двулучепреломления, а серицит большей. Хлорит отличается меньшей величиной двулучепреломления и показателями преломления.

Генезис. Гидротермальный. Образуется совместно с кварцем, опалом по обломкам базальтов.

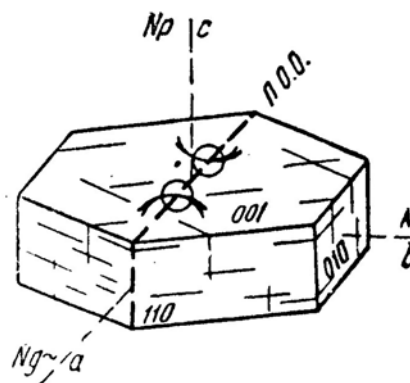


Рис. 6.231. Форма кристалла нонтронита

ОЗАННИТ – $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH},\text{F}]$ (рис 6. 232). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде волокнистых или столбчатых кристаллов, а также в форме неправильных зерен с совершенной спайностью по (010) и (001), пересекающимися на поперечном разрезе под углом 56° . Интенсивно окрашен в синевато-зеленый цвет.

Оптические свойства. Двуосный отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,699$; $n_m = 1,697$; $n = 1,695$; $n_g - n_p = 0,004$. Обладает резкой шагреновой поверхностью и рельефом. Угол угасания $c : N_p = 2-8^\circ$; $a : N_m = 17^\circ$; $b : N_g = 0^\circ$. Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей – $2V$ большой от 80 до 90° . Дисперсия оптических осей $\gamma < \nu$. Характерен резкий плеохроизм со схемой абсорбции $N_g > N_p \gg N_m$; по N_g – темно-серо-синий, непрозрачный; по N_m – светло-коричнево-желтый, светло-зеленовато-желтый; по N_p – темно-стальной. Интерференционная окраска темно-серая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

Включения. Отмечаются многочисленные включения апатита, циркона магнетита, сфена и других минералов минералов.

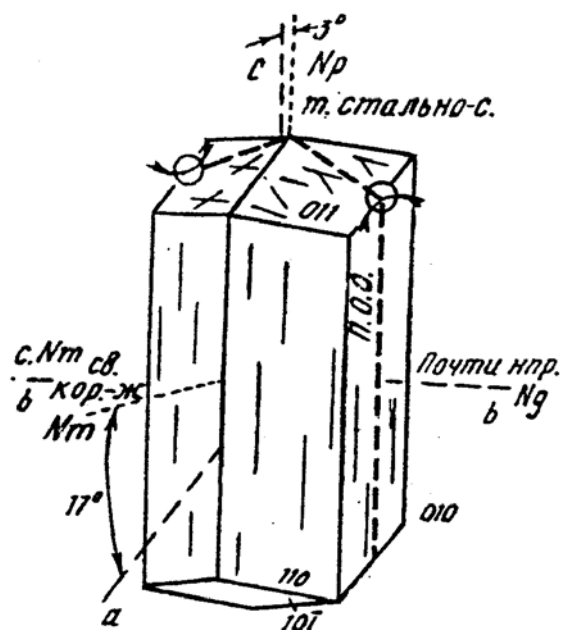


Рис 6. 232. Форма кристалла озаннита

Похожие минералы. Турмалин, глаукофан, арфведсонит. От турмалина озаннит отличается прямой схемой абсорбции; от глаукофана – удлинением положительным; от арфведсонита – меньшим углом погасания $c : Np$.

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный. Метаморфогенный озаннит образуется в Р-Т условиях амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма. Встречается в различных роговиках и скарнах в ассоциации с кальцитом, пироксенами, флогопитом, плагиоклазом, эпидотом и другими минералами. Магматогенный озаннит отмечается в щелочных породах совместно с эгирином, альбитом, калиевым полевым шпатом и др. минералами.

ОЛИГОКЛАЗ – $Na[AlSi_3O_8]$ (90–70 %) и $Ca[Al_2Si_2O_8]$ (10–30 %) (рис. 6.234).
Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

В шлифе встречается в виде изометричных зерен или идиоморфных и типидиоморфных таблитчатых кристаллов. Обладает совершенной спайностью по (001) и по (010) и несовершенной по (110). Двойники простые и полисинтетические (рис. 6.233). В шлифе бесцветный.

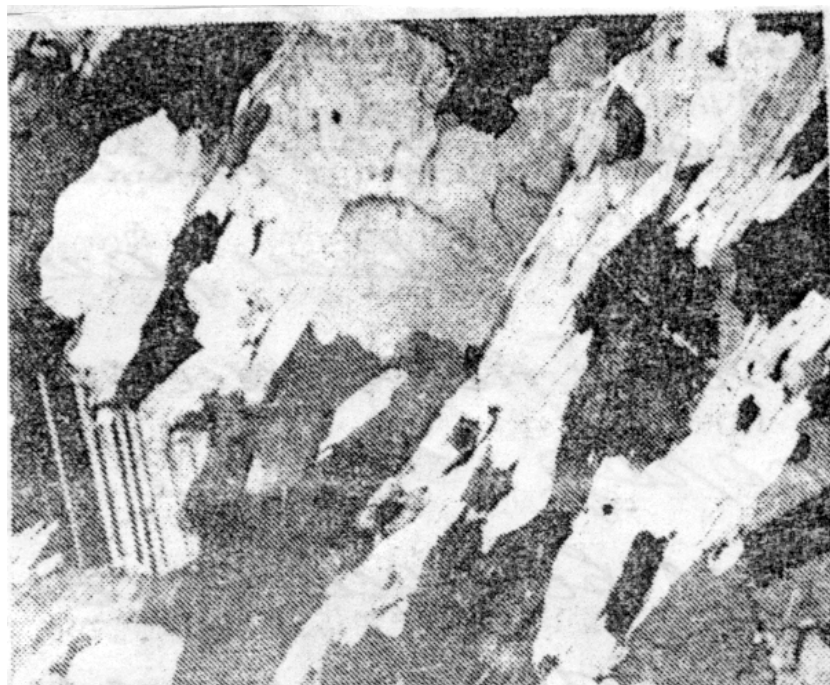


Рис. 6.233. Олигоклаз в двуслюдяном плагиогнейсе. Увел. 20, николи +

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления колеблются в зависимости от содержания анортитовой составляющей:

11 % An	30 % An
$n_g - 1,542$	$n_g - 1,552$
$n_m - 1,536$	$n_m - 1,548$
$n_p - 1,533$	$n_p - 1,543$
$n_g - n_p - 0,009$	$n_g - n_p - 0,009$

Шагреневая поверхность и рельеф минерала отсутствуют. Плоскость оптических осей с кристаллографическими осями в олигоклазах с различным содержанием анортита образует различные углы погасания. Знак главной зоны может быть положительным и отрицательным. Угол оптических осей $2V$ близок к 90° . Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска светло-серая, первого порядка.

Включения. Содержит мелкие зерна различных акцессорных минералов – апатита, циркона, магнетита, граната и др., а также газово-жидкие включения.

Разновидности. Лунный камень – олигоклаз, обладающий визуально своевременным нежно-сиреневатым отливом, напоминающим лунный свет. Авантюрин или солнечный камень, обладающий также визуально искристо-золотистым отливом, обусловленным включениями чешуек гематита.

Изменения. По олигоклазу могут развиваться, замещающая его иногда полностью, с образованием псевдоморфоз, серицит, эпидот, цоизит, микроклин, альбит и каолинит.

Похожие минералы. Олигоклаз похож на альбит и андезин. Отличается он оптическим знаком и показателями преломления – большими, чем у альбита и меньшими, чем у андезина. От других плагииоклазов-лабрадора, битовнита и анортита он легко отличается по отсутствию рельефа и минеральному парагенезису. В срезах, параллельных плоскости двойникования, олигоклаз очень похож на кварц, от которого он отличается оптическим знаком и двуосностью.

Генезис. Типичный метаморфогенный и магматогенный минерал. Метаморфогенный, характерный для сланцев и гнейсов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в ассоциации с кварцем, микроклином, мусковитом, биотитом, гранатом, дистеном, ставролитом, андалузитом, хлоритом, силлиманитом и др. Магматогенный, характерный для глубинных и излившихся пород гранитоидного ряда. Значительно реже встречается в измененных породах основного состава и метабазитах.

ОРТИТ (алланит) – $(Ca,Ce,Mn)_2(Al,Fe)_3[Si_3O_{12}][O,OH]$ (рис. 6.235). Группа эпидота. Содержит примеси лантана, иттрия и других элементов, Моноклинная сингония.

Ортит образует таблитчатые, призматические, редко игольчатые кристаллы, неправильные зерна и их агрегаты. Спайность совершенная по 001 и несовершенная по (100). В шлифе красно-бурый с примесью желтоватого. Окраска часто зональная. Типичны двойники. Часто находится в окружении или в сростании с эпидотом, цериевой разновидностью которого он является.

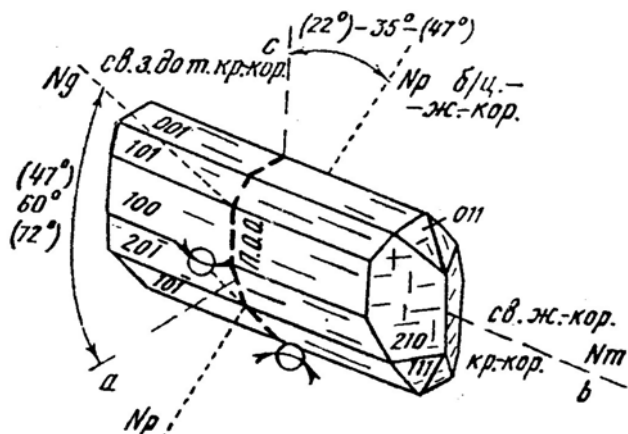


Рис. 6.235. Форма кристалла ортита

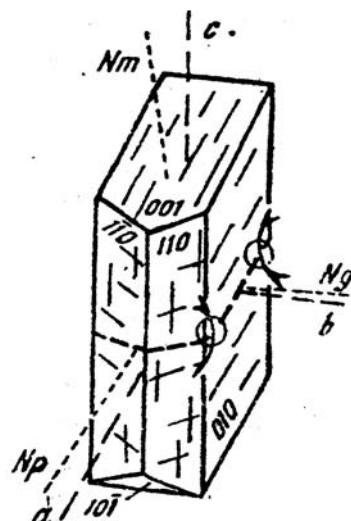


Рис. 6.234. Форма кристаллов олигоклаза

Оптические свойства. Оптические свойства ортита сильно варьируют. При разложении вследствие радиоактивного распада становится изотропным и темнеет. Показатели преломления: n_g = поверхность. У изотропного ортита показатель преломления $n = 1,540$. Плеохроизм резкий: по N_g темно-красно-коричневый, серовато – или желтовато-коричневый светло-зеленоватый; по N_m – красно-коричневый, светлый, желто-коричневый, темно-бурый; по N_p – бесцветный, желто-коричневый, темно-желтый, бурый. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Угол погасания колеблется от 0° (по N_m) до $28-47^\circ$ ($c :$

N_p). Знак главной зоны может быть положительным и отрицательным. Угол оптических осей $-2V = 70-90^\circ$, дисперсия $r \gg v$, очень сильная. Интерференционная окраска на срезах, перпендикулярных N_m , второго порядка. Характерным признаком является неоднородность даже в одном зерне и зональное строение. Плоскость оптических осей то параллельна, то перпендикулярна плоскости (010).

Изменения. В отдельных случаях в результате наложенных процессов метаморфизма ортит изменяется в землистую массу.

Похожие минералы. Роговая обманка, биотит, меланит. От роговой обманки и биотита ортит отличается гораздо большим преломлением, неравномерностью окраски, зональностью, ассоциацией с эпидотом. От меланита изотропный ортит отличается по форме и значительно меньшему преломлению.

Генезис. Метаморфогенный и магматогенный. Метаморфогенный ортит встречается в гнейсах и сланцах амфиболитовой фации регионального метаморфизма, в контактовых роговиках и скарнах преимущественно, как акцессорный минерал. Магматогенный ортит является акцессорным минералом гранитов, пегматитов, диоритов, сиенитов и их эффузивных аналогов.

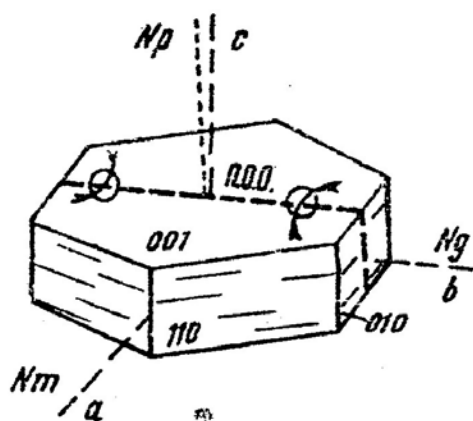


Рис. 6.236. Форма кристалла пиррофиллита

ПИРОФИЛЛИТ – $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ (рис. 6.236). Моноклинная сингония. В шлифе встречается в виде чешуйчатых, лучистых, шестоватых агрегатов, сферолитов, чешуек, пластинок или таблитчатых очень мелких кристаллов. Спайность совершенная по (001). Бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, характеризующийся показателями преломления: $n_g = 1,600$; $n_m = 1,588$; $n_p = 1,552$; $n_g - n_p = 0,048$. Слабый рельеф. Шагреновая поверхность отсутствует, или очень слабая. Угасание прямое. Удлинение положительное. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 53-60^\circ$. Дисперсия $r > v$, слабая. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей и при нормальной толщине шлифа, третьего порядка.

Похожие минералы. Тальк, мусковит, каолинит. От талька и мусковита пиррофиллит отличается большим углом оптических осей (у талька угол $2V = 30$); от каолинита – более высоким двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Пиррофиллит образуется в Р-Т условиях регионального метаморфизма серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и в отдельных случаях в цеолитовой фации. Встречается в глинистых сланцах. Как вторичный минерал пиррофиллит образует псевдоморфозы по дистену, андалузиту и мусковиту. Гидротермальный пиррофиллит образуется в кварцевых жилах.

ПРОТОЛИТИОНИТ – $\text{KLiFeAl}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH},\text{F}]_2$ (рис. 6.237). Моноклинная сингония. Состав сильно изменчив, содержание FeO достигает 12,5 %.

Образует псевдогексагональные, реже таблитчатые и листоватые зерна с весьма совершенной спайностью по (001) и совершенной по (010). В шлифе в большинстве случаев окрашен в желтовато-коричневатый цвет. Обладает плеохроизмом первого рода.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,548-1,605$; $n_m = 1,583-1,645$; $n_g = 1,583-1,645$; $n_g - n_p = 0,035-0,040$. Прямое погасание. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угол

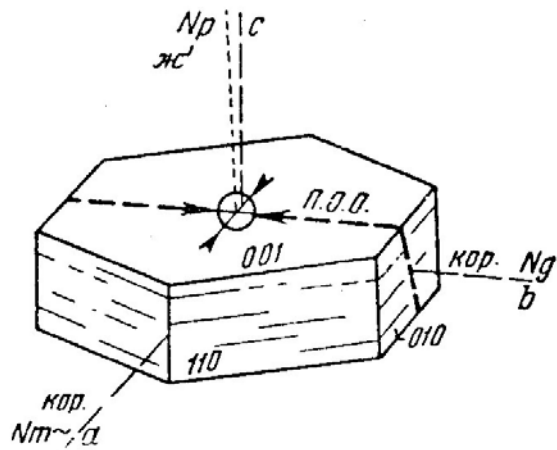


Рис. 6.237. Форма кристалла протолиитонита

оптических осей – $2V = 0$. Обладает слабой дисперсией $r > v$. Знак главной зоны минерала положительный. Абсорбция по: N_p – желтоватый; $N_m = N_g$ – коричневатый. Схема абсорбции – $N_p \ll N_m \approx N_g$. Интерференционная окраска оранжевого, красновато-оранжевого цвета второго порядка.

Похожие минералы. Флогопит, биотит, лепидомелан. В отличие от протолитионита у флогопита, биотита и лепидомелана плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

Генезис. Магматогенный. Встречается в гранитах, пегматитах совместно с турмалином и полевыми шпатами.

РИХТЕРИТ – $\text{CaNa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH},\text{F}]_2$ (рис. 6.238). Содержит до 6 % K_2O . Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Хороших кристаллов не образует, а встречается преимущественно в виде стебельчатых или игольчатых форм. Спайность совершенная по призме (110), пересекающаяся на поперечных разрезах под углом 56° . В шлифе бесцветный или слабо окрашен в разные оттенки желтого цвета.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,627-1,641$; $n_m = 1,620-1,635$; $n_g = 1,605-1,622$; $n_g - n_p = 0,022-0,019$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. У окрашенных разностей наблюдается слабый плеохроизм: по N_g – бесцветный, оранжевый; по N_m – светло-желтый, оранжевый; по N_p – бесцветный, светло-желто-коричневый. Абсорбция по схеме: $N_g = N_p < N_m = N_g$. Плоскость оптических осей лежит в плоскости (010). Углы угасания: $b : N_m = 0^\circ$; $a : N_p = 3-5^\circ$; $c : N_g = 17-19^\circ$. Удлинение положительное. Угол оптических осей – $2V = 66-70$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска в разрезе, параллельном плоскости оптических осей, красная, фиолетовая, первого порядка.

Похожие минералы. Актинолит, жедрит. От актинолита рихтерит отличается окраской или ее отсутствием; от жедрита – косым угасанием и цветом.

Генезис. Метаморфогенный. Встречается в скарных железо-марганцевых месторождениях и просто в скарнах. Образуется в Р-Т условиях амфиболитовой фации контактового метаморфизма.

РОГОВАЯ ОБМАНКА $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Al},\text{Fe})^{**}[(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Группа амфиболов. Моноклинная сингония. Химический состав сложный и непостоянный, что обуславливает колебание оптических свойств в широких пределах.

В шлифе имеет форму широкотаблитчатых или удлиненнопризматических кристаллов, реже – короткопризматических или шестигранных (рис 6. 239). Образуется и неправильные зерна. Спайность совершенная по призме, пересекающаяся на перпендикулярном срезе под углом в 56° . Нередко наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Роговая обманка окрашена в зеленый цвет различной интенсивности. Форма кристалла роговой обманки дана на рис. 6.240.

