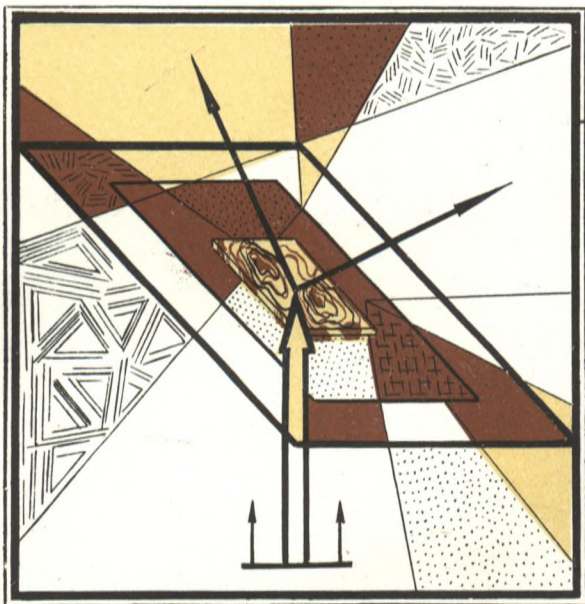


А. М. Сазонов

ЛАБОРАТОРНЫЙ
ПРАКТИКУМ
ПО ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ
МЕТОДАМ
ИССЛЕДОВАНИЯ

Учебное
пособие



кгу

Красноярск
1990

А. М. Сазонов

ЛАБОРАТОРНЫЙ
ПРАКТИКУМ
ПО ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ
МЕТОДАМ
ИССЛЕДОВАНИЯ

Учебное пособие



Издательство
Красноярского
университета

Красноярск
1990

УДК 548.0 : 543.135 : 549.1 : 552.121 : 620.182

Сазонов А. М. Лабораторный практикум по петрографическим методам исследования: Учеб. пособие. Красноярск: Изд-во Краснояр. ун-та, 199.— 184 с.

В учебном пособии рассмотрены лабораторные оптические методы изучения горных пород и породообразующих минералов. Изложены основные сведения кристаллографии и кристаллохимии, методические приемы исследования диагностических свойств на плоском столике поляризационного микроскопа, измерения констант минералов иммерсионным и Федоровским методами. Особое внимание уделено оптическим свойствам кристаллов в поляризованном свете.

Для студентов геологических специальностей и сотрудников лабораторий производственных геологических объединений.

Печатается по решению редакционно-издательского совета Красноярского университета

Рецензенты: д-р геол.-минерал. наук Р. А. Цыкин,
д-р геол.-минерал. наук Г. В. Шубин

С $\frac{1904020000}{178(012) - 90}$ 22—90

ISBN 5—7470—0082—9

© А. М. Сазонов, 1990

Введение

Кристаллооптический метод, основанный на свойствах поляризованного света, является ведущим методом изучения горных пород в лабораторных условиях. Применение поляризованного проходящего света в микроскопах дает возможность изучать вещественный состав и строение практически всех разновидностей пород, в том числе мелкозернистых. Современные марки микроскопов дают увеличение свыше 700-х, позволяющее изучать и диагностировать зерна минералов размерами 0,02—0,05 мм. Использование метода требует от исследователя знаний кристаллографии, кристаллохимии и специальных разделов оптики, без которых нельзя уяснить сущность оптических свойств минералов, наблюдаемых под микроскопом.

Практической петрографической работе в лабораторных условиях посвящена обширная справочная и учебная литература. На лабораторных занятиях по петрографии, литологии, методам исследования руд студенты-геологи и в меньшей мере химики и физики осваивают методические приемы и технику исследования вещества. Однако в большинстве вузов страны специального самостоятельного курса по методам петрографических исследований нет. Этот раздел преподается студентам в курсе «Петрография и петрология». В течение сравнительно короткого времени студенты знакомятся с различными методами, способами, приемами петрографических исследований в камеральных условиях.

Ведущим инструментальным методом изучения горных пород является микроскопический метод, основанный на свойствах поляризованного света, проходящего через кристаллы. Микроскопические методы исследования пород, после введения в 1858 г. Г. К. Сорби в петрографическую практику поляризационного микроскопа, постоянно совершенствуются и развиваются. В повседневной петрографической практике геологов наиболее широко используется методика изучения горных пород на плоском столике. Она дает возможность определения структурно-текстурных особенностей почти всех (даже микрозернистых) пород, их минерального состава и процентного соотношения минералов. В настоящее время применяются коноскопический, иммерсионный и теодолитный методы изучения минералов. Имеется доступная справочная литература по оптическим свойствам порообразующих минералов. В геологии популярны сравнительно дешевые, быстрые, надежные оптические методы, несмотря на интенсивное развитие новой техники исследования вещества они не утрачивают значения. Арсенал оптических методов, их возможности не исчерпали себя. Так, в 60-х годах в литературе обсуждался метод сравнительной дисперсии дву-преломления, предложенный профессором Е. А. Кузнецовым.

В нашей стране начало преподавания микроскопических методов исследования вещества связано с именами А. А. Иностранцева и А. П. Карпинского. Особенно бурное развитие отечественной микроскопической петрографии началось с момента выхода в свет в 1883 г. работы великого русского ученого-геолога Е. С. Федорова «Теодолитный метод в минералогии и петрографии». Русские ученые быстро ввели федоровский метод в практику петрографических исследований. Ученики Е. С. Федорова проделали огромную работу по дальнейшей разработке его метода и в целом микроскопических методов исследования, особенно в советское время — в период развития и становления науки.

Руководства по петрографическим методам исследования горных пород представляют собой раз-

общенные самостоятельные издания, посвященные обычно какому-либо одному методу или способу исследования, что осложняет проведение лабораторных занятий. Поэтому мы подготовили пособие для освоения микроскопических методов. При его разработке использованы методические и дидактические приемы преподавания этого раздела программы профессоров Томского политехнического института С. С. Ильенка, А. Г. Бакирова, Г. В. Шубина, А. М. Кузьмина, А. И. Баженова, а также методические указания В. Б. Татарского, Г. М. Саранчиной, С. К. Оникиенко, Д. С. Белянкина, А. В. Шубникова, В. Н. Лодочникова и других.

Пользуясь случаем, мы выражаем искреннюю благодарность В. С. Федоровой, Т. Н. Ананьевой, Л. Г. Окладниковой, Т. И. Беляниной, Е. А. Звягиной, Л. И. Свиридову за помощь в подготовке рукописи.

Глава I

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ КРИСТАЛЛОГРАФИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ

Известны три агрегатных состояния вещества — твердое, жидкое и газообразное. Для твердых тел возможны два структурных состояния (кристаллическое и аморфное), которые отличаются друг от друга степенью упорядоченности в расположении материальных частиц в пространстве, занимаемом веществом. Твердое вещество, находящееся в кристаллическом состоянии, характеризуется тем, что материальные частицы (атомы, ионы, молекулы) располагаются закономерно, образуя пространственную кристаллическую решетку. В аморфных веществах материальные частицы располагаются беспорядочно, хаотично.

Большая часть природных минералов имеет кристаллическое строение. Изучением особенностей кристаллического строения веществ занимается кристаллография. В задачу кристаллографии входит исследование внешней формы, строения, состава, физических свойств и происхождения кристаллов, а также их связей с окружающей средой. Кристаллография является основой для понимания минералогии, петрографии, геохимии, учения о месторождениях полезных ископаемых. Без знания кристаллографии невозможна работа в области физики и химии. Современная кристаллография состоит из четырех разделов: геометрической кристаллографии, кристаллофизики, кристаллохимии и генетической кристаллографии. Геометрическая кристаллография рассматривает геометрию внешней формы кристаллов и их внутреннего строения. Кристаллохимия изучает связь между строением кристаллов и их химическим составом. Физическая кристаллогра-

фия изучает связь физических свойств кристаллов с их формой и строением. Кристаллооптика — один из разделов физической кристаллографии. В задачу генетической кристаллографии входит изучение происхождения и развития кристаллических индивидов.

Учение о кристаллах развивалось параллельно с минералогией, так как объектами кристаллографических исследований служили природные кристаллы. Долгое время кристаллография была лишь описательной дисциплиной и только благодаря работам Е. С. Федорова приобрела статус науки. Математика, физика, химия — основы, на которых базируется современная кристаллография.

1.1. КРИСТАЛЛЫ И ИХ СВОЙСТВА

ВНУТРЕННЯЯ АРХИТЕКТУРА КРИСТАЛЛОВ

Кристаллом называется твердое, однородное, анизотропное тело решетчатого строения, имеющее природную форму многогранника. Под однородностью прежде всего подразумевается химическое и структурное постоянство (однородность) различных участков кристалла.

Геометрическая правильность форм кристаллов является причиной закономерного внутреннего строения. В основе первых воззрений И. Ньютона (1675), Х. Гюйгенса (1677), М. Ломоносова (1748), Р. Гаюи (1748) о внутреннем строении кристаллов лежало представление о том, что частицы, составляющие кристалл, имеют постоянную форму параллелепипедов. В. Волластон (1812) предложил заменить их сферами. Е. С. Федоров (1910) ввел представление о параллелоэдрах, выражающих форму и величину области пространства, приходящейся на каждую материальную частицу кристаллического вещества.

Пространственная решетка — бесконечная, трехмерная периодическая совокупность точек, расположенных в вершинах равных и параллельных друг другу параллелепипедов, нацело выполняющих все пространство. Каждая сторона параллелепипеда соприкасается только с одной, равной ей стороной соседнего параллелепипеда. Главными элементами

пространственной решетки являются узлы, ряды, плоские сетки и элементарные ячейки.

Узлы пространственной решетки — материальные частицы (атомы, ионы, молекулы), геометрически представляют собой точки.

Ряды пространственной решетки — совокупность узлов решетки, лежащих на одной прямой линии. Расстояние между ближайшими соседними узлами ряда называется промежутками ряда.

Плоская сетка — совокупность узлов пространственной решетки, лежащих в одной плоскости. Количеством узлов пространственной решетки, приходящихся на единицу площади сетки, определяется ее ретикулярная плотность. Ряды и плоские сетки пространственной решетки, имеющие большую ретикулярную плотность, отвечают наиболее развитым ребрам и граням реальных кристаллов. Вся пространственная решетка может быть расчленена плоскими сетками, не пересекающимися в параллельных ребрах, на бесконечную совокупность равных, параллельных и смежных по целым граням параллелепипедов.

Элементарная ячейка пространственной решетки — параллелепипеды, имеющие узлы решетки только в своих вершинах. Форма и размеры ячейки характеризуются длиной ребер a_0 , b_0 , c_0 и углами α , β , γ между рядами. Эти величины являются параметрами элементарной ячейки.

Система узлов, рядов и плоских сеток создает кристаллическую (пространственную) решетку, состоящую из комплекса периодически повторяющихся ячеек, без остатка выполняющих пространство. О. Бравэ (1855) математически вывел 14 типов возможных пространственных решеток (рис. 1).

Материальные частицы, составляющие кристаллическую решетку минерала, связаны между собой прочными химическими связями. Различают 4 основных типа химической связи в кристаллических телах:

1) ионная, или гетерополярная, связь образуется при передаче электронов атомами одного элемента атомам другого элемента;

2) ковалентная (атомная), или гомеополярная, связь возникает как результат образования общих электронных пар;

3) металлическая связь обусловлена наличием трехмерного каркаса из ионов металлов, погруженного в «электронный газ»;

4) молекулярная (вандерваальсовая) связь соединяет молекулы в «молекулярных» кристаллах.

В природных кристаллах наиболее типичны всевозможные промежуточные типы связей. Например, в альбите между натрием и кислородом ионная связь, а между кремнием и кислородом — ковалентная.

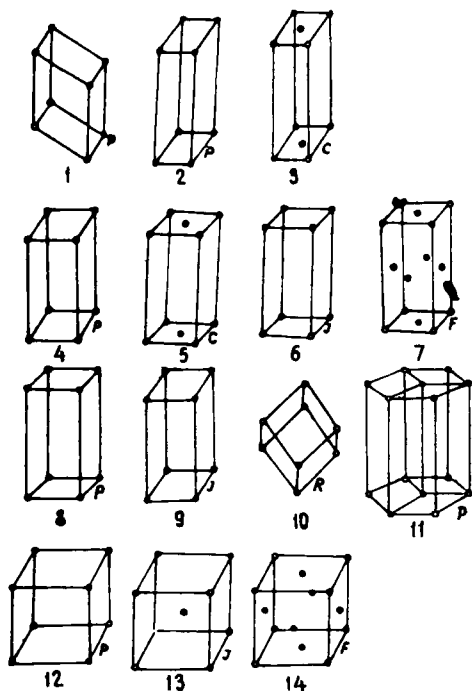


Рис. 1. Типы пространственных решеток: 1 — триклинная, 2—3 — моноклинные; 4—5—6—7 — ромбические; 8—9 — тетрагональные; 10 — тригональная, ромбоэдрическая; 11 — гексагональная; 12—13—14 — кубические

Взаиморасположение материальных частиц в решетке обуславливает в пространстве геометрические фигуры, называемые координационными полиэдрами. Координационные по-

лиэдры являются воображаемыми многоугольниками, которые получаются путем соединения между собой центров ближайших эквивалентных анионов, окружающих катион. Число ближайших одиотипных анионов, окружающих катион, называется координационным числом катиона. Структура и вид координационных полиэдров любого химического соединения зависят от отношения радиуса катиона r_k к радиусу аниона r_a . Это правило сформулировано в 1922 г. Могнушем на основании геометрических построений (табл. 1). Исключения составляют ионы с сильным поляризующим действием.

Таблица 1

Предельные отношения радиуса катиона к радиусу аниона ($r_k : r_a$)

$r_k < r_a$	$r_k > r_a$	Координационное число	Форма окружения
0 — 0,15	6,45 — и более	2	Гантель
0,15—0,22	4,45—6,45	3	Треугольник
0,22—0,41	2,41—4,45	4	Тетраэдр
0,41—0,73	1,37—2,41	6	Октаэдр
0,73—1,00	1,00—1,37	8	Куб
	1	12	Кубоктаэдр с 12 вершинами

Реальные кристаллы характеризуются неидеальной структурой, они геометрически искажены. Эти искажения называются дефектами, которые обобщаются в два типа: 1) дефекты Френкеля, образуются путем смещения материальных частиц из нормальных структурных позиций в междуузлия (интерстиции); 2) дефекты Шоттки — при смещении материальных частиц из узлов с образованием вакансий (рис. 2). Оба типа атомных дефектов могут существовать в кристаллах совместно, мигрировать и метастабильно сохраняться. Наличие атомных дефектов позволяет объяснить химические реакции в твердом состоянии, диффузию, ионную проводимость в кристаллах, а также накопление различных субмикроскопических механических включений посторонних веществ, например, золота в сульфидах.

Другой тип дефектов, называемых примесными, генетически связан с вышеописанными, но обусловлен более

крупными частицами, чем размеры вакансий, или большим количеством мелких частиц. Насыщение ими кристаллического вещества приводит к нарушению структуры, резкому изменению физических и морфологических свойств минерала. Если примеси обладают большой энергией или радиацией, то исходная кристаллическая структура может перейти в метамиктную — промежуточную между структурой кристалла и соответствующего аморфного вещества.

Широко распространены в кристаллах линейные или структурные дислокации. Эти дефекты возникают в ходе роста кристаллов вследствие их деформации после образования. Различают краевую и винтовую типы дислокаций. Краевая дислокация характеризуется нарушением ориентации плоских сеток у края незавершенной плоскости в решетке кристалла с образованием полуплоскости. Винтовая дислокация выражает собой сдвинутые части кристалла на одно межатомное расстояние параллельно плоскости сдвига, в результате чего атомные плоскости представляются как бы скрученными, напоминают спираль. В связи с наличием дислокаций реальные кристаллы приобретают блочную структуру, которая проявляется в физических свойствах минералов, в частности оптических характеристиках.

По относительному положению атомов или ионных групп в кристаллах реальные кристаллы разделены на 5 структурных видов.

1. Островные структуры характеризуются определенным количеством атомов или ионов, сгруппированных в комплексы или молекулы. Атомы молекул связаны прочными ионными или ковалентными связями, а между молекулами действуют более слабые вандерваальсовы силы. Такие структуры характерны для самородной серы, ангидрита, гипса и др.

2. Ленточные и цепочечные структуры характеризуются группировкой атомов в длинные, параллельные друг другу одинарные «цепочки» (цепочечная структура) или двойные

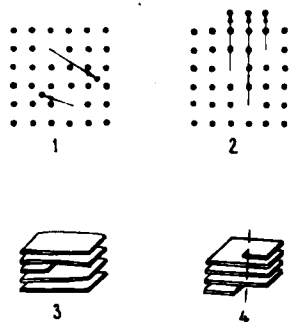


Рис. 2. Дефекты и дислокации кристаллической структуры: 1 — дефекты Френкеля; 2 — дислокация; 4 — винтовая дислокация

«цепи» (ленточная структура). Такие структуры характерны для пироксенов и амфиболов.

3. Слоистые структуры характеризуются наличием пакетов или слоев, связанных между собой молекулярными (ван-дерваальсовыми) силами. Толщина слоя может быть атомной (у графита), многоатомной (у молибденита, мусковита).

4. Координационные структуры характеризуются полиэдрами, форма которых зависит от координационного числа. Эти структуры называются плотно упакованными, где единственными пустотами выступают промежутки между соприкасающимися атомами или ионами. Такими структурами обладают пирит, пирротин, самородная медь и др.

5. Каркасные структуры характеризуются наличием «цепей» из колец, состоящих из тетраэдров. Подобные структуры являются «рыхлыми». Они содержат крупные пустоты, в которых размещаются катионы большого размера и небольшого заряда. Такие структуры характерны для полевых шпатов. Некоторые исследователи к каркасным структурам относят кристаллы кварца, сфалерита, алмаза.

Различие во внутреннем строении твердых веществ — с одной стороны, и закономерность в расположении элементарных частиц кристаллов — с другой, выражается в их свойствах: анизотропности, изотропности, способности к самоограничению, однородности и неоднородности.

Анизотропия кристаллов. Анизотропность — неравностойственность, т. е. способность кристаллов изменять свои физические свойства по различным непараллельным направлениям. Это проявляется в различии скорости распространения света, тепла, механических свойств. По параллельным направлениям свойства в кристаллах одинаковы.

Способность к самоограничению кристаллов — очень важная их особенность. В процессе роста кристаллы приобретают форму многогранника. Грани представляют собой естественные плоскости, возникающие и развивающиеся в процессе увеличения размеров кристаллического индивида. Механически поврежденные кристаллы при благоприятных условиях регенерируют, т. е. «залечивают» поврежденные места и восстанавливают свою первоначальную плоскогранную и призмореберную форму.

Однородность кристаллического вещества проявляется в участках идентичного строения кристаллов и выражается одинаковостью свойств по параллельным направлениям.

СИММЕТРИЯ КРИСТАЛЛОВ

Элементы симметрии

Симметрия кристаллов является одним из главных свойств кристаллов. Для кристаллических многогранников характерно наличие в разных сочетаниях элементов симметрии — плоскостей, осей и центра.

Плоскостью симметрии P кристаллического многогранника называется плоскость, по обе стороны от которой располагаются одинаковые элементы ограничения и проявляются одинаковые свойства кристалла. В различных кристаллах можно провести разное количество плоскостей симметрии. Например, в кубе имеется 9 плоскостей симметрии (рис. 3), в гексагональной призме — 7 (рис. 4).

Ось симметрии L кристаллического многогранника — линия, при вращении вокруг которой правильно повторяются одинаковые элементы ограничения и проявляются одинаковые свойства кристалла. Для кристаллических веществ характерны оси симметрии второго L_2 , третьего L_3 , четвертого L_4 и шестого L_6 порядков. Порядком оси симметрии называется количество совмещений кристалла с первоначальным положением при повороте на 360° . В кристаллическом многограннике может быть несколько осей симметрии различных порядков (рис. 5).

Кроме обычных осей симметрии выделяют инверсионные оси. Инверсионной осью кристалла называется линия, при вращении вокруг которой на некоторый определенный угол с последующим отражением в центральной точке многогранника совмещаются одинаковые элементы ограничения. Доказана возможность существования инверсионных осей первого Li_1 , второго Li_2 , третьего Li_3 , четвертого Li_4 и шестого Li_6 порядков. В практической работе чаще приходится пользоваться инверсионными осями четвертого и шестого порядков.

Иногда в кристаллографии выделяют зеркально-поворотные оси L . Совмещение элементов ограничения кристаллов достигается их вращением вокруг оси на определенный угол и одновременным отражением в перпендикулярной к оси плоскости.

Центр симметрии C кристаллического многогранника — точка, лежащая внутри кристалла, в диаметрально противоположных направлениях от которой располагаются одинаковые элементы ограничения и проявляются одинаково-

вые свойства многогранника. В кристаллах не может быть более одного центра симметрии.

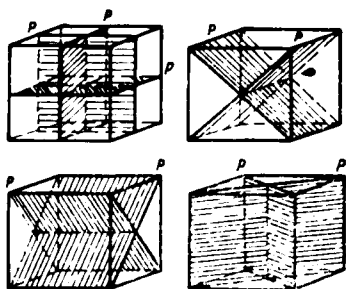


Рис. 3. Плоскости P симметрии в кубе

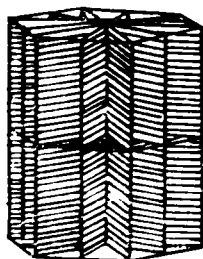


Рис. 4. Плоскости симметрии в гексагональной призме

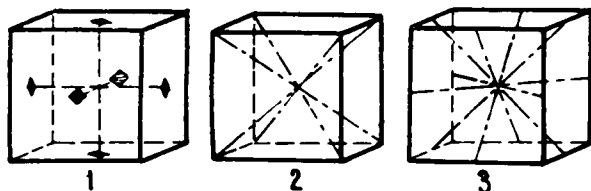


Рис. 5. Оси симметрии в кубе: 1 — три оси четвертого порядка ($3L_4$); 2 — четыре оси третьего порядка ($4L_3$); 3 — шесть осей второго порядка ($6L_2$)

Виды симметрии

Сочетание элементов симметрии в кристаллах позволяет сгруппировать многообразные кристаллические формы в 32 класса, или вида симметрии. Тридцать два вида симметрии были выделены математически в Марбурге профессором И. Гесселем (1831). Его выводы в то время практического значения не имели, математиков не заинтересовали и были забыты. В России независимо от работ И. Гесселя возможные 32 совокупности элементов симметрии кристаллических многогранников математически выведены генералом артиллерии А. В. Гадолиным в 1867 г.

Вид симметрии кристалла — это полная совокупность его элементов симметрии. По совокупности элементов симметрии выделяют следующие виды:

примитивные — объединяющие многогранники, в которых имеются только главные оси;

центральные — объединяющие многогранники, в которых имеются главные оси и центр симметрии;

планальные — объединяющие многогранники, в которых имеются главные оси и плоскости симметрии;

аксиальные — объединяющие многогранники, имеющие максимально возможное количество осей симметрии;

планаксиальные — объединяющие многогранники с максимальным количеством возможных осей и плоскостей симметрии;

инверсионно-примитивные и инверсионно-планальные — объединяющие многогранники, имеющие инверсионные оси симметрии.

**Сингонии
и категории
симметрии**

Виды, или классы, симметрии образуют более крупные группировки, называемые сингониями, или системами, а сингонии объединяются в категории (табл. 2).

Сингонией называется группа видов симметрии, имеющих один или несколько одинаковых элементов симметрии, а также одинаковое расположение кристаллографических осей. Сингоний — 7, а категорий — 3. Высшая категория включает кубическую сингонию. В среднюю категорию входят гексагональная, тетрагональная, тригональная сингонии. К низшей категории относятся ромбическая, моноклиновая, триклинная сингонии.

Отличительные особенности многогранников, принадлежащих по элементам симметрии к определенной категории и сингонии, приведены в табл. 3.

**Открытые
и закрытые
простые формы,
их комбинации.
Зоны**

Кристаллографическая номенклатура. Терминология кристаллографической номенклатуры образована от корней греческих слов. Зная их, можно легко расшифровать название любого термина. Например, простая форма пентагон — додекаэдр (пента — пять, гония — угол, додека — двенадцать, эдра — грань). Следовательно, форма кристалла — двенадцатигранник, каждая грань которого — пяти-

Таблица 2

32 вида симметрии кристаллов

Категория	Сингония	Вид симметрии					
		примитивный	центральный	планальный	аксальный	планаксальный	инверсионно-примитивный
Низшая	Триклинная	C					
	Моноклинная	P L ₂ L ₂ PC					
	Ромбическая	L ₂ 2P 3L ₂ 3L ₂ 3PC					
Средняя	Тригональная	L ₃	L ₃ C	L ₃ 3P	L ₃ 3L ₂	L ₃ 3L ₂ 3PC	
	Тетрагональная	L ₄	L ₄ PC	L ₄ 4P	L ₄ 4L ₂	L ₄ 4L ₂ 5PC	Li ₂ 2L ₂ 2P
	Гексагональная	L ₆	L ₆ PC	L ₆ 6P	L ₆ 6L ₂	L ₆ 6L ₂ 7PC	Li ₆ 3L ₂ 3P (=L ₃ 3L ₂ 4P)
Высшая	Кубическая	4L ₃ L ₂	4L ₃ 3L ₂ 3PC	3L ₄ 4L ₃ 6P	3L ₄ 4L ₃ 6L ₂	3L ₄ 4L ₃ 6L ₂ 9PC	

Сравнительная характеристика сингоний

Количество элементов симметрии	Категории и сингонии						
	высшая категория	средняя категория			низшая категория		
		кубическая	гексагональная	тетрагональная	тригональная	ромбическая	моноклинная
Минимум элементов симметрии, необходимый и достаточный для отнесения кристалла к данной сингонии	Более одной оси высшего наименования*	L_6	L_4	L_3	Ни одной оси высшего наименования	Обязательно присутствуют: более одной L_2 или более одной P	нет элементов симметрии
Максимум элементов симметрии, возможный в каждой сингонии	$3L_4, 4L_3, 6L_2, 9PC$	$L_6, 6L_2, 7PC$	$L_4, 3L_2, 3PC$	$L_3, 3L_2, 3PC$	$3L_2, 3PC$	L_2, PC	C

* Осями высшего наименования называются L_3, L_4, L_6 .

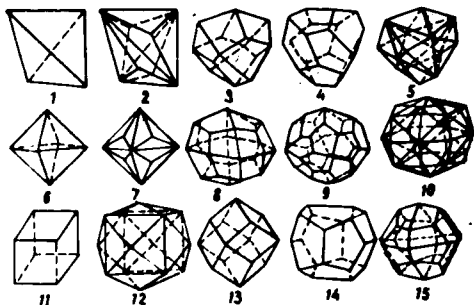


Рис. 6. Простые формы кубической сингонии: 1 — тетраэдр; 2 — тригон-тритетраэдр; 3 — тетрагон-тритетраэдр; 4 — пентагон-тритетраэдр; 5 — гексастетраэдр; 6 — октаэдр; 7 — тригон-триоктаэдр, 8 — тетрагон-триоктаэдр; 9 — пентагон-триоктаэдр, 10 — гексоктаэдр; 11 — куб (гексаэдр); 12 — тетрагексаэдр; 13 — ромбододекаэдр; 14 — пентагон-додэкаэдр; 15 — дидодекаэдр

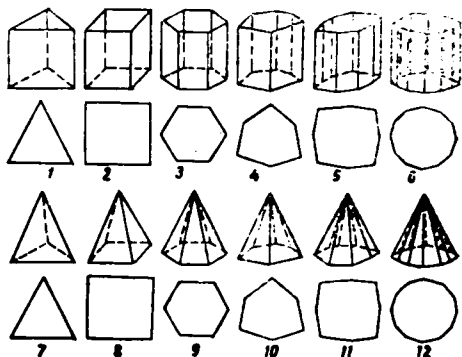


Рис. 7. Простые формы сингоний средней категории: 1—6 — призмы (1 — тригональная, 2 — тетрагональная, 3 — гексагональная, 4 — дитригональная, 5 — дитетрагональная, 6 — дигексагональная); 7—12 — пирамиды (7 — тригональная, 8 — тетрагональная, 9 — гексагональная, 10 — дитригональная, 11 — дитетрагональная, 12 — дигексагональная)

угольник. Приведем главные греческие слова, применяемые в кристаллографической терминологии: аксон — ось, гекса — шесть, гномон — перпендикуляр, гонна — угол, дека — десять, ди — два, додека — двенадцать, клинэ — наклон, моно — одно, единственный, окно — восемь, пента — пять, пинакос — таблица, доска, планум — плоскость, поли — много, син — сходно, сингония — сходноугольность, скаленос — кривой, неровный, стереос — пространственный, объемный, тетра — четыре, три — три, эдра — грань.

Простой формой называется совокупность тождественных граней, связанных элементами симметрии. Всего насчитывается 47 простых форм (рис. 6, 7, 8, 9). Грани простых форм обладают одинаковыми физическими и химическими свойствами, а в идеальных многогранниках — очертаниями и величиной. В кристаллографии в отличие от геометрии выделяют закрытые и открытые формы.

З а к р ы т а я ф о р м а — простая форма замкнутого пространства, например куб, октаэдр, ромбоэдр и т. д.

О т к р ы т а я ф о р м а — простая форма, не замыкающая полностью пространство, например призма, пирамида, моноэдр, пинакоид. Открытые формы могут существовать в кристалле только в сочетании с другими простыми формами.

К о м б и н а ц и е й простых форм называется сочетание двух или нескольких простых форм, объединенных элементами симметрии.

З о н о й называется совокупность граней кристалла (многогранника), пересекающихся в параллельных ребрах. Направление, параллельное ребрам зоны, называется о с ь ю з о н ы. Очень часто осью зоны является ось симметрии. Плоскость, перпендикулярная оси зоны, получила название з о н а л ь н о й п л о с к о с т и. Различают первичные и вторичные зоны. В первых из них грани пересекаются в действительно имеющихся в многограннике ребрах, а во вторичных зонах грани пересекаются при их продолжении. В этом случае ребра зоны являются предполагаемыми.

В многограннике может быть несколько зон. Грань часто принадлежит одновременно нескольким зонам. Если она пересекается непосредственно с гранями других зон, то ее стороны образуют столько пар параллельных линий, сколько зонам данная грань принадлежит. Например, в тетрагональной призме (рис. 10) грани призмы и базопинакоида объединяются в три зоны: 1) 1, 2, 3, 4; 2) 1, 6, 3, 5 и 3) 2, 6, 4, 5. Грани призмы 1, 2, 3, 4 образуют одну зону. Ось сим-

метрии L_4 является осью этой зоны. Каждая грань базопинаконда 5 и 6 одновременно лежит в двух зонах, в которые входят пары противоположных граней призмы.

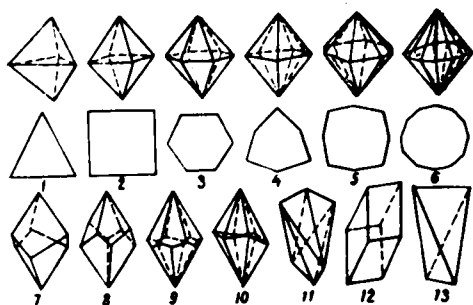


Рис. 8. Простые формы сингоний средней категории: 1 — тригональная дипирамида; 2 — тетрагональная дипирамида; 3 — гексагональная дипирамида; 4 — дитригональная дипирамида; 5 — дигексагональная дипирамида; 6 — дигексагональная дипирамида; 7 — тригональный трапецоэдр; 8 — тетрагональный трапецоэдр; 9 — гексагональный трапецоэдр; 10 — дитригональный скаленоэдр; 11 — тетрагональный скаленоэдр; 12 — ромбоэдр; 13 — тетрагональный тетраэдр

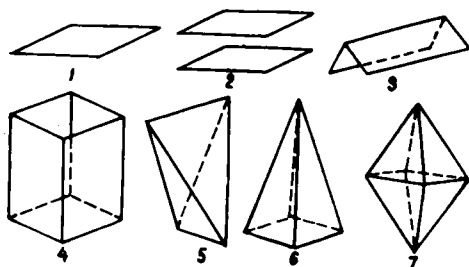


Рис. 9. Простые формы сингоний низшей категории: 1 — моноэдр; 2 — пинакOID; 3 — диэдр; 4 — ромбическая призма; 5 — ромбический тетраэдр; 6 — ромбическая пирамида; 7 — ромбическая дипирамида

**Закон
постоянства
углов**

У различных кристаллов одного и того же вещества одинаковой структуры величина и форма граней, расстояния между гранями и их число могут изменяться, углы же между гранями всегда постоянные. На эту особенность кристаллов независимо друг от друга обратили внимание И. Кеплер (1615), Н. Стенон (1669), М. В. Ломоносов (1749) и Ж. Роме-Делиль (1783). В литературе этот закон известен как закон Стенона — Роме-Делиля. Он является фундаментальным законом кристаллографии, позволяющим по величине двугранных углов представить реальную форму идеального кристалла.