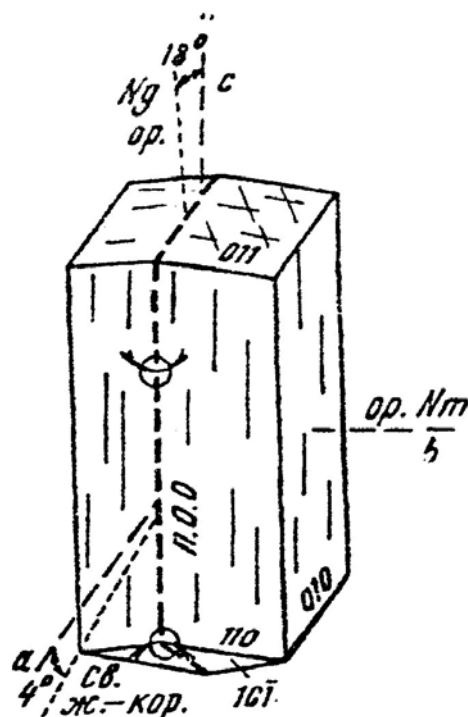


Рис. 6.238. Форма кристалла рихтерита

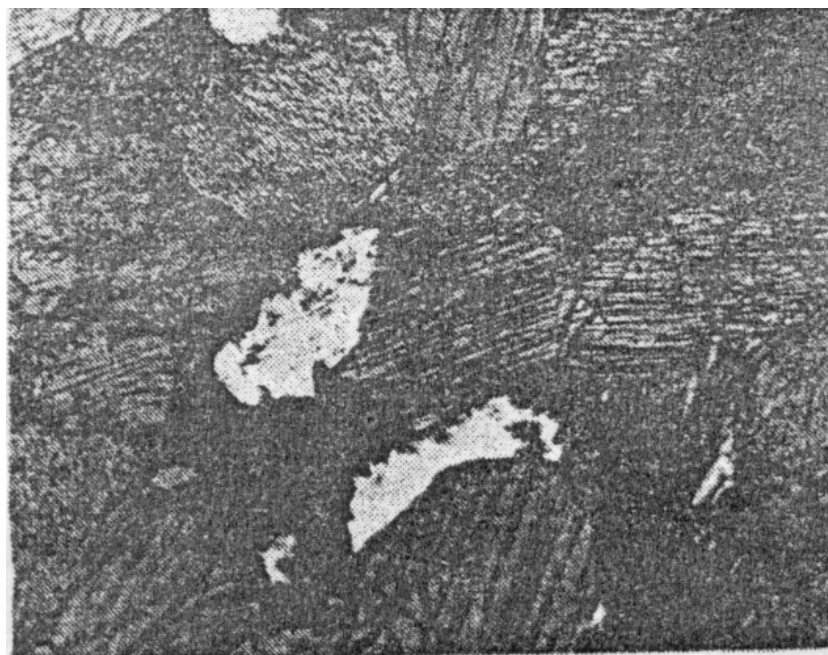


Рис. 6.239. Роговая обманка в амфиболите. Увел. 20, николи //

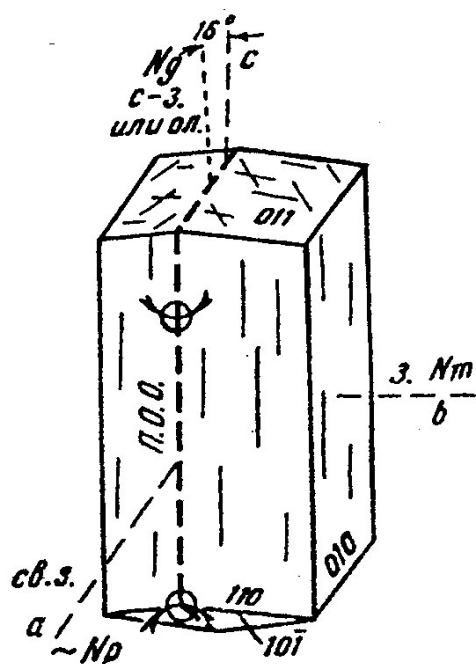


Рис. 6.240. Форма кристалла роговой обманки

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,644-1,704$; $n_m = 1,637-1,697$; $n_p = 1,630-1,678$; $n_g - n_p = 0,014-0,026$. Резкая шагреневая поверхность и высокий рельеф. Угол угасания $c : N_g$ изменяется от 14 до 25° . Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей $- 2V = 63-87^\circ$. Дисперсия оптических осей $r < v$. Сильный плеохроизм по схеме $N_g > N_m > N_p$; по N_g – густо-зеленый, буровато-зеленый или красновато-бурый; по N_m – зеленый, оливково-зеленый или светло-бурый; по N_p – желтовато-зеленый, желтоватый, коричневатый. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m – синяя, красная, желтая, второго порядка. Лучше всего она наблюдается в краях зерен, так как в центре маскируется собственным цветом.

Включения. В роговой обманке часто наблюдаются включения апатита, циркона, сфена, ортита, магнетита, титано-магнетита, рутила (сагенина). В эффузивах наблюдаются включения вулканического стекла.

Разновидности. Уралит – псевдоморфоза роговой обманки по пироксенам.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по роговой обманке развиваются биотит, тальк, эпидот, антигорит, хлорит и кальцит с одновременным образованием сфена, магнетита, кварца.

Похожие минералы. Эгирин, турмалин. От эгирина роговая обманка отличается большим углом угасания, схемой абсорбции, положительным удлинением и углом между двумя системами спайности (у эгирина он равен 87°), от турмалина – наличием совершенной спайности и схемой абсорбции по удлинению.

Генезис. Метаморфогенный, магматогенный. Образование роговой обманки обусловлено региональным метаморфизмом алмадин-амфиболитовой фации и в какой-то мере – эпидот-амфиболитовой фации. В данном случае роговая обманка находится в парагенезисе с биотитом, гранатом, плагиоклазом, кварцем, пироксеном, кальцитом, эпидотом и др. минералами. Как типичный магматогенный минерал роговая обманка характерна многим изверженным породам – диоритам, габбро, горнблендитам, перидотитам и гранатам.

САПФИРИН – $\text{Mg}_2[\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}]$ (рис. 6.241). Содержит примесь железа, изоморфно замещающего магний. Моноклинная сингония.

Встречается в виде таблитчатых несовершенных кристаллов с редкими призматическими гранями. Спайность отсутствует. В шлифе бесцветный или окрашенный в синий цвет различных оттенков.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,711-1,720$; $n_m = 1,709-1,719$; $n_p = 1,705-1,714$; $n_g - n_p = 0,006$. Плеохроизм у окрашенных разновидностей по схеме $N_g > N_m > N_p$; по N_g – бесцветный, розоватый, желтоватый. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Углы угасания: $c : N_g = 6-8^\circ 30'$. Знак главной зоны может быть положительным или отрицательным. Угол оптических осей – $2V = 50-70^\circ$. Дисперсия наклонная $r < v$, сильная. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, первого порядка, затухает собственным цветом минерала. У бесцветных разновидностей – темно-серая, серая, первого порядка.

Похожие минералы. Корунд, цоизит, дистен, синие амфиболы, окрашенный кордиерит. От корунда сапфирин отличается двуосностью (корунд – одноосный, отрицательный); от цоизита – отрицательным оптическим знаком и отсутствию спайности; от дистена и синих амфиболов – по отсутствию спайности; от кордиерита – по более высокому двупреломлению и отсутствию двойников.

СКОЛЕЦИТ – $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.242). Группа цеолитов. Моноклинная сингония.

Обычно представлен радиально-лучистыми и волокнистыми агрегатами, реже тонкопризматическими кристаллами с вертикальной штриховкой. Спайность совершенная по (110). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Обладает показателями преломления: $n_g = 1,517-1,521$; $n_m = 1,516-1,520$; $n_p =$

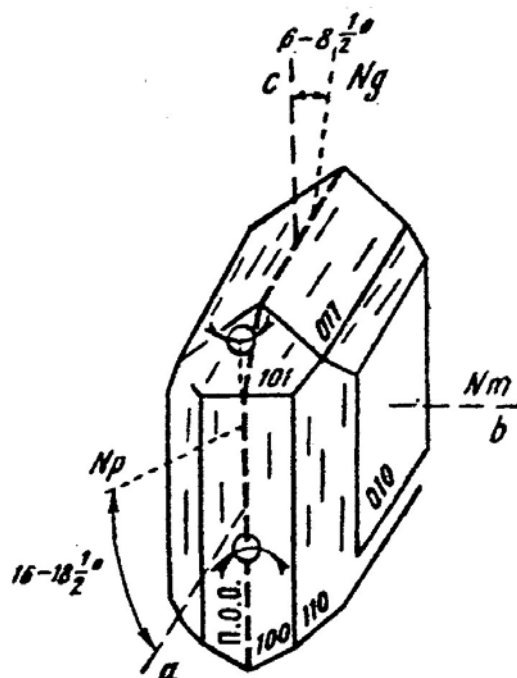


Рис. 6.241. Форма кристалла сапфирина.

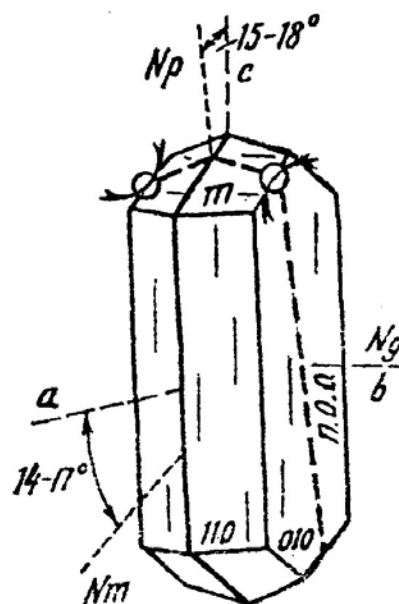


Рис. 6.242. Форма кристалла сколецита

1,510–1,513; $n_g - n_p = 0,007-0,008$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Углы угасания: $c : N_p = 15-18^0$; $a : N_m = 14-17^0$; $b : N_g = 0^0$. Удлинение (знак главной зоны) отрицательное. Угол оптических осей – $2V = 36-6^0$. Дисперсия по схеме: $r < v$. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Похожие минералы. Натролит, томсонит, десмин (стильбит), мезолит. От натролита сколецит отличается косым угасанием и отрицательным удлинением; от томсонита, кроме того, меньшим двупреломлением; от десмина – большим углом погасания; от мезолита – большим двупреломлением, большим углом угасания и отрицательным удлинением.

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Как метаморфогенный сколецит встречается в сланцах в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, микроклином и слюдами и в контактово-измененных кристаллических известняках. Гидротермальный – встречается в пустотах основных эффузивов – базальтов, фонолитов. В данном случае сколецит образуется как вторичный минерал.

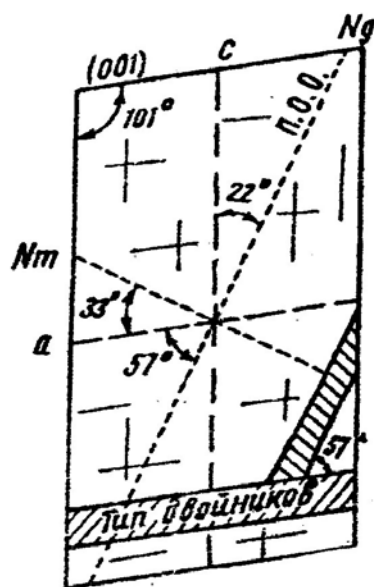


Рис. 6.243. Форма кристалла спуррита

СПУРРИТ (спёррит) – $\text{Ca}_5[\text{Si}_2\text{O}_8][\text{CO}_3]$ (рис. 6.243). Моноклинная сингония.

В шлифе образует крупнотаблитчатые, бесцветные или светло-серые кристаллы, зернистые, пластинчатые, радиально-лучистые агрегаты, а также отмечается в симплектитовых сростках с мервинитом, кальцитом и монтчеллитом. Обладает совершенной спайностью по (100) и несовершенной по (001). Обе спайности пересекаются под углом около 80^0 . Характерны полисинтетические двойники по (100) и (101); простые двойники встречаются редко.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,676-1,679$; $n_m = 1,672-1,674$; $n_p = 1,637-1,640$; $n_g - n_p = 0,039-0,040$. Высокий рельеф и шагреневая поверхность. Угол угасания $c : N_g = 22^0$. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Угол оптических осей $2V = 39-41^0$. Дисперсия по схеме $r > v$, ясная. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном к плоскости (010), синяя, зеленая, второго порядка.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по спурриту развивается кальцит.

Похожие минералы. Плагиоклазы. От плагиоклазов спуррит отличается меньшим преломлением и двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Относительно широко распространен в парагенезисах с геленитом, мервинитом, волластонитом, гроссуляром, пироксеном, оливином, кальцитом и др. минералами.

СТИЛЬПНОМЕЛАН – $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_{3,3}[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}_4]$ (рис. 6.244). Образуется псевдогексагональные таблички, листочки, листоватые агрегаты. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (010). В шлифе окрашен в зеленый, желтый или коричневый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Оптические константы изменяются в зависимости от химического состава. У обогащенных трехвалентным железом разновидностей значительно повышается преломление: $n_g = 1,576-1,735$; $n_m = 1,576-1,735$; $n_p = 1,546-1,625$; $n_g - n_p = 0,030-0,110$. Высокий рельеф, резкая шагреневая поверхность. Плеохроизм

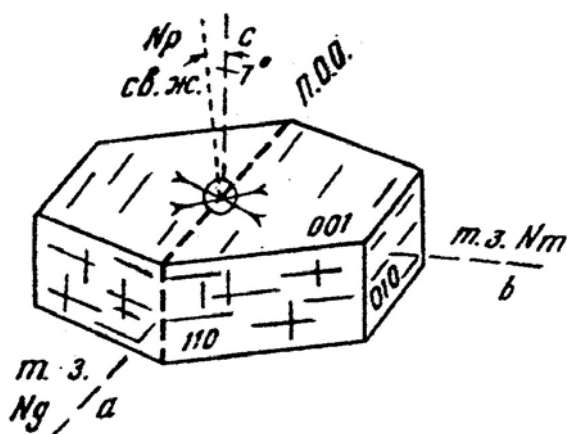


Рис. 6.244. Форма кристалла стильномелана

сильный: по $N_g = N_m$ – темно-зеленый, темно-оливково-коричневый: по N_p – светло-желтый, золотисто-желтый. Абсорбция по схеме $N_g = N_m N_p$. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 0^\circ$. Интерференционная окраска в сечениях, параллельных плоскости оптических осей, от второго до четвертого порядка.

Похожие минералы. Биотит, хлоритоид. От биотита стильномелан отличается менее совершенной спайностью по (001) и наличием второй, несовершенной спайности, а также желтым оттенком в окраске по N_p ; от хлоритоида – меньшим углом оптических

осей – $2V$, прямым угасанием и более высоким двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Стильномелан образуется при процессах регионального метаморфизма пренит-пумпеллиитовой фации. Встречается в парагенезисе с пренитом, пумпеллиитом, кварцем, хлоритом, альбитом, доломитом и др. минералами. Гидротермальный стильномелан формируется в трещинах железных руд в ассоциации с магнетитом, пиритом, кальцитом и кварцем.

СТИЛЬБИТ (десмин) – $(Na_2, Ca)[Al_2Si_6O_{16}] \cdot 6H_2O$ (рис. 6.245). Группа цеолитов. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде сноповидных, радиально-лучистых и волокнистых агрегатов с волнистым угасанием. Реже встречается в виде табличек и крестообразных сдвойникованных кристаллов, дающих в сечениях псевдоромбические формы. Спайность совершенная по (010) и несовершенная по (100). Под микроскопом минерал бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,496-1,509$; $n_m = 1,494-1,507$; $n_p = 1,486-1,498$; $n_g - n_p = 0,010-0,011$. Отрицательный рельеф. Шагреневой поверхности нет. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол угасания: $b : N_m = 0^\circ$, на других разрезах – от 3 до 12° . Знак главной зоны преимущественно отрицательный, но в некоторых случаях может быть и положительным. Угол оптических осей – $2V = 30-49^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных плоскости оптических осей, серая, первого порядка

Похожие минералы. Гормотом, филлипсит и эпистильбит. От первых двух минералов десмин отличается иной ориентировкой плоскости оптических осей, меньшим углом угасания и меньшим углом оптических осей – $2V$; от эпистильбита – отрицательным удлинением.

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Как метаморфогенный десмин встречается в сланцах и гнейсах в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, микроклином и слюдами. Кроме того, десмин образуется в пустотах и трещинах эффузивов, иногда в

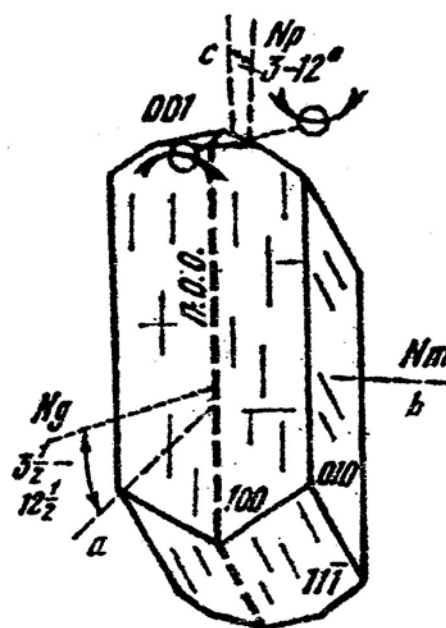


Рис. 6.245. Форма кристалла стильбита

гранитах и габброидах как вторичный минерал гидротермального генезиса. Широко распространен парагенезис десмина с кальцитом, гейландитом и др. цеолитами.

ТАЛЬК – $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ (рис. 6.246). Моноклинная сингония.

Встречается, как правило, в микрочешуйчатых, спутанно-волокнистых агрегатах. Редко – в виде пластинчатых псевдогексагональных табличек. Спайность весьма совершенная в одном направлении – по (001). Двойники очень редки, с образованием псевдокубических форм. Дает псевдоморфозы по оливину, пироксену в окружении опацитовой каемки из рудного минерала. В шлифе бесцветный, но нередко очень слабо буроватый или зеленовато-бурый.

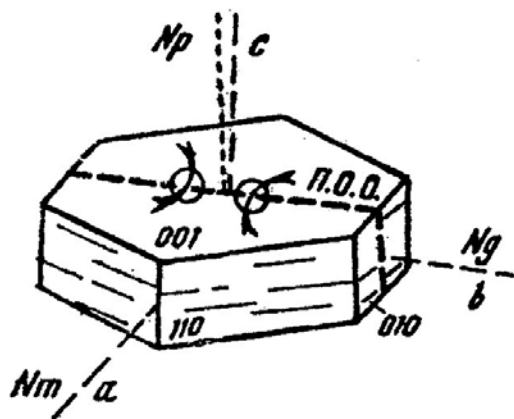


Рис. 6.246. Форма кристалла талька

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,589-1,590$; $n_m = 1,587-1,589$; $n_p = 1,539-1,545$; $n_g - n_p = 0,050-0,045$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угасание прямое, удлинение положительное. Угол оптических осей – $2V$ изменяется от 0 до 30° . Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска от синей, второго порядка до сине-голубой, третьего порядка – на разрезах, параллельных плоскости оптических осей.

Разновидности. Плотная скрытокристаллическая разновидность талька называется стеатитом; относительно редко встречаемая волокнистая разновидность талька – агалит.

Похожие минералы. Пирофиллит, брусит, мусковит. От пирофиллита тальк отличается меньшим углом оптических осей – $2V$ (у пирофиллита угол $2V = 53-60^\circ$); от брусита – двуосностью и отрицательным оптическим знаком; от мусковита (серицита) тальк, если он не окрашен, иногда почти невозможно отличить без химической реакции, но если удастся определить угол оптических осей – $2V$, то эта задача будет успешно решена (у мусковита угол – $2V = 35-50^\circ$).