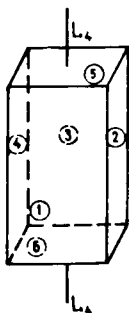


Рис. 10. Тетрагональная призма: зона 1 объединяет грани 1, 2, 3, 4; зона 2 объединяет грани 1, 6, 3, 5; зона 3 объединяет грани 2, 6, 4, 5

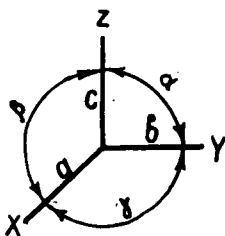


Рис. 11. Трехосная система координатных осей

**Пространственное
положение граней
многогранника**

Координатные оси. Для определения положения граней многогранника в пространстве их рассматривают в системе координатных осей, которые представляют собой совокупность трех или четырех линий, пересекающихся в одной точке и не лежащих в одной плоскости. Координатные оси могут быть непараллельными ребрами кристалла. Чаще всего используется система, состоящая из трех осей, реже из четырех. Трехосная система координатных

осей может быть прямоугольной или косоугольной. Начало координатных осей помещают в центре тяжести многогранника, с которым совпадает центр симметрии (при его наличии). Первая ось, или ось X , обращена к наблюдателю, вторая — ось Y — параллельна наблюдателю и идет вправо от центра, третья — ось Z — вертикальная. Противоположные концы осей отрицательные. Углы между координатными осями обозначаются буквами α , β , γ (рис. 11).

Кристаллографические оси являются частями координатных осей и имеют одинаковое с ними направление. В литературе нередко кристаллографическими осями называют координатные оси. Следует помнить, что кристаллографические оси — отрезки координатных осей.

Если центр тяжести многогранника мысленно совместить с началом координатных осей, то отрезки координатных осей, отсекаемые гранями, будут представлять собой кристаллографические оси. Первую кристаллографическую ось, совпадающую с координатной осью X , обозначают a , вторую, совпадающую с Y — b и третью, совпадающую с Z — c .

Параметры граней. Любая грань многогранника занимает определенное положение в пространстве. Отрезки, которые получаются на координатных осях от пересечения их гранью многогранника или при ее продолжении, называются параметрами (рис. 12). В общем случае параметр по первой оси обозначается буквой « a », по второй — « b » и по третьей — « c ». Параметры могут быть конечными и бесконечными, неравными и равными друг другу. Они записываются в строчку, отделяются друг от друга двоеточием и выражаются буквами или цифрами, например: $a:b:c$; $a:a:c$; $a:b:b$; $1:2:2$; $1:\infty:\infty$; $1:1:1$ и т. д.

Основная и производная формы. Природные кристаллы обычно представляют собой комбинации простых форм. Вследствие этого количество граней у кристаллов может достигать нескольких сотен. Основной называется форма, параметры грани которой являются единицами измерения параметров граней других форм, наблюдаемых на конкретном кристалле. В качестве основной чаще всего выбирают форму, грани которой достаточно развиты и пересекают все три координатные оси. Иногда они имеют параметры, по величине близкие друг другу. Выбранная грань основной формы называется единичной гранью.

Производной формой называется форма, которая сравнивается с основной.

Закон рациональных отношений параметров (закон целых чисел, закон Гаюи). Положение всякой грани может быть определено тремя целыми числами, если за оси координат выбраны направления трех ребер кристалла и за единицы измерения взяты отрезки, отсекаемые на этих осях одной из граней кристалла.

Рассмотрим взаимоотношения граней основной и производной форм. На рис. 13 $A_1B_1C_1$ — единичная грань основной формы, $A_xB_xC_x$ — грань произвольной формы. Отношение отношений параметров произвольной (производной) формы к параметрам основной можно выразить целыми или дробными числами. Например, $OA_x/OA_1 : OB_x/OB_1 : OC_x/OC_1 = m : n : p$, где $m : n : p = 1/4 : 1/2 : 1 = 1 : 2 : 4$.

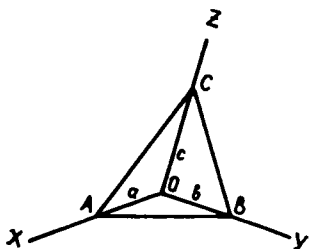


Рис. 12. Параметры грани ABC

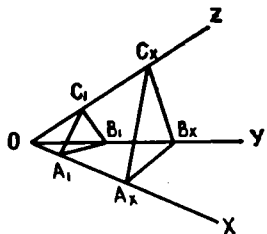


Рис. 13. Грани основной и производной формы

Таким образом, другая формулировка закона — двойные отношения параметров (отрезков) производной формы к параметрам основной представляют собой отношение целых и сравнительно малых чисел. Этому закону подчиняются отношения параметров любых двух граней кристалла, принадлежащих различным формам.

Индексы грани и ее символ — это отношение отношений (двойные отношения) параметров основной формы к параметрам производной, приведенные к отношению простых целых чисел, т. е. $OA_1/OA_x : OB_1/OB_x : OC_1/OC_x = h : k : l$, где OA_1, OB_1, OC_1 представляют собой единицы измерения параметров производной формы по соответствующим осям X, Y и Z. Если $OA_1 = OB_1 = OC_1$, то $1/OA_x : 1/OB_x : 1/OC_x = h : k : l$.

Это выражение наиболее четко отражает обратные взаимоотношения параметров и индексов. Наименьшему параметру соответствует наибольший индекс и наоборот. Вся совокупность индексов называется символом грани. Символы выражаются буквенно и в цифрах, при написании заключаются в круглые скобки. Например, (hkl) , (hkk) , (643) , (322) и т. д.

Символ простой формы. В кристаллографии принято обозначение простой формы при помощи символа специально выбранной грани. Обычно эта грань расположена в правом верхнем октанте системы координатных осей. Если такой грани нет, то выбирают грань в левом октанте, которая имеет наибольший положительный параметр по оси Z. При наличии двух таких граней выбирают ту, которая имеет наименьший параметр по оси X. Индексы могут быть отрицательными, положительными и выражены буквами либо цифрами. Символы простых форм заключаются в фигурные скобки, например $\{hkl\}$, $\{hhl\}$, $\{110\}$, $\{100\}$ и т. д.

Для правильного определения параметров и индексов граней простых форм, их символов необходима строго определенная и единственная установка координатных осей относительно элементов ограничения того или иного многогранника.

1.2. ДВОЙНИКИ

Двойники — это закономерные сростки двух или нескольких кристаллических индивидов одного и того же минерала, в котором индивиды либо повернуты относительно друг друга на 180° , либо связаны друг с другом отражением в плоскости или в точке. Закономерность сростания характеризуется элементами двойникования. К ним относятся двойниковая ось, двойниковая плоскость и плоскость сростания.

Двойниковая ось — это направление, вокруг которого один индивид двойника повернут на 180° относительно другого. Двойниковой осью могут быть перпендикуляры к граням, ребра, перпендикуляры к ребрам кристаллов.

Двойниковая плоскость — плоскость симметрии двойника, перпендикулярная к двойниковой оси.

Плоскость срастания — плоскость, по которой срастаются индивиды двойника. Плоскость срастания может совпадать с двойниковой плоскостью и быть перпендикулярной к ней.

Двойники являются объектом специального исследования клисталлографов. Причины образования, типизация двойников рассматриваются в работах Н. В. Белова, А. В. Шубникова, Л. А. Варданянца и др. Отметим, что двойники являются формой существования вещества и имеют такую же самостоятельность, как и монокристаллы. Образование монокристаллов и двойников — основа развития кристаллического вещества. С одной стороны, при кристаллизации вещество стремится образовать наиболее свободную пространственную решетку, что выражается в стремлении кристаллизующихся веществ снизить симметрию кристалла и способствует снятию чрезмерных напряжений в кристаллической решетке. А с другой стороны, в результате двойникового повышается симметрия кристаллического образования по сравнению с монокристаллом и снижается энергия решетки.

Таким образом, под двойником можно понимать дефект кристаллической решетки, образованный двумя областями кристалла с разной кристаллографической ориентацией в результате действия законов кристаллизации веществ.

ТИПИЗАЦИЯ ДВОЙНИКОВ

В геологической практике приходится иметь дело с многочисленными типами, видами, разновидностями двойников, выделенными по генетическим и морфологическим признакам, а также в соответствии с законами двойникового и многими другими особенностями двойников. Тем не менее в учебной литературе вопрос о типизации двойников не рассматривается.

В природе наряду с двойниками очень часто встречаются

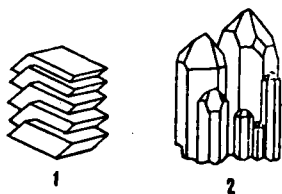


Рис. 14. Параллельные сростки: 1 — щетка кальцита из строго параллельно ориентированных ромбоэдрических кристаллов; 2 — параллельный сросток кварца

параллельные сростки двух или более кристаллов, которые необходимо отличать друг от друга. Срастание кристаллических индивидов в обычных сростках происходит таким образом, что элементы симметрии индивидов взаимно параллельны (рис. 14). В геологической литературе иногда даже используют понятие о ложных двойниках, под которыми понимают незакономерные, случайные, сростки, что выявляется при изучении взаиморасположения элементов двойникования и кристаллографических направлений в сростках.

В зависимости от расположения кристаллических индивидов относительно друг друга различают двойники срастания и прорастания (рис. 15). Причем срастание индивидов может осуществляться на плоскости либо по более сложной поверхности. По взаиморасположению элементов двойников различают две группы законов двойникования. В первой двойниковая плоскость и плоскость срастания совпадают — это **граневые законы**. Во второй группе двойниковых законов — по закону оси и по закону сложной оси — двойниковая плоскость перпендикулярна плоскости срастания или двойниковому шву, а двойниковая ось лежит в плоскости двойникового шва.

По количеству двойниковых индивидов, взаиморасположению элементов двойников выделяют следующие их разновидности: простые, полисинтетические, двойниковые триады и комплексные.

Простые двойники — закономерно сросшиеся два индивида (рис. 16).

Полисинтетические двойники — это двойники, которые состоят из многочисленных двойниковых пар, сросшихся друг с другом в параллельном положении (рис. 17).

Кроме простых и полисинтетических двойников, в которых индивиды объединяются одной двойниковой осью и плоскостью, выделяются сложные и комплексные двойники, связанные несколькими пространственно не совпадающими двойниковыми осями. Начало изучению сложных и комплексных двойников положено М. А. Усовым в 1911 г. и продолжено спустя три с половиной десятилетия Л. В. Варданянцем в 1945—1948 гг.

Под сложным двойником понимается двойниковая система, состоящая из четырех и более индивидов, связанных попарно взаимно перпендикулярными двойниковыми осями. Наиболее распространенной и хорошо изученной разновидностью сложных двойников является двойниковая триа-

да, в которой четыре индивида минерала связаны попарно взаимно перпендикулярными двойниковыми осями.

Комплексные двойники, или двойниковые агрегаты, характеризуются тем, что элементами являются не отдельные индивиды, а сложные двойники.

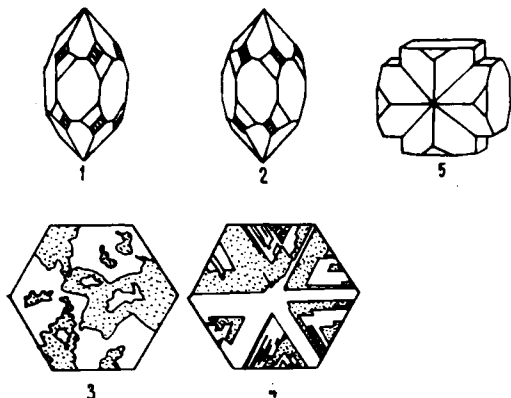


Рис. 15. Двойники прорастания: 1—2 — дофнейские двойники кварца; 3—4 — пинакоидальные пластинки, вырезанные в двойниках по дофнейскому (3) и бразильскому (4) законам; 5 — двойники прорастания ставролита («георгиевский крест»)

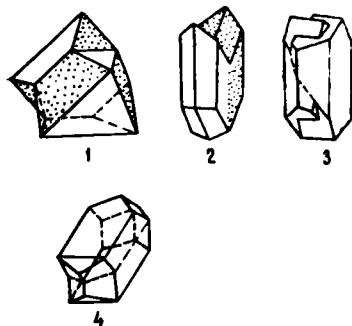


Рис. 16. Простые двойники: 1 — осевой двойник (двойниковая ось параллельна L_3 и перпендикулярна плоскости срастания) — шпильный закон; 2 — двойник по гальскому закону («ласточкин хвост»); 3 — карлсбадский двойник прорастания (двойниковая ось параллельна оси Z); 4 — манебахский двойник (двойниковая ось перпендикулярна, а двойниковый шов параллелен плоскости (001))

Особое место среди морфологических типов двойников занимают миметические, или подражательные, двойники — образования, которые по внешнему виду напоминают кристаллы, имеющие более высокую степень симметрии сросшихся или проросших кристаллов. Такие двойники наблюдаются у арагонита. Его кристаллы, относящиеся к ромбической сингонии, нередко имеют удлиненно-таблитчатый вид. Миметические двойники из трех индивидов имеют вид гексагональной призмы. Такое впечатление особенно выражено в том случае, когда входящие углы двойникового сростка полностью или почти полностью заросли.

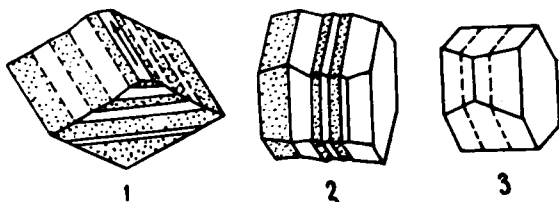


Рис. 17. Полисинтетические двойники: 1 — спайный по ромбоэдру выколк кальцита с «механическими» (трансляционными) двойниками скольжения по плоскости тупого ромбоэдра, стрелкой показано направление скольжения индивидов; 2 — двойники плагиоклаза по альбитовому закону; 3 — двойники плагиоклаза по карлсбадскому закону

По происхождению двойники разделяются на двойники роста, давления и полиморфного превращения. Причины образования выделенных генетических групп двойников в целом имеют одну природу. Образованию двойников способствуют напряжения в кристаллической решетке минерала, которые имеют место при кристаллизации вещества, при полиморфных превращениях либо при метаморфических преобразованиях или даже при механическом воздействии на кристалл.

Двойники роста. Согласно исследованиям Л. А. Варданянца, двойники роста зарождаются в одной точке. Дальнейший рост их происходит неодинаково в различных направлениях. Предпочтительный рост двойниковых индивидов осуществляется в направлении, параллельном плоскости срастания. В поперечном сечении индивиды растут до определенно-

то предела, после чего на их поверхностях зарождаются новые двойниковые пластинки.

Комплексные двойники образуются из нескольких центров кристаллизации. Отдельные двойниковые триады, составляющие комплексный двойник, соприкасаются и срстаются после достижения некоторого размера. Закономерное расположение двойниковых триад и комплексных двойниковых триад в комплексных двойниках обусловлено, возможно, тем, что они до момента их соприкосновения и образования системы сростков комплексного двойника были ориентированы в строго закономерном положении относительно друг друга. Ориентировка триад осуществлялась под воздействием каких-то взаимных энергетических полей. Закономерное расположение двойниковых индивидов и триад снижает общее количество энергии пространственной решетки блок-кристалла.

Двойники превращения. В эту группу можно объединить двойники, образовавшиеся в результате напряжений в кристаллическом веществе при полиморфных превращениях и метаморфических преобразованиях. Таким образом, деформационные напряжения в кристаллах, приведшие к образованию двойников, могут быть вызваны внешними факторами (тектоническими процессами или кристаллизационным давлением соседних минералов) и внутренними (полиморфными превращениями, неравномерным остыванием, неравномерным вхождением примесей в пирамиды роста кристаллов).

В практической работе часто приходится иметь дело с механическими двойниками, которые возникают под воздействием одностороннего давления. Наиболее характерны механические двойники для кальцита, у которого двойникование наступает даже при незначительном давлении. Образование двойников кальцита почти всегда отмечается при изготовлении шлифов. Для этого типа двойникования характерно наличие полисинтетических двойников. Особенно часто механические полисинтетические двойники отмечаются в минералах метаморфических пород.

Многие разновидности двойников имеют собственные названия. Они характеризуются закономерными соотношениями элементов двойникования, а также определенными морфологическими и генетическими особенностями. С некоторыми типами двойников плагиоклаза мы познакомимся ниже при рассмотрении принципов работы на столике Федорова.

1.3. ЭПИТАКСИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Эпитаксией называется образование структурно закономерных сростков кристаллов различных веществ. По своей природе эпитаксические образования напоминают двойники, но отличаются от них закономерным срастанием кристаллов разных минеральных видов (рис. 18). Закономерному срастанию веществ способствует сходная структура сеток или рядов пространственных решеток минералов, по которым происходит срастание.

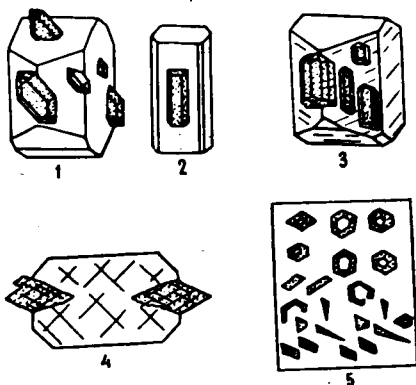


Рис. 18. Эпитаксические образования: 1 — нарастание кристаллов кварца на полевой шпат; 2 — нарастание кристалла ставролита на грань дистена; 3 — нарастание альбита на грань ромбической призмы ортоклаза; 4 — гомоосевые срастания амфибола с пироксеном; 5 — письменный гранит

и самородных элементов. Экспериментальные работы и вышеуказанные факты позволяют считать, что эпитаксия возможна между любыми минералами при создании благоприятных для ее осуществления условий. Эпитаксия проявляется во всех процессах минералообразования — от магматических до гипергенных и является всеобщим процессом.

Соотношения между минералами в эпитаксических срастаниях показывают их неравнозначность. Один минерал рас-

В эпитаксических срастаниях в разной мере устанавливается определенное кристаллохимическое сходство срастающихся минералов. В этом отношении эпитаксия характеризуется некоторой аналогией с изоморфизмом. Природная эпитаксия насчитывает около 400 минеральных срастаний. Наиболее распространенные эпитаксические пары составлены минералами одного класса химических соединений. Однако известны и «экзотические» срастания, например окислов с сульфидами, сульфидов и

тет первым и вырастает в качестве подложки, а другой зарождается на его поверхности или в объеме. Установлено, что эпитаксия связана с активными центрами в подложке, имеющими электрическую природу. Активные центры обладают определенной симметрией, влияющей на закон срастания. Экспериментально выявлено, что влияние активных центров подложки зависит от многих других причин, например от чистоты подложки, температуры.

Нейгауз в 1952 г. предложил использовать эпитаксиальные образования в качестве геотермометров.

1.4. ИЗОТИПНЫЕ СТРУКТУРЫ И ПОЛИМОРФНЫЕ МОДИФИКАЦИИ

В природе нередко встречаются различные химические соединения, образующие кристаллы, построенные по однотипному структурному мотиву. Для структур подобных кристаллов характерны одинаковые координационные числа и отвечающие им полиэдры. Параметры элементарных ячеек или равны, или близки по размерам. Такие соединения получили название *изо*структурных, или *изотипных*. Изотипные структуры характерны для галита и галенита, кальцита, сидерита и родохозита.

Наряду с изотипией нередко отмечается полиморфизм, впервые описанный Э. Митчерлихом в 1821 г. Под полиморфизмом понимается способность химического соединения кристаллизоваться в различных структурных типах. Разные кристаллические формы одного и того же вещества называют модификациями, которые обозначаются от более устойчивых к менее устойчивым формам соответственно буквами α , β , γ и т. д., а также имеют собственные названия. Полиморфные превращения наиболее точно определяются посредством снятия рентгенограмм при переменных температуре и давлении. Различают два типа полиморфных превращений — *монотропные* и *энантиотропные* (табл. 4).

Результаты рентгеновских исследований позволяют выделить следующие виды полиморфизма.

1. Превращения, не связанные с изменением симметрии структуры, но сопровождающиеся тепловым эффектом и скач-

кообразным изменением других свойств. Типичным примером является α — β переход железа при температуре 770 °С с потерей магнитных свойств. Структура обеих модификаций — объемно центрированный куб.

Таблица 4

Типы полиморфных превращений

Вещество	Модификация		
C	<u>Монотропные превращения</u>		
	Алмаз кубический	3000 °С →	Графит гексагональный
WnS	Вюрцит гексагональный	102,4 °С →	Сфалерит кубический
FeS ₂	Марказит ромбический	→	Пирит кубический
CaCO ₃	Арагонит ромбический	400 °С →	Кальцит тригональный
S	<u>Энантиотропные превращения</u>		
	β - сера моноклинная	45,3 °С ↔	α - сера ромбическая
SiO ₂	β - кварц гексагональный	573 °С ↔	α - кварц тригональный
KAlSi ₂ O ₆	β - лейцит тетрагональный	600 °С ↔	α - лейцит кубический

2. Превращения с незначительным изменением симметрии структуры, с сохранением общего мотива структуры (типа координационного многогранника и типа химической связи). Примерами могут служить α — β переходы кварца при 573 °С и α — β переходы кристобалита при 230 °С.

3. Превращения с большими изменениями симметрии структуры (координация атомов остается прежней, но симметрия их расположения изменяется). Примеры: пирит — марказит, сфалерит — вюрцит.

4. Превращения с глубокими изменениями структуры — с изменением морфологии координационных многогранников и типов химических связей. Первоначальная структура вещества полностью разрушается. Показательным примером этого вида полиморфных превращений является переход графита в алмаз.

Отметим, что процесс полиморфных превращений еще недостаточно изучен. В каждом конкретном случае нельзя с уверенностью сказать, какие изменения структуры вещества можно ожидать при соответствующих изменениях физико-химических условий.

1.5. ИЗОМОРФНЫЕ И МОРФОТРОПНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Под изоморфизмом следует понимать способность химических элементов или их групп замещать друг друга в структуре кристалла (минерала) с образованием гомогенных кристаллических смесей переменного состава. К главным факторам, определяющим возможность изоморфного замещения, относятся: размер атомных и ионных радиусов; поляризация ионов и их валентность; пространственный вид координационного полиэдра; тип химической связи; наличие сопутствующих (облегчающих изоморфизм) ионов; термодинамические и химические условия; дефекты кристаллических структур.

Впервые явление изоморфизма было изучено и охарактеризовано Э. Митчерлихом в 1819 г. Затем проблема изоморфизма привлекла внимание химиков, минералогов, геохимиков, кристаллографов, физиков и металловедов. Основные положения изоморфизма рассмотрены в трудах В. М. Гольдшмидта, В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана и их последователей В. А. Франк-Каменецкого, В. И. Лебедева, В. В. Щербины, Г. Б. Бокия, А. А. Ярошевского, В. С. Урусова, А. С. Поваренных.

Различают изовалентный и гетеровалентный изоморфизм. При изовалентном изоморфизме происходит замещение одних ионов другими, имеющими одинаковую валентность. При этом сохраняется число ионов и распределение зарядов в структуре. При гетеровалентном изоморфизме происходит взаимо-

замещение разновалентных ионов. В этом случае ионы находятся в таком соотношении, что электростатический баланс решетки остается неизменным. Сумма положительных ионов должна равняться сумме отрицательных.

В процессе изоморфизма могут появляться как неупорядоченные, так и упорядоченные структуры по характеру распределения атомов в кристаллической решетке. В связи с этим говорят о совершенном и несовершенном изоморфизме, который возможен при гетеро- и изовалентном изоморфизме. Совершенный изоморфизм имеет место в том случае, если взаимозамещающие ионы различаются по величине радиусов ионов не более чем на 10—15%. Несовершенный изоморфизм характерен для веществ, у которых величина радиусов взаимозамещающих ионов лежит в пределах 25—40%. Смешимость таких веществ ограничена.

Наиболее распространенные в земной коре породообразующие минералы, такие, как полевые шпаты, пироксены, амфиболы, являются изоморфными смесями, возникающими в определенных условиях. Полевые шпаты — группа минералов, конечными членами которой являются ортоклаз $KAlSi_3O_8$, альбит $NaAlSi_3O_8$ и анортит $CaAl_2Si_2O_8$. Структура полевых шпатов представляет собой непрерывный трехмерный каркас из тетраэдров SiO_4 и AlO_4 , имеющий отрицательный заряд. Катионы K, Na, Ca, Ba, Sr располагаются в промежутках каркаса. Каркас из тетраэдров обладает упругостью и приспосабливается к различным размерам катионов. В тех случаях, когда катионы имеют крупные размеры (K-1, 33Å; Ba-1, 38Å), сингония полевых шпатов моноклинная, при более мелких размерах катионов (Na — 0,98Å; Ca — 1,04Å) структура изменяется, и сингония становится триклинной. Ортоклаз с альбитом образует ограниченные изоморфные смеси — щелочные полевые шпаты. При температуре выше 600 °C эта серия непрерывна, но в условиях медленного охлаждения взаимная растворимость компонентов прекращается. В результате гомогенные кристаллы распадаются с образованием взаимно прорастающих фаз (пертитов и антипертитов). В отличие от щелочных полевых шпатов между альбитом и анортитом возможна совершенная смесь гетеровалентного типа, называемая плагиоклазом.

Морфотропия — закономерное изменение кристаллической формы и структуры в зависимости от закономерного изменения химического состава при изоморфном замещении.

Морфотропные превращения могут происходить скачкообразно (карбонаты) и постепенно (ортосиликаты). Морфотропные превращения этих групп минералов проиллюстрированы в табл. 5. Гольдшмидт рассматривал полиморфизм как частный случай морфотропии.

Таблица 5

Морфотропные превращения карбонатов и ортосиликатов

Радиус катиона, Å	0,74	0,83	0,80	0,91	1,04	1,20	1,26	1,38
Тригональные карбонаты	$MgCO_3$	$ZnCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	$CaCO_3$			
Ромбические карбонаты, Å					$CaCO_3$	$SiCO_3$	$PbCO_3$	$BaCO_3$
Радиус катиона, Å	0,78	0,83	0,91	0,91 - 0,83	0,83	0,34		
Ромбические ортосиликаты	Mg_2SiO_4	Fe_2SiO_4	Mn_2SiO_4	$(Mn, Zn)_2SiO_4$				
Тригональные ортосиликаты					$(Zn, Mn)_2SiO_4$	$ZnSiO_4$	Be_2SiO_4	

Примечание: стрелками показаны направления изменения химического состава при изоморфном замещении.

Под твердыми растворами внедрения подразумеваются образования, у которых атомы одного элемента не замещают атомы другого в кристаллической решетке, а располагаются в промежутках между ними. Это возможно в том случае, если размеры атомов обоих компонентов резко отличаются друг от друга и могут иметь различные типы химических связей. Типичный раствор внедрения — сталь (раствор углерода в железе). В качестве твердых растворов внедрения следует рассматривать все соединения с цеолитной водой. Если у цеолита удалить кристаллизационную воду, то структура его сохраняется, а вакансии могут быть заняты другими веществами. Минералы с такой структурой обладают адсорбирующими свойствами и широко используются в промышленности в качестве отбеливателей, изоляционного материала и т. п.

1.6. ПСЕВДОМОРФОЗЫ

Псевдоморфозами называются минеральные тела, имеющие форму кристалла одного вещества, а химический состав другого. Явление замещения одного минерального образования другим с сохранением формы называется псевдоморфизмом. Различают псевдоморфозы выполнения и псевдоморфозы замещения. Псевдоморфозы выполнения образуются при заполнении минералом пустот после полного выщелачивания первичного минерала или отрицательных кристаллов (пустот, соответствующих кристаллическим формам минерала). Псевдоморфозы замещения формируются в процессе взаимодействия растворов с первичным минералом и образованием на его месте нового минерала. Встречаются псевдоморфозы полного или неполного замещения. При неполном замещении реликтовый минерал обычно сохраняется в центральных частях кристалла. В минералогической терминологии различаются особые разновидности псевдоморфоз: параморфозы и периморфозы.

Параморфозы — псевдоморфозы с сохранением химического состава исходного минерала, например при замещении анатаза рутилом, марказита пиритом и т. д.

Периморфозы (облегчающие псевдоморфозы) — образования, в которых одно минеральное вещество покрыто тонкой кристаллической оболочкой другого, причем настолько тонкой, что полностью сохраняется форма покрытого вещества. Периморфозами П. В. Еремеев называл также образования, у которых псевдоморфизация начиналась с середины кристаллов и постепенно распространялась к периферии.

Глава 2

ГЛАВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ КРИСТАЛЛОПТИКИ

2.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗАКОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СВЕТА

Свет — сложное природное явление, имеющее двойственную природу. Во-первых, это непрерывный поток фотонов с определенной энергией и количеством движения, во-вторых — волновое электромагнитное колебание, возникающее при изменении напряженности электрического и магнитного векторов. Оба вектора равны между собой, взаимно перпендикулярны к направлению распространения света.

Энергия фотона легко фиксируется в микромире и широко используется в генераторах света. Явления, наблюдаемые под микроскопом, связаны с волновыми свойствами света, которые лежат в основе кристаллооптического метода.

Обыкновенный, или естественный свет (прямой солнечный и накаливаемых твердых тел) характеризуется изменением в каждую единицу времени направления колебаний электрического и магнитных векторов. Одновременно происходит поступательное и вращательное движение векторов с постоянной скоростью колебания. Геометрически свет представляет собой две неразрывно связанные, взаимно перпендикулярные синусоиды колебаний электрического и магнитного векторов напряженности. В каждую единицу времени на-

правление колебания закономерно меняется. Если распространение света направлено от наблюдателя, то колебание векторов изменяется по часовой стрелке. Световые электромагнитные колебания, как и все гармонические, характеризуются периодом колебания, частотой, амплитудой, фазой колебаний, длиной волны. Ньютон в 1762 г. экспериментально установил, что естественный (белый) свет, проходя через стеклянную призму, разлагается на спектр, состоящий из множества лучей разного цвета (от красного до фиолетового), которые постепенно переходят один в другой. Все многообразие цветов спектра удобно разделить на 8 интервалов: фиолетовый, синий, голубой, зеленый, зелено-желтый, желтый, оранжевый,

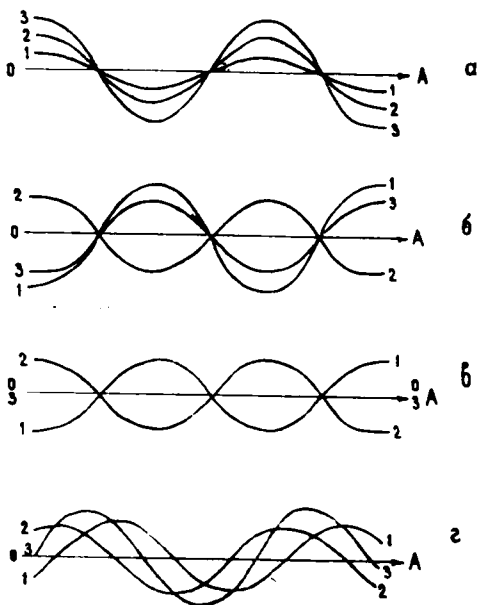


Рис. 19. Интерференция волн 1, 2, 3: а — при разности хода, равной четному числу полуволин; б — при разности хода, равной нечетному числу полуволин; в — то же, что в б, но амплитуды интерферирующих колебаний равны; г — при разности хода, не равной целому числу полуволин

красный. Длины монохроматических волн спектра видимого света находятся в интервале 380—780 нм.

Световой луч — прямая, по которой электромагнитные колебания света распространяются от центра, где зародился этот свет.

Поверхность световой волны представляет собой мнимую поверхность, фиксирующую положение световой волны в среде в данный момент времени. В оптике широко пользуются понятиями плоской, шаровой и сложной волновой поверхностей.

Шаровая волна. Свет от источника в пустоте и телах, оптически изотропных, распространяется во все стороны с одинаковой скоростью. Следовательно, в любой момент фронт световой волны будет представлять шаровую поверхность.

Плоская волна — фронт шаровой волны бесконечно большого радиуса.

Сложная волновая поверхность. В анизотропных кристаллических веществах свойства зависят от направления. Скорость света в таких телах меняется в зависимости от направления. Для анизотропных веществ волновая поверхность представляется сложной двойной поверхностью. Для кристаллов средних и низших сингоний волновые поверхности имеют разный вид и будут рассмотрены ниже.

Интерференция света. Взаимодействие световых волн одинаковой длины при распространении в одном направлении называется интерференцией. В зависимости от фаз колебания и разности хода интерферируемые волны могут усиливаться или гаситься (рис. 19).

Законы отражения и преломления света. При падении на плоскую и гладкую поверхность раздела двух прозрачных изотропных сред свет отражается по следующим законам: 1) падающий и отраженный лучи лежат в одной плоскости с нормалью к отражающей поверхности; 2) угол падения φ_1 равен углу отражения φ_2 (рис. 20).

При прохождении через плоскую границу раздела двух сред свет преломляется по законам: 1) луч падающий и луч преломленный лежат в одной плоскости с нормалью к преломляющей поверхности; 2) отношение синуса угла падения к

синусу угла преломления есть величина постоянная для данной пары сред, не зависящая от угла падения:

$$\sin i / \sin r = n_{12}.$$

Величина n_{12} называется показателем преломления среды 2 относительно среды 1. Если говорят о показателе преломления какой-либо среды, не указывая другую, то имеют в виду показатель преломления данной среды относительно пустоты. В этом случае показатель преломления обозначается буквой n без индексов. Для идеально прозрачных сред показатель преломления является величиной больше единицы. Относительный показатель преломления двух сред может быть меньше единицы. Показатель преломления пустоты равен единице, а показатель преломления воздуха близок к единице.