Генезис. Метаморфогенный. Тальк образуется в Р-Т условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Широко распространен в парагенезисах с тремолитом, хлоритом, мусковитом и др. минералами. Как вторичный минерал тальк развивается по оливину, ромбическим пироксенам, серпентину, тремолиту, хлориту, хлоритоиду и кордиериту.

ТРЕМОЛИТ (грамматит) – $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH},\text{F}]_2$ (рис. 6.247). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Длиннопризматические, игольчатые и волокнистые кристаллы безконцевых граней, неправильные зерна. Спайность, как у всех амфиболов, совершенная, по третьей призме (110), пересекающаяся под углом 56° . Двойники простые, изредка полисинтетические. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,624$; $n_m = 1,613$; $n_p = 1,600$; $n_g - n_p = 0,024$. Четкий рельеф и слабая шагреневая поверхность. Углы угасания: $b : N_m = 0$; $a : N_p = 1-6^\circ$; $c : N_g = 11-17^\circ$. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей – $2V = 85^\circ$. Дисперсия $r < v$ слабая. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_g – желтовато-серая, первого порядка; N_m – сине-зеленая, второго порядка; N_p – светло-желтая, первого порядка. Схема абсорбции $N_g < N_m > N_p$.

Включения. Унаследует включения, содержащиеся в первичном минерале: кварц, биотит, акцессорные минералы.

Разновидности. Амиант – амфиболовый асбест (тремолит-асбест); нефрит – плотная скрытокристаллическая масса.

Изменения. При наложенных повторных процессах метаморфизма по тремолиту развивается хлорит, эпидот, тальк, кальцит и другие минералы.

Похожие минералы. Андалузит, волластонит, мусковит, апатит и актинолит. От андалузита тремолит отличается по положительному удлинению и более высокой интерференционной окраске; от волластонита – по положительному удлинению, различию в углах пересечения двух систем спайности (у волластонита угол между двумя системами спайности равен $84^{\circ}30'$, большему углу оптических осей (у волластонита угол $2V = 36-42^{\circ}$) и иной схеме абсорбции; от мусковита по косому угасанию, двуосности, большому двупреломлению и меньшему преломлению; от актинолита – по отсутствию окраски.

Генезис. Метаморфогенный. Типичный минерал, образование которого обусловлено региональным метаморфизмом зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фации, а также контактовым метаморфизмом альбит-эпидот-роговиковой фации. Как в том, так и в другом случае тремолит встречается в парагенезисе с кварцем, альбит-олигоклазом, актинолитом, биотитом, кальцитом, хлоритом, эпидотом и другими минералами. Часто встречается как эпигматический минерал, образующийся по кальцево-магнезиальным пироксенам.

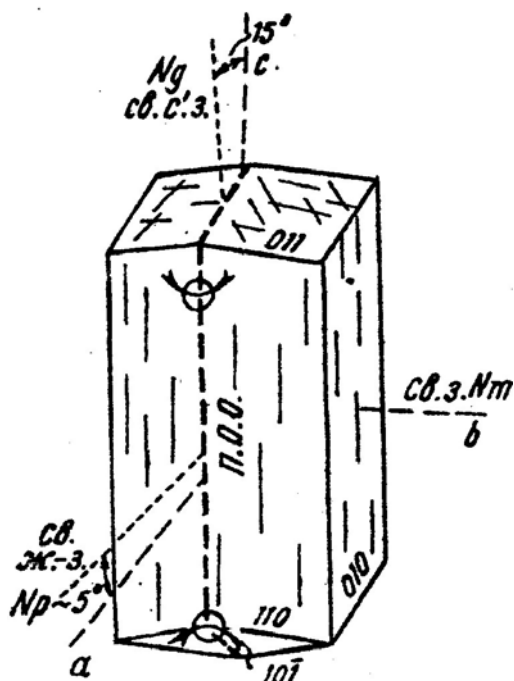


Рис. 6.247. Форма кристалла тремолита

ФАЯЛИТ $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ (рис. 6.248). Группа оливина. Ромбическая сингония.

В шлифе встречается чаще всего в виде округлых, изометричных, реже таблитчатых зерен. Редко образует двойники. Спайность совершенная по (010) наблюдается не всегда, а по (100) – несовершенная. Бесцветный, но иногда слабоокрашен в зеленовато-желтоватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,827$; $n_m = 1,865$; $n_g = 1,975$; $n_g - n_p = 0,048$. Обладает высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. Плеохроизм по: N_p – зеленовато-желтый; N_m – оранжево-желтый; N_g – зеленовато-желтый. Схема абсорбции – $N_m > N_p > N_g$, дисперсия $r > v$. Прямое погасание $a : N_g$. Угол оптических осей $2V = 47^{\circ}$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001). Интерференционная окраска на срезах перпендикулярных: $a : N_g$ – синяя, зеленая второго порядка; $c : N_m$ – желтая, розовая второго порядка; $b : N_p$ – серая, желтая первого порядка.

Включения. Зерна фаялита нередко содержат включения магнетита, шпинели, хромита, апатита и других минералов.

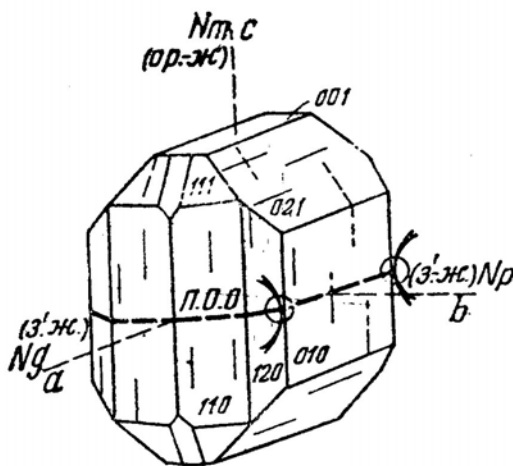


Рис. 6.248. Форма кристалла фаялита

Изменения. Характерными продуктами замещения фаялита является иддингсит. Относительно реже по фаялиту развиваются тальк, хлорит, карбонаты, тремолит и актинолит.

Похожие минералы. Фаялит похож на моноклинные пироксены, от которых отличается прямым погасанием, несовершенной спайностью. Эпидот от фаялита отличается совершенной спайностью и аномальными цветами интерференции и отсутствием вторичных продуктов изменения.

Генезис. Магматогенный и метаморфогенный. Магматогенный фаялит встречается в породах ультраосновного и основного состава. Как метаморфогенный фаялит отмечается в породах контактового метаморфизма – роговиках, скарнах.

ФЕРРОАКТИНОЛИТ – $\text{Ca}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH},\text{F}]_2$ (рис. 6.249). Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

В шлифе образует длиннопризматические, игольчатые, волокнистые кристаллы без концевых граней. Обладает простыми и полисинтетическими двойниками. Спайность совершенная по призме (110), пересекающаяся на определенных разрезах под углом 56° . В шлифе окрашен в зеленый цвет.

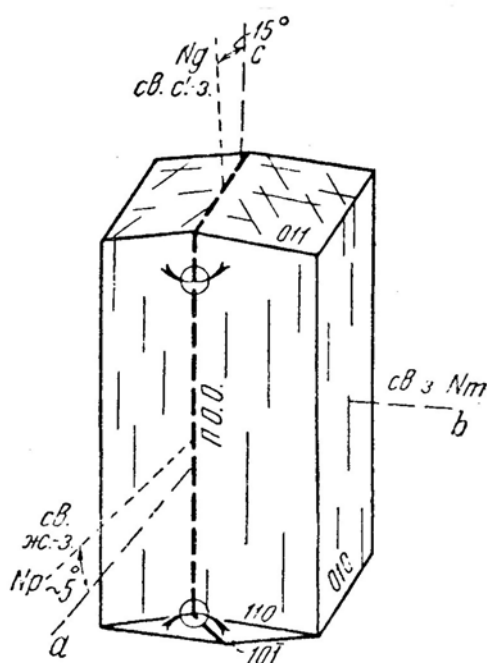


Рис. 6.249. Форма кристалла ферроактинолита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,704$; $n_m = 1,699$; $n_p = 1,688$; $n_g - n_p = 0,016$. Четкий рельеф и шагреневая поверхность. Обладает плеохроизмом по: N_g – светло-зеленый; N_m – зелено-желтый; N_p – светло-желто-зеленый. Абсорбция по схеме: $N_g > N_m > N_p$. Угол угасания $c : N_g = 12-18^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна (010). Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей – $2V$ около 74° . Дисперсия $r < v$ слабая. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_g – желтовато-серая, первого порядка; N_m – синева-зеленая, второго порядка; N_p – желтая, первого порядка.

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма по ферроактинолиту развивается хлорит, эпидот, тальк.

Похожие минералы. Эгирин, роговая обманка. От эгирина ферроактинолит отличается меньшим преломлением и двупреломлением; от роговой обманки – меньшим углом угасания и формой кристаллов.

Генезис. Метаморфогенный. Типичный минерал метабазитов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Кроме того, ферроактинолит образуется в породах альбит-эпидот-роговиковой фации контактового метаморфизма. Широко распространен в парагенезисах с кварцем, альбитом, биотитом, хлоритом, мусковитом, эпидотом, кальцитом и др. минералами.

ХРИЗОТИЛ – $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ (рис. 6.250). Группа серпентина. Моноклинная сингония.

Никогда не бывает идиоморфным, а образует волокнистые, параллельно-волокнистые, ветвистые и спутано-волокнистые агрегаты. Спайность совершенная по (011). В шлифе слабоокрашен в лимонно-желтые или коричневатозеленоватые цвета. Плеохроизм первого рода.

Оптические свойства. Двуосный гамма хризотил (а) – положительный, а альфа хризотил – отрицательный. Показатели преломления гамма хризотила: $n_p = 1,532-1,552$; $n_m = 1,534-1,554$; $n_g = 1,545-1,561$; $n_g - n_p = 0,013-0,009$, альфа хризотила: $n_p = 1,538-1,560$; $n_m = 1,540-1,562$; $n_g = 1,546-1,567$; $n_g - n_p = 0,008-0,007$. Угол угасания $a : N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей параллельна. Угол оптических осей $2V = 10-90^\circ$ (гамма хризотил) и $2V = 30-35^\circ$ (альфа хризотил). Плеохроизм по: N_p – соломенно-желтый до коричневатого; N_g – зеленовато-желтый до оранжево-желтого. Схема абсорбции – $N_p > N_g$ (гамма хризотил) и $N_p \approx N_m \leq N_g$ (альфа хризотил). Интерференционная окраска серая, светло-желтая первого порядка.

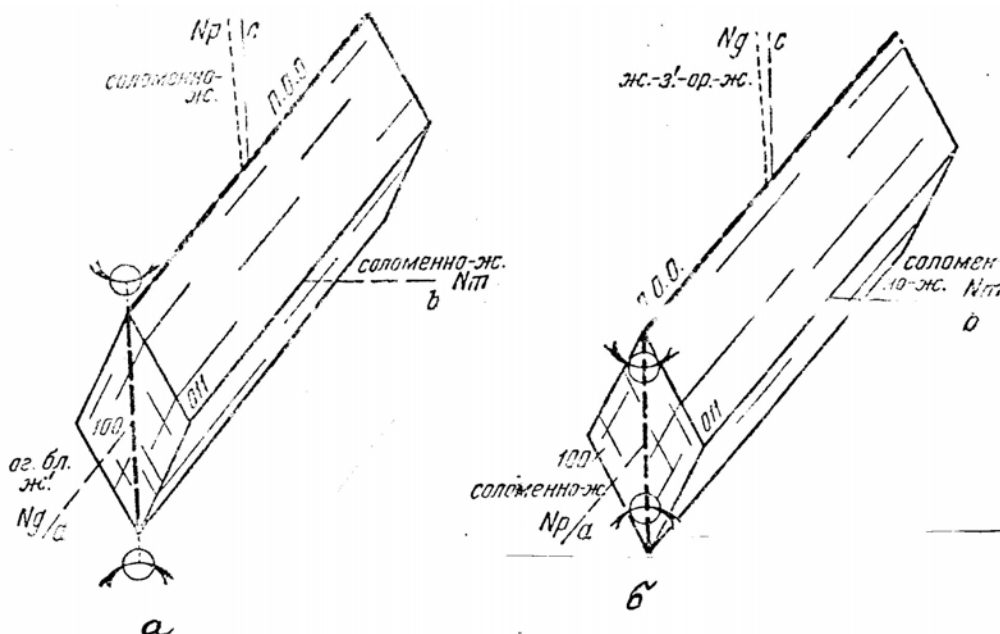


Рис. 6.250. Форма кристалла (а) гамма и (б) альфа хризотила

Похожие минералы. Хлорит, который характеризуется меньшими значениями величины двулучепреломления. В большинстве случаев хлорит окрашен в зеленые цвета и поэтому обладает четким плеохроизмом.

Генезис. Гидротермальный. Часто развивается как вторичный минерал по оливину. Широко распространен в перидотитах, многих других породах, содержащих оливин.

ГРУППА СЛЮД. Химический состав слюд может быть выражен с помощью общей формулы: $XY_{2-3}[Z_4O_{10}][OH, F]_2$, где X – в основном К, редко Na, также Ca, Ba, Pb, Cs, Y – главным образом Al, Mg и Fe^{2+} , но также Li, Mn, Cr, Ti и Z – в основном Si и Al, но возможно также Fe^{3+} и Ti.

По кристаллохимической структуре слюды относятся к слоистым алюмосиликатам. Кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры в них, скрепленные ионами кислорода, образуют плоские слои. Элементарная ячейка слоя из трех Si, одного Al, десяти O и двух OH, и анионная группа, таким образом, имеет следующий вид: $[Si_3AlO_{10}]^{5-}OH^{2-}$.

Разнообразие катионов, входящих в состав слюд, обуславливает появление многочисленных минеральных видов в этой группе. Мы рассмотрим оптические свойства наиболее распространенных слюд – мусковита, флогопита, лепидолита и цинвальдита, которые являются породообразующими минералами многих метаморфических, метасоматических и магматических пород.

МУСКОВИТ – $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH, F]_2$. Группа слюд. Моноклинная сингония.

В шлифе имеет форму неправильных чешуек (рис. 6.251), листочков, пластинок, табличек, редко в виде кристаллов псевдогексагонального облика. Образует веерообраз-

ные и листовато-почковидные агрегаты. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Бесцветный или слабо желтоватый, буроватый, зеленоватый. Встречаются двойники. Форма кристалла мусковита дана на рис. 6.252.



Рис. 6.251. Мусковит в кордиерит-бислюдяном плагиогнейсе. Увел 20, николи +

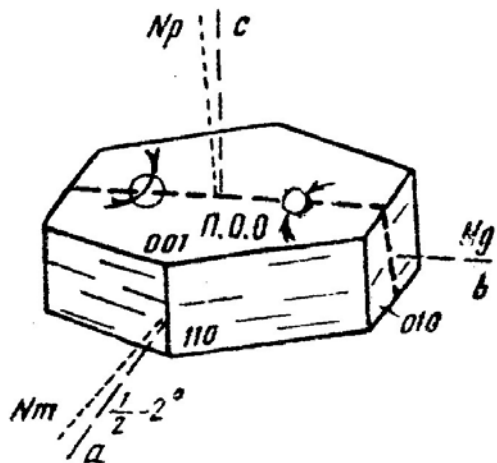


Рис. 6.252. Форма кристалла мусковита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,588-1,624$; $n_m = 1,582-1,619$; $n_p = 1,522-1,570$; $n_g - n_p = 0,036-0,054$. На разрезах, перпендикулярных спайности, мусковит обладает рельефом, шагреновой поверхностью и характерным свойством, обусловленным большой разницей между n_g и n_p – псевдоабсорбцией. На срезах, параллельных спайности, эти явления отсутствуют. Угол угасания на срезе, перпендикулярном спайности, прямой или почти прямой. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей параллельна (100). Угол оптических осей – $2V = 35-50^\circ$. Дисперсия по схеме: $r > v$. Слабо окрашенный, бесцветный, слабо плеохроирует по схеме $N_g \approx N_m > N_p$: по $N_g \approx N_m$ – бледно-желтый,

бледно-бурый, по N_p – бесцветный. Интерференционная окраска очень чистая, яркая, на разрезах перпендикулярных N_g – зеленая, второго порядка, N_m – зеленовато-желтая, второго порядка, N_p (параллельном спайности) – серая, первого порядка.

Включения. В мусковите весьма часто отмечаются обильные газово-жидкие и кристаллические включения. Они бывают представлены цирконом, ксенотимом, монацитом, апатитом, сфеном, гранатом, турмалином, магнетитом, гематитом, кварцем и другими минералами (рис. 6.253).

Разновидности. Фуксит – ярко-зеленая, хромсодержащая слюда с плеохроизмом по N_g – синевато-зеленый; по N_m – желтовато-зеленый; по N_p – бесцветный, до бледно-зеленого. Фенгит – мусковит с повышенным содержанием кремнезема и углом оптиче-

ских осей $2V = 24-36^{\circ}$. Серицит – мелкая слюдка, по всем свойствам аналогична мусковиту. Жильбертит – бледно-зеленый мусковит, встречающийся в виде небольших розетко-видных сростков, либо сплошных масс. Роскоэлит – редкий ванадийсодержащий мусковит, красновато-бурой или зеленовато-бурой окраски.

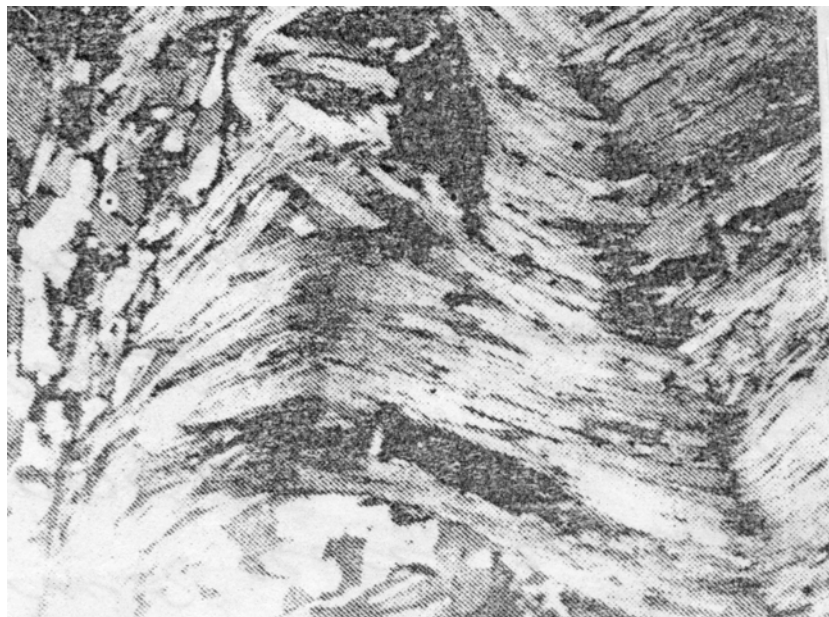


Рис. 6.253. Мусковит с включениями кварца, турмалина и магнетита. Увел. 20, николи +

Изменения. При гидратации по мусковиту развивается гидрослюда и дамурит, а также в некоторых случаях альбит и кварц.