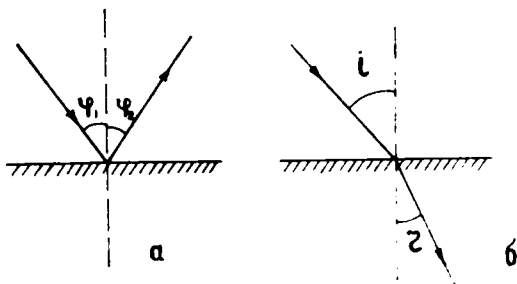


Рис. 20. Отражение (а) и преломление (б) светового луча на границе двух сред

Если луч света проходит последовательно через несколько сред (1, 2, 3, 4), то показатель преломления последней среды относительно первой равен $n_{14} = n_{12} \cdot n_{23} \cdot n_{34}$.

Показатель преломления среды находится в определенной зависимости от скорости распространения в ней света. Скорость распространения света зависит от оптической плотности среды. При переходе света из одной среды в другую на границе их раздела скорость его распространения изменяется. Если луч падает нормально к границе раздела сред, то также происходит изменение скорости распространения. Если

же луч падает косо к границе раздела сред, то он меняет скорость и направление распространения. Показатели преломления двух сред обратно пропорциональны скоростям распространения света в этих средах: $n_1/n_2 = v_2/v_1$.

Закон преломления света на границе двух сред называется законом Снеллиуса-Декарта и в общем виде выглядит следующим образом:

$$\sin i / \sin r = v_1 / v_2 = \text{const.}$$

Для данных двух сред отношение синуса угла падения к синусу угла преломления есть величина постоянная, равная отношению скорости распространения света в среде 1 (v_1) к скорости распространения света в среде 2 (v_2).

Вывод формулы показателя преломления. Явление преломления света было известно еще до нашей эры. Евклид (III в. до н. э.) утверждает: «Если какой-либо предмет поместить на дно сосуда и удалить сосуд от глаз наблюдателя настолько, что предмет не будет виден, то он вновь станет виден на этом расстоянии, если сосуд залить водой» (рис. 21). Птолемей (II в. до н. э.) пытался экспериментально установить зависимость между углами, которые образуют-

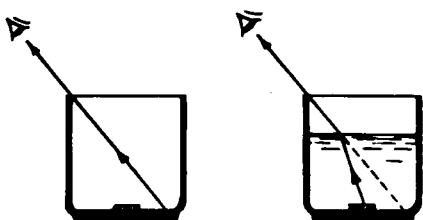


Рис. 21. Преломление света на границе вода — воздух

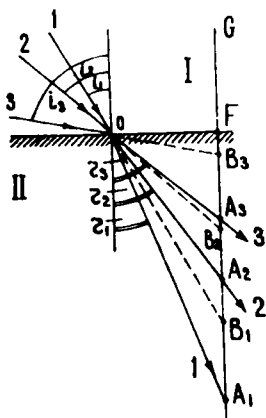


Рис. 22. Графический вывод закона преломления по Снеллиусу

ся падающим и преломленным лучами с перпендикуляром к границе раздела сред. Птолемию не удалось найти правильный закон преломления света.

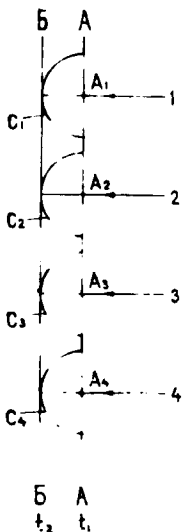


Рис. 23. Поверхности световых волн: AA и BB — фронт распространения световых волн 1, 2, 3, 4 в момент времени t_1 и t_2 ; C_1, C_2, C_3, C_4 — вторичные сферические волны, возникшие в точках A_1, A_2, A_3, A_4 на фронте плоской волны AA

Снеллиус в 1618 г. математически сформулировал закон преломления света (рис. 22). По рисунку видно, что $OA_1/OB_1 = OA_2/OB_2 = OA_3/OB_3 = \text{const}$, $OA_1 \cdot \sin r_1 = FO$ и $OB_1 \cdot \sin i_1 = FO$, а в этом случае $\sin i/\sin r = \text{const}$.

Независимо от Снеллиуса Р. Декарт сформулировал этот закон на основе предположения о различии скорости света в разных средах, получив следующую зависимость: $\sin i/\sin r = v_2/v_1$. Интересно, что он вывел закон преломления, используя ошибочное предположение о возрастании скорости света при переходе из воздуха в более плотную среду.

В настоящее время широко используется вывод показателя преломления на основе принципа Х. Гюйгенса: каждая точка, до которой доходит световое возбуждение, становится в свою очередь центром вторичных сферических волн; поверхность, огибающая в некоторый момент времени эти вторичные волны, указывает положение к этому моменту времени фронта распространяющейся волны (рис. 23).

На рис. 24 представлена суть вывода закона, предложенного Х. Гюйгенсом. На поверхность PP_1 , разделяющую две среды, например, воздух и воду, падает плоская световая волна, характеризующаяся углом падения i . Обозначим скорость света в первой среде (в воздухе) v_1 , а во второй (в воде) — v_2 , при этом $v_1 > v_2$. Стрелками показаны четыре световых луча (1, 2, 3, 4), штриховой линией A_1B_1 — положение волнового фронта в момент, когда луч 1 достигает границы раздела сред (PP_1). В тот же момент точка A_1 превращается, по Гюйгенсу, в источник вторичной сферической волны. Полуокружностью с центром A_1 изображен фронт рассматриваемой сферической волны через промежуток време-

ны

ни Δt , в течение которого луч 4 проходит расстояние от B_1 до A_4 . Очевидно, что

$$\Delta t = B_1 A_4 / v_1 = A_1 B_1 / v_2.$$

В момент, когда луч 2 достигает границы раздела сред, источником вторичной волны становится точка A_2 . Полуокружность с центром A_2 есть фронт этой волны через промежуток времени Δt_2 , в течение которого луч 4 проходит расстояние от B_2 до A_4 :

$$\Delta t_2 = B_2 A_4 / v_1 = A_2 B_2 / v_2.$$

Таким же образом получаем в промежуток времени Δt_3 соотношение

$$\Delta t_3 = B_3 A_4 / v_1 = A_3 B_3 / v_2.$$

Прямая $B_1 A_4$ является фронтом волны преломленного света в момент времени, когда луч 4 достигает границы раздела сред. Из рис. 24 видно, что $\sin i = B_1 A_4 / A_1 A_4$, $\sin r = A_1 B_1 / A_1 A_4$ и, следовательно, $\sin i / \sin r = B_1 A_4 / A_1 B_1$.

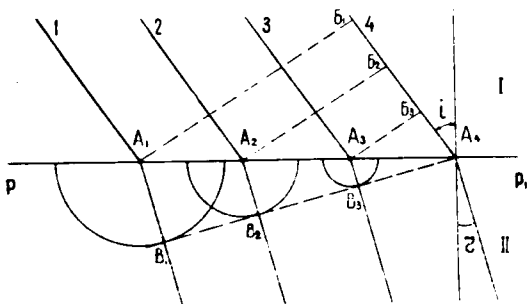


Рис. 24. Вывод закона преломления по Гюйгенсу

Используя (1), получаем выражение $\sin i / \sin r = v_1 / v_2 = n_{12} = \text{const}$, отражающее закон Снеллиуса-Декарта.

Явление полного внутреннего отражения возникает при переходе света из среды с большим показателем преломления N в среду с меньшим показателем преломления n . При некотором предельном угле падения φ преломленный луч скользит по границе раздела. Если угол падения

света больше предельного, то он не выходит за границу раздела, а отражается (рис. 25), причем угол падения равен углу отражения. Чем больше разница между показателями преломления сред, тем меньше угол, при котором имеет место полное внутреннее отражение. Этим явлением обусловлено возникновение яркой световой полосы со стороны вещества с большим показателем преломления.

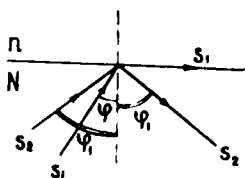


Рис. 25. Явление полного внутреннего отражения

Поляризованный свет характеризуется тем, что колебания световых волн совершаются только в определенной плоскости. Плоскость, в которой осуществляется колебание световых волн, называется плоскостью колебаний, а перпендикулярная к ней — плоскостью поляризации (рис. 26).

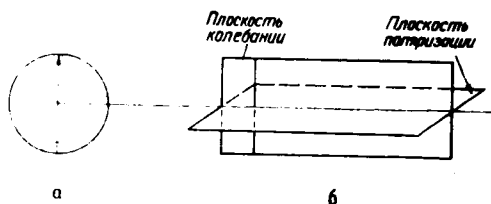


Рис. 26. Схема электромагнитных колебаний плоскополяризованного света; а — поперечное сечение; б — взаиморасположение плоскостей поляризации и колебаний

Естественный свет не поляризован. Обыкновенный свет преобразуется в поляризованный при отражении и преломлении от границы двух прозрачных тел при косом падении на нее (рис. 27). Относительное количество проходящего поляризованного света возрастает при повторном преломлении. На этом основано употребление стопки стекол в качестве поляризатора для получения почти полностью поляризованного света. Полная поляризация отраженных лучей достигается в случае, когда отраженный и преломленный лучи образуют между собой прямой угол. Угол падения луча называется уг-

лом полной поляризации, или углом Брюстера, — по имени ученого, установившего этот закон в 1815 г.

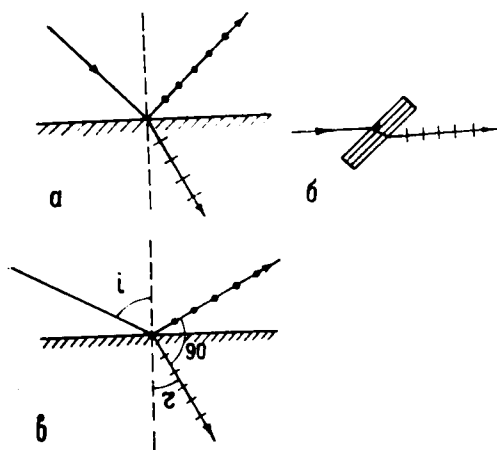


Рис. 27. Поляризация света: а — при отражении и преломлении (простая прямолинейная стрелка — неполяризованный свет; поляризованный луч с колебаниями в плоскости бумаги — стрелка с поперечными штрихами; поляризованный луч с колебаниями, нормальными к плоскости бумаги — стрелка с точками), б — поляризация света стопкой стеклянных пластинок; в — полная поляризация отраженных лучей, при угле падения Брюстера

Изотропные и анизотропные вещества. В зависимости от внутреннего строения все вещества делятся на оптически изотропные и оптически анизотропные. К первым относятся аморфные вещества и кристаллы кубической сингонии, а ко вторым — кристаллы средних и низших сингоний. В минералах кубической сингонии параметры элементарной ячейки равны между собой: $a_x = a_y = a_z$. Этим обусловлены равные скорости и преломление света по всем направлениям. В кристаллах средних сингоний $a_x = a_y \neq a_z$, поэтому скорости и показатели преломления света по направлениям X и Y равны, но отличны по направлению Z. В кристаллах низших син-

гоний все три параметра неравнозначны $a_x \neq a_y \neq a_z$, следовательно, показатели преломления по разным кристаллографическим направлениям различны.

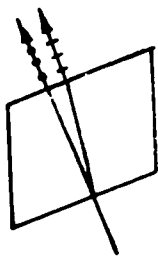


Рис. 28. Двупреломление света в ромбическом кристалле исландского шпата

Двойное лучепреломление, или двупреломление, возникает при прохождении света через кристаллы средних и низших сингоний. Свет в кристаллах разлагается на две волны, электромагнитные колебания которых совершаются во взаимно перпендикулярных плоскостях с различными скоростями. Эти волны имеют неодинаковые показатели преломления (рис. 28).

Этот эффект обнаружен датским ученым Э. Бартолином в 1669 г. Рассматривая небольшие предметы на листе бумаги через кристалл исландского шпата, он заметил два изображения. При вращении кристалла одно изображение остается неподвижным, а второе описывает окружность. Луч, который прошел через кристалл, не меняя направления, назван обыкновенным (o — ordinary). Другой луч имеет переменный показатель преломления, его назвали необыкновенным лучом — e (extraordinary). Показатель преломления необыкновенного луча обозначили n_e .

2.2. ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КРИСТАЛЛОВ

Для объяснения оптических свойств минералов широко используются геометрические модели оптических свойств кристаллических веществ, построенные исходя из волновой природы света. В петрографической практике для понимания оптических явлений, наблюдаемых в кристаллах под микроскопом, обычно пользуются понятием оптической индикатрисы, реже — волновой поверхности и скиндромы.

ВОЛНОВЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Волновые поверхности в кристаллах в зависимости от категорий симметрии имеют различную форму, обусловленную неодинаковой скоростью распространения света по всем направлениям и явлениям дупреломления. У кристаллов кубической сингонии нет единичных направлений, и оптически они представляют собой изотропные тела. Свет в них распространяется во всех направлениях с одинаковой скоростью, и волновая поверхность имеет форму шара.

Кристаллы средних сингоний (тригональной, тетрагональной и гексагональной) анизотропные. Для них волновая поверхность описывается сложной двойной поверхностью. Она представляет собой комбинацию шара и эллипсоида. Длина оси вращения эллипсоида равна диаметру шара. Здесь возможны два случая: 1) шар описан вокруг вытянутого эллипсоида вращения (рис. 29), кристаллы при этом называются оптически положительными; 2) шар вписан в эллипсоид вра-

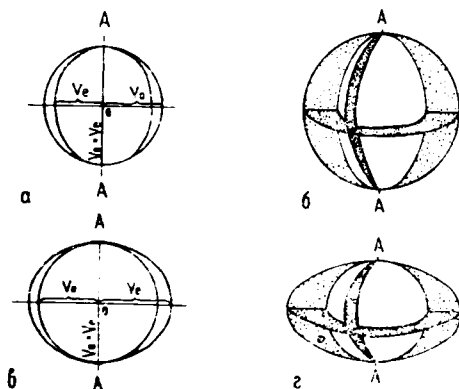


Рис. 29. Волновая поверхность для кристаллов средних сингоний: а — главное сечение волновой поверхности оптически положительного кристалла; б — общий вид волновой поверхности оптически положительного кристалла; в — главное сечение волновой поверхности оптически отрицательного кристалла; з — общий вид волновой поверхности кристалла; V_o — скорость распространения обыкновенной волны, V_e — необыкновенной волны

щения, кристаллы, имеющие такую волновую поверхность, называются оптически отрицательными. (К наиболее распространенным оптически положительным относится кварц, а оптически отрицательным — кальцит, нефелин).

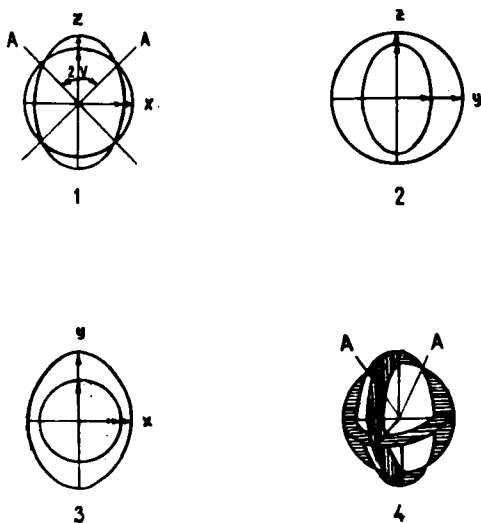


Рис. 30. Волновая поверхность для кристаллов низших сингоний: 1, 2, 3 — главные сечения поверхности, 4 — общий вид поверхности

Из вышесказанного следует, что при распространении света в одноосных кристаллах по каждому направлению идут две волны — одна шаровая, другая эллиптическая. Шаровая волна и соответствующие ей лучи называются обыкновенными (o). Скорость их распространения во всех направлениях одинакова. Эллиптическая волна и соответствующие ей лучи называются необыкновенными (e). Скорость их распространения в кристалле зависит от направления. В кристаллах средних сингоний есть только одно направление, в котором скорости обыкновенного и необыкновенного лучей равны. Это направление называется оптической осью. Луч света, идущий в кристалле вдоль оптической оси, не раздваивается на обыкновенный и необыкновенный. Луч света, идущий в кристалле

перпендикулярно к оптической оси, раздваивается на два луча, имеющих максимальную разницу в скоростях распространения. В отрицательных кристаллах $v_o < v_e$, а в положительных $v_o > v_e$.

Кристаллы низшей категории симметрии (ромбическая, моноклиная, триклинная) имеют более сложную волновую поверхность, чем кристаллы средней категории. В них есть три взаимно перпендикулярные плоскости симметрии. Сечения по этим плоскостям представлены кругами и эллипсами (рис. 30). Внешняя поверхность в четырех местах имеет воронкообразные углубления. В этих участках она касается внутренней поверхности. Через эти точки и центр проходят две оптические оси, поэтому кристаллы низших сингоний называются оптически двуосными. Свет, проходящий через кристаллы низших сингоний, раздваивается, но в отличие от кристаллов средних сингоний оба луча являются необыкновенными.

ПОНЯТИЕ О СКИДРОМАХ, ИЛИ ИЗОГИРАХ

Скидромы — линии направлений колебания волн, спроектированные с поверхности шара на плоскость (рис. 31).

Для получения скидром представим выточенный из кристалла шар, в центре которого находится точечный источник света. Через каждую точку поверхности будут проходить два луча со взаимно перпендикулярными колебаниями. Нанесем на поверхность шара направления этих колебаний. В крис-

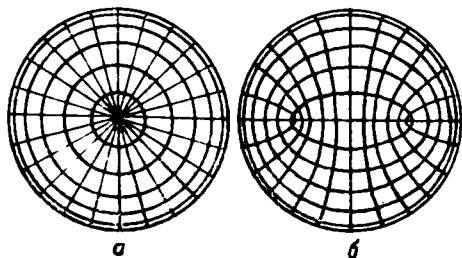


Рис. 31. Скидромы: *а* — одноосного кристалла;
б — двуосного кристалла

таллах средних сингоний необыкновенные лучи колеблются в направлении меридиональных дуг, пересекающихся в двух диаметрально противоположных точках — выходах оптических осей. Обыкновенные лучи колеблются в направлении кругов, пересекающих меридианы под прямым углом. В кристаллах низших сингоний оба луча необыкновенные, они колеблются в направлении взаимно перпендикулярных сферических эллипсов.

Понятие о скиндромах иногда используют для объяснения коноскопических фигур. Но для этой цели, как указывал В. Н. Лодочников, вполне достаточно и оптической индикатрисы.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОПТИЧЕСКОЙ ИНДИКАТРИСЕ

По предложению Г. Френеля, для оптического анализа кристаллов используют поверхности, называемые индикатрисами.

Оптическая индикатриса — вспомогательная поверхность, имеющая форму шара или эллипсоида. Каждый радиус — вектор индикатрисы — пропорционален величине показателя преломления волны, колебания которой совершаются в направлении этого вектора. Свет распространяется перпендикулярно направлению колебания волн. Оси эллиптического сечения индикатрисы — единственные направления, вдоль которых колеблются световые волны в данном сечении кристалла.

Оптическая индикатриса кристаллов кубической сингонии и аморфных веществ имеет форму шара. Лучи света, проходящие через аморфные вещества и кристаллы кубической сингонии, распространяются с одинаковой скоростью независимо от направления. Величиной, характеризующей шаровые индикатрисы, является их радиус, отвечающий показателю преломления n . Естественно, что относительно элементов симметрии кубических кристаллов шаровая индикатриса ориентирована произвольно. Оптическая индикатриса формы шара характерна для стекол, шпинели и др. минералов кубической сингонии.

Оптическая индикатриса кристаллов средних сингоний (тригональной, тетрагональной, гексагональной) имеет форму эллипсоида вращения, полученного

вращением эллипса вокруг одной из осей. Если эллипсоид образован вращением эллипса вокруг большой оси, то он отвечает оптически положительному кристаллу. Если эллипсоид образован вращением вокруг меньшей оси, то он отвечает оптически отрицательному кристаллу (рис. 32). Главные элементы эллипсоида вращения (оптической индикатрисы кристаллов средних сингоний) следующие: 1) оси N_g и N_p , расположенные взаимно перпендикулярно, отвечающие большому n_g и меньшему n_p показателям преломления; 2) плоскости $N_g N_p$ — эллипс и $N_p N_p$ — круг, расположенные перпендикулярно относительно друг друга; 3) оптическая ось вращения эллипсоида, совпадающая с N_g в случае оптически положительного кристалла и совпадающая с N_p в случае оптически отрицательного кристалла; при прохождении луча света в направлении оптической оси двойного лучепреломления не происходит.

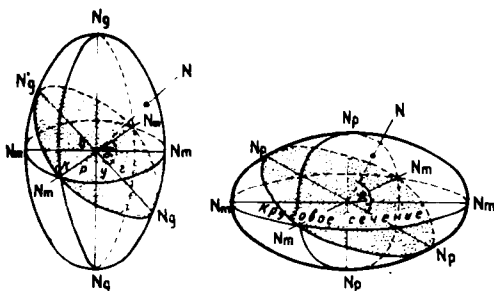


Рис. 32. Оптическая индикатриса кристаллов средних сингоний: слева — оптически положительного; справа — оптически отрицательного

Все остальные сечения индикатрисы являются частными, промежуточными. Они представляют собой эллипсы, оси которых меньше N_g и равны N_p в оптически положительных, а в оптически отрицательных кристаллах — равны N_g и больше N_p .

Таким образом, при прохождении света перпендикулярно первому главному сечению $N_g N_p$ свет поляризуется — расщепляется на две волны, имеющие скорости распространения и показатели преломления, пропорциональные осям эллипса. Колебания этих волн происходят во взаимно перпендикуляр-

ных плоскостях. При прохождении света в направлении, перпендикулярном оптической оси, поляризации света не наблюдается. В кристаллах средних сингоний оптическая индикатриса ориентирована так, что оптическая ось (ось вращения эллипсоида) совпадает с кристаллографическими осями высших порядков: L_3 — для тригональной сингонии, L_4 — для тетрагональной, L_6 — для гексагональной.

Оптическая индикатриса кристаллов низших сингоний (ромбической, моноклинной, триклинной) имеет форму трехосного эллипсоида с тремя неравными взаимно перпендикулярными осями (N_g , N_m и N_p), пропорциональными трем главным показателям преломления — n_g , n_m , n_p (рис. 33). Геометрия трехосного эллипсоида определяется:

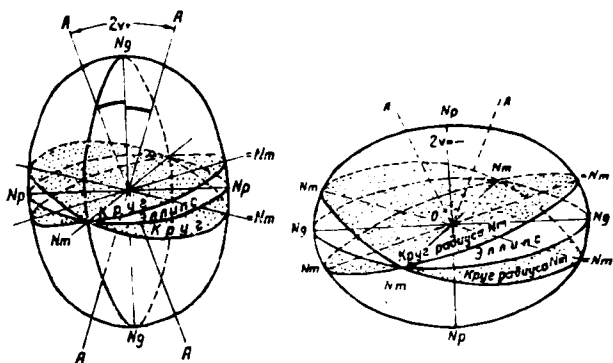


Рис. 33. Оптическая индикатриса кристаллов низших сингоний: слева — оптически положительного; справа — оптически отрицательного

1) осями N_g , N_m , N_p ; 2) взаимно перпендикулярными тремя главными сечениями ($N_g N_p$, $N_g N_m$, $N_m N_p$) и двумя круговыми сечениями $N_m N_m$. Перпендикуляры к $N_m N_m$ являются оптическими осями A , лежащими в плоскости $N_g N_p$. Плоскость $N_g N_p$ иногда именуется плоскостью оптических осей. Угол между оптическими осями называется углом оптических осей $2V$. Если острой биссектрисой угла $2V$ является ось N_g , то кристалл оптически положительный, а если острой биссектрисой угла $2V$ является ось N_p , то кристалл оптически отрицателен. При $2V = 90^\circ$ кристалл оптически нейтрален.

**Ориентировка
индикатрисы
в кристаллах
различных сингоний**

Под ориентировкой оптической индикатрисы в кристаллах понимается взаимное расположение кристаллографических осей и осей индикатрисы. Кристаллы разных сингоний характеризуются определенной ориентировкой индикатрисы, поэтому она является важной диагностической константой минералов (рис. 34).

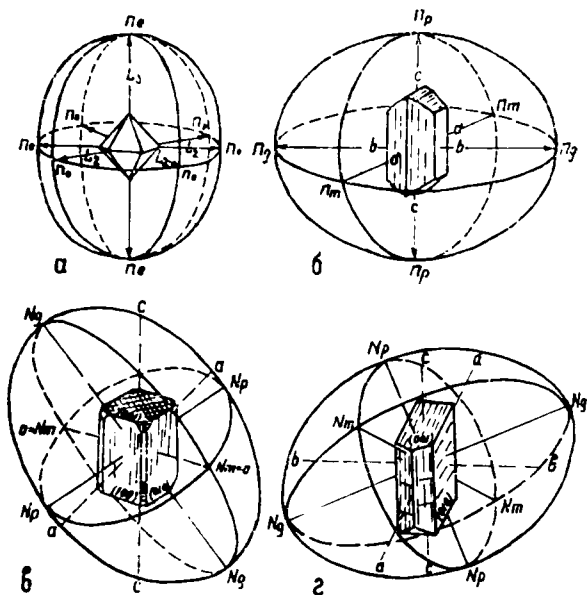


Рис. 34. Ориентировка оптической индикатрисы в кристаллах различных сингоний: а — средних сингоний; б — ромбической сингонии; в — моноклинной; г — триклинной

В кристаллах кубической сингонии оптическая индикатриса имеет форму шара, поэтому ее ориентировка относительно кристаллографических направлений произвольная. В кристаллах средних сингоний индикатриса представляет собой эллипсоид вращения. Ось вращения (N_0 или N_e) совпадает с кристаллографической осью высшего порядка (L_3 , L_4 или L_6).

В кристаллах низших сингоний индикатриса — трехосный эллипсоид, она характеризуется тремя единичными направлениями. Ориентировка эллипсоида зависит от симметрии кристалла.

В кристаллах ромбической сингонии кристаллографические оси a , b и c взаимно перпендикулярны, углы $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$. Оси N_g , N_m , N_p совпадают с кристаллографическими осями. Индивидуальность совмещения тех или иных осей индикатрисы с кристаллографическими осями однозначна для минерального вида и является его константой.

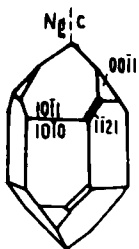
В кристаллах моноклинной сингонии углы между кристаллографическими осями $\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$. Вторая кристаллографическая ось перпендикулярна плоскости, в которой лежат оси a и c . С осью b чаще всего совпадает N_m , а оси N_g и N_p образуют некоторый угол с осями c и a . Для каждого моноклинного минерала необходимо указывать наименование оси индикатрисы, совпадающей с осью b , и угол между осями c и индикатрисы.

В кристаллах триклинной сингонии все углы не равны между собой $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$. Кристаллографические оси не совпадают с осями эллипсоида. Величины углов между кристаллографическими осями и ближайшими к ним осями индикатрисы являются индивидуальными диагностическими особенностями минералов триклиной сингонии.

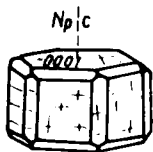
На рис. 35, 36, 37, 38 приведены примеры ориентировки оптического эллипсоида в некоторых порообразующих минералах.

Правило индикатрисы В. Н. Лодочников предложил правило индикатрисы, которое помогает наглядно представить и понять оптические свойства минералов в различных сечениях. Сущность правила заключается в следующем. Оптические свойства минерала в наблюдаемом сечении характеризуются центральным сечением индикатрисы, перпендикулярным направлению светового луча. Таким образом, любая точка кристалла принимается за центр индикатрисы, потому что центральное сечение индикатрисы и параллельные ему характеризуют одинаковые оптические свойства кристалла в этих сечениях.

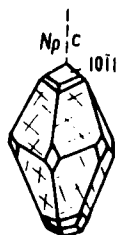
Зная тип индикатрисы, ориентировку ее в кристалле и применяя правило В. Н. Лодочникова, легко понять и объяснить оптические свойства разных сечений минерала. Луч света, проходящий через кристалл, выявляет оптические свойства



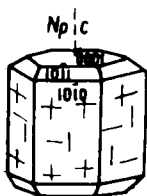
β-кварц



Нефелин



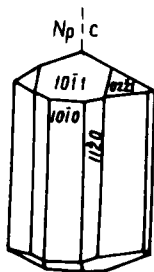
Кальцит



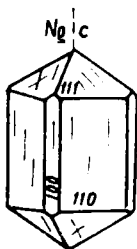
Апатит



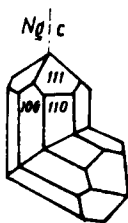
Циркон



Турмалин

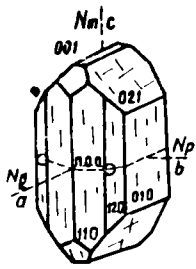


Рутил

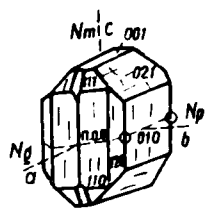


Рутил

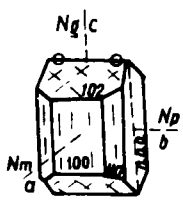
Рис. 35. Ориентировка оптического эллипсоида в порообразующих минералах средней категории симметрии



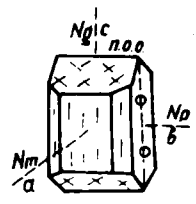
Форстерит



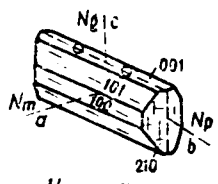
Фаялит



Энстатит



Гиперстен



Цоизит

Рис. 36. Ориентировка оптического эллипсоида в породообразующих минералах ромбической сингонии

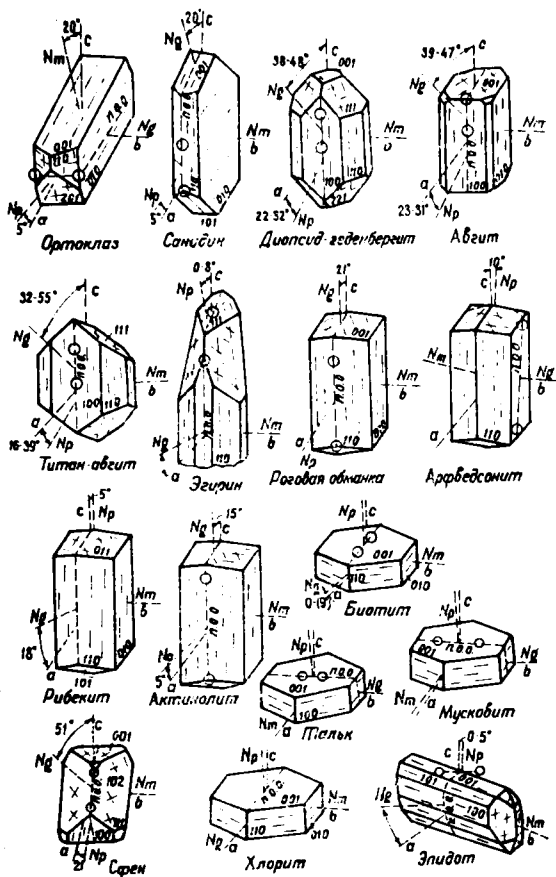
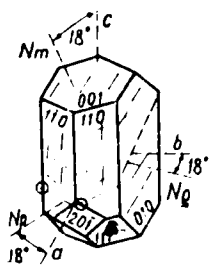
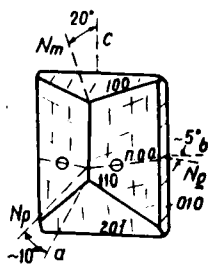


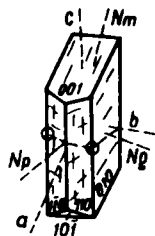
Рис. 37. Ориентировка оптического эллипсоида в порообразующих минералах моноклинной сингонии



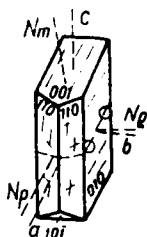
Микроклин



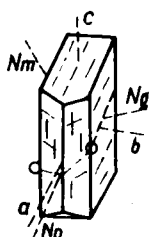
Анортотлаз



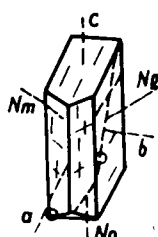
Альбит



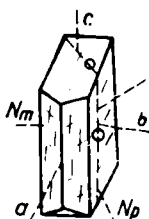
Олиготлаз



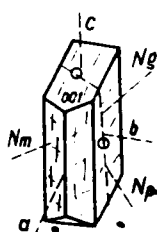
Андезин



Лабрадор



Битовнит



Анортит

Рис. 38. Ориентировка оптического эллипсоида в породообразующих минералах триклинной сингонии

ва кристаллов, которые обусловлены центральным сечением индикатрисы, перпендикулярным направлению луча (рис. 39). Оптические свойства кристаллов изучают в главных сечениях индикатрисы. Во всех остальных сечениях выявляют промежуточные оптические свойства. Знание геометрии оптической индикатрисы, ее ориентировки в кристалле и правильное применение правила индикатрисы лежит в основе кристалло-оптического метода изучения минералов.

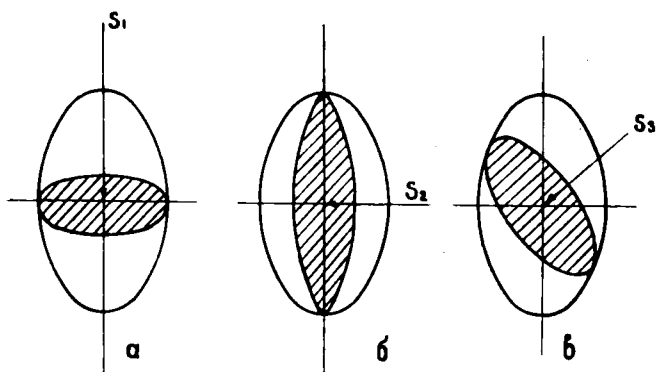


Рис. 39. Иллюстрация к правилу индикатрисы В. Н. Лодочникова: а, б, в — сечения индикатрисы, которые встречают различно направленные лучи S_1 , S_2 , S_3

Луч света, проходящий через изотропный кристалл или вдоль оптической оси анизотропного, встречает на своем пути круговое сечение индикатрисы. Это сечение характеризуется отсутствием двупреломления. Луч света, идущий перпендикулярно оптической оси одноосного кристалла или плоскости оптических осей двuosного кристалла, встречает эллиптическое сечение индикатрисы с максимальной разницей осей эллипсоида. Оси эллипсоида — единственные направления, вдоль которых колеблются световые волны. Величины осей эллиптического сечения пропорциональны показателям преломления для данного сечения. Это сечение характеризуется наибольшим двупреломлением минерала.

В частных сечениях кристаллов средних сингоний один показатель преломления имеет всегда постоянное значение, а другой — переменное. Для минералов низших сингоний част-

ные сечения являются эллипсами с переменными (частными) величинами осей, а значит, и показателей преломления. В двусных кристаллах сечение, перпендикулярное оптической оси, характеризуется радиусом-вектором, пропорциональным показателю преломления n_m .

2.3. КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКИЕ ДИСПЕРСИИ

Под дисперсией в оптике понимают изменение оптических явлений и их параметров у веществ в зависимости от длины волны применяемого света.

В петрографическом микроскопе используется поляризованный белый свет, который состоит из множества монохроматических лучей с длинами волн от 360 до 780 нм. В связи с этим дисперсии имеют место в оптических явлениях, происходящих в кристаллах. Кристаллооптические дисперсии иногда используют для диагностики минералов, но нередко они мешают определению оптических констант минералов. В последнем случае обычно применяют монохроматический свет. В петрографии наиболее детально изучены и описаны качественные явления, связанные с дисперсией света, а количественные характеристики дисперсии для многих свойств применительно к минералам исследованы не в полной мере.

При диагностике минералов на основе изучения их оптических свойств необходимо учитывать и использовать: дисперсии показателей преломления, дисперсии двупреломления, дисперсии оптических осей, дисперсии главных осей индикатрисы.

В оптически однородных (изотропных) веществах индикатрисы, отражающие оптические свойства кристаллов для разных световых волн, рассеяны и геометрически представляют собой шаровые поверхности, вписанные одна в другую. Здесь имеет место только дисперсия показателей преломления. Так, для кристаллов каменной соли при изменении применяемого света показатели преломления меняются следующим образом:

красный свет (687 нм) = 1,5394,
красный свет (656 нм) = 1,5407,
оранжевый свет (589 нм) = 1,5443,
голубой свет (486 нм) = 1,5534,

синий свет (431 нм) = 1,5616,
фиолетовый свет (397 нм) = 1,5690.

В одноосных кристаллах световые явления гораздо сложнее, и оптические индикатрисы световых волн разной длины геометрически отличаются друг от друга по величине оптической оси и радиусу круговых сечений. В связи с этим можно построить столько различных индикатрис, сколько имеется длин волн, причем относительные величины радиусов-векторов этих индикатрис различны по разным направлениям. Следовательно, для кристаллов средних сингоний имеют место дисперсии показателей преломления и двупреломления.

В двuosных кристаллах оптические индикатрисы для каждой световой волны имеют различную форму эллипсоидов, причем в ромбических кристаллах биссектрисы и оптическая нормаль N_m по направлению совпадают для всех световых волн, тогда как по размерам они диспергируют. Поскольку угол оптических осей $2V$ зависит от величин главных осей индикатрисы, то направления оптических осей для волн разной длины могут не совпадать друг с другом. Таким образом, в кристаллах низших сингоний имеют место дисперсии показателей преломления, двупреломления, оптических осей, а для кристаллов моноклинной и триклинной сингоний и дисперсия главных осей индикатрисы.

Глава 3

РАБОТА С ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ МИКРОСКОПОМ

3.1. УСТРОЙСТВО МИКРОСКОПА, ПОВЕРКИ

ПРЕПАРАТЫ

Объектом исследования на поляризационном микроскопе служат специально приготовленные препараты: петрографический шлиф и иммерсионный препарат.

Петрографический шлиф — очень тонкая прозрачная пластинка горной породы или технического камня, заклеенная между двумя полосками стекла (рис. 40). Для изготовления шлифа берут небольшой обломок породы (обычно не более $2 \times 2 \times 2$ см). На шлифовальном станке одну из сторон обломка зашлифовывают, затем с помощью канадского бальзама приклеивают к стеклянной пластинке размером $2,5 \times 5$ см (это стекло называется предметным). Канадский бальзам — смолообразное вещество, которое добывается из канадской пихты. Он имеет показатель преломления, близкий к показателю преломления силикатного стекла, — 1,537. В Советском Союзе бальзам добывают из сибирской пихты. Сходное вещество, называемое бальзаминном, получают синтетическим путем.

На шлифовальном станке обломок породы, приклеенный

к стеклу, постепенно сошлифовывают до пластинки толщиной 0,03 мм. Эту пластинку или шлиф покрывают вторым слоем канадского бальзама и заклеивают второй пластинкой очень тонкого покровного стекла. Готовый шлиф просушивают. В таком виде шлифы применяют для петрографических и минералогических исследований. В изготовлении шлифов необходимы профессиональные навыки, мастерство и опыт. Обычно изготовлением петрографических шлифов занимаются препараторы-шлифовальщики в специально оборудованных шлифовальных мастерских, которые имеются в лабораториях производственных геологических объединений.

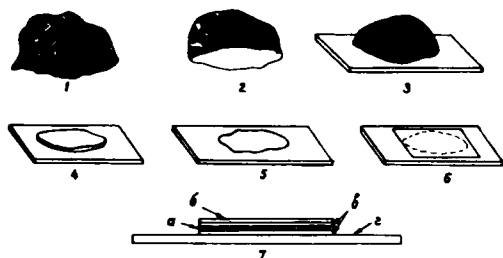


Рис. 40. Последовательные стадии изготовления петрографического шлифа: 1 — обломок породы; 2 — заготовка в обломке плоской площадки; 3 — обломок, наклеенный плоской площадкой на предметное стекло; 4 — сошлифованная тонкая пластинка породы; 5 — пластинка, сошлифованная до толщины 0,03 мм; 6 — пластинка, закрытая покровным стеклом; 7 — разрез готового шлифа; а — пластинка породы; б — покровное стекло; в — канадский бальзам; г — предметное стекло

Иммерсионный препарат готовят сами исследователи. Подробно с изготовлением иммерсионных препаратов мы познакомимся при рассмотрении иммерсионного метода исследования кристаллов.

УСТРОЙСТВО МИКРОСКОПА

Поляризационный микроскоп отличается от обычных биологических наличием приспособлений, необхо-

дных для получения поляризованного параллельного и сходящегося света. Отечественная промышленность выпускает поляризационные микроскопы марки «Полам», но большинство учебных и производственных петрографических лабораторий укомплектованы микроскопами серии «МИН».

При помощи поляризационного микроскопа прозрачные минералы исследуют в параллельном и сходящемся свете. Получение параллельного и сходящегося пучков поляризованного света достигается системой оптических линз и устройств. Поляризационный микроскоп дает возможность изучать минералы в неориентируемых сечениях кристаллов (на плоском столике) и в ориентируемых сечениях, которые получают на оптическом приборе (столике Е. С. Федорова), установленном на предметном столике микроскопа. Принципиальная оптическая схема микроскопа приведена на рис. 41.

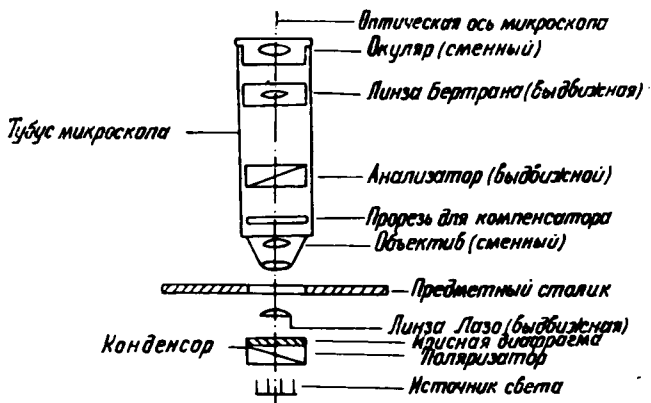


Рис. 41. Принципиальная оптическая схема поляризационного микроскопа

Основными агрегатными узлами всех микроскопов являются штатив, тубус, предметный столик, конденсорное и осветительное устройства, комплект сменных объективов, окуляров и других оптических приспособлений.

Штатив служит опорой всего инструмента. При помощи специальных приспособлений к нему крепятся остальные узлы микроскопа.

Тубус — полая цилиндрическая труба, в которой час-

точно размещается оптическая система микроскопа: сменный объектив, выдвижной верхний поляризатор (анализатор, или верхний николю), выдвижная линза Бертрана, сменный окуляр. В нижней части тубуса микроскопа имеется прорезь для компенсатора. Прорезь ориентирована под углом 45° к плоскости симметрии микроскопа.

Предметный столик представляет собой вращающийся диск — кольцо. По окружности он разделен на 360 делений ценой каждого 1° . Два нониуса, закрепленные на неподвижной части столика, позволяют отсчитывать углы поворота столика. С помощью специального винта столик может быть застопорен. Диск столика имеет два отверстия для установки пружинных клемм, два отверстия для установки столика Федорова и шесть отверстий для установки препаратодителя.

Конденсорное устройство представляет собой двухлинзовый конденсор, расположенный под предметным столиком. Конденсорное устройство усиливает освещенность объекта. Конденсорная система должна иметь более высокую апертуру, чем объектив, иначе ее нельзя полностью реализовать. Для получения необходимых соотношений апертуры конденсора и объектива к микроскопам прилагается комплект съемных верхних линз конденсора. Изменять апертуру пучка лучей, освещающих объект, можно также при помощи ирисовой апертурной диафрагмы. К конденсору крепится откидная линза Лазо, которая вводится в оптическую систему микроскопа между верхней съемной апертурной линзой и предметным столиком. Линза Лазо характеризуется высокой апертурой и употребляется при больших и средних увеличениях для усиления освещения объекта, ослабления рельефа и для получения сходящегося пучка света. В нижней части конденсорного устройства закрепляется винтом поляризатор в оправе. При отжатом стопорном винте поляризатор можно вращать вокруг оси микроскопа. Угол его поворота отсчитывается по шкале с ценой деления 5° . Назначение поляризатора — преобразовывать обыкновенный свет в поляризованный. Поляризатор должен быть закреплен таким образом, чтобы пропускаемые им световые волны колебались параллельно или перпендикулярно плоскости симметрии микроскопа.

С помощью специального винта конденсорное устройство вместе с поляризатором перемещается вверх—вниз вдоль оси микроскопа. В рабочем состоянии микроскопа оно должно

обеспечивать максимальную освещенность поля зрения, при сохранении резкости и рельефности изображения.

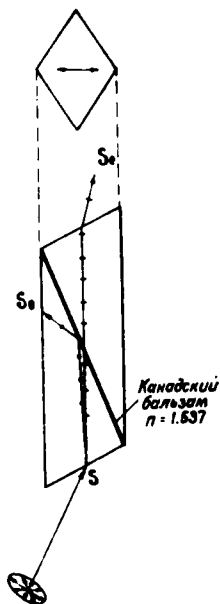


Рис. 42. Ход лучей в призме Николя

Поляризатор называется призмой Николя по имени его изобретателя шотландского физика У. Николя. Призма Николя представляет собой кристалл исландского шпата, распиленный под определенным углом к граням, а затем склеенный канадским бальзамом. Луч света, войдя в кристалл, разлагается на два луча. Первый луч S_o имеет показатель преломления $n_o = 1,658$, а второй — S_e — $n_e' = 1,536$. Колебания обыкновенного луча происходят, например, в плоскости, перпендикулярной чертежу (рис. 42), а необыкновенного — в плоскости чертежа. Луч S_o , достигнув канадского бальзама, испытывает полное внутреннее отражение и гасится оправой поляризатора. Луч S_e проходит через призму, не изменив направления в плоскости распила, и выходит из призмы, сохранив приобретенное в кристалле направление колебания.

Осветительная система. Свет в микроскоп можно подавать зеркалом или осветителем. Двустороннее зеркало служит для направления разноконцентрированного освещения в систему микроскопа. Вогнутую сторону зеркала используют для получения концентрированного освещения при больших увеличениях, плоскую — при работе с малыми увеличениями и определении показателей преломления иммерсионным методом.

При ответственных работах следует пользоваться искусственным освещением от специальных осветителей. Следует помнить, что качество изображения в микроскопе в значительной мере зависит от освещения, поэтому настройка освещения является важной подготовительной операцией.

ПОДГОТОВКА МИКРОСКОПА К РАБОТЕ И ОСНОВНЫЕ ПОВЕРКИ

Микроскоп — дорогостоящий уникальный прибор с довольно хрупким оптическим устройством, поэтому обращаться с ним нужно очень осторожно. Не рекомендуется резко вводить и выводить анализатор, линзы Бертрана и Лазо. При смене объективов и окуляров необходимо убирать их в ящик для принадлежностей, не касаться внешних линз окуляров и объективов, не протирать их руками во избежание замутнения поля зрения. Микроскоп должен содержаться в чистоте. В него смотрят обычно левым глазом. Тетрадь для записей и зарисовок располагают справа от микроскопа.

При перемене объектива с малым увеличением на объектив с большим увеличением освещенность поля зрения снижается из-за уменьшения диаметра входной линзы. В этих случаях плоское зеркало сменяют на вогнутое или вводят линзу Лазо. Фокусное расстояние объектива тем меньше, чем больше увеличение. Чтобы не испортить шлиф и объектив при использовании объективов 20х, 40х и 60х, наводку на резкость (фокус) осуществляют осторожно. Фокусное расстояние объектива с 8х увеличением около 1 см, 20х — около 2 мм, а 40х и 60х — доли миллиметра.

Студентам и начинающим исследователям подготовку к работе с микроскопом рекомендуется выполнять последовательно.

1. Перед началом работы необходимо детально ознакомиться с микроскопом, найти сходство и различия в устройстве микроскопов различных марок. Желательно знать устройство наиболее распространенных отечественных микроскопов марок МП-3, МИН-4, МИН-5, МИН-8, МИН-10, МПД-2, ПОЛАМ-С-111, ПОЛАМ Р-113, ПОЛАМ Л-211.

2. Установить микроскоп на расстоянии 15—20 см от ближнего края стола прямо перед собой. Столик микроскопа при работе с иммерсионным препаратом должен находиться в горизонтальном положении.

3. Полностью открыть диафрагму, выключить линзы Лазо, Бертрана и верхний николь.

4. Вставить в тубус микроскопа окуляр с перекрещивающимися нитями и нужный объектив. Как правило, работу

начинают с объективов 8х или 9х. Проверить, вошел ли стопорный крестовый винт объектива в щипцовый зажим тубуса. Окуляр считается установленным правильно, если одна из нитей окулярного креста ориентирована вдоль плоскости симметрии микроскопа.

5. С помощью зеркала или осветителя устанавливают наиболее яркое и равномерное освещение поля зрения. В таком положении микроскоп готов к работе. Однако, если на одном приборе работает несколько человек или работа производится впервые, необходимо произвести основные проверки. К ним относятся: центрировка объективов, проверка скрещенности николей, определение ориентировки плоскости световых колебаний, пропускаемых поляризатором. Для выполнения проверок лучше пользоваться петрографическими шлифами.

Центрировка объективов

Для проверки центрировки объективов надо отфокусировать микроскоп на шлифе и, выбрав очень малое зерно (точку) либо пересечение трещин, совместить его с крестом нитей. Затем повернуть столик микроскопа на один оборот (360°), одновременно следя за точкой. Если точка уходит из креста нитей и описывает окружность, объектив нужно центрировать.

Первый случай. Если при повороте столика на 180° точка уходит из креста нитей, но остается в пределах поля зрения, то центрировку производят следующим образом:

1. Приводят точку в крест нитей.

2. Поворачивают столик микроскопа на 180° . При этом точка уходит на самое дальнее расстояние от креста нитей — на длину диаметра описываемой окружности при повороте на 360° .

3. Вставляют центрировочные ключи и винты на объективе и, вращая одновременно оба винта, выводят выбранную точку на середину расстояния от точки до креста нитей, а затем, перемещая шлиф руками по предметному столику, — в крест нитей.

4. Проверяют результат центрировки. Обычно полной центрировки можно добиться после трех-четырёхкратного повторения операции.

Второй случай. Если при повороте столика микроскопа на 180° объект уходит из креста нитей за пределы поля зре-

ния, то вначале необходимо убедиться в правильности установки объектива. При сильно расцентрированном объективе выполняют следующие операции.

1. Выбирают точку и ставят ее в перекрестье нитей.
2. Поворачивают предметный столик на 180° , при этом зерно уходит за пределы поля зрения.
3. Перемещают шлиф руками по диаметру окружности вращения объекта до его появления в поле зрения.
4. Центрировочными винтами выводят объект в крест нитей.
5. Операцию повторяют до полной центрировки.

Определение ориентировки плоскости световых колебаний, пропускаемых поляризатором

В правильно отрегулированных микроскопах николи установлены так, что плоскости пропускаемых ими световых колебаний расположены под прямым углом друг к другу и ориентированы параллельно нитям окуляра. В одних микроскопах нижний николю пропускает световые колебания, совершающиеся в плоскости, параллельной вертикальной нити окуляра, а верхний — колебания, совершающиеся параллельно горизонтальной нити, в других — наоборот. Поэтому в каждом микроскопе эти положения необходимо определить. При проверке используют шлиф породы с биотитом. Биотит обладает свойством интенсивно поглощать световые колебания, совершающиеся параллельно плоскости его спайности.

Порядок работы

1. Выключить анализатор.
2. Поставить биотит в крест нитей. Выбрать зерно биотита с хорошо видимыми трещинками спайности.
3. Вращая столик микроскопа, найти такое положение, при котором чешуйка биотита будет иметь наиболее густую окраску. В этом положении трещинки спайности расположены параллельно плоскости световых колебаний, пропускаемых поляризатором. Вместе с тем они должны быть ориентированными параллельно одной из нитей окуляра — вертикальной или горизонтальной.
4. Записать, в какой плоскости лежит плоскость световых колебаний поляризатора.
5. Если при выполнении первых трех операций биотит приобретет наиболее густую окраску в положении, когда тре-

щинки его спайности ориентированы под углом к окулярному кресту, то необходимо под контролем преподавателя установить поляризатор в исходное положение. Для этого поворотом столика микроскопа устанавливают трещинки спайности биотита параллельно горизонтальной или вертикальной нити. Затем отпускают стопорный винт поляризатора и поворачивают поляризатор до положения, при котором биотит приобретает наиболее густую окраску. Стопорный винт закрепляют. Следует обратить внимание на отсчет шкалы поляризатора, он должен соответствовать одному из значений — 0° , 90° , 180° или 270° .

**Установка николей
в скрещенное
положение**

Николи считаются скрещенными, если плоскости колебаний световых волн в них взаимно перпендикулярны и совпадают с нитями окулярного креста. Эту поверку выполняют без шлифа в следующем порядке.

1. Проверить настройку освещения поля зрения, полностью открыв диафрагму, выключить линзы Лазо и Бертрана и верхний николь.

2. Если на столике микроскопа находится шлиф, то его необходимо убрать. Поле зрения должно быть максимально и равномерно освещено.

3. Включить верхний николь. Если поле зрения становится максимально черным, то николи скрещены. Если же николи пропускают свет любой интенсивности, то николи необходимо скрестить.

4. Вначале проверить установку николей по их шкалам. Отсчеты их положений должны быть взаимно перпендикулярными. Например, 90° — отсчет по шкале поляризатора, а 0° — на шкале анализатора и т. п.

5. Если отсчет на шкале анализатора не кратен 90 , то его нужно установить на значение, соответствующее требованию примера в пункте 4. Причем нижний николь должен быть установлен в необходимое положение в результате выполнения предыдущей поверки.

6. Если верхний николь закреплен в оправе жестко, то скрещенности николей следует добиваться поворотом поляризатора. После установки николей в скрещенное положение нижний николь закрепить стопорным винтом.

После выполнения проверок можно судить об исправности и готовности микроскопа к работе.

3.2. ИЗУЧЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ НА ПЛОСКОМ СТОЛИКЕ

Оптические свойства прозрачных минералов основаны на оптических явлениях, происходящих в тонких срезах (шлифах), помещенных в оптическую систему поляризационного микроскопа. Рассмотрим особенности изучения минералов в неориентируемых сечениях кристаллов (на плоском столике). Для этой цели используют обычные петрографические шлифы и иммерсионные препараты. В таких препаратах встречаются всевозможные сечения кристаллов, отвечающие определенным сечениям индикатрисы, при помощи которой моделируют и определяют оптические свойства минералов. Свойства кристаллов делятся на главные и промежуточные. Для диагностики минералов и описания их оптических свойств используют ориентированные сечения кристаллов, соответствующие главным сечениям индикатрисы, и сечения вдоль кристаллографических направлений. Только в указанных сечениях возможно установление главных (диагностических) свойств минералов, которые являются их константами. Промежуточные, или частные, сечения кристаллов также имеют важное значение, поскольку позволяют представить в полном объеме оптические свойства минералов и их изменение в зависимости от сечения. Поэтому их изучение необходимо, так как оно дает дополнительную информацию для диагностики минералов.

Оптические константы отражают химический состав и кристаллическую структуру веществ. В специальных справочниках по оптической минералогии (Трегер, 1968; Ларсен, Берман, 1965; и др.) представлены главные оптические свойства минералов: показатели преломления, двупреломление, абсорбция, осьность, угол оптических осей, оптический знак и др. Обширная литература посвящена описанию особенностей оптических свойств минералов в шлифах. Наиболее полные и распространенные издания — руководства В. Н. Лодочкикова (1974), К. М. Сиротина (1970), А. М. Даминовой (1974), А. Н. Винчелла (1949), Б. Л. Залищак с соавторами (1981) — рекомендуются для учебных целей и научной работы.

Для большинства аморфных и кристаллических веществ переменного состава составлены специальные палетки — диаграммы, позволяющие по оптическим свойствам установить

их химический состав (Трегер, 1968; Винчелл, 1949; и др.). Тщательное петрографическое исследование пород дает возможность их типизации, решения вопросов условий их образования, а также способствует эффективному целенаправленному проведению поисковых и разведочных работ.

Методика изучения минералов на плоском столике включает ряд последовательных способов. На первой стадии изучают оптические свойства в параллельном свете при одном николе, а затем в скрещенных николях. На последнем этапе в определенных зернах, отвечающих необходимым сечениям индикатрисы, исследуют коноскопические фигуры минералов, определяют их осность и оптический знак. Для этой цели применяют коноскопический метод, основанный на свойствах сходящегося света.

НАБЛЮДЕНИЯ В ПАРАЛЛЕЛЬНОМ, ИЛИ ОРТОСКОПИЧЕСКОМ, СВЕТЕ

Минералы в параллельном свете исследуют при выведенном положении линз Бертрана и Лазо из оптической системы микроскопа. В этом случае свет от источника проходит через поляризатор, конденсорные линзы и кристалл в виде параллельных лучей. Горные породы в параллельном свете изучают двумя способами: при одном николе, при скрещенных николях.

ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ПРИ ОДНОМ НИКОЛЕ

Верхний николь выведен из системы микроскопа. Перед началом работы должны быть выполнены проверки. При одном николе изучают: цвет и явления плеохроизма, форму и размер зерен, наличие и характер трещин катклаза, отдельности и спайности в минералах (определяют ориентировку трещин спайности и отдельности относительно граней кристаллов, измеряют углы между системами спайности), свойства, обусловленные показателями преломления минералов в данном сечении (рельеф, шагреневую поверхность, полоску Бекке, псевдоабсорбцию).

Цвет минералов и плеохроизм

В прозрачных шлифах при одном никеле легко отличаются прозрачные и непрозрачные (рудные) минералы. Прозрачные минералы выглядят бесцветными либо окрашенными (кварц, оливин, роговая обманка), а рудные — черными, непрозрачными (магнетит, ильменит, пирит, пирротин).

Непрозрачные минералы можно разделить на две группы: минералы совершенно непрозрачные и минералы, слегка просвечивающие в тонких пластинках и на краях зерен. К первым относятся магнетит, пирит, а ко вторым — хромит, просвечивающий красновато-бурым цветом, графит, просвечивающий в тонких чешуйках зеленовато-серым, гематит, просвечивающий красновато-коричневым. Чтобы отличить сульфиды от магнетита, применяют боковое освещение. Свет должен падать непосредственно на поверхность шлифа, а не проходить через него. В этом случае магнетит будет черным с синеватым отливом, а сульфиды — желтыми с различными оттенками и отливами. Для точного определения рудных минералов изготавливают аншлифы и изучают их в отраженном свете на специальных минераграфических микроскопах.

Прозрачные минералы по-разному реагируют на проходящий через них свет. Следует различать бесцветные и окрашенные минералы. Бесцветные минералы (кварц, ортоклаз, плагиоклаз, оливин-форстерит) полностью пропускают белый свет и при одном никеле выглядят белыми. Окрашенные минералы (биотит, роговая обманка и др.) заметно поглощают свет разных участков спектра, в результате чего выглядят окрашенными (биотит — коричневый, роговая обманка — зеленая, ставролит — бледно-желтый, диопсид — бледно-зеленый и т. д.). Окрашенные минералы средних и низших сингоний обладают плеохроизмом. Это свойство выражается в изменении окраски минерала при вращении столика микроскопа. Физическая суть плеохроизма заключается в различной абсорбционной способности кристаллов при прохождении поляризованного света через них в разных направлениях. Колебание световых волн в кристалле изменяют поворотом столика микроскопа. Плеохроизм наиболее четко проявляется в сечениях минералов, параллельных оптической оси, т. е. в главном сечении оптической индикатрисы. Отчетливым плеохроизмом обладают такие минералы, как биотит, роговая обманка, эгирин.

Изменение окраски может быть трех видов: цвет сохраняется, но меняется густота окраски (биотит); меняется цвет,

а густота окраски сохраняется (гиперстен); меняются цвет и густота окраски (роговая обманка). В изотропных минералах или в разрезах, перпендикулярных оптической оси анизотропных минералов, цвет и его интенсивность постоянны в любом направлении, они зависят только от абсорбционной способности минерала и толщины пластинки.

В табл. 6 приведены окраска и плеохроизм наиболее распространенных пороодообразующих минералов. В некоторых минералах вокруг радиоактивных включений мельчайших зерен появляются окрашенные кружочки. Эти окрашенные пятна меняют окраску при вращении столика микроскопа и называются либо плеохроичными оболочками, либо плеохроичными двориками. Плеохроичные оболочки наблюдаются в мусковите, кордиерите, биотите, турмалине, роговых обманках и др. Плеохроичные дворики в кордиерите представляют собой его важнейшее диагностическое свойство.

Определение формы и размера зерен

Форма зерен минералов под микроскопом зависит от кристаллографических форм минералов и положения среза минерала в шлифе. Среди форм зерен особенно следует различать идиоморфные, гипидиоморфные и ксеноморфные. Эти формы определяют структуру магматических пород и условия их образования.

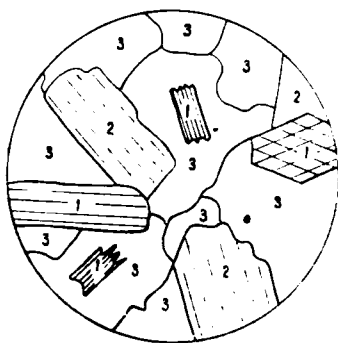


Рис. 43. Генетическая классификация форм минералов: 1 — идиоморфные; 2 — гипидиоморфные; 3 — ксеноморфные

Идиоморфные зерна характеризуются собственными кристаллографическими ограничениями (рис. 43). Гипидиоморфные — неполным развитием кристаллографических форм и частичным заимствованием форм от ограниченных соседних минералов. Ксеноморфные (аллотриоморфные) зерна образуются в результате заполнения пространства между ранее выделившимися идиоморфными и гипидиоморфными зернами. Ксеноморфные зерна не имеют собственных кристаллографических очертаний.

Для изучения форм минералов лучше взять шлиф гранита, найти в нем водяно-прозрачные зерна кварца неправиль-

Собственная окраска и плеохроизм минералов в шлифе

Окраска	Минерал
1. Красные до коричневого тона	
Розовый	шпинель, пироп, альмандин, нозеан, эвдиалит, андлузит, сапфирин, пьомонит, гиперстен
Карминовый	пьемонтит, тулит
Темно-красный	астрофиллит
Пурпурный	флюорит, корунд, пьемонтит
Лиловый	пьемонтит, глаукофан
Лилово-коричневый	шерл, титан-авгит
Бледный лилово-коричневый	апатит, шерл
Бледно-коричневый	вулканическое стекло, циркон, везувиан, магнезит, сидерит, сфен, флогопит
Бледный коричнево-желтый	роговая обманка
Желто-коричневый	касситерит, рутил, гетит, биотит
Бледный оливково-коричневый	шерл
Оливково-коричневый	шерл, роговая обманка, биотит
Желтовато-красный	эвдиалит, астрофиллит, иддингсит
Коричнево-красный	керсутит
Коричневый	меланит, вулканическое стекло, касситерит, биотит
Темно-коричневый	меланит, биотит
2. Желтые тона	
Бледно-желтый	спессартин, мелилит, скаполит, доломит, магнезит, дравит, гумит, клиногумит, ставролит, сапфирин, лампрофиллит, кордиерит, роговая обманка, флогопит, пеннин
Желтый	дравит, гумит, пьемонтит, тулит, астрофиллит
Темно-желтый	дравит, ставролит
Бледно-зеленовато-желтый	везувиан, тулит, сфен, гиперстен, пеннин, иддингсит
Зеленовато-желтый	везувиан, эгирин, рибекит, гауконит
Оранжевый	лампрофиллит, астрофиллит, иддингсит

1	2
Серо-желтый	мелилит, дравит, ставролит, лампрофиллит, гиперстен, титанавгит, эгирин-авгит, керсутит, биотит
Коричнево-желтый	вулканическое стекло, дравит, ставролит, титанавгит, эгирин, арфведсонит
Темно-коричнево-желтый	меланит
3. Зеленые тона	
Бледно-зеленый	везувиан, корунд, андалузит, сапфирин, гиперстен, геденбергит, авгит, эгирин, омфациит, актинолит
Серо-зеленый	гиперстен, авгит
Бледно-сине-зеленый	геденбергит, авгит, эгирин-авгит, актинолит, пеннин
Бледно-желто-зеленый	гроссуляр, андрадит, везувиан, корунд, геденбергит, авгит, эгирин-авгит, актинолит, глаукофан, роговая обманка, хлоритонд, пеннин
Желто-зеленый	эгирин, глаукофан, роговая обманка, биотит, хлоритонд
Оливково-зеленый	роговая обманка, биотит
Травяно-зеленый	эгирин-авгит, эгирин, роговая обманка, хлорит
Изумрудно-зеленый	герцинит, эгирин
Темно-зеленый	герцинит, биотит, хлоритонд
Сине-зеленый	роговая обманка, хлоритонд
Темно-сине-зеленый	арфведсонит
4. Синие и фиолетовые тона	
Бледно-синий	шпинель, гаюин, корунд, кианит, хлоритонд, сапфирин
Бледно-сине-фиолетовый	гаюин, корунд, флюорит, кордиерит, глаукофан
Небесно-голубой	корунд, сапфирин, рибекит
Серо-синий	шерл, сапфирин, арфведсонит, хлоритонд
Фиолетово-синий	глаукофан
Темно-синий	корунд, сапфирин, глаукофан, рибекит
Бледно-фиолетовый	флюорит, шерл, кианит, титан-авгит
Серо-фиолетовый	перовскит, шерл, титанавгит, глаукофан
Коричнево-фиолетовый	перовскит, титан-авгит
Темно-фиолетовый	флюорит

ной (аллотриоморфные) формы и коричневато-мутные калишпата (также аллотриоморфные). Зерна плагиоклаза серовато-мутные, при скрещенных николях — «полосатой» двойниковой структурой, по отношению к кварцу и калишпату идиоморфные. Биотит, окрашенный в коричневый цвет, обладает чаще большим идиоморфизмом, чем плагиоклаз. Следовательно, зерна плагиоклаза гипидиоморфные. Циркон и апатит образуют мелкие резко очерченные кристаллики с хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями, они идиоморфны по отношению ко всем остальным минералам. Для изучения формы кубических кристаллов удобнее пользоваться шлифами базальта, обычно содержащего большое количество мелких кубических кристалликов магнетита, или магнетитовым кварцитом, например из Кривого Рога, где магнетит имеет такие же очертания.