Похожие минералы. В разрезе, в параллельном спайности, мусковит похож на кварц, но отличается осностью (мусковит – двуосный отрицательный, кварц – одноосный положительный). Иногда по внешним признакам мусковит почти неотличим от талька. В этом случае помогает минеральный парагенезис (тальк образуется, главным образом, по железо-магнезиальным минералам) и угол оптических осей $2V$ (у талька он не более 30°). Скаполит, похожий в ряде случаев на мусковит, отличается знаком зоны и осностью (скаполит – одноосный отрицательный). Сходен с мусковитом канкринит, имеющий преломление ниже канадского бальзама. Мусковит иногда похож на слабоокрашенный лепидолит, но лепидолит имеет преломление, близкое к канадскому бальзаму. В метаморфических породах мусковит можно спутать с пиррофиллитом, который имеет больший угол оптических осей – $2V = 53-60^{\circ}$.

Генезис. Метаморфогенный. В гнейсах и сланцах амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций в парагенезисе с кварцем, полевыми шпатами, гранатом, биотитом, ставролитом, дистеном, андалузитом и др. минералами. Как вторичный мусковит при наложенных процессах метаморфизма развивается по биотиту, дистену, андалузиту, кордиериту, скаполиту и плагиоклазу кислого состава, преимущественно олигоклазу. Магматогенный мусковит отмечается только в гранитах, сильно обогащенных калием и летучими компонентами.

БИОТИТ – $K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}][OH]_2$. Группа слюд. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде неправильных или вытянутых по спайности чешуек (рис. 6.254), табличек, листочков, пластинок (рис. 6.255), розеток; редко в форме радиально-лучистых или спутано-чешуйчатых агрегатов, призматических более или менее изометричных кристаллов. Спайность весьма совершенная по третьему пинакоиду. Двойники наблюдаются в биотите из щелочных пород; в метаморфических породах (гнейсах и слан-

цах) и породах среднего состава (диоритах) двойники встречаются чрезвычайно редко. Цвет минерала обычно бурый разных оттенков и интенсивности. Иногда буроватый, буровато-красный, оранжево-красный или почти черный, зависящий от содержания и соотношения Fe и Mg. От бурой окраски фиксируются переходы к зеленой или желтовато-зеленой. Спорадически встречаются биотиты с синеватым, бирюзовым оттенком. Форма кристалла дана на рис. 6.256.

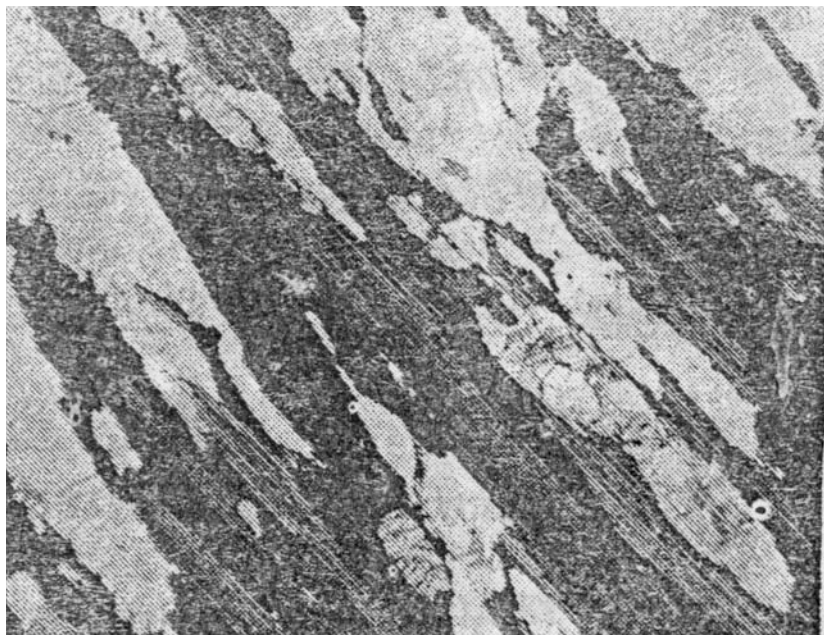


Рис. 6.254. Биотит в биотитовом плагиогнейсе. Увел. 20, николи //

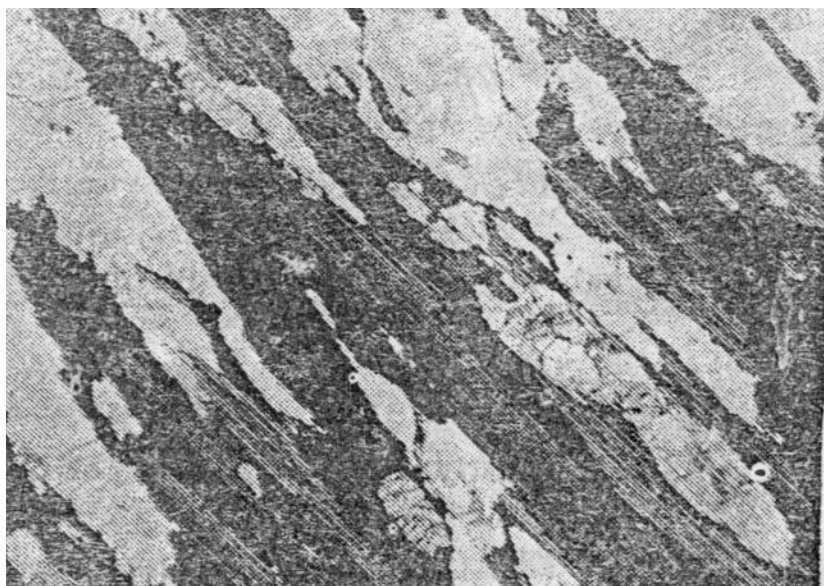


Рис. 6.255. Биотит в гранат-биотитовом плагиогнейсе. Увел. 20, николи //

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления сильно колеблются в зависимости от содержания железа, находясь с его количеством в прямой пропорции, $n_g = 1,610-1,697$; $n_m = 1,609-1,696$; $n_p = 1,571-1,616$; $n_g - n_p = 0,039-0,081$. На разрезах, перпендикулярных спайности, наблюдается резкая шагреньевая поверхность и

относительно высокий рельеф. Здесь же весьма резкий плеохроизм. Схема абсорбции $N_g \approx N_m > N_p$; по $N_g = N_m$ – густой бурый, темно-зеленый, темно красно-коричневый; по N_p – серо-желтый, коричнево-зеленый, оранжево-коричневый. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). На разрезах, параллельных спайности, плеохроизм, рельеф и шагреневая поверхность выражены слабо. Угол угасания равен нулю или $2-3^\circ$, редко 8° на тех сечениях, где хорошо выражена спайность. Удлинение (по спайности) положительное. Угол оптических осей – $2V$ близок к 0° , благодаря чему в сходящемся свете наблюдается псевдоосная фигура. Иногда $2V$ достигает 35° . Дисперсия оптических осей $r < v$. Интерференционная окраска у биотита второго и третьего порядка маскируется собственным цветом.

Включения. В биотите весьма часто наблюдаются обильные включения акцессорных минералов – циркона, апатита, монацита, сфена, рутила (сагениита), которые бывают оторочены узкими, более темноокрашенными, чем биотит, каемками – результат метамиктного радиоактивного распада.

Изменения. Биотит очень легко изменяется под влиянием вторичных процессов метаморфизма и метасоматоза. При этом окраска его становится все менее и менее интенсивной и биотит обесцвечивается. По нему, часто с полным замещением, развивается хлорит, иногда в сопровождении мелкозернистого агрегата эпидота и сфена, располагающихся по трещинам спайности. В некоторых случаях выделяются гидроокислы железа, карбонаты, сагениит и кварц. Биотит весьма часто полностью или частично замещается мусковитом. В эффузивных породах для биотита характерна опацизация – замещение тонкозернистым агрегатом магнетита, делавшим минерал непрозрачным в краях или в целом. При гидротизации биотит переходит в вермикулит.

Похожие минералы. Биотит похож на хлорит, особенно в срезах, параллельных спайности. В разрезах, перпендикулярных спайности, биотит сразу же отличается резким плеохроизмом. Кроме того, в скрещенных николях интерференционная окраска биотита, вследствие более высокого двупреломления, всегда выше чем у хлорита. Биотит похож на турмалин соответствующей окраски; отличается от турмалина весьма совершенной спайностью, двуосностью и знаком главной зоны. Биотит весьма сходен с коричневыми и бурыми амфиболами, особенно на срезах, где спайность отсутствует или плохо выражена. На разрезах со спайностью отличается от амфибола прямым угасанием и резким плеохроизмом. Кроме того, двупреломление у биотита выше, а преломление ниже чем у амфиболов. Изучение в сходящемся свете помогает легко отличить биотит от амфибола по небольшому углу оптических осей.

Генезис. Биотит – типичный метаморфогенный и магматогенный минерал. Как метаморфогенный он широко распространен в породах в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях регионального метаморфизма в парагенезисе с кварцем, полевыми шпатами, амфиболами, гранатом, мусковитом, дистеном, ставролитом, андалузитом, эпидотом и другими минералами. Как магматогенный биотит является одним из породообразующих и второстепенных минералов многих интрузивных и жильных пород. Редко биотит встречается в эффузивных породах.

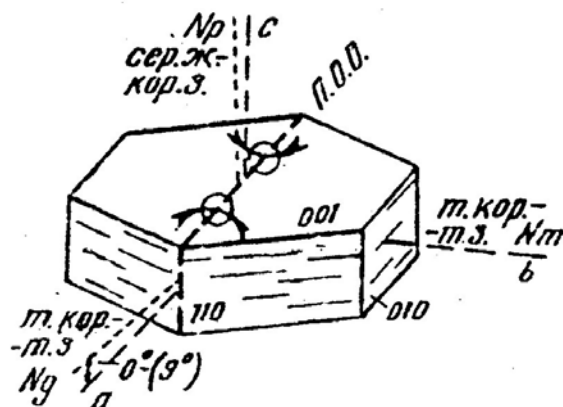


Рис. 6.256. Форма кристалла биотита

ВЕРМИКУЛИТ – $(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$ (рис. 6.257). Сингония моноклиная.

Встречается в виде псевдогексагональных табличек, спутанных нитеобразных агрегатов, мелких чешуек. Спайность совершенная по (001). В шлифе слабо окрашен в зеленоватый или желтоватый цвет.

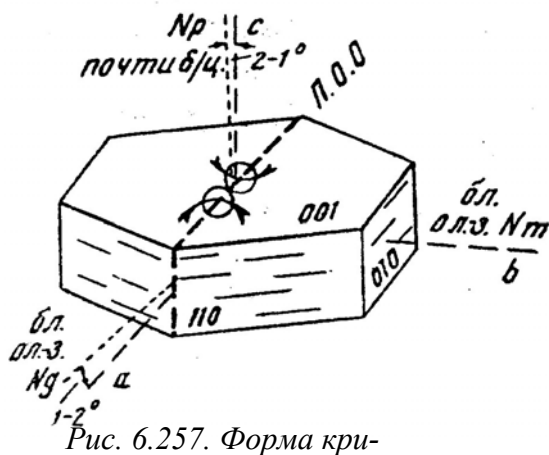


Рис. 6.257. Форма кристалла вермикулита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,545$; $n_m = 1,545$; $n_p = 1,525$; $n_g - n_p = 0,020$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Плеохроизм слабый: по $N_g = N_m$ – бледно-зелёно-жёлтый; бледновато-оливково-зелёный; по N_p – почти бесцветный. Абсорбция по схеме $N_g = N_m > N_p$. Угасание прямое, удлинение положительное. Угол оптических осей – $2V = 0^\circ$. Дисперсия $r < v$ или $r = v$. Интерференционная окраска первого и второго порядка.

Похожие минералы. Биотит, хлорит, антигорит, тальк. От биотита вермикулит отличается по меньшим значениям преломления и двупреломления, а также по менее интенсивной

окраске и слабому плеохроизму; от хлорита – по отсутствию аномальных интерференционных окрасок и большему двупреломлению; от антигорита – по меньшему углу оптических осей; от талька – по значительно более низкому двупреломлению.

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Значительные скопления вермикулита образуются при диафорезе биотит- и флогопит-содержащих пород или серпентинитов. Как гидротермальный вермикулит образуется при гидратизации биотита.

ЛЕПИДОЛИТ – $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}, \text{F}]_2$ (рис. 6.258). Группа слюд. Моноклиная сингония.

В шлифе встречается в виде неправильных чешуек, листочков, пластинок, их агрегатов веерообразной или розетковидной формы. Изредка образует друзы кристаллов короткопризматических очертаний. Спайность весьма совершенная по (001). Под микроскопом бесцветен или слабо окрашен в розоватый цвет.

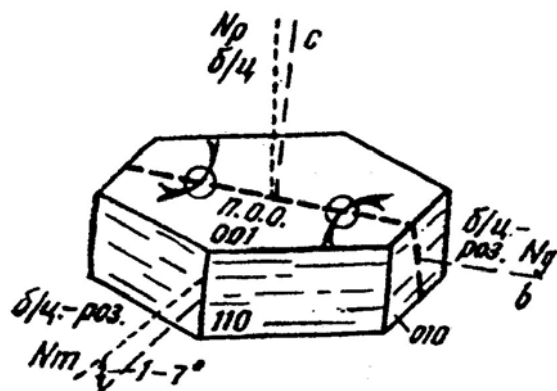


Рис. 6.258. Форма кристалла лепидолита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,555-1,605$; $n_m = 1,553-1,598$; $n_p = 1,533-1,560$; $n_g - n_p = 0,022-0,045$. Шагреневая поверхность, ясный рельеф и отчетливая псевдоабсорбция на срезах, перпендикулярных спайности. На срезах, параллельных спайности, эти явления не заметны. Прямое угасание. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей – $2V$ – колеблется от 20 до 40° . Дисперсия $r > v$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Если лепидолит окрашен, то плеохроирует по схеме $N_g \geq N_m > N_p$; по N_g – розовый, бледно-фиолетовый; по N_p – бесцветный. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном

N_g – желтая, второго порядка, перпендикулярном N_m – розовая, второго порядка, перпендикулярном N_p – серая, первого порядка.

Включения. Лепидолит часто содержит включения рутила, циркона, апатита, монацита, касситерита, топаза и других минералов. Вокруг некоторых из них наблюдаются плеохроичные каемки. Нередко также содержит газопожидкие включения.

Изменения. При наложенных повторных метаморфических и метасоматических процессах по лепидолиту развивается гидрослюда, в отдельных случаях каолинит и гидротиллит с кварцем.

Похожие минералы. Лепидолит похож на мусковит. В отличие от мусковита лепидолит обладает меньшим преломлением, например, по n_p ниже канадского бальзама. Реакция на литий.

Генезис. Метаморфогенный в грейзенах, грейнизированных гранитах и пегматитах. Как гидротермальный лепидолит образуется в высокотемпературных гидротермальных жилах в ассоциации с кварцем, турмалином, топазом и другими минералами.

ПАРАГОНИТ – $\text{NaAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ (рис. 6.259). Группа слюд. Моноклинная сингония. Иногда в качестве примеси присутствует несколько процентов.

Правильных кристаллов не образует. Обычны листочки, чешуйки, таблички, их агрегаты. Спайность совершенная по (001). В шлифе бесцветный или слабо окрашенный в желтоватый или зеленоватый цвет. Не плеохроирует.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,600\text{--}1,605$; $n_m = 1,594\text{--}1,599$; $n_p = 1,564\text{--}1,577$; $n_g\text{--}n_p = 0,036\text{--}0,028$. Рельеф слабый, шагреновая поверхность почти незаметна. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Угасание почти прямое по a и c , по b – прямое. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей – $2V = 40\text{--}50^\circ$. Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных плоскости оптических осей, от желтовато-зеленой до фиолетово-красной, второго порядка.

Похожие минералы. Мусковит. От мусковита парагонит отличается только по одному признаку – отсутствию псевдоабсорбции на срезах, перпендикулярных спайности, что весьма характерно для мусковита. По всем другим свойствам парагонит и мусковит отличить невозможно.

Генезис. Метаморфогенный. Парагонит образуется в Р-Т условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитофой фаций регионального метаморфизма. Встречается парагонит исключительно в метапелитах в парагенезисе с кварцем, альбит-олигоклазом, хлоритом, биотитом, ставролитом, хлоритоидом и другими минералами.

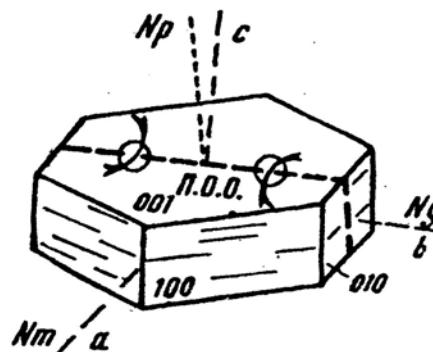


Рис. 6.259. Форма кристалла парагонита

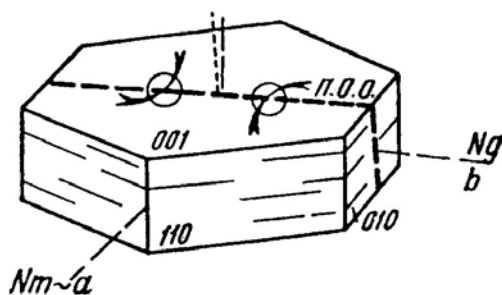


Рис. 6.260. Форма кристалла фенгита

ФЕНГИТ – $\text{K}_2\text{MgAl}_3[\text{AlSi}_7\text{O}_{20}][\text{OH}]_4$ (рис. 6.260). Моноклинная сингония.

Образует таблитчатые и листовато-чешуйчатой формы зерна, обладающие весьма совершенной спайностью по (010) и (110). В шлифе в большинстве случаев бесцветный..

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,547$; $n_m = 1,584$; $n_g = 1,587$; $n_g\text{--}n_p = 0,040$. У железистого фенгита показатели преломления: $n_p = 1,571$; $n_m = 1,610$; $n_g = 1,612$; $n_g\text{--}n_p = 0,041$. Угол угасания – $b : N_g = 0^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости

(010). Угол оптических осей – $2V = 24-36^{\circ}$. Дисперсия $r > v$. Знак главной зоны минерала положительный. Схема абсорбции $N_p < N_m \approx N_g$. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m – желтая, оранжевая второго порядка.

Похожие минералы. Мусковит, парагонит, тальк, цинвальдит. Мусковит и парагонит обладают большим углом оптических осей – $2V$, чем фенгит. Тальк характеризуется меньшим углом оптических осей – $2V$. Цинвальдит дает пламя лития.

Генезис. Метаморфогенный и гидротермальный. Образуется в Р-Т условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма в метапелитах, сланцах, филлитах, гнейсах. Отмечается фенгит в гранитных пегматитах.

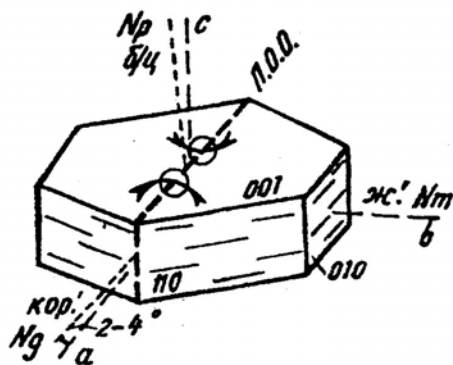


Рис. 6.261. Форма кристалла флогопита

ФЛОГОПИТ – $KMg_3[AlSi_3O_{10}][OH,F]_2$ (рис.

6.261). Группа слюд. Моноклинная сингония.

Встречается в виде неправильных или удлиненных по спайности чешуек, листочков, микрочешуйчатых агрегатов, реже в форме шестиугольных табличек или призматических кристаллов. Спайность весьма совершенная в одной плоскости, по (001). Встречаются двойники. В шлифе бесцветный или окрашенный в светло-буроватый, зеленоватый, светло-коричневый цвета.

Оптические свойства. Двуосный отрицательный. Показатели преломления колеблются в зависимости от примеси железа:

Не содержит Fe	Богатый Fe
$n_g - 1,558-1,565$	$n_g - 1,597$
$n_m - 1,558-1,564$	$n_m - 1,597$
$n_p - 1,520-1,535$	$n_p - 1,550$
$n_g-n_p - 0,038-0,030$	$n_g-n_p - 0,047$

Шагреновой поверхности нет, рельеф слабый. Угол угасания 0° , реже $2-4^{\circ}$. Знак главной зоны (удлинения) положительный. Угол оптических осей $2V$ колеблется от 0 до 20° . Дисперсия по схеме $r < v$. Плеохроизм по N_g – коричневатый, желтый; по N_m – желтоватый, красновато-бурый; по N_p – бесцветный. Схема абсорбции $N_g > N_m \geq N_p$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных спайности, третьего порядка, здесь же наблюдается псевдоабсорбция.

Включения. Флогопит часто содержит включения апатита, циркона, магнетита и других аксессуарных минералов. Характерны игольчатые включения рутила (сагениита), турмалина или гематита, пересекающиеся под углом 60° .

Изменения. При наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза по флогопиту развивается хлорит и чешуйчатый агрегат талька.

Похожие минералы. Бесцветный флогопит очень похож на мусковит. Отличие заключается в том, что у флогопита меньший угол оптических осей $2V =$ от 0 до 20° , чем у мусковита – от 35 до 50° . Окрашенный флогопит похож на биотит, но у биотита окраска более интенсивна и большее преломление.

Генезис. Метаморфогенный. Распространен в породах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма в парагенезисе с кальцитом, доломитом, диопсидом, гранатом, амфиболом, скаполитом, волластонитом и другими минералами. Флогопит широко распространен в породах контактового метаморфизма – скарнах, роговиках. Как магматогенный флогопит формируется относительно редко – слюдоносные кимберлиты; пегматиты, секущие карбонатные породы; серпентиниты и другие бедные кремнеземом и богатые железом и магнием породы.

ЦИНВАЛЬДИТ – $\text{KLiFeAl}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH,F}]_2$. (рис. 6.262). Группа слюд. Моноклинная сингония.

Под микроскопом встречается в виде неправильных, иногда вытянутых по спайности чешуек или листочков, веерообразных агрегатов, редко в шестиугольных табличках. Спайность весьма совершенная по (001). В шлифе бесцветный или окрашенный в коричневатый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,573-1,588$; $n_m = 1,571-1,585$; $n_p = 1,541-1,557$; $n_g - n_p = 0,032-0,031$. Шагреновой поверхности нет, рельеф слабый. Угол угасания – $0-2^\circ$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей – $2V = 10-37^\circ$. Дисперсия $r > v$, слабая. Схема абсорбции $N_g = N_m > N_p$; по $N_g = N_m$ – коричневый, серый, коричневато-серый; по N_p – желтоватый, красноватый, почти бесцветный. На разрезах, перпендикулярных спайности, наблюдается слабая псевдоабсорбция и интерференционная окраска второго порядка. На срезах, параллельных спайности, псевдоабсорбции нет, интерференционная окраска первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010).

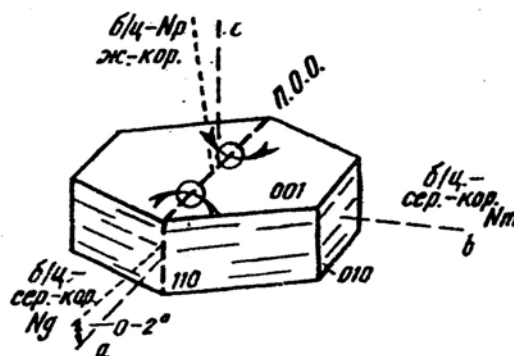


Рис. 6.262. Форма кристалла иинвальдита

Включения. Цинвальдит содержит включения мелких зерен рутила, циркона, турмалина, топаза, касситерита и др. Акцессорных минералов, окруженных плеохроирующими каемками.

Похожие минералы. Цинвальдит очень похож на протолитионит, однако в сходящемся свете легко отличается по углу оптических осей – $2V = 0^\circ$. (протолитионит). Бесцветные разности цинвальдита от мусковита отличаются большим углом оптических осей – $2V = 35-50$ (мусковит).

Генезис. Метасоматический. Распространен в грейзенах в парагенезисе с кварцем, касситеритом, топазом, вольфрамитом и другими минералами. Магматогенный цинвальдит формируется в оловоносных гранитах и пегматитах.

ГРУППА ХЛОРИТОВ с общей формулой $(\text{Mg,Fe})_{6-n}(\text{Al,Fe})_n\text{Al}_n^* \cdot [\text{Si}_{4-n}\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$, где n – до 2. Термин хлорит собирательный, охватывающий большое число весьма сходных между собой минеральных видов. Хлориты – это богатые водой магнезиальные и железистые алюмосиликаты со слоистой структурой. Состав их переменный. В хлоритах наблюдается несколько видов изоморфизма: $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, $\text{SiMg} \rightarrow \text{AlFe}^{3+}$. В зависимости от состава – общей железистости (f) и содержания Si в единицах кристалло-химической формулы К. В. Кепежинскас выделяет пять основных разновидностей хлоритов: корундофилиты ($f < 25\%$; $\text{Si} < 2,8$), клинохлор – пеннины ($f < 25\%$; $\text{Si} > 2,8$), рипидолиты ($f = 25-75\%$; $\text{Si} < 2,8$), прохлориты ($f = 25-75\%$; $\text{Si} > 2,8$) и тюрингиты ($f > 75\%$). Корундофилиты – самые глиноземистые хлориты, клинохлор-пеннины-магнезиальные, тюрингиты – самые железистые. Ниже приведены некоторые хлориты – пеннин, клинохлор, прохлорит, шамозит и тюрингит с их оптическими константами и основными физическими свойствами.

ПЕННИН – $(\text{Mg,Fe})_6[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ (рис. 6.263). Группа хлорита. Моноклинная сингония.

Пластинчатые псевдогексагональные и таблитчатые кристаллы, неправильные чешуйки, листоватые агрегаты, псевдоморфозы по биотиту. Нередки простые двойники.

Спайность весьма совершенная в одном направлении (001). В шлифе окрашен в желтовато-зеленоватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления $n_g = n_m = 1,571$; $n_p = 1,569$; $n_g - n_p = 0,002$ (0–0,004). Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Плеохроизм очень слабый; по N_g – светло-желто-зеленый; по N_m – светло-зелено-желтый; по N_p – бесцветный, синевато-зеленый. Абсорбция $N_g < N_m \approx N_p$. Угол угасания по спайности 0–3°. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей параллельна (010). Угол оптических осей $2V$ небольшой до 0°. Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска аномальная – индигово-синяя, пятнистая. Иногда почти изотропный, или очень слабо действует на поляризованный свет.

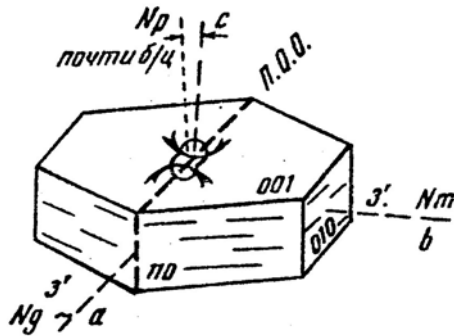


Рис. 6.263. Форма кристалла пеннина

Включения. Хлорит-пеннин унаследует многочисленные включения замещаемых минералов: акцессорные минералы – сфен, циркон, монацит, апатит и др., а также кварц, полевые шпаты и др. Вокруг циркона, монацита, ортита наблюдаются плеохроичные каемки.

Похожие минералы. Антигорит, который отличается от пеннина большим углом оптических осей – $2V = 27–60^\circ$; слюды – биотит, флогопит, мусковит и лепидолит – обладают значительно более высоким двупреломлением.

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Хлорит – пенит метаморфогенного генезиса является одним из породообразующих минералов метапел-

литов регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Он отмечается в парагенезисе с кварцем, альбитом, биотитом, серицитом, эпидотом, турмалином, актинолитом, пиритом и другими минералами. Как гидротермальный, постмагматический Пеннин образуется во многих магматических породах, как вторичный минерал по биотиту, роговой обманке, пироксену, оливиному, гранату и в отдельных случаях по плагиоклазу.

ПРОХЛОРИТ – $(Mg, Fe, Al)_6[Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10}][OH]_8$. Группа хлорита. Моноклинная сингония.

Прохлорит образует таблитчатые, псевдогексагональные кристаллы, чешуйчатые агрегаты. Спайность весьма совершенная в направлении (001). В шлифе окрашен в зеленоватый цвет. Оптическая ориентировка осей в кристалле дана на рис. 6.264.

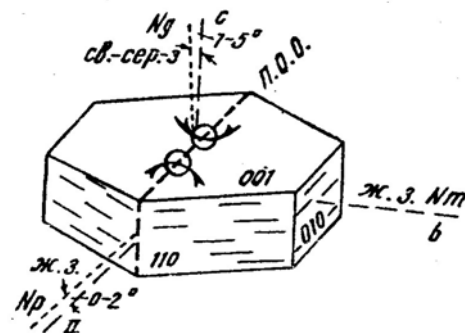


Рис. 6.264. Форма кристалла прохлорита

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,601–1,683$; $n_m = 1,597–1,682$; $n_p = 1,595–1,669$; $n_g - n_p = 0,006–0,014$.

Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Плеохроизм слабый; по N_g – желто-зеленый; по N_m – зеленовато-желтый; по N_p – синевато-зеленый; бесцветный. Схема абсорбции $N_g \approx N_m \gg N_p$. Угол угасания по спайности от 0 до 5°. Знак главной зоны отрицательный. Плоскость оптических осей параллельна (010). Дисперсия $r > v$. Угол оптических осей – $2V$ до 20°. Интерференционная окраска аномальная – зеленовато-желтовато-серая, индигово-синяя, первого порядка.

Включения. Прохлорит содержит включения преимущественно акцессорных минералов – сфена, апатита, циркона и других минералов. Вокруг некоторых из них отмечаются плеохроичные дворики.

Похожие минералы. Слюды – биотит, флогопит, мусковит, которые характеризуются значительно более высоким двупреломлением; от пеннина прохлорит отличается величиной угла оптических осей ($у\text{ пеннина} - 2V = 0^\circ$).

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Прохлорит метаморфогенного генезиса встречается в породах зеленосланцевой фации в парагенезисе с кварцем, альбитом, биотитом, мусковитом, эпидотом и другими минералами. Гидротермальный прохлорит отмечается в жилах альпийского типа, а также как вторичный минерал по биотиту, роговой обманке и гранату.

ТЮРИНГИТ – $\text{Fe}_{3,5}(\text{Al},\text{Fe})_1,5[\text{Al}_{1,5}\text{Si}_{2,5}\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$. Группа хлорита. Моноклинная сингония.

Тюрингит образует пластинчатые, псевдогексагональные и таблитчатые кристаллы, изометричные чешуйки, листоватые агрегаты. Спайность весьма совершенная в направлении (001). В шлифе окрашен в желтовато-зеленоватый цвет. Оптическая ориентировка в кристалле дана на рис. 6.265.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, обладающий показателями преломления: $n_g = 1,01-1,683$; $n_m = 1,596-1,682$; $n_p = 1,595-1,669$; $n_g - n_p = 0,016-0,014$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Плеохроизм ясный: по N_g – темно-зеленый; по N_m – темно-зеленый; по N_p – почти бесцветный. Схема абсорбции $N_g \approx N_m > N_p$. Угол угасания по спайности $0-2^\circ$. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей параллельна (010). Угол оптических осей – $2V$ до 30° . Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска аномальная – желтовато-зеленоватая-серая, индиговосиняя, пятнистая.

Включения. Тюрингит содержит включения различных, преимущественно акцессорных минералов – циркон, сфен, апатит, монацит и др. Вокруг радиоактивных минералов отмечаются плеохроичные двойники.

Похожие минералы. Слюды – биотит, флогопит и мусковит, которые обладают значительно более высоким двупреломлением; от пеннина тюрингит отличается величиной угла оптических осей ($у\text{ пеннина} - 2V = 0^\circ$, у тюрингита – $2V = -30^\circ$).

Генезис. Метаморфогенный, гидротермальный. Тюрингит метаморфогенного генезиса встречается в железорудных месторождениях, а также в породах зеленосланцевой фации в парагенезисе с кварцем, альбитом, биотитом, мусковитом, эпидотом и другими минералами. Гидротермальный тюрингит развивается как вторичный минерал по гранату, биотиту, роговой обманке и пироксенам.

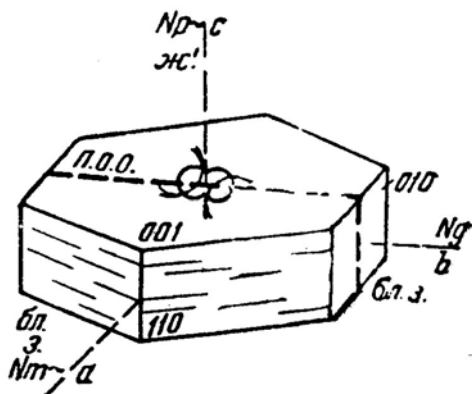


Рис. 6.266. Форма кристалла шамозита

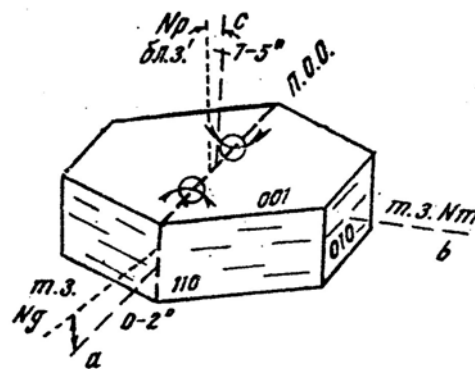


Рис. 6.265. Форма кристалла тюрингита

ШАМОЗИТ – $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_6[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ (рис. 6.266). Группа хлоритов. Моноклинная сингония.

Образует мелкочешуйчатые, плотные, оолитовые агрегаты. Никогда не бывает идиоморфной формы. Мелкие чешуйки характеризуются наличием несовершенной спайности по (001). В шлифе слабо окрашен в желтовато-зеленоватый цвет..

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1,627-1,654$; $n_m = 1,632-1,660$; $n_g = 1,632-1,660$; $n_g - n_p = 0,005-0,006$. Положительный рельеф и слабо выраженная шагреньевая поверхность. Угол погасания $b : N_g = 0^0$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей $-2V = 0^0$. Знак главной зоны минерала положительный. Плеохроизм по: N_p – желтоватый, бесцветный; N_m – бледно-зеленый; N_g – бледно-зеленый. Схема абсорбции – $N_p < N_m \approx N_g$. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка.

Похожие минералы. Тюрингит, глауконит, вермикулит. Тюрингит и глауконит отличаются от шамозита большими значениями показателей преломления и величиной двулучепреломления. Вермикулит характеризуется меньшими показателями преломления.

Генезис. Метаморфогенный. Образуется при метаморфизме метапелитов, железисто-кремнистых пород в Р-Т условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

ЭПИДОТ (пистацит) – $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}[\text{OH}]$ (рис. 6.267). Группа эпидота. Моноклинная сингония.

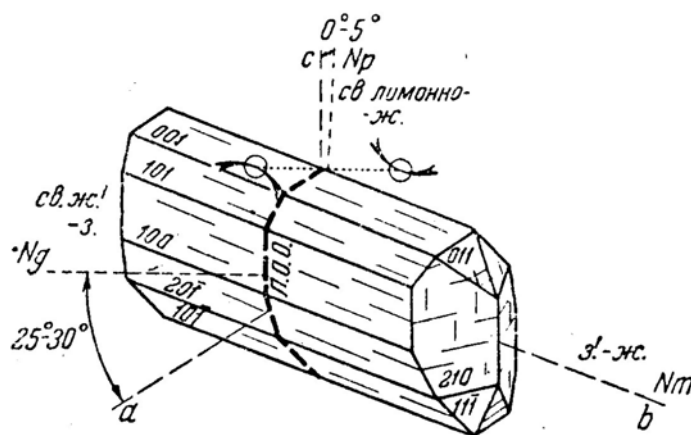


Рис. 6.267. Форма кристалла эпидота

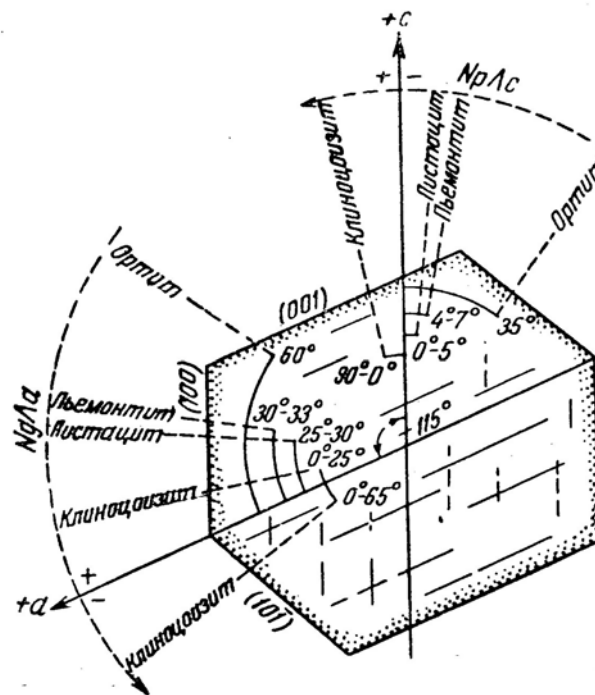


Рис. 6.268. Углы погасания минералов группы эпидота на разрезе, параллельном плоскости (010)

Дает постепенные переходы к клиноцоизиту. Образует неправильные зерна, шестоватые, радиально-лучистые и зернистые агрегаты, вытянутые кристаллы призматического облика. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (100). Двойники по (100) и (001) редки. В шлифе бесцветный или слабо окрашен в зеленовато-желтоватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,778$; $n_m = 1,761$; $n_p = 1,729$; $n_g - n_p = 0,049$. Очень высокий рельеф и резкая шагреньевая поверхность. Плеохроизм слабый: по N_g – бесцветный, зеленовато-желтоватый; по N_m – зеленовато-желтый, голубой; по N_p – бесцветный, лимонно-желтый, светло-зеленый. Абсорбция по схеме $N_m > N_g > N_p$, редко $N_g > N_m > N_p$. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Углы угасания $b : N_m = 0^0$; $c : N_p = 0-5^0$; $a : N_g = 30^0$. (рис. 6.268.)