Кроме генетической классификации форм зерен следует выделять и отличать их морфологические особенности: неправильные, изометричные (кварц), игольчатые (тремолит), призматические (роговая обманка), таблитчатые (плагиоклаз), пластинчатые и листоватые (биотит, мусковит), чешуйчатые (серпичит) и т. д. (рис. 44).

Размер зерен оценивается очень просто. При грубой оценке можно пользоваться сравнением параметров зерен с диаметром поля зрения. Диаметр поля зрения определяют при помощи объект-микрометра. Объект-микрометр представляет собой линейку длиной 1 или 2 мм (в зависимости от модификации) с делениями 0,01 мм. Линейка вмонтирована в стеклянную пластинку, заключенную в металлическую оправу. Сравнивая линейку объект-микрометра с диаметром окуляра, определяют диаметр

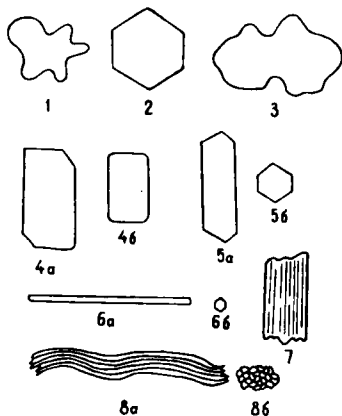


Рис. 44. Морфологическая классификация форм минералов: 1 — неправильная; 2 — изометричная с кристаллографическими очертаниями; 3 — неправильная удлиненная; 4 — таблитчатая; 5 — призматическая; 6 — игольчатая; 7 — чешуйчатая; 8 — волокнистая (а — продольное сечение, б — поперечное сечение)

поля зрения. Для точного определения размера зерен вставляют в тубус микроскопа окуляр с линейкой (окуляр-микрометр). Совмещая линейку объект-микрометра с линейкой окуляр-микрометра, находят цену деления шкалы последнего для данного объектива. При смене объектива цену деления окуляр-микрометра измеряют вновь. Дальнейшее определение размера зерен заключается в прямом измерении размера нужного направления по шкале объект-микрометра.

Трещины катаклаза, отдельности, спайности. Измерение угла между трещинами спайности

Трещины катаклаза обычно имеют вид прерывистых и извилистых линий, часто пересекающих зерна разных минералов. Эти трещины носят случайный характер. Трещины отдельности, наблюдаемые у турмалина, апатита, характеризуются невыдержанностью и суб-

параллельным расположением относительно друг друга. Трещины спайности определяются довольно надежно в шлифе по своему равномерному распределению в зерне. Трещины спайности параллельны друг другу, хорошо отличаются от трещин катаклаза и отдельности. По степени выдержанности трещин в зерне можно довольно просто найти среднюю совершенную и весьма совершенную спайности (рис. 45). При наличии двух систем спайности измеряют угол между ними. Операция по определению угла между системами спайности сводится к следующему: поворотом столика микроскопа первое направление спайности устанавливают параллельно вертикальной нити окуляра. На лимбе столика микроскопа снимают отсчет (например 93°). Затем поворотом столика устанавливают второе направление спайности параллельно вертикальной нити и снимают отсчет (например 180°). Угол между спайностями равен 87° , что характерно для минералов группы пироксенов.

Трещиноватость, отдельность и спайность хорошо наблюдаются в минералах с показателями преломления, отличающимися на 0,01—0,02 от канадского бальзама, и плохо заметны у минералов с показателями преломления, близкими к преломлению канадского бальзама.

При изучении спайности необходимо помнить, что шлиф представляет собой тонкий срез породы. У минералов, слагающих породу, в случае их беспорядочной ориентировки могут быть различные сечения. Поэтому в шлифах у минералов, обладающих спайностью, можно найти зерна, в которых она

не наблюдается. Объяснение этому простое. Возьмем, к примеру, зерно слюды, имеющее весьма совершенную спайность, параллельную третьему пинаконду (001). В сечениях поперек спайности последняя будет отчетливо проявлена. Кажется бы, что разрез, параллельный третьему пинаконду, не

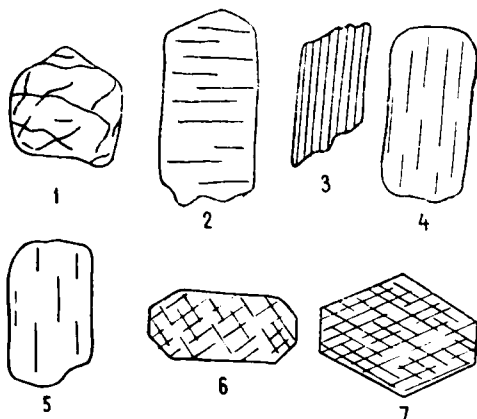


Рис. 45. Трещины катаклаза 1, отдельности 2 и спайности 3—7 (3 — весьма совершенной, 4 — совершенной, 5 — средней); 6, 7 — два направления спайности (6 — пироксен, 7 — амфибол)

пересекающий спайности, единственный. Однако это не так. Если рассмотреть ряд разрезов, переходящих постепенно из перпендикулярных в параллельные спайности, то можно увидеть, как трещины спайности постепенно исчезают. Спайность совершенно невидима задолго до того, как разрез становится параллельным ей. Трещины спайности нескольких систем видны в том случае, если они перпендикулярны или почти перпендикулярны к плоскости шлифа. В косых разрезах к пересекающейся спайности углы между системами спайности видоизменяются в зависимости от угла среза. Чтобы правильно измерить угол между системами спайности, необходимо проверить их перпендикулярность к плоскости шлифа поднятием и опусканием тубуса микроскопа микрометрическим винтом фокусировки изображения. Если положение изображения трещин спайности не меняется, то разрез почти поперечный.

Изучение спайности следует начинать с биотита, роговой обманки и пироксенов.

В биотите могут быть два типа разрезов. Разрезы с хорошо видимой спайностью резко меняют цвет при вращении столика микроскопа. Другие разрезы, вырезанные параллельно спайности, не меняют своей окраски.

В роговой обманке необходимо обратить внимание на два типа разрезов: одни — с одной системой трещин спайности, другие — с двумя пересекающимися друг с другом под углом около 60° . Кроме того, трещины спайности в роговой обманке в сравнении с трещинами спайности в биотите более короткие, широкие; это свидетельствует о менее совершенной спайности в роговой обманке, чем в биотите.

Для изучения спайности в пироксенах лучше всего взять шлифы габбро, авгитового андезита или пироксенита. Здесь, как и у роговой обманки, наблюдается два типа разрезов (с одной системой спайности и с двумя) с углом между ними около 90° . У пироксенов трещины спайности более короткие и менее правильные, чем в роговой обманке. Следовательно, спайность в пироксене менее совершенная, чем в роговой обманке.

После приобретения достаточного навыка наблюдения спайности в биотитах, роговой обманке и пироксенах необходимо приступить к изучению спайности в калишпатах, кислых и средних плагиоклазах. Начинаящий исследователь может вначале не видеть в этих минералах трещин спайности из-за близости их показателей преломления к показателю преломления канадского бальзама. Часто в полевых шпатах за трещины спайности принимают двойниковые швы.

**Свойства,
обусловленные
показателем
преломления минерала**

Рельеф. При просмотре шлифов поверхность кажется неровной. Одни минералы выпуклые, другие — плоские, ровные, третьи — вогнутые. Это кажущееся явление обусловлено относительными размерами показателя преломления минералов. У выпуклых минералов (положительный рельеф) показатель преломления выше, чем у безрельфных, у вогнутых (отрицательный рельеф) — ниже, чем у безрельфных и выпуклых. В практической работе пользуются понятиями «слабый», «очень слабый», «ясный», «сильный» или «резкий» рельеф. Степень проявления рельефа зависит от разницы показателей преломления минерала и канадского бальзама.

Природа рельефа связана с 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 расположенными ближе к глазу, чем окружающие минералы с более низкими показателями преломления.

Шагреновая поверхность наблюдается у минералов, резко отличающихся по величине показателя преломления от канадского бальзама ($n=1,537$). Шагреновость — это шероховатость, бугорчатость. В зависимости от разницы показателей преломления минералов и канадского бальзама выделяют следующие виды шагрени: нет, слабая, ясная, отчетливая, резкая, очень резкая. Шагреновая поверхность хорошо проявлена у таких минералов, как гранат, пироксен, амфибол, нозеан, кальцит и др. Природа проявления шагрени связана с преломлением и полным внутренним отражением световых лучей на границе неровной поверхности минерала и канадского бальзама, которые отличаются показателями преломления. При изготовлении шлифов нижнюю и верхнюю поверхности кусочков породы шлифуют, но при этом всегда остаются микроскопические неровности. При наклеивании шлифа к предметному стеклу неровности заполняются канадским бальзамом. У минералов с показателями преломления, близкими к показателю преломления канадского бальзама, эти неровности не проявляются, так как лучи на границе минерал — канадский бальзам не отклоняются от первоначального направления и поверхность зерен освещается равномерно. Если показатель преломления минерала отличается на сотые доли и более от показателя преломления канадского бальзама, то неровности на поверхности минерала отмечаются в виде шероховатости (бугорчатости или шагреновости).

Полоска Бекке. Для выяснения относительного показателя преломления (больше — меньше) у двух соседних зерен или у минерала и канадского бальзама часто пользуются методом Бекке. Ввиду полного внутреннего отражения на границе соседствующих минералов с разными показателями преломления при увеличении объектива 40x или 20x и затемненной диафрагме появляется тонкая белая световая полоска. При дефокусировке объектива полоска Бекке становится подвижной. Следует запомнить правило: при поднятии тубуса микроскопа полоска Бекке движется на минерал с большим показателем преломления.

На рис. 46 показан ход лучей, объясняющий появление световой полоски. При фокусировке микроскопа на плоскость

I—I и границу между минералами с показателями преломления n и N при $N > n$ явление световой полоски не наблюдается. Если микроскоп сфокусировать на плоскость II—II, то на стороне среды с большим показателем преломления N появится еле заметная световая полоска. Ее появление обусловлено тем, что здесь сконцентрировались преломленные лучи (1, 2, 3) и лучи, испытавшие полное внутреннее отражение (5, 6, 7). На стороне среды с меньшим показателем преломления n в данном изображении виден один луч.

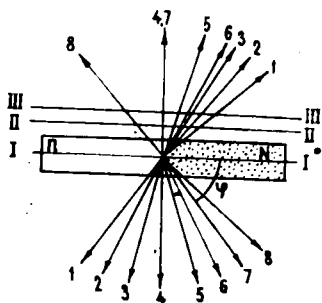


Рис. 46. Ход лучей, объясняющий появление полоски Бекке на границе двух сред

При поднятии тубуса микроскопа до плоскости фокусировки III—III и далее будет видно движение световой полоски в сторону вещества с большим показателем преломления. Движение полоски можно объяснить исходя из геометрического положения светового пучка на плоскостях II—II и III—III.

Световая полоска особенно отчетливо наблюдается на стыке двух бесцветных сред, при разнице их показателей преломления в 0,01—0,02. Если показатель преломления одного минерала существенно отличается от показателя преломления

другого, то происходит сильное рассеивание света, и на границе минералов появляется темная полоса. В этом случае темная кайма оконтуривается узкой светло-серой каемкой, которая идентична световой полоске и служит для определения относительного показателя преломления сравниваемых сред.

Порядок выполнения работы

1. В центр поля зрения вывести контактирующие зерна, которые надо сравнить по показателям преломления.
2. Сменить объектив с малым увеличением на 20х или 40х.
3. Опуская тубус микроскопа, добиться резкого изображения зерен и границы между ними.
4. Медленно прикрыть ирисовую диафрагму до появления яркой световой полоски на границе минералов. Для наи-

более четкого изображения полоски Бекке изображение немного дефокусируют.

5. Поднять тубус микроскопа микрометренным винтом фокусировки изображения и следить, на какой минерал движется полоска. Сделать заключение — какой минерал имеет больший показатель преломления.

Дисперсионный эффект Лодочникова. В связи с тем, что в петрографической практике обычно применяется белый (сложный) свет, на границе двух сред происходят дисперсионные явления, обусловленные различными показателями преломления и отражения волн разной длины. Красные волны преломляются менее сильно и отражаются полнее, чем фиолетовые. Эти обстоятельства вызывают на стыках минерал — канадский бальзам, минерал — минерал дисперсионный эффект: бесцветные минералы с показателем преломления ниже, чем у бальзама, имеют очень светлый золотисто-розовый оттенок, а минералы с большим показателем преломления — голубовато-зеленоватый. Этот эффект хорошо наблюдается в мелких зернах. Близкие по преломлению к бальзаму бесцветные минералы сливаются с бальзамом, но при внимательном наблюдении в условиях правильного освещения улавливается дисперсионный эффект, так как полное равенство показателей преломления редко обнаруживается.

В петрографической практике этот эффект применен и описан В. Н. Лодочниковым и впоследствии в методической литературе стал именоваться дисперсионным эффектом Лодочникова.

Условия наблюдения дисперсионного эффекта. По выражению В. Н. Лодочникова, этот эффект весьма деликатный. Его наблюдение возможно при правильной настройке освещения и установке конденсора. Нужно получить равномерное освещение — не яркое (яркий свет утомляет глаз и скрадывает детали строения зерна) и не слишком слабое (слабый свет искажает многие свойства минералов). В поле зрения не должно быть радужных пятен и полос от нити накаливания лампы, так как они маскируют цветные оттенки минералов и окрашивают минералы в несвойственные им цвета. Не рекомендуется устанавливать матовые светофильтры, поскольку они рассеивают свет, и движением конденсора не всегда удается получить ясную шагреновую поверхность и ограничения минералов. Матовые светофильтры следует применять при работе с объективами малого увели-

чения, иначе не удастся получить равномерное освещение поля зрения. Оптимальный световой пучок создается положением конденсора и ирисовой диафрагмой. Линзы конденсора меняют в зависимости от используемого объектива. Правильность установки конденсора можно проверить по шагреновой поверхности апатита, напоминающей поверхность ватманской бумаги. При движении конденсора вверх — вниз видно, что облик минералов в шлифе меняется, положением конденсора достигаются четкие ограничения, заметный рельеф и шагреновая поверхность минералов.

Дисперсионный эффект лучше наблюдать при объективах среднего увеличения (9x и 20x) и при слегка прикрытой ирисовой диафрагме конденсора. Дисперсионный эффект Лодочникова отчетливо проявлен только у совершенно бесцветных минералов, показатели преломления которых не намного отличаются от окружающей среды. Бесцветными эталонами таких минералов служат апатит, топаз, магнизиальные оливины. Если минерал окрашен или обладает резкой шагреновой поверхностью, то дисперсионный эффект Лодочникова слабо заметен или вообще не наблюдается. В этих случаях полоска Бекке всегда отчетлива. Усвоить рассматриваемый эффект лучше в шлифах гранита, где в стыках ортоклаза с кварцем ортоклаз имеет бледный золотистый цвет, а кварц — зеленовато-голубоватый.

Дисперсионный эффект проявляется в виде цветовой полоски шириной не более 0,01—0,02 мм, повторяющей контуры зерен и перемещающейся при движении тубуса или столика микроскопа. Дисперсионная полоска в минерале с меньшим преломлением располагается по внутренней стороне ограничения зерна и имеет розовато-золотистый, золотистый, розоватый или желтоватый оттенок, восприятие которого зависит от интенсивности, равномерности и однородности освещения поля зрения, положения конденсора и диафрагмы, от цвета светофильтра (обычно применяется нематовый голубой светофильтр). Дисперсионная полоска в минерале с большим показателем преломления также располагается с внутренней стороны ограничения зерна, но имеет зеленоватый или голубоватый оттенок.

Таким способом при небольшой тренировке легко отличить в поле зрения шлифа даже два-три зернышка калинатровых полевых шпатов (золотисто-желтоватых) среди кварц-плагиоклазовой массы (голубовато-зеленоватой). Ортоклаз и альбит на стыке с канадским бальзамом имеют золотисто-ро-

зовую окраску, а канадский бальзам — зеленоватую. Кварц на стыке с канадским бальзамом зеленовато-голубоватый, бальзам — золотистый. Кварц среди основных плагиоклазов в кристаллических сланцах окрашен в золотистый цвет, а плагиоклазы — в зеленовато-голубоватый. В нефелиновых снетитах ортоклаз на стыке с нефелином золотистый, а нефелин — зеленоватый.

Псевдоабсорбция. У некоторых бесцветных минералов (кальцита, мусковита) отмечают кажущееся изменение окраски от бесцветной до серой, изменение рельефа зерна, шагреновой поверхности, а также четкости проявления спайности и контуров минералов при вращении столика микроскопа. Особенно отчетлива псевдоабсорбция у зерен в главном сечении оптической индикатрисы. Это явление характерно для минералов, у которых $n_g \gg n_p \approx 1,537$. В результате последовательного совмещения сначала одного направления (Ng), затем другого (Np) с плоскостью колебания поляризатора поочередно видны то серая окраска, высокий рельеф у зерна и ясная шагреновая поверхность, то бесцветная окраска, безрельфность и отсутствие шагреновой поверхности.

По характеру рельефа и шагреновой поверхности В. Н. Лодочников разделил порообразующие минералы в соответствии с их показателями преломления на 7 групп (табл. 7) для их оперативной диагностики. Необходимо помнить, что отнесение минерала к одной из этих групп основано не на определении показателя преломления иммерсионным методом, а на признаках, характеризующих относительные показатели преломления минералов. Эти группы необходимо знать и уметь определять в шлифах.

НАБЛЮДЕНИЯ В СКРЕЩЕННЫХ НИКОЛЯХ

В скрещенных николях производится дальнейшее изучение диагностических свойств минералов:

выявляют отличия изотропных и анизотропных минералов;

фиксируют интерференционную окраску разных сечений, определяют силу двойного лучепреломления;

определяют ориентировку оптического эллипсоида в кристаллах и связанные с ней свойства: а) знак главной зоны

Разделение породообразующих минералов по показателям преломления
(по В. Н. Лодочникову)

Группа	Показатель преломления	Отличительные особенности	Минералы, характерные для данной группы
I	1,410—1,470	Резкий отрицательный рельеф и резкая шагреньевая поверхность. В стыках с бальзамом кажутся розовато-золотистыми, полоска Бекке идет с минералов, если тубус поднят	Опал, флюорит, тридимит
II	1,470—1,530	Слабый отрицательный рельеф, шагреньевая поверхность слабая или отсутствует. Дисперсионный эффект очень ясный, минералы в бальзаме кажутся розоватыми, полоска Бекке при поднятии тубуса идет с минералов	Кристобалит, цеолиты, содалит, лейцит, канкринит, калинагровые полевые шпаты, кислые вулканические стекла
III	1,530—1,545	Рельеф и шагреньевая поверхность незаметны	Нефелин, плагиноклазы до № 20, халцедон
IV	1,545—1,600	Рельеф слабый положительный, шагреньевая поверхность отсутствует или едва заметна. Дисперсионный эффект и полоска Бекке отчетливы. Минералы в бальзаме кажутся зеленовато-голубоватыми, а бальзам золотисто-розовато-желтоватым	Кварц, плагиноклазы до № 20 до № 100, корднерит, скэпполит, тальк, пиррофиллит, берилл, средние и основные вулканические стекла
V	1,610—1,660	Ясный положительный рельеф и отчетливая шагреньевая поверхность. Дисперсионный эффект и полоска Бекке легко улавливаются	Роговая обманка, турмалин, апатит, топаз, андалузит
VI	1,660—1,780	Рельеф высокий положительный и резкая шагреньевая поверхность. Дисперсионный эффект и полоска Бекке совершенно отчетливы	Оливин, пироксен, эпидот, везувин, диопсен, силманит, корунд, диаспор
VII	больше 1,780	Очень резкий рельеф и шагреньевая поверхность. Минералы в бальзаме кажутся серыми, окружены черными каймами	Гранаты, сфен, циркон, рутил

(удлинение), б) угол погасания и характер погасания минералов, в) схему плеохроизма;

изучают закономерные сростания минералов (двойники), характер двойникования.

Работу выполняют при включенном анализаторе. Перед началом работы необходимо проверить скрещенность николей.

**Схема
прохождения света
через систему
поляризатор — кри-
сталл — анализатор**

Чтобы понять явления, наблюдаемые в минерале при скрещенных николях, необходимо ясно представить себе особенности прохождения света через систему поляризатор — кристалл — анализатор.

Рассматривая устройство поляризационного микроскопа, мы отмечали, что при скрещенных николях поле зрения должно быть темным (одно из условий рабочего состояния микроскопа). Если на столик микроскопа положить пластинку изотропного минерала, то поле зрения останется темным. Это связано с тем, что при прохождении света через кристаллы кубической сингонии и аморфные вещества (вулканические стекла и др.) поляризованный свет, вышедший из поляризатора, не раздваивается на два луча. В данном случае явление двупреломления не наблюдается.

Если же между николями поместить анизотропную пластинку, то при прохождении поляризованного света через кристалл возникнут явления двупреломления. Это объясняется тем, что анизотропное сечение минерала пропускает световые волны, колеблющиеся только во взаимно перпендикулярных направлениях, которые соответствуют направлениям осей эллиптического сечения индикатрисы. Указанное сечение лежит в плоскости исследуемого разреза. Если минерал поставить поворотом столика микроскопа так, чтобы оси его индикатрисы совпали с направлениями колебаний поляризатора и анализатора, то волны, имеющие направление колебаний, заданное поляризатором, пройдут через кристалл, не меняя направления, но не пропустятся анализатором. В поле зрения будет наблюдаться темнота. Поэтому нетрудно представить, что при вращении столика микроскопа на 360° оси эллиптического сечения 4 раза совпадут с плоскостями колебаний в николях (рис. 47), и в результате мы наблюдаем четырехкратное погасание минерала.

Когда оси эллиптического сечения кристалла не совпадают с направлениями колебаний световых волн в поляризаторе

ре и анализаторе, кристаллическая пластинка окрашена в какой-либо цвет. Эта окраска является интерференционной. Причина появления интерференционной окраски показана на рис. 48. Лучи естественного света S , пройдя от источника света через поляризатор P , выходят из него с определенным направлением колебаний (например в плоскости рисунка) и амплитудой K . В кристаллической пластинке Kr это колебание разлагается по правилу параллелограмма на два луча. Колебание волн осуществляется во взаимно перпендикулярных направлениях с амплитудами K_1 и K_2 . Скорость колебаний каждой волны обратно пропорциональна показателям преломления соответствующих направлений. Волна с амплитудой K_2 , колеблющаяся в направлении меньшей оси эллиптического сечения, распространяется с большей скоростью, чем волна с амплитудой K_1 , которая колеблется в направлении большей оси. В результате из кристаллической пластинки выходят две плоскополяризованные волны, колеблющиеся во взаимно перпендикулярных плоскостях и под некоторыми углами к направлениям колебаний в николях. Указанные волны имеют разность хода Δ .

В анализаторе A каждое из этих колебаний разлагается на два колебания, идущие по осям индикатрисы анализатора: $K_1^1, K_1^2, K_2^1, K_2^2$. Плоскость колебания световых волн анализатора расположена перпендикулярно плоскости колебания световых волн в поляризаторе (перпендикулярно плоскости осевой линии чертежа). Поэтому анализатор пропускает только волны с амплитудами K_1^1 и K_2^1 , колеблющиеся в плоскости колебания световых волн анализатора. Две другие волны с амплитудами K_1^2 и K_2^2 , колеблющиеся в плоскости колебания поляризатора, анализатор не пропускает, и они гасятся оправой анализатора. Таким образом, две волны K_1^1 и K_2^1 , колеблющиеся в одной плоскости с одинаковой λ и имеющие разность хода Δ , приобретенную в кристалле, способны интерферировать, что обуславливает наблюдаемую интерференционную окраску кристалла в поле зрения микроскопа. Наиболее интенсивная по яркости интерференционная окраска наблюдается в случаях, когда оси эллиптического сечения кристаллической пластинки ориентированы под углом 45° к направлениям колебания световых волн в поляризаторе и анализаторе (нитям окулярного креста).

Главный вывод из вышеприведенных рассуждений, который необходимо четко представлять, заключается в следующем. Минерал в анизотропном сечении в скрещенных нико-

лях при повороте столика микроскопа на 360° четыре раза погасает и четыре раза приобретает некоторую интерференционную окраску. Момент погасания свидетельствует о том, что на-

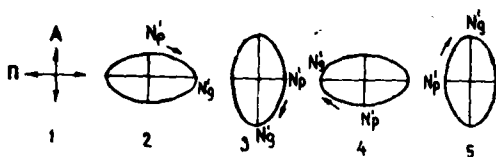


Рис. 47. Четырехкратное погасание минерала в анизотропном сечении при повороте столика микроскопа на 360°

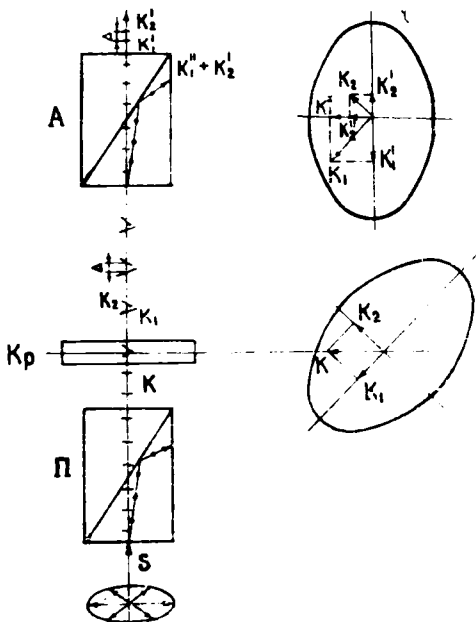


Рис. 48. Схема хода лучей через систему поляризатор — кристалл — анализатор, поясняющая причину появления интерференционной окраски

правления, вдоль которых минерал пропускает световые колебания (оси эллиптического сечения индикатрисы), совпадают с направлением колебаний поляризатора и анализатора (с нитями окулярного креста).

**Отличие
изотропных
минералов
от анизотропных**

Минералы кубической сингонии и аморфные вещества являются оптически изотропными, а минералы средних и низших сингоний — оптически анизотропными.

Исходя из вышеизложенных рассуждений, при скрещенных николях минералы кубической сингонии и аморфные вещества будут выглядеть черными. По этому свойству данные вещества легко отличаются от минералов средних и низших сингоний. В некоторых случаях кристаллы кубической сингонии и аморфные вещества обладают двупреломлением. Оптическая анизотропия нормально изотропных веществ вызывается внутренними напряжениями в кристаллах и аморфных веществах при воздействии на них механических, тепловых и электрических сил. Эти механические натяжения могут возникать как на этапе кристаллизации вещества под влиянием примесей, включений, соседних кристаллов и т. д., так и после их кристаллизации под воздействием внешних сил. Так, гранаты, за исключением альмандина и пироба, обладают заметным двупреломлением (до 0,012). Явления двупреломления наблюдаются в стеклах при искусственном воздействии на них механических (изгиба, кручения), тепловых (неравномерного нагревания), электрических и других сил. При этом по величине двупреломления можно количественно оценить силу внешнего воздействия.

Минералы средних и низших сингоний в скрещенных николях имеют интерференционную окраску, которая зависит от величины двупреломления, ориентировки и толщины среза минерала. Таким образом, анизотропные минералы в скрещенных николях бывают серыми, белыми, желтыми, красными и т. д. Однако не исключены случаи, когда у анизотропных минералов интерференционная окраска отсутствует. Во-первых, она не видна в круговых сечениях индикатрисы, т. е. в сечениях, перпендикулярных оптическим осям кристаллов, при любом положении столика микроскопа. Указанные сечения оптически не отличаются от сечений изотропных минералов. Принадлежность их к анизотропному минералу определенного среза возможно просто определить сравнением

свойств в этом сечении, наблюдаемых при одном николе, со свойствами в других сечениях. Во-вторых, интерференционная окраска не видна, когда направления колебаний волн в данном зерне совпадают с направлением колебаний в николях. Необходимо повернуть столик микроскопа, и зерно приобретет некоторую интерференционную окраску.

**Величина
двойного
лучепреломления**

Сила двойного лучепреломления является очень важной кристаллооптической константой и количественно отражает разность между максимальным и минимальным показателями преломления оптически анизотропных минералов ($n_g - n_p$). Для кристаллов оптически одноосных чаще используется вид записи $n_o - n_e$, т. е. разность показателей преломления для обыкновенного и необыкновенного лучей.

Физическая суть количественной оценки величины дупреломления объясняется следующим. При прохождении через анизотропные минералы луч раздваивается в кристаллах средних сингоний на обыкновенный и необыкновенный, а в кристаллах низших сингоний — на два необыкновенных луча. Пусть n_g и n_p — показатели преломления этих лучей, V , V_g , V_p — соответственно скорости лучей в воздухе и в кристалле, а t_g и t_p — время, затрачиваемое лучами на прохождение через пластинку, при $V_p > V_g$ и $t_g > t_p$. Тогда разность хода Δ , приобретаемая лучами в кристаллической пластинке толщиной d , выражается следующей зависимостью:

$$\Delta = (t_g - t_p)V = (d/V_g - d/V_p)V = d(V/V_g - V/V_p),$$

где $V/V_g = n_g$, $V/V_p = n_p$, тогда $\Delta = d(n_g - n_p)$, или $n_g - n_p = \Delta/d$.

Сила двойного лучепреломления в кристаллах максимальна в главном сечении индикатрисы, т. е. в плоскости оптической оси одноосных кристаллов и в плоскости оптических осей двuosных кристаллов. Все остальные значения дупреломления частные ($n_g' - n_p'$) и уменьшаются до нуля в сечении, перпендикулярном оптической оси кристалла. Поэтому табличной является максимальная величина дупреломления. Числовое выражение силы дупреломления — величина отвлеченная и по абсолютному значению меньше единицы.

**Интерференционная
окраска**

Дупреломление, свойственное оптически анизотропным минералам, обуславливает интерференцию световых волн, проходящих через систему поляризатор — кристалл — анализатор.

Интерференция монохроматического света приводит к его усилению или ослаблению. Более сложные оптические явления происходят при интерференции белого света, состоящего из монохроматических лучей с длинами волн от 380 до 760 нм.

Разность хода, создаваемая кристаллами в анизотропном сечении, для монохроматических лучей белого света соответствует четному или нечетному числу полуволн. В результате интерференции полного спектра белого света одни волны гасятся, а другие усиливаются, поэтому интенсивности различных цветов отличаются от таковых в белом естественном свете, и кристалл приобретает интерференционную окраску. Она не монохроматическая, а представляет собой смесь в разных пропорциях всех цветов, входящих в состав белого света.

Интерференционная окраска кристаллов определяется силой двойного лучепреломления. Она зависит от толщины кристаллической пластинки, внутреннего строения кристаллов, направления прохождения световых волн в кристалле и взаимного положения плоскостей поляризации в поляризаторе и анализаторе.

Изменение интерференционной окраски кристаллов от толщины пластинки видно из выражения $n_g - n_p = \Delta/d$.

Максимальная интерференционная окраска характерна для главного сечения индикатрисы минералов. Эта окраска может быть различной, что способствует диагностике минералов под микроскопом.

Частные сечения кристаллов, в которых осуществляются колебания световых волн, являются промежуточными, и интерференционная окраска этих сечений кристаллов изменяется от минимальной до максимальной. При диагностике минералов интерференционная окраска в промежуточных сечениях имеет второстепенное значение.

Зависимость интерференционной окраски кристаллов от взаимного положения плоскостей поляризации верхнего и нижнего николей определяется особенностями прохождения световых волн через систему поляризатор — кристалл — анализатор. В практике петрографических исследований применяется обычно два способа наблюдения интерференционной окраски: а) в скрещенных николях (плоскости поляризации в поляризаторе и анализаторе взаимно перпендикулярны); б) в параллельных николях (плоскости поляризации в поляризаторе и анализаторе параллельны).

В общем случае, независимо от взаимного расположения

плоскостей поляризации в верхнем и нижнем николях, два луча, вышедших из кристалла с определенной разностью хода (которая зависит от толщины пластинки и индивидуальных особенностей кристаллического вещества), «сводятся» анализатором в одну плоскость. В результате лучи приобретают возможность интерферировать. Причем в скрещенных николях разность хода лучей, приобретенная в кристалле, сохраняется при прохождении через анализатор, но при совмещении этих волн происходит смещение на половину длины одной волны. Это объясняется тем, что световые волны как бы повернуты одна относительно другой на 180° , а векторы их амплитуд обращены в противоположные стороны. В параллельных николях при прохождении лучей через анализатор интерферирующие лучи не смещаются друг относительно друга на половину длины волны. В результате цвета интерференции в скрещенных и параллельных николях различаются (табл. 8).

Изучение интерференционных цветов имеет большое значение в кристаллооптической методике. Следует помнить, что интерференция лучей, прошедших через кристалл, может наблюдаться только в том случае, если он находится между двумя николями.