Знак главной зоны может быть положительным и отрицательным. Угол оптических осей $2V = 65-90^0$. Дисперсия $r \gg v$, сильная. Интерференционная окраска супернормальная, характерная для эпидота: различные участки зерна разно окрашены, создавая типичную пятнистую картину ярких и блеклых цветов (желтовато-оранжевых, ярко-малиновых, зеленовато-синих, красных и т. п.).

Разновидности. Различаются следующие разновидности эпидота: пьомонит, красно-вато-черной окраски, значительная часть алюминия в котором замещена марганцем и железом; пушкинит характеризуется содержанием, особенно калия и натрия.

Похожие минералы. Оливин, везувиан, моноклинный пироксен. От оливина отличается иным (эпидот двуосный, отрицательный), наличием спайности, иным характером интерференции; от везувиана – двуосностью, более высоким двупреломлением и формой; от пироксена – малым углом угасания, худшей спайностью, формой зерен и цветами интерференции.

Генезис. Метаморфогенный. Эпидот широко распространен в породах зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фациях и в ставролит-дистен-альмандиновой субфации альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма в парагенезисах с роговой обманкой, цоизитом, биотитом, флогопитом, плагиоклазом, тремолитом, актинолитом, кальцитом, хлоритом и другими минералами. Типичный вторичный минерал, развивающийся в магматических породах по основным плагиоклазам, роговой обманке, пироксенам и биотиту.

ЭПИСТИЛЬБИТ – $(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (рис. 6.269). Группа цеолитов. Моноклинная сингония. Вероятно, является разновидностью гейландита, отличается от него по оптическим константам.

Встречается в виде призматических, столбчатых кристаллов, сросшихся двойников, зернистых и радиально-лучистых агрегатов. Спайность совершенная по (010). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, имеющий показатели преломления: $n_g = 1,512-1,519$; $n_m = 1,510-1,515$; $n_p = 1,502-1,505$; $n_g - n_p = 0,010-0,014$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания: $b : N_m = 0^\circ$; $a : N_p = 11^\circ$; $c : N_g = 10^\circ$. Знак главной зоны положительный. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей – $2V = 42-44^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска белая, светло-желтая, первого порядка.

Похожие минералы. Эпистильбит сходен с гейландитом, стильбитом и филлипситом. От гейландита он отличается отрицательным оптическим знаком, характером удлинения, меньшими углами угасания; от стильбита знаком удлинения; от филлипсита – меньшими углами угасания.

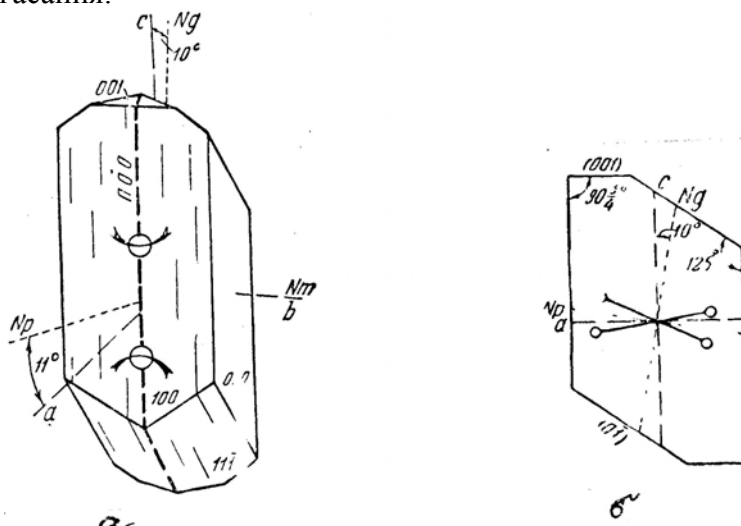


Рис. 6.269. Форма кристалла (а) эпистильбита и разрез (б) параллельный плоскости (010)

Генезис. Метаморфогенно-гидротермальный. Встречается в сланцах и гнейсах, как продукт регионального метаморфизма цеолитовой фации. Кроме того, эпистильбит образуется как гидротермальный в пустотах базальтов, диабазов и других изверженных пород.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ К ШЕСТОЙ ГЛАВЕ

1. Прозрачные и непрозрачные минералы.
2. Изотропные и анизотропные минералы. Их поведение под микроскопом.
3. Оптически одноосные минералы.
4. Оптически двуосные минералы, положительные и отрицательные.

7. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

7.1. ДИАГНОСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Для петрографического изучения магматических пород при полевых исследованиях параллельно со сбором образцов, отражающих состав пород, слагающих интрузии, эффузивные толщи и т. п., берут специальные сколки для изготовления шлифов. Соответственно поставленным задачам камеральную обработку производят двумя способами: 1) изучают каждый шлиф и составляют общую характеристику группы; 2) производят описание группы пород.

Первый способ используется когда устанавливают различия в структурах и составе изучаемых пород (обычно серий пород). При таких описаниях непременно отмечают количественные соотношения минералов, выделение и взаимное расположение их форм, распределение акцессорных минералов, характер вторичных изменений и т. п. На основании отдельных шлифов составляется полная петрографическая характеристика соответствующих групп пород. В каждой из этих групп приводятся точные оптические константы породообразующих минералов, количественный состав и другие особенности.

Групповую характеристику осуществляют с просмотра шлифов и предварительного разделения пород на группы по общим признакам минерального состава и структуры, обращая внимание на зернистость, распределение минералов, меняющиеся морфологические и количественные соотношения между ними.

До просмотра шлифов составляют описание внешнего облика пород, отмечая цвет, зернистость, структуру, текстуру и т. п. Затем выбирают такой шлиф, который наиболее полно отражает характерные особенности состава и строения данной разновидности породы.

Этот шлиф характеризуют подробно, придерживаясь предлагаемой ниже последовательности. При изучении сходных шлифов отмечают только те особенности минерального состава и структуры, которые отсутствуют в опорном шлифе, – изменение констант минералов, их соотношений и распределения, появление новых второстепенных, вторичных минералов и т. п.

Общее описание шлифов одной группы пород составляют в зависимости от целей исследования. В одних случаях устанавливают особенности минерального состава. Например, после описания плагиоклаза в типичном шлифе диорита отмечается, что по направлению к контакту более чётко проявляется зональность и несколько увеличивается основность плагиоклаза. Аналогично устанавливают изменения свойств, а соответственно и состава других минералов – увеличение или уменьшение железистости биотита и т. п.

В ряде случаев сначала приводится описание характерного шлифа, а затем отмечают изменения в общих особенностях породы в целом. Например, отмечается, что в диоритах по направлению к контактам увеличиваются содержание темноцветного минерала и основность плагиоклаза, структура диорита становится порфировидной и т. п.

Для составления правильной петрографической характеристики пород количество необходимых для описания шлифов в зависимости от структуры, текстуры и зернистости будет различным. Так, мелкозернистые породы (с величиной зёрен не более 1 мм.) доста-

точно точно охарактеризуют описания 1–2 шлифов, а для крупнозернистых пород необходимо – от 3 до 5 шлифов.

При изучении пород с порфировыми и порфировидными структурами, а также пирокластических пород рекомендуется во-первых изготавливать несколько шлифов из различных частей одного штуфа (образца) и, во-вторых, сочетать макро- и микроскопическое описания. В противном случае отдельные включения или обломки могут не попасть в поле зрения шлифа и останутся неопределёнными. Это отразится на правильности диагностики породы.

7.1.1 Петрографическое описание магматических интрузивных пород

Название породы устанавливается по количественному соотношению главных породообразующих минералов. Определяется структура породы, даётся название и отмечается, чем она обусловлена. Если название структуры дать невозможно, то приводится подробное описание форм минералов и соотношение между ними. Далее устанавливаются главные породообразующие минералы и перечисляются минералы с указанием их содержания, обычно в объёмных процентах. Затем диагностируются второстепенные минералы с указанием их процентного содержания. Обязательно определяются вторичные минералы. Перечисляются минералы с указанием их общего количества или количества каждого минерала, если они составляют существенную часть породы и по какому минералу они развиваются.

Описание каждого главного и второстепенного минерала с указанием их оптических констант, определённых на плоском столике микроскопа и измеренных Федоровским методом. План описания приведён ниже. При описании вторичных минералов обязательно указывают, по какому первичному минералу они образуются, характер их распределения по площади минерала или в трещинках, соотношение оптической ориентировки с ориентировкой первичного минерала.

7.1.2. Пример описания интрузивной породы

Рассмотрим описание интрузивной породы предложенное Р. Н. Кочуровой (1977), на примере габбро-норита образца № 287.

Название породы: амфиболизированный габбро-норит.

Структура: габбровая, обусловленная одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и пироксенов.

Главные породообразующие минералы: плагиоклаз – 30 %, бронзит – 25 %, диопсид – 15 %.

Второстепенные минералы: магнетит – 5 %.

Вторичные минералы: в основном амфибол, цоизит, серицит – всего около 25 %.

Количественный состав определён визуально.

Плагиоклаз образует крупные (около 1 мм, реже до 2 мм) зёрна вытянутой прямоугольной формы. Двойниковая структура выражена хорошо; наблюдаются как простые, так и полисинтетические двойники. Довольно отчётливо выражена спайность, пересекающаяся почти под прямым углом. Сосюритизация плагиоклаза проявлена не интенсивно: некоторые зёрна в центральной части включают мелкие зёрнышки цоизита, окружённые чешуйками серицита. По углу угасания $Np' : 010$ в сечении $\perp [100]$, равному 35° , плагиоклаз определён как лабладор № 65.

Бронзит представлен идиоморфными призматическими кристаллами, достигающими в длину 2,5 мм. Отчётливо выражена спайность, пересекающаяся под углом, близким к прямому. Вдоль её местами в краевых частях зёрен бронзит включает большое количество мелких зёрнышек рудного минерала. Обычно эти краевые части амфиболитизированы. Погасание бронзита прямое, удлинение положительное. $Ng-Np = 0.014$. Минерал двус-

ный, оптически нейтральный. Это соответствует содержанию ферросилитовой составляющей около 15 %. (Для бронзита, так же как и для диопсида, состав определён по диаграммам Винчелла).

Диопсид имеет по отношению к бронзиту ксеноморфные очертания, размер зёрен его преимущественно около 1 – 1,5 мм. Спайность выражена хорошо. Угол спайности $86-87^{\circ}$. С краёв диопсид замещается амфиболом, но изменение его менее интенсивное, чем бронзита. В сечении $\perp Nm$, проверенном коноскопически, определены угол $c : Ng = 37 - 38^{\circ}$ и $Ng-Np = 0,028$. Угол оптических осей, судя по коноскопическим фигурам в сечениях, перпендикулярных оптической оси и перпендикулярных оптической биссектрисе около 60° , положительный. Эти константы позволяют отнести диопсид к ряду клиноэнстантит – диопсида с содержанием 90 % диопсида.

Магнетит представлен преимущественно неправильной формы зёрнами, располагающимися главным образом между пироксенами или включёнными в них. При косом отраженном освещении имеет серый цвет.

Амфибол представлен волокнистой разновидностью актинолита, преохроирующего в светло-зелёных тонах с прямой схемой абсорбции. Двупреломление среднее, угол $c : Ng = 13-15^{\circ}$. Местами актинолит образует спутано-волокнистые агрегаты.

Цоизит распознаётся на фоне плагиоклаза по отчётливой шагреновой поверхности и аномальной интерференционной окраске.

Серицит в виде мелких чешуек с характерным ситовидным погасанием располагается обычно вблизи цоизита.

7.1.3. Петрографическое описание вулканических и гипабиссальных пород

В полевых условиях даётся название породы, которое устанавливается по вкрапленникам, составу и структуре основной массы. Одновременно определяется структура породы, устанавливается наличие или отсутствие вкрапленников. Даётся название структуры основной массы или делается её описание и отмечаются некоторые текстурные признаки. Затем осуществляется диагностика минералов-вкрапленников. Даются названия минералов, и указывается их количество, а также общее содержание вкрапленников относительно всей породы. Устанавливаются минералы основной массы. Перечисляются все минералы и, если возможно, отмечается их количество, указывается, какую часть породы в общем составляет основная масса. Далее определяются второстепенные минералы. Перечисляются с указанием их общего процентного содержания. В обязательном порядке отмечаются вторичные минералы, которые перечисляются с указанием их количественного распределения в породе. Даётся характеристика минералов вкрапленников. Проводится их описание в такой же последовательности, как и минералов глубинных пород, с обязательным указанием размеров и характера распределения в породе. Описание минералов основной массы приводится в той же последовательности, с приведением всех возможных для определения оптических констант. Обращается внимание на распределение микролитов, состав плагиоклаза и темноцветных минералов. В заключение осуществляется описание вторичных минералов, где отмечается их расположение в породе: по каким минералам развивается, заполнение трещинок и пустот, затем устанавливаются их генерации. Описание ведётся в обычной последовательности.

7.1.4. Пример описания гипабиссальной породы

Даётся описание гранит порфира образца 225.

Название породы: гранит-порфир.

Структура породы: полнокристаллическая порфировидная. Размер вкрапленников достигает 1 см, чаще встречаются вкрапленники длиной 7–8 мм. Вкрапленники составляют примерно половину породы. Структура основной массы аплитовая, обусловленная за-

метным идиоморфизмом кварца по отношению к ортоклазу. Местами наблюдается пегматитовое срастание кварца и ортоклаза. Размер составных частей основной массы в среднем около 1 мм.

Вкрапленники: ортоклаз – 25 %, олигоклаз – 15 %, кварц – 10 %, биотит 5 %.

Основная масса: кварц – 17 %, ортоклаз – 20 %, биотит – 5 %.

Второстепенные и вторичные минералы суммарно составляют около 3 %.

Количественный состав определён визуально.

Второстепенные минералы представлены апатитом. К вторичным образованиям относятся пелитоподобные частицы, серицит и пеннин.

Ортоклаз образует крупные идиоморфные кристаллы, часто сдвойникованные. Двойниковый шов иногда неровный. Изменяется незначительно. Продуктами изменения являются пелитоподобные частицы, бурые, в проходящем свете. На плоском столике микроскопа определены следующие константы: показатель преломления II группы по В. Н. Лодочникову – $N_p < 1,54$. Двупреломление слабое, имеются разрезы с прямым погасанием, оптический знак отрицательный, угол оптических осей большой.

Плагиоклаз представлен идиоморфными вкрапленниками с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. Двойниковые полосы преимущественно узкие. Серицизация плагиоклаза проявлена незначительно: различается лишь небольшое количество чешуек серицита, рассеянных по некоторым зёрнам. Номер плагиоклаза определён по максимальному симметричному углу погасания в зоне $\perp 010$, равному 10^0 при $Ng' > 1,54$. Этот угол соответствует олигоклазу № 25.

Кварц представлен довольно крупными (в среднем до 5 мм) вкрапленниками с изометричными очертаниями по краям. Чётко выраженные идиоморфные кристаллы редки. Константы кварца обычны: IV группа по В. Н. Лодочникову, слабое двупреломление, оптически одноосный, положительный. В некоторых зёрнах наблюдается слабовыраженное волнистое погасание.

Биотит образует несколько вкрапленников таблитчатой формы. Обладает весьма совершенной спайностью, относительно которой имеется прямое погасание, и положительное удлинение. Группа по В. Н. Лодочникову – IV, $Ng-Np$, определённое в сечении с наивысшей окраской, 0,038. Характеризуется резкой абсорбцией: по Ng – тёмно-бурый, по Np – жёлтый. Оптически отрицателен, псевдоодноосен. Слегка изменён в пеннин, который отличается при одном поляризаторе по зелёному цвету. Чешуйки пеннина располагаются по краям вкрапленников биотита или вдоль его спайности.

Основная масса состоит из кварца, ортоклаза, биотита.

Кварц образует изометрические, нередко идиоморфные зёрна. В некоторых участках шлифа встречаются пегматитовые срастания его с ортоклазом. Константы обычные.

Ортоклаз представлен мелкими зёрнами неправильной формы, ксеноморфными по отношению к кварцу. Кристаллооптические свойства аналогичны таковым во вкрапленниках. Ортоклаз от кварца легко отличается при одном никеле по буроватому оттенку, обусловленному пелитизацией, и меньшему показателю преломления.

Биотит рассеян в основной массе в виде мелких чешуек и в отличие от фенокристаллов его не хлоритизирован. Остальные свойства аналогичны свойствам биотитов вкрапленников.

Апатит образует мелкие идиоморфные кристаллы, расположенные в основной массе породы. Формы развития столбчатые, с характерными шестиугольными поперечными разрезами. Удлинение отрицательное. Среди других минералов выделяется ясной шагренью и слабым двулучепреломлением.

Пеннин является продуктом изменения биотита вкрапленников. Легко распознаётся по зелёному цвету, слабому двупреломлению и аномальной индигово-синей интерференционной окраске. Пеннин преохроирует: по Ng – зелёный, по Np – светло-зелёный. В изо-

тропных разрезах наблюдается зелёный цвет, близкий к цвету по Ng. Следовательно, минерал оптически отрицательный.

Серицит замещает олигоклаз, образуя в его кристаллах мелкие бесцветные чешуйки с сильным двупреломлением и прямым погасанием.

Пелитоподобные частицы образуются по ортоклазу. Пелитизированные участки становятся полупрозрачными и приобретают буроватую окраску.

7.1.5. Пример описания эффузивной породы

Рассмотрим описание эффузивной породы базальта.

Название породы: базальтовый мандельштейн (или миндалевидный базальт)

Текстура породы: миндалекаменная.

Структура: афировая, интерсертальная.

Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (лабладор) – 30 %, авгит – 19 %, основное вулканическое стекло – 20 %.

Второстепенные минералы: рудный минерал (титаномагнетит) и лейкоксен – суммарно 1 %. Миндалины, выполненные карбонатом и хлоритом – 30 %.

Плагиоклаз образует вытянутые лейсты с отчётливо выраженными полисинтетическими двойниками. Длина лейст в среднем 0,5–0,7 мм. Относится к ряду лабладора. Определён методом максимального симметричного погасания альбитовых двойников в зоне перпендикулярной плоскости 010 как № 55 – угол погасания 32^0 (из 7 измерений). Плагиоклаз совершенно свеж, и лишь в единичных зёрнах по спайности располагаются мелкие чешуйки хлорита.

Авгит представлен мелкими (до 0,3–0,4 мм в поперечнике) зёрнами светлоресничного цвета, обладающими ясной шагренью. Хорошо видна спайность с углом близким к прямому. Иногда авгит образует простые двойники. В сечении $\perp Nm$ (проверено по коноскопии) угол $Ng : [001] = 46^0$. В этом же сечении определено $Ng - Np = 0,024$. Минерал положительный, со средним углом оптических осей; довольно отчётливо выражена дисперсия типа $g > v$. Август совершенно не изменён.

Основное вулканическое стекло занимает неправильные полигональные участки, заключённые между лейстами плагиоклаза и зёрнами авгита. Имеет коричневатый цвет и показатели преломления больше показателя преломления канадского бальзама. Стекло оптически изотропно и лишь в отдельных участках проявляется весьма слабое двупреломление вследствие замещения его хлоритом.