Шкала цветов интерференции. В зависимости от величины разности хода лучей в кристалле наблюдается изменение интерференционной окраски. В скрещенных николях при разности хода $\Delta=0$ кристалл темный. Если разность хода $\Delta < 100$ нм, то кристалл окрашен в серый цвет. Серая окраска обусловлена тем, что малая разность хода составляет небольшую часть длин волн спектра белого света, и поэтому ни один из лучей полностью не гасится, но все лучи имеют малую интенсивность. При $\Delta \approx 100-150$ нм в сером цвете появляется слабый синеватый оттенок, так как эта разность хода приближается к $\lambda/2$ фиолетовых и синих волн. Дальнейшее возрастание разности хода до $200-250$ нм приводит к приближению интерференционной окраски к белой, поскольку Δ примерно равна $\lambda/2$ для фиолетовых, голубых, зеленых, желтых и оранжевых лучей. Их смещение и малая чувствительность нашего глаза к фиолетовому и синему цветам обуславливают белую интерференционную окраску. При $\Delta=300$ нм максимально усиливаются желтые лучи спектра, вследствие чего интерференционная окраска желтая. Разностью хода в 530 нм обуславливается усиление фиолетового и красного лучей, интерференционная окраска становится крас-

ной с фиолетовым оттенком. Это связано с тем, что красная окраска наиболее чувствительна для нашего глаза.

Таблица 8

Шкала интерференционных цветов в параллельных и скрещенных николях

Порядок	Цвета интерференции	
	в скрещенных николях	в параллельных николях
0	Черный	Белый
I	Серый	Белый
	Белый	Желтовато-белый
		Светло-коричневый
	Желтый	Красновато-оранжевый
		Красный
		Темно-карминовый
	Оранжевый	Темно-фиолетовый
		Индиговый
		Синий
		Зеленовато-синий
Синевато-зеленый		
II	Красно-фиолетовый	Зеленый
	Сине-фиолетовый	Желтовато-зеленый
	Синий	Желтый
		Оранжевый
	Зеленый	Красновато-оранжевый
		Красный
	Желтовато-зеленый	Карминовый
		Пурпуровый
		Фиолетовый
		Синий
Зеленый		
Высокие порядки	Светлый синевато-зеленый	Бледно-розовый
	Бледно-розовый	Светлый синевато-зеленый
	Белый высших порядков	Белый высших порядков

В табл. 9 приведена шкала интерференционных цветов и их оттенков, наблюдаемых в скрещенных николях. При повышении разности хода цвета периодически повторяются с интервалом 550 нм. Это послужило основанием для выделения порядков интерференционных цветов. Первый порядок состоит из серого, белого, желтого, красного и фиолетового цветов. Второй и последующие порядки содержат синий, зеленый, желтый, красный и фиолетовый цвета. Границей между порядками служит фиолетовый цвет. Он проявляется в узком ин-

Таблица 9

Шкала интерференционных цветов в скрещенных николях

Разность хода в нм	Оттенки	Цвета	Порядки
0	Черный	Черный	0
65	Стально-серый		
130	Синевато-серый	Серый	
220	Светлый синевато-зеленовато-серый		
245	Белый с синевато-зеленоватым оттенком		
270	Белый	Белый	I
350	Желтый		
410	Коричневый		
470	Оранжевый	Желтый	
490	Красновато-оранжевый		
505	Красный		
515	Карминовый	Красный	
550	Красно-фиолетовый	Фиолетовый	
570	Сине-фиолетовый		
585	Индиговый	Синий	
625	Синий		
705	Зеленовато-синий		
760	Синевато-зеленый		
795	Зеленый	Зеленый	
830	Желтовато-зеленый		
870	Зеленовато-желтый		
925	Желтый		
935	Оранжевый	Желтый	II
990	Красно-оранжевый		
1025	Красный		
1040	Карминовый	Красный	
1105	Красно-фиолетовый	Фиолетовый	
1135	Сине-фиолетовый		
1150	Индиговый		
1165	Синий	Синий	
1200	Зеленовато-синий		
1285	Синевато-зеленый		
1325	Зеленый	Зеленый	
1380	Желтовато-зеленый		
1425	Зеленовато-желтый		
1440	Желтый светлый	Желтый	III
1470	Оранжевый		
1550	Красный		
1590	Карминовый	Красный	
	Красно-фиолетовый	Фиолетовый	
1675	Серовато-фиолетовый		

Сила двойного лучепреломления

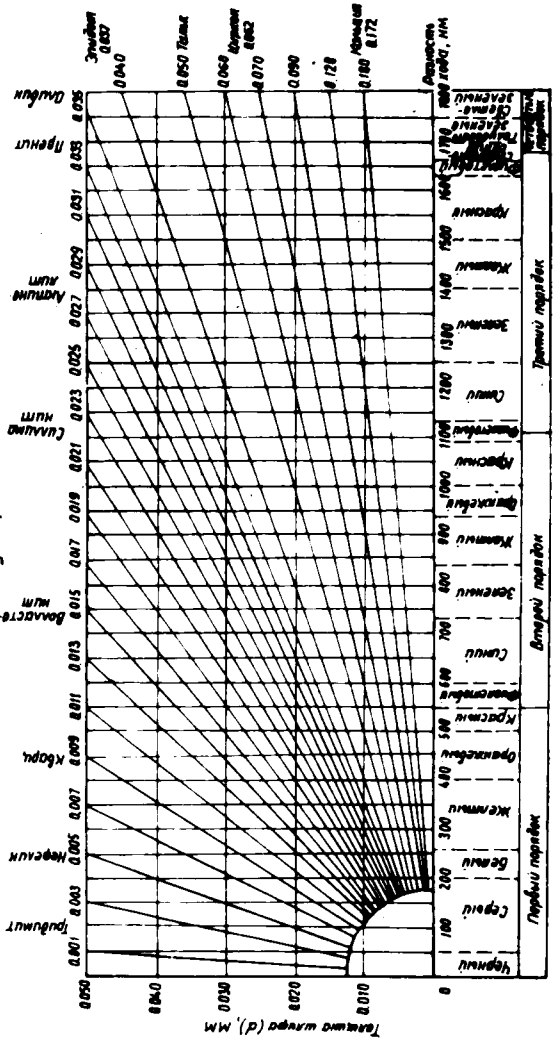


Рис. 49. Номограмма двойного лучепреломления

тервале разностей хода, причем наш глаз хорошо улавливает переход цветов от красного к синему.

Цвета интерференции первого и второго порядков выражены резко, далее они слабеют. Начиная с четвертого порядка появляются перламутровые и белые цвета высших порядков. Они возникают вследствие того, что большие разности хода отвечают четному числу полуволн не для двух-трех лучей, а для целого ряда. Все эти лучи гасятся. Промежуточные лучи, для которых разность хода равна нечетному числу полуволн, приобретают максимальную интенсивность. Вначале смещение цветов спектра дает два цвета в порядке — синевато-зеленый и бледно-розовый, при дальнейшем увеличении разности хода интерференционная окраска становится серовато-белой.

Номограмма Мишель-Леви представляет собой графическое выражение зависимости $n_g - n_p = \Delta/d$ (рис. 49). Номограмма была предложена французским петрографом Мишель-Леви и носит его имя.

На вертикальной оси диаграммы вынесены значения толщины кристаллической пластинки от 0 до 0,05 мм. По горизонтальной оси отложены значения разности хода от 0 до 1800 нм. Диаграмма раскрашена в соответствии со шкалой цветов интерференции. Сила двойного лучепреломления пока-

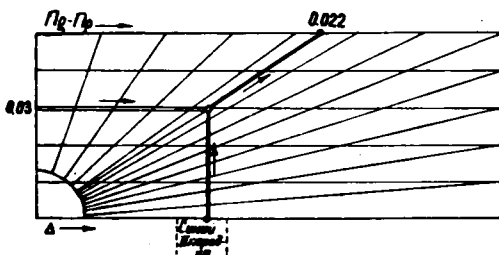


Рис. 50. Определение двупреломления по номограмме Мишель-Леви

зана радиальными прямыми, расходящимися из нулевой точки. Значения величины двупреломления в тысячных долях единицы нанесены вдоль верхнего и правого краев диаграммы.

Используя номограмму, можно легко определить силу

двупреломления минерала. Для этого необходимо знать толщину пластинки, интерференционную окраску и ее порядок (рис. 50).

Определение порядка интерференционной окраски по цветовым каемкам

Метод определения порядка интерференционной окраски по цветовым каемкам наиболее простой и широко используется в петрографической практике. По периферии зерен минералов в шлифе обычно наблюдается серия цветowych каемок, по-

следовательно повторяющая цвета таблицы Мишель-Леви. Причина появления цветных каемок заключается в том, что только в центральной части зерен их толщина соответствует 0,03 мм. К периферии зерен их толщина уменьшается. Уменьшение толщины зерна к краям связано с большей подверженностью к шлифованию участков, расположенных около границ зерен и трещин в минералах. Поскольку толщина кристалла влияет на интерференционную окраску, в участках разной толщины наблюдается различная интерференционная окраска в виде цветowych полосок (рис. 51).

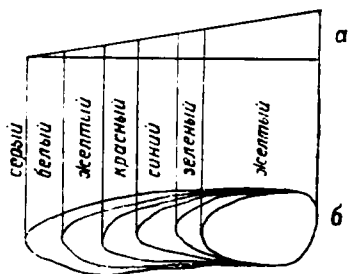


Рис. 51. Цветовые каемки на скошенном крае зерна: а — в плане, б — в разрезе

Порядок цветowych полосок на скошенном крае кристалла соответствует шкале Ньютона (номограмме Мишель — Леви), а не спектру разложения белого света. Порядок интерференционной окраски в части зерна толщиной 0,03 мм (толщина шлифа) равен числу красных полосок на скосе зерна плюс единица. Порядок интерференционной окраски рассчитывают по красным полоскам в силу того, что наш глаз наиболее чувствителен к восприятию красного цвета. Если скос

зерна крутой и разноцветные полоски очень тонкие, то во избежание ошибок необходимо использовать объективы большего, чем 9х увеличения — 20х или 40х.

Интерференционная окраска окрашенных минералов

Сила интерференционной окраски у окрашенных минералов не зависит от собственной; но последняя «загрязняет» интерференционный спектр. Это мешает определению интерференционной окраски и

силы двупреломления. Особенно ощутимое искажение интерференционной окраски наблюдается у окрашенных минералов с двупреломлением ниже 0,020. Даже в слабоокрашенных минералах собственный цвет маскирует белую и серую интерференционную окраску первого порядка. Зерно при скрещенных николях выглядит так же, как при одном николе. Интенсивная окраска биотита, щелочных амфиболов и пироксенов, рутила и других минералов затушевывает интерференционную, а в скрещенных николях эти минералы еще интенсивнее окрашены, чем при одном николе.

Необходимость и условия наблюдения интерференционной окраски в параллельных николях

Интерференционную окраску в параллельных николях исследуют при необходимости отличить белую интерференционную окраску высших порядков от таковой первого порядка; необходимости выбора наименее или наиболее двупреломляющего сечения, если вещество слабо двупреломляет, и в скрещенных николях все зерна окрашены в серые и белые интерференционные цвета.

Николи устанавливают в параллельное положение поворотом одного из николей на 90° от скрещенного положения. Для отличия белой интерференционной окраски высших порядков от белой первого порядка исследуемое зерно ставят в крест нитей. Николи приводят в параллельное положение. Если интерференционная окраска при этом меняется, то она принадлежит белой высшего порядка. В случае, когда исследуемое зерно имеет белую интерференционную окраску первого порядка, в параллельных николях она изменяется на цвет, соответствующий разности хода (см. табл. 8).

Наблюдение интерференционной окраски в параллельных николях позволяет выбрать зерна с наибольшим или, наоборот, с наименьшим двупреломлением среди слабодвупреломляющихся минералов. В скрещенных николях минералы с двупреломлением от 0,009 и ниже окрашены в белые и серые цвета, поэтому выбор сечения с разным двупреломлением затруднителен. В параллельных же николях диапазону

двупреломления $0-0,009$ соответствует 5 цветов интерференции, поэтому легко выбрать зерна с необходимыми сечениями.

**Дисперсия
двупреломления
и аномальные цвета
интерференции**

Как мы отметили выше, для волн разной длины величина показателей преломления веществ изменяется. Этим объясняется дисперсия двупреломления, возникающая при изменении разности хода лучей

в кристалле в зависимости от длины волны. Изменение величины двупреломления для разных участков спектра неравнозначно у кристаллических веществ. Например, у одних минералов разность хода для коротких волн больше, чем для длинных, а у других наоборот. В связи с этим у некоторых минералов проявляются интерференционные цвета, отличающиеся от цветов нормальной ньютоновской шкалы. Такие цвета интерференции называются аномальными. Свообразные аномальные цвета интерференции являются хорошими диагностическими признаками, так как проявляются у немногих минералов.

По характеру дисперсии двупреломления Ф. Бекке выделил три типа аномальных интерференционных окрасок (супернормальную, субнормальную, аномальную).

Супернормальная окраска проявляется у минералов, у которых сила двупреломления для коротких длин волн больше, чем для длинных. В этом случае цвета первых порядков приближаются к соответствующим цветам второго порядка. Вместо серого цвета наблюдается глубокий синий, который сменяется ярким лимонно-желтым, а красный первого порядка приобретает светлый карминовый, свойственный красному второго порядка. Супернормальной интерференционной окраской обладают мелилит, цоизит, клиноцоизит, эпидот, анатаз.

Субнормальная окраска проявляется у минералов, у которых сила двупреломления для коротких длин волн меньше, чем для длинных. Интерференционные цвета первого порядка тускнеют — желтый первого порядка тусклее и приближается к коричневому, красный также становится более тусклым. Субнормальной окраской обладают брусит и клинохлор.

Аномальная окраска проявляется, когда сила двупреломления минимальная для волн средней части спектра и повышается к его концам, причем меняется оптический знак минерала. У одноосных минералов с такой схемой дисперсии

двупреломления геометрия оптического эллипсоида меняется от оптически отрицательного для одного конца спектра к шару в средней части и до оптически положительного для другого конца спектра. Минералы в скрещенных николях имеют чернильно-синие и фиолетовые тона вместо серого первого порядка. Аномальная окраска у хлоритов и везувиана.

Неодинаковый характер дисперсии силы двупреломления у различных минералов в некоторых случаях вызывает затруднение при получении компенсации компенсационными приборами. Если характер дисперсии в компенсаторе и исследуемом кристалле различаются, то полной компенсации для всех длин волн может не наступить. Поэтому нецелесообразно делать компенсаторы с переменной разностью хода — выше 3—5 порядков. При больших разностях хода в редких случаях можно добиться полной компенсации.

Явление компенсации и компенсаторы

В кристаллическом веществе, помещенном в систему микроскопа, поляризованная волна разлагается на две, колебания которых осуществляются в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Разность хода, возникающая при прохождении луча через кристалл, определяет интерференционную окраску зерна, наблюдаемую в микроскопе в системе поляризатор — кристалл — анализатор. Если над зерном минерала поместить кристаллическую пластинку с такой же разностью хода и параллельной оптической ориентировкой, то световые волны, прошедшие через зерно и пластинку, приобретут вдвое большую разность хода (рис. 52). Интерференционная окраска увеличится на разность хода пластинки.

Если зерно и пластинку установить так, чтобы совпали разноименные оси индикатрисы, то произойдет компенсация разности хода, возникшей в зерне. В результате интерференционной окраски наблюдаться не будет, зерно станет черным или темно-серым.

Явление компенсации используется для определения силы двупреломления и наименования осей оптической индикатрисы. Для этой цели предназначены компенсаторы: кварцевая и гипсовая пластинки, кварцевый клин и компенсатор Берка (рис. 53, 54). Их вводят в специальную прорезь в тубусе микроскопа, расположенную над объективом и ориентированную под углом 45° к направлению колебаний волн в николях (окулярному кресту).

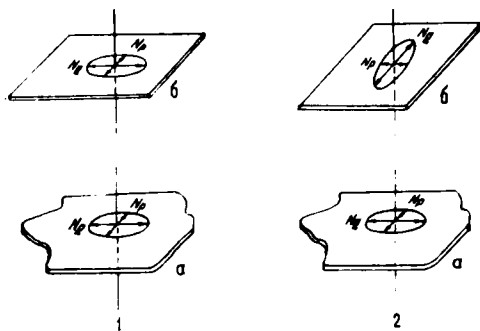


Рис. 52. Соотношение оптической ориентации кристалла *a* и пластинки *б* при увеличении разности хода 1 и компенсации 2

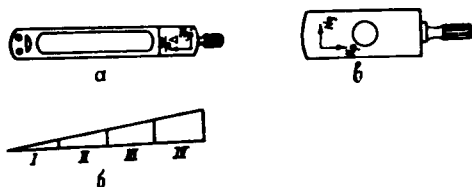


Рис. 53. Компенсаторы: *a* — кварцевый клин; *б* — вид кварцевого клина в сечении, римскими цифрами показаны порядки интерференционной окраски; *в* — кварцевая пластинка

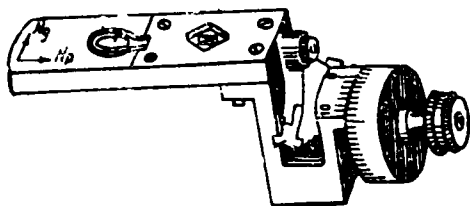


Рис. 54. Компенсатор Берка

Кварцевая пластинка представляет собой плоскопараллельную пластинку, вырезанную из кристалла кварца параллельно его оптической оси. Ее толщина (около 0,06 мм) обуславливает красно-фиолетовую интерференционную окраску (граница первого и второго порядков). Разность хода пластинки 550—560 нм. Пластинка вставлена в металлическую оправу так, что N_p кварца совпадает с длинной стороной оправы, а N_g — с короткой. Для наблюдения за усилением и уменьшением интерференционной окраски в системе зерно — кварцевая пластинка необходимо выполнить следующие операции (никколи скрещены).

Установить зерно с какой-либо интерференционной окраской, например желтой, обусловленной разностью хода 350 нм.

Повернуть столик микроскопа до момента погасания зерна, т. е. совместить направления колебания световых волн в зерне с направлением колебаний волн в николях.

Повернуть столик микроскопа на 45° в любую сторону. При этом одно из направлений колебания волн в зерне (N_g' или N_p') совместится с прорезью для компенсатора, а зерно приобретет интерференционную окраску наибольшей интенсивности (в нашем случае — желтую первого порядка).

Ввести в прорезь тубуса кварцевую пластинку. При этом возможно усиление интерференционной окраски до желтой второго порядка: $\Delta = 900 \text{ нм} = 350 \text{ нм (зерна)} + 550 \text{ нм (пластинки)}$, если одноименные оси индикатрис зерна и пластинки совпадают. Если совпадут разноименные оси индикатрис зерна и пластинки, то суммарная разность хода составит в нашем примере 200 нм, и зерно будет окрашено в серовато-белый цвет.

Кварцевая пластинка используется при изучении минералов с двупреломлением до 0,016. Полная компенсация интерференционной окраски зерна при помощи кварцевой пластинки получается как редкое совпадение разностей хода зерна и пластинки (550—560 нм). Обычно наблюдается повышение или понижение интерференционной окраски на разность хода пластинки.

Кварцевый клин — компенсатор с переменной разностью хода. Он представляет собой клин, вырезанный из монокристалла кварца параллельно оптической оси. Клин вклеен между двумя стеклами и заключен в металлическую оправу, на которой показаны направление скоса и положение осей индикатрисы. По длинной стороне клина расположе-

на ось N_p , по короткой — N_g . Увеличение толщины клина приводит к изменению разности хода от тонкого конца к толстому. Если кварцевый клин медленно вдвигать в прорезь тубуса микроскопа при скрещенном положении николей и без шлифа на предметном столике, то в поле зрения будет наблюдаться постепенная смена цветов интерференции в соответствии с номограммой Мишель-Леви.

Кварцевый клин применяется при определении знака главной зоны у минералов с сильным двупреломлением и величины двупреломления. В отличие от кварцевой пластинки, кварцевый клин позволяет добиться полной компенсации интерференционной окраски у большинства минералов.

**Получение
полной компенсации
и определение порядка
интерференционной
окраски
кристаллов
при помощи
кварцевого клина**

Получение полной компенсации и определение порядка интерференционной окраски сводятся к выполнению следующих операций.

Зерно с какой-либо интерференционной окраской, например, зеленой, поставить в крест нитей.

Поворотом столика микроскопа поставить зерно на погасание, т. е. совместить оси индикатрисы зерна с нитями окулярного креста.

Повернуть столик микроскопа на 45° (в любую сторону). Осторожно вдвинуть в прорезь кварцевый клин острым концом вперед и следить за изменением интерференционной окраски. Если интерференционная окраска повышается или наблюдается непонятная картина изменения цветов, то необходимо развернуть столик микроскопа в любую сторону на 90° . В результате с направлением прорези для компенсатора совмещена ось N_g' зерна.

Вести кварцевый клин до момента полной компенсации интерференционной окраски зерна.

Убрать шлиф. В поле зрения наблюдать интерференционную окраску, соответствующую интерференционной окраске зерна (в нашем случае зеленую). Медленно вывести клин из прорези и наблюдать последовательное уменьшение цветов интерференции в соответствии с номограммой Мишель-Леви. Сосчитать количество красных цветов, проходящих через поле зрения. Порядок интерференционной окраски будет равен числу красных цветов, проходящих через поле зрения, плюс единица.

**Приближенное
определение
величины
двойного
лучепреломления**

Работа производится при скрещенных николях. Установить микроскоп в рабочее положение (настроить освещение, отцентрировать объективы, проверить скрещенность николей). В изучаемом шлифе просмотреть все зерна исследуемого минерала. Выбрать зерно с наивысшей интерференционной окраской, т. е. сечение, параллельное плоскости оптических осей. Поставить выбранное зерно в крест нитей. Поворотом столика микроскопа поставить зерно в положение максимального просветления. Определить порядок интерференционной окраски методом цветных каемок или при помощи кварцевого клина. С помощью номограммы Мишель-Леви по интерференционной окраске определить силу двойного лучепреломления (см. рис. 49).

**Определение
силы двупреломления
с помощью
компенсатора Берека**

Компенсатор Берека с переменной разностью хода лучей для массовой работы в студенческих аудиториях не рекомендуется. В этом компенсаторе пластинка исландского шпата толщиной около 1,0 мм вырезана перпендикулярно оптической оси, укреплена на подвижной оси и с помощью поворотного кольца может быть повернута в одну и другую стороны на 30° от нейтрального положения (см. рис. 54). По длинной стороне металлической оправы расположена ось N_g . В нейтральном положении, когда пластинка параллельна оправе компенсатора, оптическая ось микроскопа совпадает с оптической осью пластинки. В этом случае компенсатор не создает разности хода, и в скрещенных николях (без шлифа) наблюдается широкий размытый крест, закрывающий почти все поле зрения. При повороте пластинки (в любую сторону) разность хода растет, и в скрещенных николях через поле зрения проходят изогнутые цветные полосы в соответствии с их последовательностью в номограмме Мишель-Леви. Любому углу поворота пластинки соответствует строго определенная разность хода. Угол поворота по нониусу поворотного кольца отсчитывается с точностью до $0,1^\circ$. Разность хода, создаваемая компенсатором Берека, зависит от угла поворота, длины пути световой волны, проходящей через пластинку, от углов преломления при переходе света из воздушной среды в кристалл. Полная разность хода компенсатора Берека определяется выражением

$\Delta = f(i_k)C$, где $f(i_k)$ — переменная, определяемая по табл. 10; C — постоянная, индивидуальная для каждого компенсатора.

Рассматриваемый компенсатор используется для получения разности хода и величины двупреломления с точностью, превышающей ту, которую может дать цветная номограмма Мишель-Леви.

Величина двупреломления в выбранном сечении минерала определяется по формуле $n_g - n_p = f(i_k) \cdot C/d$, где $f(i_k) \cdot C$ — разность хода в нм; d — толщина шлифа в мм.

Определение константы C . При скрещенных николях в прорез тубуса микроскопа ввести компенсатор Берка. Поворотная компенсационная пластинка должна быть ориентирована параллельно плоскости оправы. Повернуть барабан компенсатора до появления в перекрестке поля зрения фиолетовой окраски первого порядка, которой соответствует разность хода в 550 нм, и взять первый отсчет по нониусу шкалы i_1 . То же самое проделывают при повороте барабана компенсатора в другую сторону — снимают второй отсчет i_2 . По полуразности отсчетов $(i_1 - i_2)/2 = i_k$ определяют функцию компенсации $f(i_k)$ (табл. 10). Далее $C = \Delta/f(i_k) = 550/f(i_k)$. Постоянную компенсатора определяют один раз и записывают в журнал наблюдений.

Определение разности хода в выбранном сечении. Выбранное зерно с максимальной интерференционной окраской установить в крест нитей, чтобы в перекрестке находился участок зерна с наивысшей для зерна интерференционной окраской. Определить ориентировку осей индикатрисы в зерне. Установить одну из осей эллипсоида параллельно прорези микроскопа. Вращением барабана компенсатора убедиться, что интерференционная окраска понижается. Если окраска при повороте барабана повышается, то столик микроскопа необходимо повернуть на 90° . Повернуть барабан компенсатора до момента полной компенсации интерференционной окраски в выбранном участке зерна. Снять отсчет угла поворота i_1 . Повернуть барабан компенсатора в другую сторону до момента компенсации и снять другой отсчет i_2 . По табл. 10 по полуразнице отсчетов определить функцию компенсации $f(i_k)$. Разность хода рассчитать по формуле $\Delta = f(i_k) \cdot C$.

Определение силы двупреломления. Для вычисления величины двупреломления по формуле $n_g - n_p = \Delta/d$ необходимо знать толщину шлифа. Разность хода рассчитана, а толщина стандартного шлифа равна 0,03 мм. Тол-

Таблица 10

Функция компенсации $f(l)$ для компенсатора Берка

K	0,0°	0,1°	0,2°	0,3°	0,4°	0,5°	0,6°	0,7°	0,8°	0,9°
0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,5	0,8	1,1	1,5	1,9	2,5
1	3,0	3,7	4,4	5,1	6,0	6,9	7,8	8,8	9,9	11,0
2	12,2	13,4	14,7	16,1	17,5	19,0	20,6	22,2	23,9	25,6
3	27,4	29,3	31,2	33,2	35,2	37,3	39,5	41,7	44,0	46,3
4	48,7	51,2	53,7	56,3	58,9	61,6	64,4	67,2	70,1	73,1
5	76,1	79,1	82,3	85,5	88,7	92,0	95,4	98,8	102,3	105,9
6	109,5	136,2	116,9	120,7	124,6	128,5	132,5	136,5	140,6	144,8
7	149,0	153,3	157,6	162,0	166,5	171,0	175,6	180,2	184,9	189,6
8	194,5	199,3	204,3	209,3	214,4	219,5	224,6	229,9	235,2	240,5
9	245,9	251,4	257,0	262,6	268,2	273,9	279,7	285,5	291,4	297,4
10	303,4	309,5	315,6	321,8	328,1	334,4	340,7	347,2	353,7	360,2
11	366,8	373,5	380,2	387,0	393,8	400,8	407,7	414,7	421,8	428,9
12	436,1	443,4	450,7	458,1	465,1	473,0	480,6	488,2	495,8	503,5
13	511	519	527	535	543	551	559	567	576	584
14	592	601	609	618	626	635	644	653	661	670
15	679	688	697	706	716	725	734	743	753	762
16	772	781	791	801	810	820	830	840	850	860
17	870	880	890	901	911	921	932	942	953	963
18	974	985	996	1006	1017	1028	1039	1050	1061	1072
19	1084	1095	1106	1118	1129	1141	1152	1164	1175	1187
20	1199	1211	1222	1234	1246	1258	1270	1283	1295	1307
21	1319	1332	1344	1357	1369	1382	1394	1407	1420	1432
22	1445	1458	1471	1484	1497	1510	1523	1537	1550	1563
23	1577	1590	1603	1617	1631	1644	1658	1672	1685	1699
24	1713	1727	1741	1755	1769	1783	1797	1812	1826	1840
25	1855	1869	1884	1898	1913	1927	1942	1957	1972	1987
26	2001	2016	2032	2046	2062	2077	2092	2107	2123	2138
27	2153	2169	2184	2200	2215	2231	2242	2262	2278	2294
28	2310	2326	2342	2358	2374	2390	2407	2422	2439	2455
29	2471	2488	2504	2521	2537	2554	2570	2587	2604	2620
30	2637	2654	2671	2688	2705	2722	2739	2756	2773	2791
31	2808	2825	2843	2860	2877	2895	2912	2930	2947	2965

Таблица 11

Оценка двупреломления в шлифах нормальной толщины

Характер двупреломления	$N_g - N_p$	Интерференционная окраска	Типичные минералы
Очень слабое	$< 0,005$	Не выше светло-серой I порядка	Лейцит, апофилит, анальцит, пеннин, апатит, везувин, эвдиалит, кристобалит, тридимит, рибекит, нефелин, мелилит
Слабое	$0,005 - 0,010$	Не выше светло-желтой I порядка	Арфведсонит, кордиерит, берилл, цонзит, ортоклаз, андезин, лабрадор, олигоклаз, альбит, кварц, битовнит, корунд, топаз, гипс, целестин, аксинит
Среднее	$0,010 - 0,025$	Не выше синей II порядка (нет зеленых)	Ставролит, андалузит, кванит, барит, анортит, гиперстен, скаполит, хлоритоид, воластонит, роговая обманка, шеелит, сподумен, муллит, монтичеллит, алунит, глаукофан, турмалин, силлиманит, авгит, эпидот
Сильное	$0,025 - 0,100$	Есть зеленые, нет перламутровых	Лепидолит, актинолит, куммингтонит, диопсид, эпидот, роговая обманка, турмалин, ортит, биотит, мусковит, форстерит, оливин, мейонит, гумит, циркон, базальтическая роговая обманка, эгирин
Очень сильное	$0,100 - 0,180$	Есть перламутровые, нет белых	Сфен, арагонит, кальцит, давсонит
Исключительно сильное	$> 0,180$	Есть белые высшего порядка	Брейнерит, магнетит, смитсонит, сидерит

Примечание. Порядок расположения минералов соответствует изменению двупреломления.

шину шлифа можно определить по высоте интерференционной окраски кварца, если он есть в шлифе и находится в непосредственном контакте с исследуемым зерном. Причем кварц должен быть в строго ориентированном сечении — в плоскости оптических осей. Такое зерно будет иметь белую интерференционную окраску первого порядка при толщине шлифа 0,03 мм. Вычисляя значение двупреломления, разность и толщину шлифа нужно привести к одной системе измерения. В нашем случае разность хода приведена в нанометрах (миллионных долях миллиметра), а толщина шлифа — в сотых долях миллиметра.

**Разделение
породообразующих
минералов
на группы
по двупреломлению**

При диагностике минералов удобно разделять их на группы. Иногда достаточно характеристики двупреломления как слабого, среднего, сильного и т. д. (табл. 11). Необходимо помнить, что значение двупреломления для одного и того же минерала может сильно меняться в зависимости от его состава, например, у биотита $n_g - n_p$ изменяется от 0,039 до 0,081 (Трегер, 1968), что соответствует изменению интерференционной окраски в широком диапазоне.

**Определение
знака удлинения
(знака главной зоны)
минерала**

Многие зерна имеют отчетливо удлиненную форму, кристаллографические очертания (границы или спайность вдоль удлинения). На таких зернах определяют характер удлинения минерала, который служит диагностическим признаком. При положительном удлинении с удлинением кристалла совпадает большая ось индикатрисы N_g , при отрицательном удлинении с удлинением кристалла совпадает меньшая ось индикатрисы N_p (рис. 55).

При определении знака удлинения пользуются компенсаторами — кварцевой пластинкой или кварцевым клином. Кварцевая пластинка служит для исследования кристаллов, имеющих величину двупреломления первого и второго порядков. При изучении характера удлинения у кристаллов с высоким двупреломлением (третьего и четвертого порядков) применяют кварцевый клин.

Порядок работы

Зерно с отчетливо видимыми кристаллографическими очертаниями, с максимальной интерференционной окраской поставить в крест нитей.

Поворотом столика микроскопа сориентировать длинную сторону кристалла параллельно вертикальной нити. Повернуть столик микроскопа до ближайшего погасания зерна, затем на 45° против часовой стрелки. Минерал окажется на максимальном просветлении.

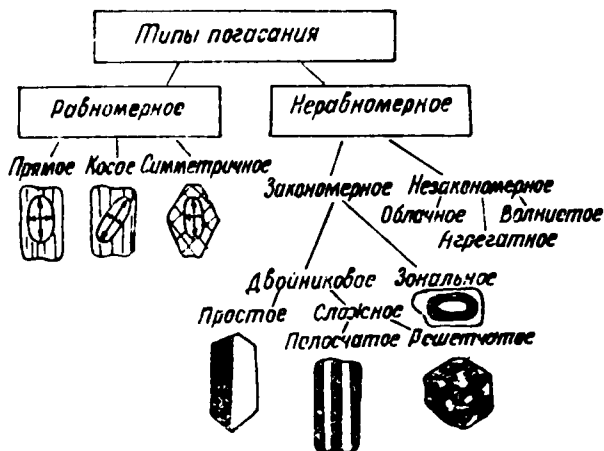


Рис. 55. Типы погасания

В прорезь микроскопа вдвинуть пластинку или клин и следить за характером интерференционной окраски. Если интерференционная окраска понижается, то удлинение минерала положительное, и наоборот, если интерференционная окраска повышается, то удлинение отрицательное. Следует помнить, что если зерно имеет скос к краям, то для определения знака удлинения можно пользоваться методом бегущих полосок. При медленном движении кварцевого клина в прорезь микроскопа цветные полоски двоятся на минерал, если знак зоны положительный, и наоборот, они двигаются с минерала, если знак главной зоны отрицательный.