Рудный минерал в проходящем свете чёрный, непрозрачный, образует неправильной формы зёрна, реже кристаллы с квадратными очертаниями. По краям рудный минерал окружён полупрозрачным, двупреломляющим бурым лейкоксеном. При косом освещении рудный минерал серого цвета. По-видимому он является титано-магнетитом.

Миндалины имеют извилистые неправильные, реже изометрически ровные контуры. Размер их варьирует от мелких (около 0,5 мм) до сравнительно крупных, достигающих 5 мм. Мелкие миндалины отличаются более округлёнными контурами и выполнены мелкочешуйчатым агрегатом хлорита с характерными аномальными цветами интерференции. Крупные миндалины часто имеют зональное строение: края заполнены хлоритом, а центральная часть – кальцитом, который определяется по резко выраженной псевдоабсорбции и перламутровым цветом интерференции. Отношение хлорита к карбонату в миндалинах примерно 1 : 3.

7.1.6. Петрографическое описание пирокластической породы

Приведён пример описания туфа базальтового порфирита обр. № 164.

Название породы: среднеобломочный туф базальтового порфирита.

Структура: литокластическая. Размер обломков варьирует от 0,3 до 1,5 мм. Преобладают обломки с поперечником около 1 мм. Форма обломков угловатая и субугловатая.

Состав обломков (по степени распространения):

1. Породы, сложенные вкрапленниками плагиоклаза (величина их не превышает 0,05 мм) и чёрной, почти непрозрачной основной массой, из вулканического стекла, в котором иногда размещаются мелкие микролиты плагиоклаза. Составляют около 20 % (определено визуально).

2. Сильно лимонитизированные породы, в которых различаются микролиты плагиоклаза ряда андезина и единичные миндалины, сложенные радиально-лучистыми агрегатами хлорита зелёного цвета. Суммарный объём обломков – около 15 %.

3. Примерно столько же, т. е. около 15 %, составляют нацело хлоритизированные породы с единичными лейсточками плагиоклаза и довольно большим количеством мельчайших зёрнышек рудного минерала.

4. Мандельштейн, сложенный основной массой тёмно-коричневого цвета (по-видимому, стекло окрашено лимонитом) и вкрапленниками серицитизированного плагиоклаза; хлоритовые миндалины имеют преимущественно изометрические контуры. Содержание мандельштейна не превышает 10 %.

Породы, представленные вкрапленниками моноклинного пироксена, совершенно не изменённого, с углом погасания около 43^0 , расположенными среди пилотакситовой основной массы. Плагиоклаз основной массы относится к андезину (погасание микролитов относительно N_p равно $5-7^0$). Такие породы составляют приблизительно 10 %.

6. Около 5 % приходится на обломки интенсивно серицитизированного плагиоклаза, который распознаётся по двойникам, сохранившимся в отдельных обломках. Плагиоклаз не кислее андезина № 45 (максимальный угол симметричного погасания из трёх измерений равен 25^0).

7. Несколько меньше, примерно 3 %, составляют обломки совершенно неизменённого моноклинного пироксена, относящегося, по-видимому, к авгитам. Угол погасания около 45^0 (измерено в косом разрезе), угол оптических осей средний, положительный, в некоторых обломках видны двойники.

8. Породы, сложенные микролитами плагиоклаза с небольшим количеством хлорита между ними, встречаются в единичных обломках.

9. Глинистые сланцы с отчётливо выраженной сланцеватостью, которая подчёркивается субпараллельным расположением мелких чешуек серицита, представлены также единичными обломками овальной формы.

Цементирующая масса составляет не более 25 % породы и сложена хлоритизированным тонкообломочным вулканическим материалом. Местами в нем наблюдаются неправильной формы обособления карбонатных зёрен.

7.2. ДИАГНОСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При петрографических исследованиях метаморфических пород необходимо прежде всего сделать макроскопическое описание её внешнего вида, отметить структурно-текстурные особенности, зернистость, геологическое положение – состав окружающих пород, взаимоотношения с ними и т. д. Разнообразие структур и особенно минеральных парагенезисов в метаморфических породах затрудняет выделение чёткой последовательности их определения и позволяет дать только некоторые рекомендации.

Прежде всего, следует макроскопически определить текстуру породы и соответственно отнести её к сланцеватым (гнейсовидным) или массивным (однородным). Затем следует установить структуру породы. Для пород с гнейсовидной (сланцеватой) текстурой структура может быть кристаллобластической (лепидобластической, нематобластической, порфиробластической и т. д.) или милонитовой, реже порфирокластической. В случае кристаллобластической структуры дальнейшее определение породы осуществляется по мине-

ральному составу, учитывая размер зёрен. Сюда относятся гнейсы и сланцы. В их наименовании тёмноцветные минералы перечисляются по увеличению их содержания. Например, в дистен-гранат-биотитовом гнейсе, кроме полевых шпатов и кварца (в название породы их не включают), присутствуют гранат, дистен, биотит, причём меньше всего дистена, больше граната и ещё больше биотита. Иногда сланцы, содержащие амфиболы и хлорит, называются кварц-амфиболитовыми или кварц-хлоритовыми. Это связано с тем, что такие минералы, как хлорит, амфибол, серицит, тальк, иногда слагают мономинеральные и не содержащие кварца породы, которые называются хлоритовыми, амфиболовыми, тальковыми или серпентитовыми сланцами.

При милонитовой или порфирокластической структуре определяются состав, степень катаклаза и называют породу милонитом (или катаклазитом) по граниту, милонитом по песчанику и т. д. При изучении таких пород необходимо обращать внимание на новообразования в раздробленной массе или по трещинам в порфирокластах, свидетельствующие о явлениях перикристаллизации; породы соответственно называются бластонитами, бластоклазитами и т. д.

Для пород с массивной текстурой структура может быть кристаллобластической, метасоматической, реликтовой. В случае средне- или крупнозернистой кристаллобластической структуры (чаще гранобластовая, реже пойкилобластическая и др.) название породы определяется её минеральным составом. Такими породами могут быть кварциты, амфиболиты, мраморы, кальцифиры, эпидозиты и др. Все они преимущественно мономинеральные. Сюда же относятся грейзены и скарны, в которых замещение и перекристаллизация проявились настолько интенсивно, что с огромным трудом устанавливаются структуры замещения.

При изучении роговиков, особенно богатых биотитом, необходимо внимательно просматривать штуфы, т. к. шлиф может оказаться изготовленным по сланцеватости породы и биотитовый сланец будет определён как роговик. Для известковых роговиков необходимо внимательно изучить структуру, чтобы не пропустить явления замещения.

В случае метасоматической (коррозионной структуры) даётся описание взаимоотношений минералов. Название породы определяется их составом – грейзены, скарны, вторичные кварциты, фениты и т. д. Если в породе выявляется реликтовая структура, то прежде всего по характеру этой структуры породу относят к осадочным, магматическим или реже метаморфическим. Затем определяют минеральный состав породы и дают ей соответствующее название, например, полимиктовый метапесчаник, метагаббро, метадiorит, пара- или ортоамфиболит и т. п.

7.2.1. Петрографическое описание метаморфических пород

Петрографическое изучение метаморфических пород проводится по следующей последовательности:

- 1. Название породы.**
- 2. Структура** (определяется название структуры, даётся её описание).
- 3. Текстура** (определяется название её по штуфам).
4. Определяется минеральный состав с разделением на главные, второстепенные, акцессорные, первичные, вторичные: указывается их процентное содержание.
5. Производится описание каждого минерала (отмечается форма минералов, в том числе акцессорных, наличие включений и характер их расположения, соотношение минералов друг с другом; особое внимание обращается на явления метасоматических замещений – замещение одних минералов другими; константы определяются на Федоровском столике и иммерсионным методом, для установления их состава – железистость биотитов, граната, амфибола, пироксена и т. п.).
6. Для пород с порфиробластической структурой описание начинается с порфиробластов, а затем составляется описание промежуточной ткани.

Нередко при изучении метаморфических пород некоторые из них не поддаются описанию по стандартному плану. Особенно это относится к породам, возникающим при катакlastическом метаморфизме, скарнам, претерпевшим полиметаморфизм и т. п. В таких случаях описание метаморфических пород составляется со спецификой данной породы. Для катаклазированных и милонитизированных пород сначала описывают сохранившиеся от катаклаза реликты, а затем промежуточную ткань. Одновременно обращают внимание на новообразования. При изучении скарнов необходимо просмотреть ряд шлифов, чтобы выяснить последовательность (этапность) замещения. Описание начинают с более ранних минералов. В случае установления реликтовой структуры магматических пород по формам развития и составу вторичных минералов определяют первичные минералы. При установлении реликтовой структуры осадочных пород сначала изучают кластический (обломочный) материал, затем продукты раскристаллизации цемента и новообразования.

7.2.2. Примеры описания метаморфических пород

Описание метаморфических пород заимствовано у Р. Н. Кочуровой (1977) с незначительными дополнениями авторов.

Шлиф № 320

Название породы: Скаполит-пироксен-гранатовый скарн.

Структура: Гранобластическая, на отдельных участках наблюдается структура замещения.

Текстура массивная.

Минеральный состав

Главные	Второстепенные		Акцессорные	Вторичные
Гранат – 35 %	Кварц		Сфен	Хлорит
Пироксен – 30 %	Амфибол	10 %	Апатит	Карбонат
Скаполит 25 %	Хлорит		Магнетит	
	Кальцит			

Гранат образует выделения изометричной формы, встречаются зёрна с неправильными очертаниями. Размер зёрен варьирует от 1 до 3 мм. Хорошо огранённые кристаллы имеют отчётливую штриховку. У граната наблюдается зональность, выраженная различной окраской; бесцветные участки сменяются зеленовато-бурыми. В скрещенных николях бесцветные участки зональны, анизотропны и обладают слабым двупреломлением, а окрашенные участки изотропны. Гранат замещается амфиболом, хлоритом и магнетитом.

Пироксен встречается в виде скоплений коротко – реже длиннопризматических кристаллов, иногда образует радиально-лучистые агрегаты. Цвет пироксена светло-зелёный, без заметного плеохроизма. В сечении, перпендикулярном Nm, проверенном коноскопией, $c : Ng = 42^\circ$, $Ng-Np = 0,027$. Минерал положительный, со средним углом оптических осей. По диаграмме А. Н. Винчела (1949) пироксен относится к ряду диопсид-геденбергита с содержанием последнего до 40 %. По пироксену развиваются амфибол и хлорит.

Скаполит представлен зёрнами призматической или таблитчатой формы, реже встречаются зёрна с неправильными очертаниями. Удлиненные зёрна образуют местами сноповидные агрегаты. Двупреломление, определённое в сечении с наивысшей интерференционной окраской, равно 0,014. Удлинение отрицательное. Минерал одноосный, отрицательный. По диаграмме А. Н. Винчела (1949) содержание мейонитовой составляющей около 25 %. По скаполиту развивается амфибол и карбонат.

Кварц образует мелкие зёрна преимущественно изометричной формы. Определяется по низкому показателю преломления и слабому двупреломлению. Характерно также волнистое погасание у многих зёрен. Возможно, что частично кварц является реликтовым минералом.

Амфибол образует волнистые агрегаты, возникшие за счёт всех более ранних минералов. Плеохроирует в светло-зелёных тонах с прямой схемой абсорбции $N_g > N_m > N_p$; угол погасания $c : N_g = 14-16^\circ$. По амфиболу, который определяется как актинолит, развивается хлорит.

Хлорит встречается в виде мелкочешуйчатых агрегатов. Цвет его светло-зелёный со слабым плеохроизмом, схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$; двупреломление очень слабое, отмечаются буроватые аномальные цвета интерференции. Удлинение положительное. Судя по плеохроизму, минерал отрицательный.

Карбонат развивается по скаполиту, пироксену и располагается в промежутках между всеми минералами. Определяется по отчётливо выраженной псевдоабсорбции и перламутровым цветом интерференции. Возможно, что часть карбоната образовалась за счёт перекристаллизации первичного карбоната исходных пород.

Сфен встречается в виде мелких зёрен ромбовидной формы и определяется по резкому рельефу и сильному двупреломлению.

Апатит представлен мелкими вытянутыми зёрнами с отчётливым рельефом и слабым двупреломлением.

Таким образом, описание позволяет наметить определённую последовательность образования минералов в скарне: кварц и кальцит – пироксен – гранат – скаполит – амфибол – хлорит – карбонат.

Шлиф № 154а

Название породы: дистен-гранат-биотитовый гнейс.

Структура: Порфиробластическая, характеризующаяся развитием крупных зёрен дистена и граната. Промежуточная ткань – лепидобластическая со следами катаклаза.

Текстура: Гнейсовидная, обусловленная ориентированным расположением чешуек биотита и порфиробластов дистена

Минеральный состав

Главные	Второстепенные	Акцессорные	Вторичные
Кварц – 40 %	Гранат – 5 %	Турмалин	Серицит
Плагиоклаз – 15 %			
Биотит – 25 %			
Дистен – 15 %			

Кварц представлен мелкими (около 0,3 мм) зёрнами изометричной формы, образующими местами линзовидные скопления, вытянутые согласно сланцеватости породы. Чаще же кварц распределяется равномерно. Более крупные зёрна обнаруживают волнистое погасание, некоторые из них разбиты трещинками.

Плагиоклаз образует изометричные зёрна, размером около 0,4 мм. Границы между зёрнами плагиоклаза и кварца часто извилистые. Обладает совершенной спайностью. Оба показателя преломления больше, чем у канадского бальзама. По максимальному (из 5 измерений) углу $N_g = 15^\circ$ относится к олигоклазу-андезиту №29–31. Некоторые зёрна плагиоклаза по трещинам спайности замещаются мелкими чешуйками серицита.

Биотит развит в виде чешуек и пластинчатых зёрен размером 0,3–0,5 мм. Располагаются чешуйки субпараллельно, обуславливая сланцеватость породы. Вблизи порфиробластов дистена чешуйки биотита изогнуты. Цвет биотита коричневый по N_g , соломенно-жёлтый по N_p . Удлинение положительное. Минерал отрицательный, псевдоосный.

Гранат встречается в единичных зёрнах изометричной формы, обычно с неровными краями. Размер около 0,8–1,0 мм. Минерал изотропен, содержит включения мелких зёрен кварца. По трещинам, пересекающим зёрна, развивается биотит.

Турмалин развит в виде скоплений мелких призматических кристаллов, редко встречаются поперечные сечения с характерными треугольными очертаниями. Скопления приурочены обычно к тем участкам, где больше биотита. Турмалин обладает отчётливым

плеохроизмом: по Ng – светло-зелёный; по Np почти бесцветный. Поперёк удлинения наблюдается трещиноватость. Удлинение отрицательное. Величина двупреломления – $n_g - n_p = 0,027$. Минерал одноосный, отрицательный.

Шлиф № 39

Название породы: Гранат-плаггиоклазовый амфиболит.

Структура: Гранобластическая, участками бластогаббровая, обусловленная относительно идиобластическими зёрнами плаггиоклаза и замещённого пироксена.

Текстура: Массивная.

Минеральный состав			
Главные	Второстепенные	Акцессорные	Вторичные
Роговая обманка – 40 %	Кварц – 10 %	Апатит	Биотит
Плаггиоклаз – 25 %	Сфен – 5 %	Магнетит	Серицит
Гранат 20 %	Диопсид – 5 %		

Роговая обманка представлена крупными (0,5–0,8 мм) преимущественно изометричными зёрнами с неправильными, зубчатыми контурами (см. рис. 6.181). В меньшем количестве встречаются вытянутые по (001), с более ровными краями индивиды. В этих зёрнах устанавливаются реликты моноклинного пироксена, которые отличаются от замещающего амфибола большим углом погасания и более высокой интерференционной окраской. Роговая обманка окрашена; обладает плеохроизмом: по Ng – зелёная окраска; по Nm – желтовато-зелёная; Np – жёлтая. В сечении, перпендикулярном (100) определена величина двупреломления, равная $n_g - n_p = 0,22$, $c : Ng = 18^\circ$. Угол оптических осей (2V) большой, отрицательный.

Плаггиоклаз располагается между зёрнами амфибола, имеет изометричной формы зёрна, или отчётливо удлинённые относительно идиоморфной формы. Размер зёрен около 0,3–0,4 мм. Слегка серицитизирован. В сечении, перпендикулярном (100), угол угасания Np : (010) = 26° , что позволяет отнести плаггиоклаз к ряду андезина с содержанием анортита 47–48 %.

Гранат в шлифе бесцветный, располагается обычно в виде относительно мелких зёрен округлой формы с многочисленными включениями плаггиоклаза, кварца, магнетита. Более крупные зёрна граната разбиты многочисленными трещинками иногда, по которым развивается мелкочешуйчатый биотит.

Кварц образует небольшие скопления зёрен размером 0,15–0,20 мм, преимущественно около вытянутых зёрен амфибола с реликтами пироксена.

Сфен представлен единичными, но довольно крупными (до 0,5 мм) зёрнами характерной ромбовидной формы. Обладает резким рельефом, высоким двупреломлением и дисперсией угла оптических осей по схеме $r \gg v$.

Апатит представлен единичными идиоморфными зёрнами. Обладает шагреневой поверхностью и низким двулучепреломлением. Форма зёрен – гексагональная. Магнетит располагается в промежутках между зёрнами амфибола и плаггиоклаза.

Шлиф №231

Название породы: Андалузит-кордиерит-биотитовый роговик.

Структура: Порфиробластическая, пойкилобластическая с микролепидобластической промежуточной тканью. Порфиробласты представлены кордиоритом и андалузитом.

Текстура: Массивная, гнейсовидная

Минеральный состав			
Главные	Второстепенные	Акцессорные	Вторичные
Кварц – 25 %	Андалузит – 5 %	Сфен	Серицит
Плаггиоклаз – 15 %		Апатит	
Кордиерит – 25 %			

Кварц распределён в породе равномерно, располагается как в промежуточной ткани, так и в порфиробластах кордиерита. Представлен изометричными зёрнами с относительно ровными краями. Константы его обычны.

Плагноклаз встречается в виде изометричных зёрен, находящихся в промежуточной ткани совместно с кварцем и биотитом. Судя по показателям преломления (оба показателя больше чем у канадского бальзама и меньше, чем у кварца), плагноклаз по составу соответствует олигоклаз-андезину. Двойники выражены слабо.

Кордиерит распределяется в породе довольно равномерно в виде крупных, несколько вытянутых, овальной формы порфиробластов. Размер их по удлинению достигает 2,5 – 2,6 мм. Кордиерит содержит многочисленные включения мелких зёрен кварца и биотита. Двупреломление кордиерита слабое. В некоторых зёрнах наблюдаются отчётливо выраженные секториальные двойники, преимущественно шестерики; при вращении столика микроскопа погасают сначала три сектора, составляющие зерно, а затем другие три. По трещинкам, располагающимся почти параллельно краям зёрен, развивается серицит.

Андалузит представлен несколькими крупными кристаллами, размером около 1,5 мм, и почти квадратными сечениями размером около 0,65 мм. Обладает хорошо выраженной спайностью, пересекающейся под углом близким к 90^0 . Минерал слабо окрашен в розовый цвет, плеохроизм слабо заметен. Двусный отрицательный с большим углом оптических осей – 2V. Замещается серицитом.

Сфен встречается в виде единичных зёрен ромбовидной формы. Обладает высоким рельефом, резкой шагреневой поверхностью и высокой величиной двупреломления.

Апатит – единичные, идиоморфные зёрна, имеющие низкую величину двупреломления. Отдельные зёрна апатита изотропны.

7.3. ЗАРИСОВКА ШЛИФОВ

Петрографическое описание пород нередко сопровождают зарисовки шлифа. Особенно это важно, когда нет возможности изготовить микрофотографии. Кроме того, зарисовки обладают и некоторыми преимуществами перед микрофотографиями: на них показывают основное без второстепенных деталей, на них снимают вторичные процессы изменения, которые нередко сильно затушевывают соотношения первичных минералов и другие особенности.

В зависимости от цели исследования зарисовка отражает общие характерные структурные и текстурные особенности данной группы пород, соотношения между отдельными минералами, распределение акцессорных, рудных или вторичных минералов и т. п. Используют её и для изображения форм зёрен, что особенно важно при изучении псевдоморфоз замещения.

Рисунок выполняется после того, как тщательно исследована данная группа пород и выбран наиболее удачный шлиф, соответствующий поставленной цели. Зарисовку хорошо делать параллельно с описанием шлифа, так как процесс изображения рисунка заставляет более осознанно продумывать петрографические особенности породы.

Если нет специального прибора, рисовать удобнее без анализатора, с квадратно-клетчатым окуляр-микрометром. В отдельных случаях, чтобы более чётко показать особенности строения минералов (например, характер двойников у плагноклазов или других минералов), зарисовку выполняют при скрещённых николях.

Когда от зарисовки требуется значительная точность, её делают по микрофотографии. Выполнять зарисовку многие петрографы рекомендуют в такой последовательности:

1. Изготовить микрофотографию с нужного участка шлифа и сделать два отпечатка (размер круга удобнее брать 8–10 см). Один отпечаток должен быть обязательно на матовой бумаге.

2. Заснятый участок шлифа устанавливается под микроскопом и карандашом средней твёрдости обводится на микрофотографии, напечатанной на матовой бумаге, основные контуры, направления спайности и другие детали, обязательно попутно контролируется снимок со шлифом в микроскопе и второй микрофотографией.

3. Фотографию с нанесёнными контурами рисунка, предварительно намочив её водой, помещают в 20–30%-ный раствор красной кровавой соли и держат до отбеливания изображения.

4. После тщательного промывания фотобумагу на несколько минут поместить в 15 – 20 %-ный раствор гипосульфита и снова промыть.

5. Высушивают фотобумагу, приступают к доводке некоторых деталей и отделке рисунка тушью.

В процессе работы необходимо постоянно сопоставлять выполняемый рисунок со шлифом, чтобы выделить наиболее интересные и нужные детали, не умаляя точности и достоверности изображения. В зарисовках для подчёркивания особенностей форм зёрен, рельефа минерала и т. п. используются различные методы ретушной графики (штриховка, точки, пунктир и т. п.), которая выполняется от руки. Раскрашивание зарисовок возможно в тех случаях, когда не требуется их размножение (например, в курсовых и дипломных работах). Окончательно оформляют рисунок по-разному: вписывают в окружность, прямоугольник, квадрат или оставляют не ограниченным рамками.

Независимо от внешнего оформления в подписи под каждым рисунком обязательно указывают: 1 – содержание его – структура породы (приводится название её), соотношение минералов, форма их развития, характер распределения минералов и т. п. ; 2 – номер шлифа; 3 – масштаб – диаметр поля зрения, линейный масштаб, вычисленное увеличение; 4 – условные обозначения для минералов значками на самом рисунке или вне его, но непременно показав стрелками, к чему они относятся; иногда составляют общие условные (сокращённые) обозначения минералов ко всем рисункам: 5- положение николей – без анализатора (при одном никеле) или николи скрещены. Такие же данные должны быть и в подписи под каждой микрофотографией.

В тех случаях, когда помещаются рисунки или фотографии образцов, необходимо, кроме объясняющей подписи, указывать масштаб (для этого вместе с образцом снимают обычную линейку) и номер образца.

Нередко петрографические работы иллюстрируются зарисовками, выполненными в поле и отражающими соотношение пород, характер контактов, распределение ксенолитов, их форма и т. п. Эти рисунки обязательно должны сопровождаться разъясняющей подписью, ссылкой на номер обнажения в полевом дневнике, ориентировкой относительно стран света, масштабом и условными обозначениями.

7.4. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. *Как осуществляется диагностика магматических пород?*
2. *Петрографическая характеристика интрузивных (глубинных) пород.*
3. *Петрографическая характеристика вулканических и гипабиссальных пород.*
4. *Петрографическая характеристика пирокластических пород.*
5. *Диагностика метаморфических пород.*
6. *Петрографическая характеристика метаморфических пород.*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее учебное пособие значительно отличается от ранее изданных подобного типа. В первую очередь, наибольшей полнотой глав и разделов по методике работы с поляризационным микроскопом. Это позволяет студенту самостоятельно освоить основы кристаллооптики. Пристальное внимание уделено физическим и оптическим свойствам минералов. Для удобства восприятия преподносимого материала студентами, как представляется авторами, принята наиболее оптимальная схема описания и диагностики минералов при петрографических исследованиях.

Позади трудный, но интересный курс петрографии, долгие лабораторные занятия с эталонными учебными коллекциями шлифов и образцов минералов и горных пород. Умение диагностировать минерал, породу – это одно из важнейших профессиональных качеств студента-геолога. Нам хотелось бы надеяться, что студент неоднократно обратится к книге, желая получить необходимые сведения по основам кристаллооптики, методике исследования минералов в шлифах и их оптическим свойствам.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Булах А. Г.** Общая минералогия. – СПб : С.-Петербург. ун-т, 2002. – 356 с.
- Вербицкий П. Г.** Основы кристаллооптики и методы изучения минералов под микроскопом. – Киев : Киевск. ун-т, 1967. – 180 с.
- Винчел А. Н., Винчел Г.** Оптическая минералогия. – М. : Ил., 1953. – 658 с.
- Годовиков А. А.** Минералогия. – М. : Недра, 1983. – 647 с.
- Даминова А. М.** Породообразующие минералы. – М. : Высш. шк., 1974. – 205 с.
- Дир У. А., Хауди Р. А., Зусман Дж.** Породообразующие минералы : в 5 т. – М. : Мир, 1965–1966. – Т. 1. – 1965. – 372 с. ; Т. 2. – 1965–406 с. ; Т. 3. – 1966. – 318 с. ; Т. 4. – 1966. – 482 с. ; Т. 5. – 1966. – 408 с.
- Князев В. С., Кононова И. Б.** Руководство к практическим занятиям по общей петрографии. – М. : Недра, 1978. – 96 с.
- Князев В. С., Кононова И. Б.** Руководство к лабораторным занятиям по общей петрографии. – М. : Недра, 1981. – 128 с.
- Кочурова Р. Н.** Основы практической петрографии. – Л. : Ленингр. ун-т, 1977. – 176 с.
- Ларсен Е., Берман Г.** Определение прозрачных минералов под микроскопом. – М. : Недра, 1965. – 464 с.
- Лодочников В. Н.** Главнейшие породообразующие минералы. Изд. 5-е. – М. : Недра, 1974. – 244 с.
- Оникиенко С. К.** Методика исследования породообразующих минералов в прозрачных шлифах. – М. : Недра, 1971. – 125 с.
- Сизых А. И.** Определитель минералов и метаморфических пород. – Иркутск: Иркут. ун-т, 1995. – Кн. 1. – 120 с. ; – Кн. 2 – 134 с. ; – Кн. 3 – 136 с.
- Сиротин К. М.** Определитель минералов. – М. : Высш. шк., 1970. – 263 с.
- Татарский В. Б.** Кристаллооптика и иммерсионный метод. – М. : Недра, 1965. – 306 с.
- Трегер В. Е.** Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. – М. : Госгеолтехиздат, 1958. – 182 с.
- Четвериков Д. С.** Методика кристаллооптических исследований шлифов. – М. : Госгеолтехиздат, 1949. – 158 с.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Авантюрин (олигоклаз) – 236
Авгит – 156
Агалит (талък) – 244
Адуляр (ортоклаз) – 222
Аквамарин (берилл) – 108
Аксинит – 197
Акмит (эгирин) – 167
Актинолит – 198
Алаит (диопсид) – 157
Алланит (ортит) – 237
Алунит – 94
Альбит (клевеландит) – 173
Альмандин – 84
Амазонит – 279
Амблигонит – 201
Амезит (хлорит) – 121
Аметист – 98
Амиант (тремолит) – 244
Амфибол – 150
Анатаз – 106
Анальцим – 82
Ангидрит -121
Андалузит (виридин) – 199
Андезин -173
Андрадит – 85
Аннит – 201
Анортит – 200
Анортоклаз – 202
Антигорит (серпентин) – 202
Антипертит – 277
Антофиллит – 125
Апатит – 107
Апофиллит – 94
Арагонит – 201
Арфведсонит – 203
Асбест – 230
Астрофиллит – 121
Африцит (турмалин) – 120
Ахроит (турмалин) – 120

Б

Бабабудонит – 155
Бадделиит – 257
Баддингтонит – 161
Базальтическая роговая обманка- 258
Барит – 160
Байкалит (диопсид) – 197
Баркевикит – 259
Бастит (серпентин) – 228
Бацит (берилл) – 131
Беккелит -99
Берилл – 131
Берtrandит – 260
Биотит – 315
Битовнит – 260
Брейнерит (магнезит) – 96
Бронзит – 190
Брукит – 161
Брусит – 114
Бустамит – 261

В

Вагнерит – 162
Везувиан (идокраз) – 132
Вермикулит – 317
Велерит – 262
Виалан (диопсид) – 197
Виллоит (везувиан) – 132
Виридин (андалузит) – 199
Вишневит – 137
Волластонит – 263
Волосатик – 230
Воробьевит (берилл) -131
Восточный изумруд (корунд) – 138
Вулканическое стекло – 99

Г

Гадолинит – 163
Гармотом (цеолит) – 165
Гастингсит – 156
Гаинит – 164
Гаюин – 99
Геденбергит 187

Геленит – 133
Гелиодор (берилл) – 131
Гематит – 134
Герценит (шпинель) – 112
Гейландит (цеолит) – 166
Гейкилит – 133
Гессонит (гранат) – 103
Гетит – 264
Гиалофан – 265
Гиацинт (циркон) – 126
Гибшит – 100
Гигантолит (кордиерит) – 285
Гидденит (сподумен) – 205
Гидраргиллит – 166
Гидроксилapatит – 130
Гидромагнезит – 167
Гидронефелин – 115
Гидропироксенол – 108
Гидротерит – 125
Гиперстен – 266
Гипс – 168
Глауколит (скаполит) – 143
Глауконит – 268
Глаукофан – 269
Гмеленит – 169
Гранат – 100
Графит – 96
Графитит – 96
Гроссуляр – 102
Гюнерит – 270
Гуммит – 169
Грохаунт – 170

Д

Давин – 115
Данбурит – 270
Датолит – 271
Демонтоид – 102
Десмин (стильбит) – 307
Диаллаг – 197
Диаспор – 171
Диксит – 172
Диопсид -157
Дипир (скаполит) – 145
Дистен (кианит) – 272
Доломит – 134
Дравит (турмалин) – 146

Дюмортьерит – 274

Ж

Жадеит – 200
Жаргон (циркон) – 126
Жедрит (гедрит) – 275

З

Зейригит (шеелит) – 127

И

Иддингсит – 276
Идокраз – 132
Изумруд (смарагд) – 131
Ильваит – 172
Ильменит – 135
Ильменорутит – 116
Индиголит (турмалин) – 146

К

Казоит (цельзиан) – 245
Калиевые полевые шпаты – 277
Калиофилит – 136
Калифорнит (везувиан) – 132
Кальцит – 135
Кальциоцельзиан – 245
Канкринит – 137
Каолинит – 284
Коринтин – 281
Карфолит – 284
Касситерит – 116
Кварц – 117
Керсутит – 156
Килхоунит (ранкинит) – 224
Клевеландит (альбит) – 173
Клиногиперстен – 266
Клиногумит – 173
Клиноферросилит – 201
Клинохлор (хлорит) – 175
Клиноцоизит – 174
Клиноэнстатит – 193
Колумбит-танталит – 176
Кордиерит – 285
Корунд – 138
Корнерунин – 288
Криолит – 177
Криптопертит – 277
Кристобалит -139
Кроссит – 283

Ксенотим – 119
Куммингтонит – 157
Кунцит (сподумен) – 205
Купрошеелит – 127
Купфферит – 282

Л

Лабрадор – 219
Лавровит (диопсид) – 197
Лавсонит – 177
Лазулит – 288
Лазурит – 105
Ларнит – 178
Лейкоксен -135
Лейцит – 120
Лепидолит – 318
Лепидокрокит – 289
Ловенит – 291
Ломонтит (цеолит) – 292
Лопарит – 105
Лунный камень (олигоклаз) – 298
Людвигит – 179

М

Магнезит – 139
Магнетит – 96
Малакон (циркон) – 126
Манганозит – 106
Маргарит – 293
Мариолит (скаполит) – 143
Мартит – 134
Мейонит (скаполит) – 145
Мелонит (гранат) – 100
Мелилит – 121
Мелинофан – 141
Мервинит – 180
Мероксен – 293
Микроклин – 277
Мицзонит (скаполит) – 144
Монацит- 180
Моноклинные амфиболы – 150
Моноклинные пироксены – 194
Монтichelлит – 294
Монтмориллонит – 295
Морион – 117
Мусковит – 313

Муллит – 181

Н

Наждак (корунд) -138
Накрит – 296
Натролит (цеолит) – 182
Нефелин – 141
Нигрин (рутил) – 123
Нозеан – 106
Нотронит – 296

О

Озаннит – 297
Окерманит – 122
Оливин – 183
Олигоклаз – 298
Омфацит – 202
Опал – 107
Оранжит – 125
Ортит (алланит) – 237
Орлец (родонит) – 226
Ортоклаз (адуляр) – 279
Отрелит (хлоритоид) – 241

П

Парагонит – 319
Парацельзиан – 245
Паргасит – 158
Пектолит – 185
Пеннин (хлорит) – 322
Периклаз – 107
Перовскит – 108
Пертит – 277
Петалит – 186
Пижонит – 203
Пикнит (топаз) – 238
Пикотит (шпинель) – 112
Пинит (кордиерит) – 285
Пирит – 97
Пироксены – 187
Пироп – 103
Пирротин – 98
Пирофиллит – 300
Пирофанит – 123
Пирохлор – 108
Пистицит (эпидот) – 325
Плаггиоклазы – 212
Плеонаст (шпинель) – 112
Пренит – 220

Прохлорит – 323
Протолизионит -301
Псевдобрукит – 221
Псевдоцоизит – 222
Пумпеллиит – 223
Пушкениит (эпидот) – 325
Пьемонтит (эпидот) – 223

Р

Ранкинит – 224
Ренит – 225
Рибекит – 159
Ринкит – 225
Рихтерит – 301
Роговая обманка – 302
Родонит (орлец) – 226
Розенбушит – 227
Роскоэлит (мусковит) – 313
Ростерит (берилл) – 131
Рубеллит (турмалин) – 146
Рубин (корунд) – 138
Рутил (сагениит) – 123

С

Сагениит (рутил) – 123
Салит – 204
Самарскит – 108
Санидин – 280
Сапфир (корунд) – 138
Сапфирин – 304
Сердолик – 117
Серицит – 313
Серпентин – 228
Серпофит (серпентин) – 228
Сидерит – 140
Силлиманит – 230
Синтагматит – 156
Сисмондин (хлоритоид) – 241
Скаполиты – 143
Сколецит (цеолит) – 305
Смарагдит (диопсид) – 197
Содалит – 109
Спессартин – 104
Сподумен – 205
Спуррит (сперрит) – 305
Ставролит – 232
Старлит (циркон) – 126
Стеатит (тальк) – 308

Стальбит (десмин) – 308
Стильпномелан – 306
Сфен (титанит) – 234
Сфалерит – 109

Т

Тальк – 308
Танзанит (цоизит) – 246
Тиллиит – 236
Титанит (сфен) – 234
Титаноклиногумит – 237
Титанавгит – 206
Титаномагнетит – 96
Титаноморфит – 234
Томсонит (цеолит) – 239
Топаз – 238
Торбернит – 146
Торит – 125
Тремолит (грамматит) – 244
Тридимит – 239
Тулит (цоизит) – 246
Турмалин – 146
Тюрингит (хлорит) – 324

У

Уваровит – 104
Уралит (роговая обманка) – 302
Ураноторит – 125
Урбаниит – 209

Ф

Фассаит (авгит) – 207
Фаялит (оливин) – 310
Федоровит (авгит) – 195
Фенгит – 319
Ферроавгит – 208
Ферроактинолит – 310
Ферросилит – 189
Фергюсонит – 148
Фибролит (силлиманит) – 230
Физалит (топаз) – 238
Филлипсит (цеолит) – 240
Флогопит – 320
Флюорит – 110
Форстерит (оливин) -183
Фторпатит – 130
Фуксит (мусковит) – 313

Х

Халцедон – 119

Хиастолит (андалузит) – 250
Хлорапатит – 130
Хлоритоид (отрелит) – 241
Хлориты – 322
Хондродит – 243
Хризоберилл – 244
Хризотил (серпентин) – 311
Хромит – 112
Хромдиопсид – 197
Хромомагнетит – 96

Ц

Целестин – 245
Цельзиан – 245
Цеолиты – 127
Цинвальдит – 321
Циприн (везувиан) – 132
Циркон – 126
Циртолит – 126
Цитрин – 117
Цоизит – 246

Ш

Шабазит (цеолит) – 128
Шамозит (хлорит) – 325
Шеелит – 127
Шерл (турмалин) – 146
Шорломит (гранат) – 100
Шпинель – 112
Шунгит (графит) – 96

Э

Эвдиалит – 128
Эвклаз – 247
Эвколит – 128
Эгирин (акмит) – 167
Эгирин-авгит – 211
Элеолит – 141
Эльбаит (турмалин) – 146
Энигматит – 248
Энстатит – 192
Эпидот (пистацид) – 325
Эпистильбит (цеолит) – 327

**Сизых Анатолий Иванович
Буланов Владимир Александрович**

ОПТИЧЕСКИЙ ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ ВАЖНЕЙШИХ МИНЕРАЛОВ

Учебное пособие

ISBN 5-9624-0063-1

Редактор: Э. А. Невзорова

Дизайн обложки: М. Г. Яскин

Компьютерная верстка: А. В. Врон

Темплан 2005 г. Поз. 101.

Подписано в печать 20.12.05.

Формат 60х90 1/8. Бумага офсетная № 1. Печать трафаретная. Усл. печ. л. 16,4.

Уч. изд. л. 16,3/ Тираж 150 экз.

Редакционно-издательский отдел
Иркутского государственного университета
664003, г. Иркутск, б. Гагарина, 36.