**Изучение
характера
погасания**

На рис. 56 приведены различные наиболее часто встречающиеся типы погасания. Характер погасания — важный диагностический признак при определении минералов. Наиболее значимой количественной оптической

характеристикой минералов является угол погасания, отражающий взаиморасположение кристаллографических направлений с осями оптического эллипсоида.

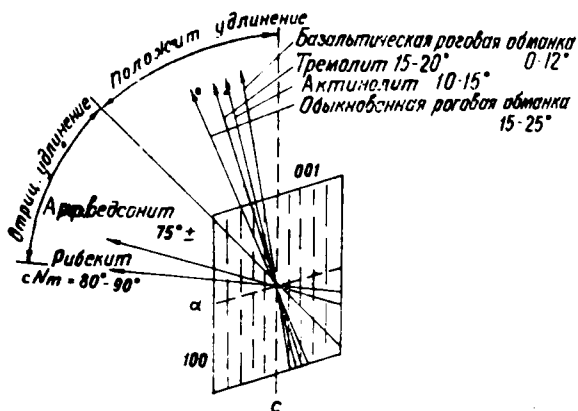


Рис. 56. Средние углы погасания некоторых амфиболов на разрезе, параллельном (010)

При вращении столика микроскопа у минералов отмечается либо одновременное угасание по всему зерну, либо неодновременное угасание различных участков зерна. Причем границы между участками цельного зерна могут иметь в разной степени плавные постепенные границы между участками неодновременного угасания. Такой характер погасания называют волнистым, облачным, удлиненно-лоскутным, фронтальным, сетчатым и т. д. в зависимости от морфологии выкристаллов угасанием форм. У некоторых минералов проявляется зональная неоднородность состава. Это приводит к закономерному неодновременному погасанию участков кристаллов, потому что ориентировка оптического эллипсоида в зонах, имеющих переменный состав, различна.

Наблюдение двойников и сфероидов. Двойники — закономерные сростки двух или нескольких кристаллов. Благодаря различному погасанию двойниковых индиви-

дов зерна возможно изучение двойников в скрещенных николях. Неодинаковое погасание двойниковых индивидов объясняется различной ориентировкой эллипсоида в сросшихся индивидах. Двойники бывают простые, если срослись два кристалла, и полисинтетические, если сросшихся кристаллов более трех. Очень важно не путать закономерно сросшиеся зерна с контактирующими зернами одного и того же минерала.

Главной отличительной особенностью двойников является прямолинейный характер двойникового шва, который отчетливо наблюдается под микроскопом. Простые двойники характерны для калиевых полевых шпатов, полисинтетические — для плагноклазов.

Сложные полисинтетические двойники наблюдаются у микроклина и некоторых анортоклазов в плоскостях \perp (001) и (010), они обусловлены одновременным двойникованием по альбитовому и переклиновому законам. В результате в скрещенных николях у этих минералов наблюдается своеобразное решетчатое погасание. Особенностью анортоклаза в отличие от микроклина является то, что в разрезах, параллельных (001) и (010), наблюдаются двойниковые полосы одного направления, причем у микроклина границы между двойниковыми полосками волнистые.

Сферолиты — своеобразные агрегаты минеральных зерен, образовавшиеся в результате концентрически зонального множества кристаллов из одного центра. При скрещенных николях в поле мелкого (до 10—15 мм) сферолита наблюдается темный крест, который при вращении столика микроскопа не меняет своего положения. Если кристаллы, образующие сферолит, имеют прямое погасание, то крест погасания расположен параллельно окулярному кресту. Если же кристаллы, образующие сферолит, имеют косое погасание, то крест погасания повернут относительно окулярного креста на соответствующий угол, равный углу погасания минерала.

Агрегатная поляризация. Под этим понимается разнообразное, совершенно незакономерное расположение направлений погасания в отдельных элементах тонкозернистых, различаемых под микроскопом минералов. Зерна минералов настолько малы, что в толщину шлифа вмещается по нескольку зерен разнообразной оптической ориентировки. При вращении предметного столика агрегат между скрещенными николями показывает искрящиеся просветления — погасания и мелькание окрасок.

**Определение
угла погасания**

Угол погасания — угол между кристаллографическими элементами (трещинами спайности, гранями кристаллов) и осями индикатрисы (N_g , N_m , N_p). Этот параметр характеризует ориентировку оптического эллипсоида в кристаллах. Различают три типа углов погасания: прямой, косой и симметричный.

Прямое погасание. Когда оси индикатрисы кристалла совпадают с кристаллографическими элементами, угол погасания равен нулю. Этот тип погасания характерен для кристаллов средних сингоний, ромбической сингонии и моноклинной сингонии, где одно из кристаллографических направлений совпадает с одной из осей эллипсоида. Прямое погасание у апатита, турмалина, биотита, энстатита и т. д.

Косое погасание. Оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими направлениями. Косое погасание наблюдается у кристаллов триклинной и моноклинной сингоний, например, у диопсида, роговой обманки, плагиоклазов и др.

Симметричное погасание. Ось индикатрисы делит угол между трещинами спайности пополам. Симметричное погасание характерно для индивидов двойников относительно плоскости сростания (альбитовый закон двойникования).

Порядок работы

1. Найти зерно с максимальной интерференционной окраской и с четкими кристаллографическими элементами (спайностью, гранями кристаллов). Это сечение индикатрисы N_g , N_p .

2. Выключить анализатор. Совместить грани кристалла или направление спайности с вертикальной нитью окулярного креста. Взять отсчет по нониусу предметного столика микроскопа.

3. Включить анализатор. Если зерно оказалось на максимальном угасании, то угол погасания прямой, т. е. данное кристаллографическое направление совпадает с одной из осей оптической индикатрисы (N_g или N_p). Если же зерно при включенном анализаторе имеет какую-либо интерференционную окраску, то необходимо поворотом столика вправо или влево поставить зерно на погасание. Зафиксировать отсчет по нониусу. Разница отсчетов даст угол погасания. Необходимо брать меньший (меньше 45°) угол.

4. Повернуть столик микроскопа на 45° против часовой стрелки. Вставить компенсатор (клин или пластинку) и по изменению интерференционной окраски определить наименование оси индикатрисы, которая образует угол с данным кристаллографическим направлением. Если интерференционная окраска повысилась, то вдоль зерна расположена ось N_p — удлинение отрицательное, а если понизилось, то удлинение положительное. Обычно удлиненные разрезы с одной системой спайности соответствуют направлению кристаллографической оси C . Поэтому угол погасания записывается в виде CNg , например $CNg = 16^\circ$.

Измерение углов погасания иногда позволяет быстро различить между собой моноклинные пироксены и амфиболы, а также определить их разновидности (рис. 56, 57).

**Определение
состава плагиоклазов
по углам погасания**

По углам погасания в строго ориентированных сечениях возможно установить состав плагиоклазов.

Метод Мишель-Леви. Метод основан на определении максимального симметричного погасания альбитовых двойников в зоне $\perp [010]$. Этот метод статистический и требует измерения углов погасания в нескольких зернах.

Порядок работы

1. Выбрать зерно, sdвойникованное по альбитовому закону, и в сечении, перпендикулярном $[010]$. Для таких зерен характерны четкие двойниковые швы и спайность, а также исчезновение двойниковой структуры при положении двойникового шва параллельно и под углом 45° к нитям окулярного креста. Установить зерно в крест нитей.

2. Вращением столика микроскопа поставить двойниковый шов параллельно вертикальной нити окуляра. Взять отсчет по лимбу столика.

3. Повернуть столик микроскопа до погасания одной системы двойников. Взять отсчет по лимбу. Затем вращением столика микроскопа в обратную сторону установить погасание второй системы двойников. Снять отсчет по лимбу. Разница углов погасания первой системы двойников и второй не должна превышать $4-6^\circ$. Определить средний угол погасания в данном сечении.

Операции 1, 2, 3 повторить на других зернах. Из всех средних углов взять максимальный и на соответствующей кривой диаграммы (рис. 58) определить состав плагиоклаза.

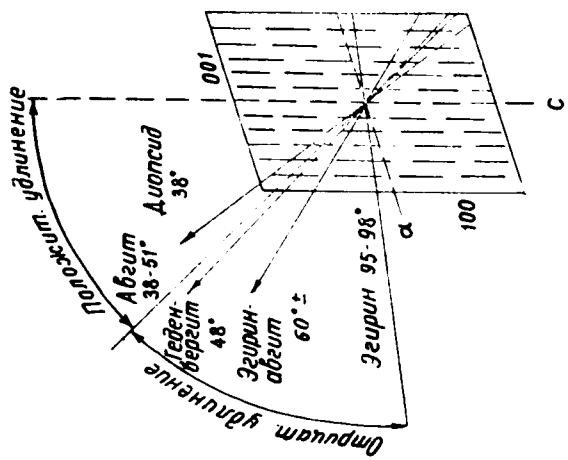


Рис. 57. Средние углы погасания некоторых моноклинных пироксенов на разрезе, параллельном (010)

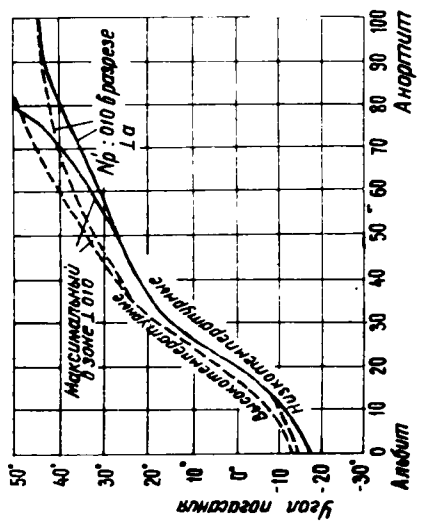


Рис. 58. Диаграмма для определения состава плагиоклазов методами Бекке—Беккера и Мишель—Левин

Метод Бекке—Беккера позволяет определить номер плагиоклаза по углу $Np' : (010)$ в сечении, одновременно перпендикулярном (010) и (001) , т. е. в сечении, перпендикулярном $[100]$. Такой разрез характеризуется наличием пересекающейся под углом спайности $86-87^\circ$, выраженной тонкими четкими линиями (рис. 59).

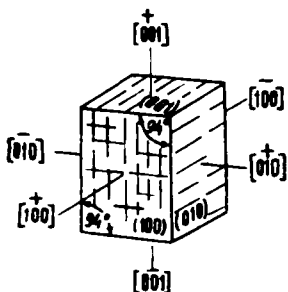


Рис. 59. Ориентировка кристалла плагиоклаза

Порядок работы

1. Найти и поставить в крест нитей сечение плагиоклаза с хорошо видимыми тонкими следами спайности (010) и (011) . Угол между направлениями спайности должен составлять $86-87^\circ$. Скрестить николи.

2. В данном сечении найти положение Np' . Для этого в положении максимального просветления зерна в прорезь тубуса микроскопа вставить кварцевую пластинку. При совпадении Np' с прорезью зерно должно приобрести синюю интерференционную окраску.

3. Поворотом столика микроскопа совместить Np' с направлением колебаний световых волн в поляризаторе (с вертикальной или горизонтальной нитью окулярного креста в зависимости от индивидуальных особенностей микроскопа). Взять отсчет на лимбе столика микроскопа.

4. Вывести анализатор и поворотом столика микроскопа сначала по часовой стрелке, а потом наоборот определить ближайшую к Np' спайность, измерить между ними угол. Ближайшая к Np' спайность (010) . Полученный угол, например, 35° .

5. По соответствующей кривой на диаграмме (рис. 58) определить номер плагиоклаза. В данном случае плагиоклаз лабрадор № 65. Если угол $Np' : 010$ более 20° , то номер плагиоклаза устанавливается однозначно. Если же угол $Np' : 010$ менее 20° , то необходимо решить, с каким знаком «+» или «-» (см. рис. 58), нужно брать отсчет на ординате для определения состава плагиоклаза. Знак можно установить двумя

способами. Если Np' находится в тупом углу между спайностями, то берут знак «—». Когда трудно отличить острый угол от тупого, пользуются другим способом, который заключается в сравнении показателей преломления исследуемого плагиоклаза и канадского бальзама. Знак «+» берут, когда оба показателя преломления плагиоклаза больше, чем у канадского бальзама.

Определение состава плагиоклаза по углу погасания в зоне, параллельной [100]. Метод широко используется для определения состава микролитов плагиоклаза. Микролиты плагиоклаза являются составной частью большинства эффузивных пород. Обычно они вытянуты вдоль [100], поэтому для измерения выбирают разрезы минерала отчетливо удлиненной формы. В этих разрезах устанавливают положение Np' , а затем измеряют угол погасания между удлинением и Np' ($Np' : 100$). Поскольку это статистический метод, надо взять максимальный угол из всех измеренных и определить состав плагиоклаза по диаграмме (рис. 60).

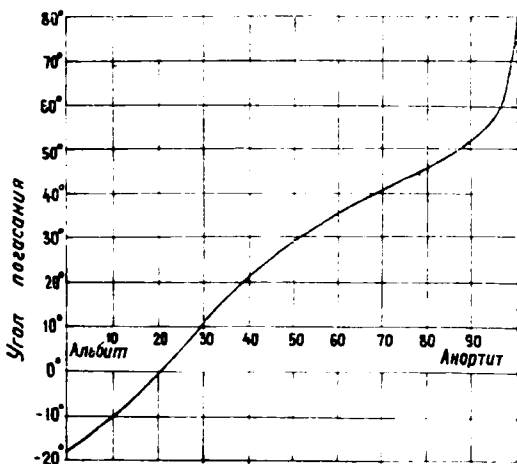


Рис. 60. Диаграмма для определения состава микролитов плагиоклаза по углу $Np' : a$

**Определение
схемы плеохроизма**

Физическая суть плеохроизма описана ранее. Характеристику схемы плеохроизма производят попеременным наблюдением при одном и двух николях. Под схемой плеохроизма понимается изменение окраски минералов по осям эллипсоида. Иногда окраску минералов определяют по отношению к удлинению. Так, у биотита, установленного удлинением параллельно плоскости колебания световых волн в поляризаторе, окраска наиболее густая, у турмалина, в таком положении, наоборот, менее интенсивная. В связи с этим выделяют биотитовую и турмалиновую схемы плеохроизма.

Порядок работы

I. Определение окраски по осям Ng и Np

1. Из всего многообразия зерен окрашенного минерала выбрать зерно с наивысшей и интерференционной окраской. В этом сечении расположены оси Ng и Np. Поставить зерно в крест нитей. Это зерно должно обладать наибольшей степенью плеохроизма.

2. Поставить зерно на погасание. Вывести верхний николь из оптической системы микроскопа. Записать окраску. Ввести верхний николь. Повернуть столик микроскопа на 45° против часовой стрелки. Компенсатором определить наименование оси индикатрисы, которая ранее была совмещена с плоскостью поляризатора. Допустим, была определена ось Ng. Ей соответствует темно-коричневая окраска. Результат записывают.

3. Поворотом столика на 45° по часовой стрелке вернуть зерно в исходное положение. Затем повернуть столик микроскопа в любую сторону на 90° до следующего момента погасания зерна. Ввести верхний николь из оптической системы микроскопа. Записать окраску минерала по другой оси. В нашем случае это ось Np. Например, Np — светло-желтая.

II. Определение окраски по оси Nm

1. Найти изотропное сечение исследуемого минерала. Это сечение будет перпендикулярно оптической оси. Именно в нем достоверно определяется окраска по оси Nm. В нашем сечении не будет наблюдаться явление плеохроизма.

2. Установить зерно в крест нитей. Ввести верхний николь из оптической системы микроскопа. Записать наблюдаемую окраску: Nm — коричневая.

3. Записать схему абсорбции или плеохроизма. Запись ведут по интенсивности окраски. В нашем случае $Ng > Nm > Np$.

Различают прямую схему плеохроизма — $Ng > Nm > Np$ и обратную — $Np > Nm > Ng$.

3.3. ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В СХОДЯЩЕМСЯ СВЕТЕ (КОНОСКОПИЧЕСКИЙ МЕТОД)

Коноскопический метод основан на использовании в системе микроскопа сходящегося в одной точке пучка света. В результате прохождения поляризованного сходящегося света через кристалл и анализатор изучаются интерференционные (коноскопические) фигуры минералов. Этот метод дает возможность определить осьность минералов (одноосный или двуосный), оптический знак (положительный или отрицательный), приближенное значение угла оптических осей и дисперсию угла оптических осей.

Сходящийся свет получается путем введения в оптическую систему микроскопа линзы Лазо и короткофокусных объективов (20х, 40х, 60х). При изучении кристаллов в параллельном свете имеют дело с одним сечением индикатрисы, для которой характерна соответствующая величина двупреломления ($N_g - N_p$). Освещая кристалл сходящимся светом, можно получить сразу множество разрезов индикатрисы с различными величинами двойного лучепреломления. Согласно правилу В. Н. Лодочникова, в каждой точке поля зрения наблюдается центральное сечение индикатрисы, перпендикулярное соответствующему лучу сходящегося пучка света (рис. 61). Таким образом, создается объемное представление об индикатрисе кристалла, спроектированной на плоскость поля зрения.

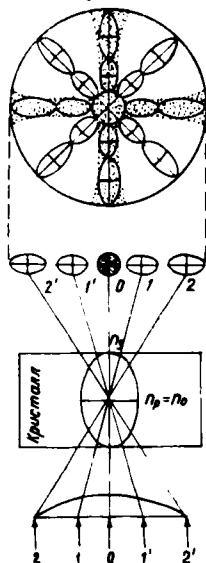


Рис. 61. Схема получения коноскопической фигуры на примере одноосного положительного кристалла в сечении, перпендикулярном оптической оси

ВЫБОР ЗЕРНА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ В СХОДЯЩЕМСЯ СВЕТЕ

Для определения свойств кристаллов коноскопическим методом можно использовать любые сечения,

но понятные интерференционные фигуры получаются в следующих сечениях.

Одноосные кристаллы. Наиболее выгодными сечениями для получения хорошей интерференционной фигуры являются сечения, перпендикулярные оптической оси. В скрещенных николях такие сечения выглядят изотропными. При работе используют зерна с минимальной интерференционной окраской, т. е. сечения, почти перпендикулярные оптической оси.

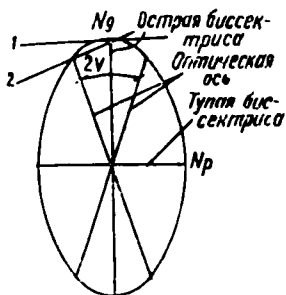


Рис. 62. Сечения (1, 2), наиболее выгодные для получения коноскопических фигур двусосных кристаллов

Двусосные кристаллы. Необходимыми сечениями для изучения интерференционных фигур являются сечения, перпендикулярные биссектрисе острого угла или одной из оптических осей (рис. 62). В скрещенных николях такие сечения имеют минимальную интерференционную окраску или изотропные.

Выбор зерна производится при увеличении объектива 8х или 9х.

УСЛОВИЯ НАБЛЮДЕНИЯ КОНОСКОПИЧЕСКИХ ФИГУР

Коноскопические (интерференционные) фигуры кристаллов изучают на микроскопах серии МИН двумя способами: по методу Лазо и по методу Бертрана. В обоих случаях линзу Лазо вводят в оптическую систему микроскопа. При наблюдении интерференционной фигуры по способу Лазо вынимают окуляр. При наблюдении интерференционной фигуры по способу Бертрана в оптическую систему микроскопа дополнительно вводят линзу Бертрана. При втором способе получается менее четкое, но зато увеличенное изображение коноскопической фигуры.

При исследовании коноскопических фигур кристаллов необходимо соблюдать следующие условия.

Изучаемое зерно при объективе 60х занимает не менее четверти поля зрения.

Плоскости колебаний световых волн, пропускаемых ни-

колями, взаимно перпендикулярны, направление колебания световых волн в поляризаторе — параллельно или перпендикулярно плоскости симметрии микроскопа.

Линзы Лазо и Бертрана отцентрированы относительно оси микроскопа.

Освещение максимальное. Устанавливать силу освещения необходимо при малом увеличении. Осветительная система и линза Лазо занимает крайнее верхнее положение.

Диафрагма конденсора открыта.

Изображение зерна максимально четкое.

Несоблюдение перечисленных условий может лишить исследователя возможности получения качественной интерференционной фигуры.

Порядок работы при получении коноскопической фигуры

1. Исследуемое зерно поставить в крест нитей (обычно при слабом или среднем увеличении).

2. Установить и отцентрировать объектив 60х.

3. Сфокусировать объектив на четкое изображение кристалла и полностью открыть ирисную диафрагму конденсора.

4. Ввести в систему микроскопа линзу Лазо.

5. Включить анализатор.

6. Вынуть окуляр (первый способ) или, не вынимая окуляра, ввести линзу Бертрана (второй способ).

7. На задней фокальной плоскости объектива наблюдается изображение коноскопической фигуры.

**НАБЛЮДЕНИЕ
КОНОСКОПИЧЕСКИХ ФИГУР
НА МИКРОСКОПАХ
СЕРИИ «ПОЛАМ»**

Оптическая система микроскопов серии «Полам» позволяет наблюдать коноскопические фигуры кристаллов размером 0,02 мм и выше. Эти фигуры изучают с помощью линзы Бертрана.

Порядок работы

1. Выполнить проверку скрещенности николей. При необходимости николи скрестить.

2. Вывести из системы микроскопа анализатор.

3. Поместить в крест нитей изучаемое зерно.

4. Вывести из системы микроскопа откидную осветительную линзу, расположенную в нижней части конденсора.
5. Установить объектив 60х.
6. Установить в специальное гнездо верхней части конденсора линзу с апертурой 0,85.
7. Сфокусировать микроскоп на четкое изображение зерна. Проверить центрировку объектива, при необходимости отцентрировать его.
8. Полностью открыть диафрагму конденсора.
9. Ввести в систему микроскопа линзу Бертрана. Проверить центричность положения линзы относительно оси микроскопа, при необходимости отцентрировать ее.
10. Проверить качество настройки освещения.
11. Выключить линзу Бертрана. Установить коноскопируемое зерно в крест нитей.
12. Включить анализатор.
13. Включить линзу Бертрана.
14. Сфокусировать линзу Бертрана на резкость коноскопической фигуры.

КОНОСКОПИЧЕСКАЯ ФИГУРА ОДНООСНЫХ МИНЕРАЛОВ

Различные сечения одноосного кристалла в сходящемся свете дают свойственные им интерференционные (коноскопические) фигуры. В плоскости шлифа могут быть сечения трех типов: перпендикулярные оптической оси; параллельные оптической оси; наклонные к оптической оси.

Коноскопическая фигура в сечении, перпендикулярном оптической оси. Для наблюдения коноскопической фигуры одноосного кристалла наиболее выгодным сечением является срез, перпендикулярный оптической оси. В этом случае при выполнении операций по наблюдению коноскопических фигур в поле зрения микроскопа будет виден темный крест (рис. 63). Центр креста совпадает с выходом оптической оси, а балки креста фиксируют положение плоскостей колебания световых волн в поляризаторе и анализаторе. При вращении столика микроскопа крест остается неподвижным.

В промежутках между балками креста наблюдается интерференционная окраска. Если изучаемый кристалл имеет низкое двупреломление (кварц, нефелин), то крест будет широким, расплывчатым, а в промежутках между балками видна серая интерференционная окраска. У минералов с высоким

двупреломлением (карбонатов) крест выглядит четким, с тонкими балками. Центр окружен расходящимися концентрическими окрашенными кольцами (кольцами Ньютона). Эти кольца являются геометрическим местом точек с одинаковой разностью хода световых волн. Чередование цветов интерференции от центра к периферии поля зрения соответствует последовательности цветов номограммы Мишель-Леви.

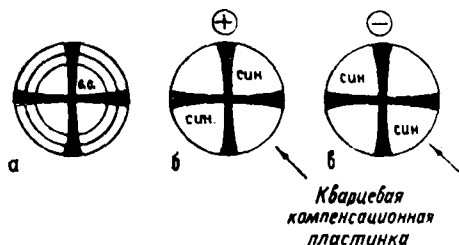


Рис. 63. Коноскопическая фигура *а* одноосного кристалла в сечении, перпендикулярном оптической оси; *б* и *в* — распределение интерференционной окраски в секторах коноскопической фигуры для положительного *б* и отрицательного *в* кристаллов

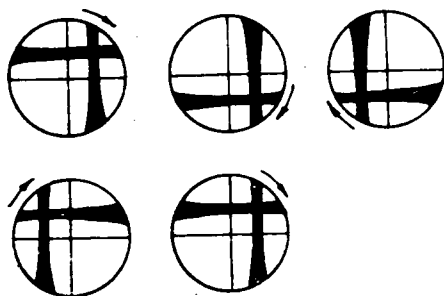


Рис. 64. Изменение положения центра интерференционной фигуры одноосного минерала в сечении, наклонном к оптической оси при вращении столика микроскопа

Причину появления интерференционного креста можно объяснить графически (см. рис. 61). Лучи сходящегося света,

согласно правилу В. Н. Лодочникова, встречаются на своем пути центральные сечения индикатрисы, расположенные перпендикулярно направлению их распространения. Центральный луч распространяется вдоль оптической оси минерала. Он встречается на своем пути круговое сечение индикатрисы и поэтому проходит, не испытав двойного лучепреломления. Лучи, идущие наклонно к оптической оси, встречаются эллиптические сечения индикатрисы. Чем больше угол наклона лучей к оптической оси, тем больше разница в величине осей эллиптического сечения. В результате разность хода и сила двупреломления с удалением от креста нитей (выхода оптической оси) возрастают. Вдоль нитей окулярного креста находятся эллиптические сечения, оси которых располагаются параллельно колебаниям световых волн в поляризаторе и анализаторе. Этим объясняется крестообразная форма интерференционной фигуры.

Коноскопическая фигура в срезах, наклонных к оптической оси. В зависимости от угла наклона сечения относительно оптической оси центр интерференционного креста удален от перекрестия сетки нитей в разной степени. При вращении столика микроскопа центр интерференционной фигуры (выход оптической оси) описывает окружность, а балки креста двигаются параллельно нитям окулярного креста (рис. 64).

В сечениях, параллельных оптической оси, т. е. в зернах с наивысшей интерференционной окраской, в поле зрения микроскопа наблюдается расплывчатый широкий крест. При вращении столика микроскопа крест разрывается на изогнутые балки, быстро уходящие за пределы поля зрения. Во избежание ошибок интерпретации интерференционной фигуры такими сечениями кристаллов пользоваться не рекомендуется.

КОНОСКОПИЧЕСКАЯ ФИГУРА ДВУОСНЫХ МИНЕРАЛОВ

Коноскопические фигуры двuosных минералов проще интерпретируются в сечениях, перпендикулярных острой биссектрисе оптических осей или одной из оптических осей.

В разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе, узнаваемых по средней величине двупреломления, интерференционная фигура представляет собой две темные гиперболы, или

изогри, расположенные в противоположных октантах. При вращении столика микроскопа изогри меняют свое положение и при совмещении выходов оптических осей с нитями окулярного креста преобразуются в темный крест. При этом балки креста имеют разную толщину (рис. 65). Выходы оптических осей находятся в вершинах изогри. У минералов с высоким двупреломлением вокруг выходов оптических осей наблюдаются две серии concentрических цветных интерференционных колец. Кольца представляют собой геометриче-

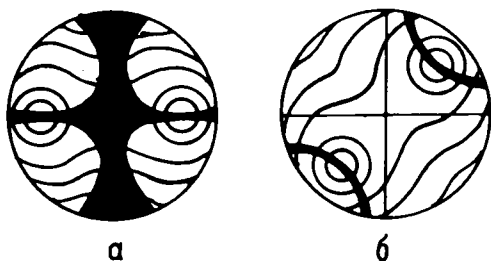


Рис. 65. Интерференционная фигура двuosных кристаллов в сечении, перпендикулярном острой биссектрисе: *а* — плоскость оптической оси совпадает с горизонтальной нитью окулярного креста; *б* — плоскость оптических осей, расположенных под углом 45° к нитям окулярного креста

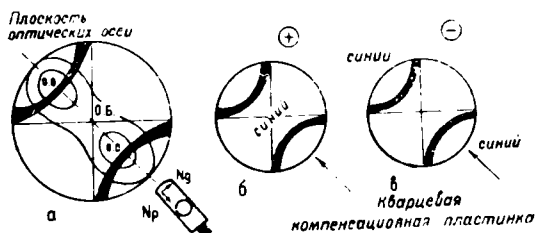


Рис. 66. Определение оптического знака двuosных минералов в сечении, перпендикулярном острой биссектрисе: *а* — общий вид интерференционной фигуры; положение синей окраски; *б* — в оптиически положительном кристалле; *в* — в оптиически отрицательном кристалле

ское место точек с одинаковым двупреломлением. К краям поля зрения они сливаются, образуя восьмерки. Эти фигуры называются лемнискатами.

В разрезах, перпендикулярных оптической оси, интерференционная фигура представляет собой одну изогирю. При вращении столика микроскопа изогиря меняет форму и положение. В момент совмещения плоскости оптических осей кристалла с плоскостями колебания световых волн поляризатора или анализатора изогиря имеет вид прямолинейной темной полосы. При повороте столика микроскопа на 45° в любую сторону изогиря искривляется, приобретая вид гиперболы, и ориентируется диагонально по отношению к нитям окулярного креста. В этом положении в вершине гиперболы находится оптическая ось минерала, а выпуклая часть гиперболы направлена в сторону острой биссектрисы оптической индикатрисы. При вращении столика микроскопа на 360° гипербола попеременно занимает октанты поля зрения.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ЗНАКА ОДНООСНЫХ МИНЕРАЛОВ

Одноосные минералы оптически положительны, если $N_e > N_o$, причем $N_e = N_g$ и параллельна C . У оптически отрицательных кристаллов, наоборот, $N_o > N_e = N_p$ и N_p параллельна C .

В разрезах, перпендикулярных оптической оси или наклонных к ней (под небольшими углами), интерференционная фигура имеет вид креста. Для определения оптического знака применяют кварцевую пластинку или кварцевый клин. Если минерал обладает низким двупреломлением, лучше применять кварцевую пластинку. При движении в прорезь микроскопа кварцевой пластинки поля секторов I и III окрасятся в желтый цвет, а II и IV — в синий, если минерал оптически положительный (см. рис. 63). Такое распределение интерференционной окраски связано с совпадением противоположных осей кварцевой пластинки и эллипсов индикатрисы минерала в секторах I и III и одноименных осей в секторах II и IV.

У оптически отрицательных минералов сечения индикатрисы ориентированы в направлении, противоположном предыдущему, поэтому в секторах I и III при движении плас-

тинки интерференционная окраска синяя, а в секторах II и IV — желтая (см. рис. 63).

В случае определения оптического знака минерала с высоким двупреломлением, когда в поле зрения будут видны интерференционные кольца, лучше пользоваться кварцевым клином. Минерал будет оптически положительным, если при движении кварцевого клина в секторах I и III интерференционные кольца двигаются от центра к периферии, а в секторах II и IV — от периферии к центру. Минерал будет оптически отрицательным, если направление движения интерференционных колец будет противоположным.

Определение оптического знака минерала в наклонных разрезах затруднено тем, что полной интерференционной фигуры не видно. Нумерация секторов устанавливается по закономерному движению балок в поле зрения при вращении столика микроскопа. Выясним, какой сектор интерференционной фигуры находится в поле зрения, оптический знак можно определить вышеописанным способом.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ЗНАКА ДВУОСНЫХ МИНЕРАЛОВ

Двуосные минералы оптически положительны, если острой биссектрисой угла оптических осей является ось Ng, и отрицательны, если биссектрисой является ось Nr. Для определения оптического знака получают интер-

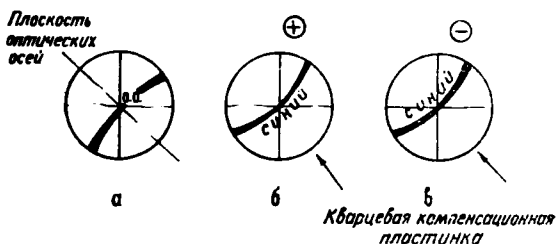


Рис. 67. Определение оптического знака двуосных минералов в сечении, перпендикулярном оптической оси: а — общий вид интерференционной фигуры; положение синей окраски; б — в оптически положительном кристалле; в — в оптически отрицательном кристалле

ференционную фигуру в любом из предлагаемых сечений (перпендикулярном острой биссектрисе или оптической оси). Вращением столика микроскопа расположить изогирь так, чтобы след плоскости оптических осей был направлен параллельно прорези для компенсатора. Изогирь займут поперечное положение, причем выпуклой стороной будут направлены в сторону острой биссектрисы, а вогнутой — в сторону тупой (рис. 66, 67). В оптически положительных кристаллах на вогнутой стороне изогирь интерференционная окраска при компенсации окажется желтой, а на выпуклой — синей. Если изогирь представлена прямой темной полосой, которая вращается вокруг оптической оси, то определить оптический знак невозможно. В этом случае угол оптических осей $2V$ равен 90° .

ПРИБЛИЖЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ УГЛА ОПТИЧЕСКИХ ОСЕЙ

Приближенное значение угла оптических осей в сечении, перпендикулярном острой биссектрисе, определяют по величине расхождения изогирь при вращении столика микроскопа. Положение выходов оптических осей в поле зрения микроскопа фиксируется в изгибах изогирь. В момент, когда плоскость оптических осей кристалла совмещена с одной из нитей окулярного креста, интерференционная фигура будет иметь вид черного креста. При вращении столика микроскопа крест разрывается на две изогирь, которые раздвигаются по диагонали. При повороте столика на 45° от положения креста образной интерференционной фигуры изогирь расходятся на предельное расстояние. При дальнейшем повороте столика микроскопа изогирь сближаются и снова образуют интерференционный крест. Если угол $2V$ мал ($30-35^\circ$), то изогирь при вращении столика микроскопа остаются в поле зрения. Если угол $2V$ равен $30-60^\circ$ — изогирь доходят до границы поля зрения или на короткое время уходят за его

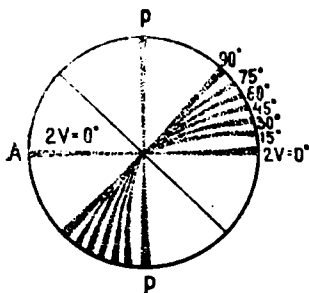


Рис. 68. Диаграмма Райта для определения угла оптических осей в сечении, перпендикулярном оптической оси

роскопа крест разрывается на две изогирь, которые раздвигаются по диагонали. При повороте столика на 45° от положения креста образной интерференционной фигуры изогирь расходятся на предельное расстояние. При дальнейшем повороте столика микроскопа изогирь сближаются и снова образуют интерференционный крест. Если угол $2V$ мал ($30-35^\circ$), то изогирь при вращении столика микроскопа остаются в поле зрения. Если угол $2V$ равен $30-60^\circ$ — изогирь доходят до границы поля зрения или на короткое время уходят за его

пределы. При углах $2V$, больших 60° , балки быстро уходят за пределы поля зрения. Следует помнить, что величина расхождения балок зависит не только от величины $2V$, но и от увеличения окуляра и объектива, а также от показателя преломления исследуемого минерала.

При определении величины $2V$ в сечении, перпендикулярном оптической оси, пользуются диаграммой Райта, отражающей зависимость угла $2V$ от кривизны изогри (рис. 68).

ДИСПЕРСИЯ ОПТИЧЕСКИХ ОСЕЙ ДВУОСНЫХ МИНЕРАЛОВ

Во всех прозрачных средах имеет место дисперсия показателей преломления. Благодаря дисперсии показателей преломления возможна дисперсия двупреломления. Дисперсия показателей преломления обуславливает и дисперсию угла оптических осей, т. е. разную величину угла оптических осей в минерале для различных длин волн. Для каждой длины волны сложного белого света можно построить индивидуальные индикатрисы. Угол оптических осей зависит от величины осей индикатрисы. На рис. 69 показаны различные величины угла оптических осей для красного (rot) света и синего (violet). Различают два вида дисперсии угла оптических осей: $\gamma > \nu$, когда угол $2V$ для более длинных волн γ больше, чем для коротких ν , и $\gamma < \nu$, когда угол $2V$ для длинных волн меньше, чем для коротких. Распознаются эти два вида дисперсий на интерференционной фигуре по возникновению синей и красной каемок около вершин изогри. При $\gamma > \nu$ на выпуклой стороне возникает слабое красноватое окрашивание, а на вогнутой — синеватое. При $\gamma < \nu$ распределение окрасок обратное. Чем сильнее дис-

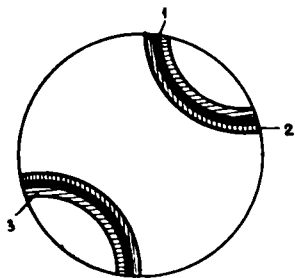


Рис. 69. Положение изогри в коноскопической фигуре у кристаллов с дисперсией оптических осей: 1 — для белого света, 2 — для красной части спектра (вертикальная штриховка), 3 — для синей части спектра

персия, тем ярче дисперсионные каемки. У некоторых минералов дисперсия совсем не наблюдается.

3.4. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В ШЛИФЕ

Определение процентного содержания минералов в шлифе является важным разделом работы при изучении горных пород. В зависимости от необходимой точности определения процентного содержания того или иного минерала в шлифе можно пользоваться следующими методами: линейным, площадным, количественным подсчетом на интеграционном столике Андина, визуальным.

Методы оценки процентного соотношения минералов в породе основаны на принципе Кавальери — Глаголева — Аккера. При относительно равномерном распределении минералов в породе допускается, что $n_1:n_2:n_3 = l_1:l_2:l_3 = s_1:s_2:s_3 = v_1:v_2:v_3$, где n — количество точек, приходящихся на каждый минерал; l — длины отрезков, приходящиеся на каждый минерал в данном пересечении; s — площади минералов в данном сечении породы; v — объемы минералов в породе.

Линейный метод. Для определения количественного соотношения минералов в породе этим методом используют окуляр-микрометр. Измеряют общую длину по профилю, приходящуюся на минеральный индивид, а затем результаты измерения приводят к 100% (рис. 70).

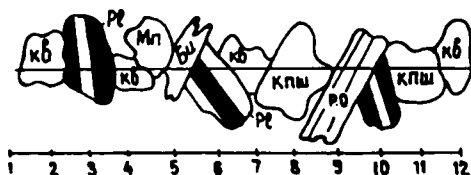


Рис. 70. Определение процентного содержания минералов в породе линейным методом

Для получения надежных результатов оценки процентного соотношения минералов в породе измерение производят в системе параллельных профилей. При этом удобно пользоваться препаратоводителем. Количественный подсчет минералов на столике Андина основан на линейном методе с ис-

пользованием специального прибора (ИСА). Интеграционный столик крепится к столику микроскопа специальными винтами. Столик имеет гнездо для шлифа и шесть барабанчиков — препаратововодителей.

Принцип подсчета заключается в перемещении шлифа через поле зрения счетными барабанчиками. При этом через центр окулярного креста последовательно проходят минералы, слагающие породу. Каждый барабанчик закрепляется за одним минералом. При расчете содержания минералов в сечении необходимо суммировать длины линий, подсчитанные для каждого минерала по соответствующим барабанчикам. Затем, приняв общую длину за 100%, определяют содержание каждого минерала.

Площадный метод. Измерение процентного соотношения минералов этим методом при помощи планиметрического окуляра-сетки более сложный, чем линейный, но в практической работе также прост. Окуляр-сетка содержит 100 клеток. Замечают, сколько квадратиков сетки занято тем или иным минералом. Полученные цифры, приходящиеся на каж-

дый минерал, отвечают процентному содержанию минерала в породе.

Визуальные методы наиболее быстрые и при определенном навыке достаточно надежные. Поле зрения разделено окулярным крестом на 4 равные части, т. е. по 25% площади. Исследователь мысленно собирает вместе все рассредоточенные зерна одного минерала и методом сравнения площади, занятой минералом, с общей площадью поля зрения приблизительно оценивает процентное содержание минерала в породе. Для определения процентного содержания минералов часто используют эталонные таблицы (рис. 71).

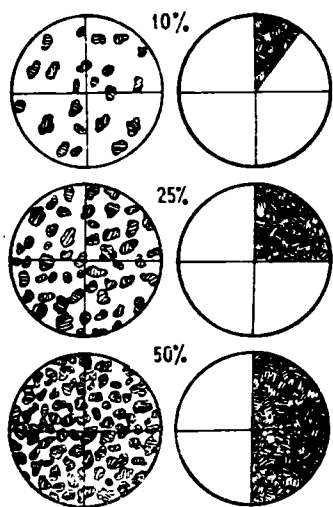


Рис. 71. Определение процентного содержания минерала визуальным способом

Глава 4

ОСНОВЫ КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКОГО ТЕОДОЛИТНОГО МЕТОДА ФЁДОРОВА

Метод Федорова представляет собой следующую ступень развития кристаллооптических исследований в петрографии. Изучение кристаллооптических констант минералов возможно только в ориентированных сечениях. В связи с этим невозможно надежно установить главные оптические свойства минералов на плоском столике. Метод Федорова позволяет быстро и надежно определить кристаллооптические константы минералов и, используя специальные диаграммы «оптические свойства — химический состав», выявить химический состав главных породообразующих минералов. Этот метод особенно важен при изучении плагиоклазов. В совокупности с иммерсионным методом он дает надежную информацию о составе пироксенов, амфиболов, оливинов, калий-натриевых полевых шпатов и других минералов.

Теорию и практику метода разработал и сам сконструировал прибор (столлик) русский ученый-геометр, кристаллограф, минералог, петрограф Е. С. Федоров в 90-х годах прошлого столетия. В мировой практике метод именуется Федоровским. Конструктивные особенности прибора позволяют наклонять и вращать шлиф с помощью четырех или пяти взаимно перпендикулярных осей (в зависимости от модификации). Это дает возможность совмещать исследуемые в кристалле плоскости

с плоскостью симметрии микроскопа, а направления — с оптической осью микроскопа. В результате можно измерить сферические координаты кристаллографических и кристаллооптических элементов и определить между ними угловые расстояния.

Методом Федорова с большой точностью определяется ориентировка оптической индикатрисы в кристалле, величина угла оптических осей, максимальное двупреломление минералов и законы двойникования. Возможности метода до конца еще не исследованы. Е. А. Кузнецов в 1962—1966 гг. широко обсуждал в печати возможности применения метода сравнительной дисперсии двупреломления в изучении структуры, определении абсолютного возраста и химического состава важнейших порообразующих минералов. В настоящее время Федоровский столик широко используется при микроструктурных исследованиях горных пород.

4.1. УСТРОЙСТВО ФЕДОРОВСКОГО СТОЛИКА

Федоровский столик представляет собой систему вложенных одно в другое колец с наклоном вокруг трех (пятиосный) и двух (четырёхосный) взаимно перпендикулярных осей (рис. 72). Освоение метода лучше всего начать с принципа работы на четырёхосном столике. Современные марки прибора (ФС-5) являются пятиосными столиками, поэтому работать можно по методике четырех- и пятиосной модели.

Шлиф, помещенный в центре оптической системы, наклоняется относительно плоскости предметного столика, что позволяет совмещать любое направление исследуемого зерна минерала с оптической осью микроскопа, а также определять пространственное положение линий и плоскостей в кристалле. Столик поворачивается вместе с предметным столиком микроскопа.

Ось N (нормальная) — нормальна или перпендикулярна к плоскости шлифа. Она является осью кольца n (рис. 72). Ось H — вспомогательная ось, M — подвижная ось, является осью кольца m , I — неподвижная ось, перпендикулярна оси M и расположенная в горизонтальной плоскости.

Название осей N, H, M, I дано Е. С. Федоровым от немецких слов: N — Normalachse (нормаль), H — Hilfachse (вспомогательная), M — Mobilachse (подвижная), I — Immobilachse (неподвижная).

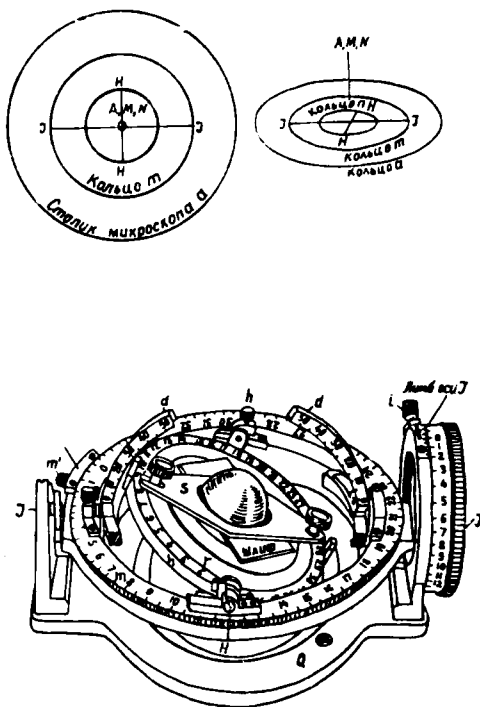


Рис. 72. Общий вид столика Федорова: А — ось микроскопа; М, N, H, I — оси столика; М — подвижная ось, перпендикулярная кольцу т; N — нормальная ось, перпендикулярная кольцу п; H — вспомогательная ось; I — неподвижная ось; d — дужки Райта; т' — стопорный винт кольца т; b — стопорный винт оси H; S — верхний сегмент; i — стопорный винт J; Q — металлическое основание

В пятиосной модели введена дополнительная ось К (вспомогательная). Она перпендикулярна оси Н при нулевом

положении столика и лежит в плоскости шлифа. Все они пересекаются в одной точке, которая является центром сферы, образованной сегментами совместно со шлифом и расположенной в его плоскости. Оси М и N совпадают с оптической осью А.

Федоровский столик монтируется на металлическом основании. Основание имеет две вертикальные стойки, в которых укреплено кольцо *m*, вращающееся вокруг оси I. На одном конце оси I есть вертикальный лимб оси I, разделенный на 360°. В кольце *m* имеются цапфы, в которые вставлена ось N. На оси N расположено кольцо *p*. На кольце *m* укреплены две откидные дужки с градусными делениями. По дужкам измеряют углы наклона кольца *p* вокруг оси N. Кольца *m* и *p* разделены на 360°. В кольцо *p* помещается нижний стеклянный сегмент. Верхний стеклянный сегмент привинчивается к кольцу *p* специальными винтами, с помощью которых поворачивают кольцо *p* вокруг оси N. К столику прилагаются три пары сегментов с показателями преломления $n=1,516; 1,548; 1,650$. При работе используют сегменты с показателями преломления, близкими показателю преломления изучаемого минерала. Для изучения калишпатов применяют сегменты с показателем преломления 1,516, плагиоклазов — 1,548, амфиболов и пироксенов — 1,650.

МОНТИРОВКА ШЛИФА

Для работы на Федоровском столике лучше использовать шлифы с предметным столиком толщиной 1,5 мм без покровного стекла. При подготовке к работе выбирают необходимые сегменты. Нижний сегмент помещают в отверстие кольца *p*. Стеклопалочкой от флакончика из-под иммерсионных жидкостей на середину сегмента наносят каплю глицерина. Затем на сегмент осторожно кладут шлиф. Верхняя поверхность шлифа должна быть кверху. Следующую каплю глицерина наносят на поверхность шлифа.

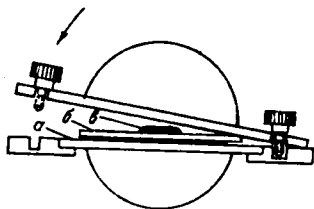


Рис. 73. Монтировка шлифа между стеклянными сегментами: *a* — нижний слой глицерина; *б* — шлиф; *в* — верхний слой глицерина

Соблюдая осторожность, на шлиф помещают верхний сегмент, который закрепляют винтами (рис. 73). При установке шлифа между сегментами необходимо следить за тем, чтобы в глицерине не было пузырьков воздуха, которые вызывают явление полного внутреннего отражения и мешают работе.

УСТАНОВКА СТОЛИКА В РАБОЧЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ (ПОВЕРКИ)

Микроскоп, на который устанавливают столик, привести в рабочее положение: объективы из комплекта Федоровского столика отцентрировать; николи установить в скрещенное состояние; определить направление колебания световых волн в поляризаторе; нити окулярного креста должны быть взаимно перпендикулярными и установленными на максимальную четкость, вертикальная нить окуляра должна находиться в плоскости симметрии микроскопа.

При установке столика с предметного столика микроскопа снять центральную шайбу. Предметный столик микроскопа и конденсор опустить в крайнее нижнее положение. Столик Федорова привинтить к предметному столику микроскопа.

Для совмещения осей N и M столика с осью A микроскопа произвести центрировку прибора. Перед центрировкой все лимбы столика и микроскопа установить на « O » и закрепить их стопорными винтами. Настроить освещение и сфокусировать микроскоп на резкость изображения шлифа. Вращением кольца p установить в крест нитей точку. Если при дальнейшем вращении кольца p точка будет описывать окружность, то необходимо заметить положение, при котором она максимально удалена от перекрестия нитей. Передвигая шлиф, вывести точку на середину расстояния от окулярного креста. После этого необходимо освободить винты, укрепляющие столик и, передвигая столик по предметному столику микроскопа, привести точку в крест нитей. Столик закрепить винтами. Эту операцию повторить несколько раз, пока при вращении кольца выбранная точка в шлифе не будет уходить из перекрестия окуляра.

Приведение оси I в положение, перпендикулярное плоскости симметрии микроскопа. Лимб оси I должен находиться справа от исследователя. Для выполнения поверки необходимо:

а) вынуть объектив и ввести линзу Бертрана;

б) повернуть столик вокруг оси I до вертикального положения. Подъемом предметного столика микроскопа установить ребристый край кольца *m* на резкое изображение; поворотом столика микроскопа вокруг оси A привести кромку лимба кольца *m* в положение, параллельное нити окулярного креста; в этом положении предметный столик микроскопа закрепить и снять отсчет по его шкале; отсчеты на лимбе столика не должны превышать $1-3^\circ$ от 90° на правом и от 0° на левом нониусах; значение отсчета на нониусе записать, затем столик привести в исходное положение.

Приведение оси H в положение, перпендикулярное I и параллельное плоскости симметрии микроскопа. Поверку выполняют без объектива с введенной линзой Бертрана. Освободить стопорный винт оси H и привести кольцо *p* в вертикальное положение. Сфокусировать край кольца *p* и поворотом кольца *m* вокруг оси M установить кромку кольца *p* параллельно вертикальной нити микроскопа. Закрепить стопорный винт кольца *m* и записать отсчет с лимба кольца *m*. Следует помнить, что положение оси H считается правильным, когда 0° лимба кольца *p* и деления дужек угломера поворота кольца *p* вокруг оси H обращены к исследователю.

Вышеперечисленные поверки при индивидуальной работе на столике можно не повторять, а перед работой лимбы колец устанавливать на выявленные поверками положения места нуля.

Приведение плоскости шлифа в точку пересечения осей столика. При работе со столиком необходимо, чтобы зерно, приведенное в центр поля зрения, было совмещено с точкой пересечения осей столика. Иначе при наклонах столика изображение смещается с центра поля зрения. Для приведения шлифа в плоскость точки пересечения осей столика выполняют следующие операции по юстировке шлифа.

Привести столик в основное положение.

Установить в крест нитей точку или зерно. Поворачивая столик вокруг оси I выявить, смещается ли выбранная точка из перекрестия нитей.

Если при повороте столика по часовой стрелке точка перемещается вверх, значит зерно расположено выше пересечения осей. Опустить шлиф. Ослабить винты, укрепляющие верхний сегмент. Повернуть кольцо p в вертикальное положение. Повернуть на себя штурвальное колесо кольца, на котором установлен шлиф. Если шлиф расположен ниже пересечения осей столика, то точка при наклоне по часовой стрелке будет смещаться вниз. Поэтому шлиф необходимо поднять, поворачивая штурвальчик от себя. Одновременно нужно следить за характером перемещения зерна, при поворотах столика по оси I оно не будет смещаться из перекрестия нитей окуляра.

Определение места нуля по оси I . Для выполнения проверки привести столик в исходное положение. Снять объектив и ввести линзу Бертрана. Наклонить кольцо m по оси I и сфокусировать перекрестие нитей окуляра на центре винта оси H . Снять отсчет по лимбу оси I . Затем повернуть кольцо m в обратную сторону до совмещения противоположного конца оси H с перекрестием окулярного креста. Снять отсчет по лимбу оси I . Например: первый отсчет — 93° , второй отсчет — 273° . Место нуля определяется выражением $M_0 = (93^\circ + 273^\circ) / 2 + 180^\circ$. В данном случае оно соответствует 3° по лимбу оси I .

После выполнения проверок Федоровский столик готов к работе. В нерабочее время столик хранят в закрытом ящике, оптические детали содержат в чистоте. Разбирать столик и объективы нельзя.

4.2. ПРИНЦИП РАБОТЫ НА ЧЕТЫРЕХОСНОМ ФЕДОРОВСКОМ СТОЛИКЕ

Работа на Федоровском столике заключается главным образом в ориентировке кристаллооптических и кристаллографических направлений относительно плоскости симметрии и оптической оси микроскопа, в построении их на стереографической проекции (сетке Вульфа). По результатам построений измеряют углы между кристаллографическими и кристаллооптическими направлениями.

**УСТАНОВКА
КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИХ
НАПРАВЛЕНИЙ
ПАРАЛЛЕЛЬНО
ПЛОСКОСТИ СИММЕТРИИ
МИКРОСКОПА**

В работе обычно используют плоскости спайности, плоскости срастания двойников, двойниковые оси, двойниковые плоскости. Трещины спайности и плоскости срастания двойников устанавливают параллельно плоскости симметрии микроскопа следующим образом.

Зерно с хорошо выраженными трещинами спайности или двойниковых швов помещают в крест нитей.

Поворотом кольца μ по осям N и H трещинки располагают так, чтобы они находились параллельно вертикальной нити окулярного креста и параллельно плоскости симметрии микроскопа. В этом положении трещинки будут иметь минимальную толщину. Правильность установки проверяют дефокусировкой изображения трещинок. При поднятии и опускании тубуса изображение трещины сужается и расширяется в обе стороны с одинаковой скоростью, если плоскости трещины установлены перпендикулярно столику и параллельно плоскости симметрии микроскопа.

Снимают отсчеты по лимбу кольца μ и дужкам наклона кольца μ по оси H . Например: $N=45^\circ$, $H=12^\circ$ вправо, если наклон кольца μ по оси H определяется по правой дужке Райта. Отсчеты записывают в журнал исследования.

**ПРИВЕДЕНИЕ
ГЛАВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
ОПТИЧЕСКОГО ЭЛЛИпсоИДА
В УСТАНОВочную ПЛОСКОСТЬ
И ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЕ**

Главными элементами индикатрисы являются плоскости и оси эллипсоида. Для одноосных оптически положительных кристаллов они представлены взаимно перпендикулярными плоскостями $NgNp$, $NpNp$ и взаимно перпендикулярными осями Ng , Np . В данном случае оптическая ось перпендикулярна плоскости $NgNp$. В двуосных кристаллах главными элементами эллипсоида считаются три взаимно перпендикулярные плоскости симметрии $NgNp$, $NgNm$, $NmNp$,

три взаимно перпендикулярные оси Ng, Nm и Np, две оптические оси, которые служат перпендикулярами к круговым сечениям NmNp.

Основа изучения оптического эллипсоида минералов на столике — попеременное совмещение плоскостей эллипсоида с плоскостью симметрии микроскопа (установочной плоскостью) и определение ее наименования. Плоскости эллипсоида совмещают с установочной плоскостью поворотами шлифа по осям N и H. Это положение выявляется по погасанию зерна и сохранением темноты при вращении столика по оси I. Таким образом, если любое главное сечение эллипсоида расположено параллельно установочной плоскости, то в направлении оси I ориентирована третья ось эллипсоида.

Например, если установить плоскость NgNp параллельно установочной, то в направлении I будет ориентирована ось Nm. Причем, NgNp является плоскостью оптических осей. Поэтому, вращая столик по оси I, можно совместить оптические оси с оптической осью микроскопа A. Выход оптических осей минерала определяют поворотом предметного столика микроскопа вместе с Федоровским столиком на 45° против часовой стрелки. Зерно при этом приобретает максимальную для этого сечения интерференционную окраску. В таком положении столика поворотом шлифа по оси I можно совместить оптическую ось с осью микроскопа. Это положение фиксируется погасанием зерна (отсутствием двупреломления). Зерно не будет просветляться при повороте столика микроскопа вокруг оси A. Угол оптических осей двусосных кристаллов рассчитывают по разнице отсчетов на лимбе оси I, фиксирующих выходы оптических осей (первой и второй).

Если с плоскостью симметрии совмещены плоскости NgNm или NmNp эллипсоида, то в первом случае с осью I будет совмещена ось Np, а во втором — Ng. Наименование плоскостей и осей, совмещенных с осью I, определяют с помощью кварцевой пластинки. Для этого в положении столика, повернутого на 45° против часовой стрелки от основного положения, в прорезь тубуса вставляют кварцевую пластинку. Если интерференционная окраска исследуемого зерна повышается, то с осью I совмещена Ng, если понижается, то с осью I совмещена Np.

Для определения кристаллооптических констант все измерения необходимо изобразить на стереографической сетке Вульфа.

**ПОСТРОЕНИЕ
СТЕРЕОГРАФИЧЕСКИХ
ПРОЕКЦИЙ
НА СЕТКЕ ВУЛЬФА**

Сетка Вульфа представляет собой круг, на котором через 2° нанесены широтные и меридиональные дуги. По принципу построения она подобна географической карте. Внешний круг сетки разделен на 360° , причем 0° (360°) помещен внизу сетки. Меридиональные дуги разделяют правую и левую половины сетки на 90° . Нулевой меридиан проходит через центр сетки. Широтные дуги делят верхнюю и нижнюю половины также на 90° .

При построении стереографических проекций кристаллографических и кристаллооптических элементов, измеренных на столике Федорова, необходимо помнить, что расположение делений на столике соответствует расположению делений на сетке Вульфа, а деления внешнего круга сетки — делениям кольца п столика. Оптическая ось микроскопа А и ось N совпадают с центром сетки. Ось N совпадает с вертикальным, а ось I с горизонтальным диаметром сетки.

Графическое представление кристаллографических и кристаллооптических элементов на сетке Вульфа сводится к изображению плоскостей и осей. Плоскости изображают дугами большого круга (меридианами). Вертикальные плоскости (при нулевых значениях по оси N) проектируют прямыми линиями, проходящими через центр сетки. Оси обозначают точками — полюсами плоскостей, перпендикулярных осям.

При практической работе на сетку Вульфа накладывают кальку и на внешнем круге отмечают место нуля в виде стрелки. Полученные измерения переносят на сетку следующим образом. Кальку поворачивают вокруг центра сетки до совмещения места нуля (стрелки на внешнем круге сетки) со значением, полученным по лимбу кольца п. По горизонтальному диаметру откладывают градусные расстояния наклонов по оси N. Ноль расположен в центре сетки. Отсчеты по правой дужке Райта откладывают вправо, а по левой — влево. Через отметку градусного расстояния на горизонтальном диаметре прочерчивают меридиональную линию, которая соответствует проекции плоскости, установленной на столике Федорова параллельно плоскости симметрии микроскопа. Полюс плоскости отмечают на горизонтальном диаметре на расстоянии 90° от пересечения проекции плоскости с горизонтальным

диаметром. Полюс является проекцией оси, совпадающей с осью I.

Линейные направления в плоскости, совмещенной с плоскостью симметрии микроскопа (например, выходы оптических осей, пересечение спайности), фиксируются поворотом столика по оси I. Их наносят на проекцию плоскости. Отсчеты откладывают по вертикальному диаметру сетки; от 0 до 90° от центра сетки вниз и от 360° до 270° от центра сетки вверх.

4.3. ИССЛЕДОВАНИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Для освоения основ Федоровского метода и получения конкретных материалов при изучении породообразующих минералов рекомендуется такая последовательность проведения работ: изучение амфиболов и пироксенов; отличие одноосных и двуосных кристаллов; определение состава плагиоклазов.

Ограниченный круг работ, которые будут рассмотрены ниже, связан с дефицитом времени, планируемого учебными программами. Но несмотря на это, в результате выполнения вышеперечисленных лабораторных работ начинающий исследователь приобретает необходимые навыки в работе и осваивает методические приемы исследования породообразующих минералов на столике. Желающим совершенствоваться в знании метода предложен список основной литературы в конце пособия. В процессе исследования необходимо обратить особое внимание на тщательность построения оптического эллипсоида и не допускать небрежности. Почти все невязки и неопределенные решения при определении минералов на столике связаны с небрежной работой исследователя.

ИЗУЧЕНИЕ АМФИБОЛОВ И ПИРОКСЕНОВ

Важнейшими константами для рассматриваемых минералов, которые могут быть получены на столике Федорова, являются: положение плоскостей спайности и угол между спайностями; угол оптических осей (2V); угол погасания (C : Ng); схема плеохроизма.

Для работы необходимо установить сегменты с показателями преломления 1,650 или 1,647. Все вышеперечисленные константы определяются в сечении с пересекающейся спайностью. Наиболее хорошие результаты получаются, если в выбранном зерне трещины спайности на плоском столике выглядят в виде тонких трещин. Предварительно шлиф горной породы с пироксеном или амфиболом изучают на плоском столике и подробно описывают их оптические свойства, наблюдаемые при одном и двух николях, намечают зерна для исследования на столике.

Определение положения Порядок работы
плоскостей спайности
и угла между ними

1. Перед началом работы осмотреть прибор и убедиться, что он приведен в рабочее положение. Для работы необходимо иметь сетку Вульфа, кальку, карандаш, резинку, справочную литературу по исследуемым минералам.

2. Выбрать зерно пироксена или амфибола с пересекающейся спайностью и установить его в крест нитей. Работу выполняют при одном николе.

3. Вращением кольца ρ устанавливают одно направление спайности параллельно вертикальной нити (т. е. плоскости симметрии микроскопа). Наклоном по N добиваются максимальной тонкости и четкости трещин спайности.

4. Записывают полученные координаты по лимбам N и H . Например: первая система спайности имеет координаты $N - 30^\circ$, $H - 20^\circ$ по правой дужке.

5. По полученным координатам строят при помощи сетки Вульфа стереографическую проекцию первой системы спайности. Для этого место нуля диаграммы, отмеченное на кальке стрелкой, совмещают с отсчетом 30° на внешнем круге сетки. После этого по горизонтальному диаметру сетки вправо откладывают 20° , через полученную точку прочерчивают меридиан, который будет проекцией плоскости спайности. К полученной плоскости находят полюс спайности. Для этого от дуги, проектирующей спайность, по горизонтальному диаметру отсчитывают 90° и получают точку — полюс первой системы спайности P_1 .

6. Аналогичным образом устанавливают и проектируют вторую систему спайности P_2 .

7. Определяют угол между плоскостями спайности. Для этого оба полюса спайности выводят на один меридиан сетки Вульфа (вращением кальки). Точка C пересечения спайности

при этом находится на горизонтальном диаметре сетки Вульфа и является проекцией направления $[001]$. Градусное расстояние между полюсами спайности будет углом между системами спайности (рис. 74). Результат записывают.

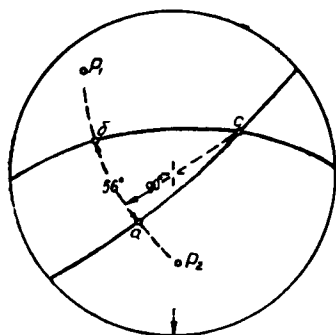


Рис. 74. Определение угла между плоскостями спайности: дугами показаны плоскости спайности; P_1 и P_2 — полюса первого и второго направлений спайности; C — след пересечения спайностей и кристаллографическое направление $[001]$; ab — дуга соответствует острому углу спайности; P_1P_2 — дуга соответствует тупому углу спайности; стрелкой показано место нуля по кольцу

Определение угла оптических осей и угла погасания $[001]: Ng$

Определение угла оптических осей и угла погасания является продолжением работы, начатой с выявления положения плоскостей спайности в кристалле. Поэтому шлиф нельзя перемещать. Графические построения на сетке Вульфа продолжить. Работа этого этапа сводится к построению главных сечений оптической индикатрисы и выходов оптических осей.

Порядок работы

1. Найти первое главное сечение индикатрисы. Ввести в оптическую систему анализатор. Поворотом по N поставить зерно на затемнение. Наклоном по H от себя вывести на максимальное просветление и наклоном по H поставить кристалл на затемнение. Затем поворотом по I на себя опять вывести зерно на максимальное просветление и поворотом по I — до наступления темноты. Если темнота при поворотах по I не сохраняется, вышеуказанную операцию повторить. Добиться положения, при котором при наклонах по I зерно не просветляется, т. е. одно из главных сечений индикатрисы совмещено с плоскостью симметрии микроскопа, а одна из осей индикатрисы совмещена с осью I . Установив сечение, необходимо снять отсчеты по N и H и нанести плоскость индикатрисы и полюс на сетку Вульфа. Для определения наименования ус-

тановленного главного сечения столик микроскопа поворачивают вокруг оси I против часовой стрелки на 45° , чтобы сечение приняло по отношению к николям диагональное положение. После этого поворачивают столик вокруг оси I и отмечают происходящие оптические явления.

Если при повороте столика по оси I в какой-то момент наступает погасание, которое сохраняется при повороте столика микроскопа вокруг A, то с осью A совмещена одна из оптических осей. При этом необходимо проверить выход второй оси наклоном по I в противоположную сторону. Выход оптической оси фиксируют отсчетом по I и записывают. Значит, главное сечение индикатрисы, совмещенное с плоскостью симметрии микроскопа, является плоскостью $NgNp$, а его полюсом — ось Nm , которая совмещена с осью I. На сетке Вульфа полюс главного сечения обозначают Nm , а выход оптической оси отмечают точкой A на проекции главного сечения, причем если отсчет находится в пределах от 360 до 270° , то счет ведется вверх от горизонтального диаметра сетки от 360 до 270° , а если от 90 до 0° , то счет ведется вниз, начиная с 90 до 0° . След плоскости $NgNp$ должен проходить через точку пересечения спайностей.

2. Если установленное сечение индикатрисы перпендикулярно Ng или Np , то при поворотах по I темнота не наступает. Наименование полюса установленного сечения определяют следующим образом. Когда столик микроскопа повернут на 45° против часовой стрелки, при вводе кварцевой пластинки наблюдается понижение интерференционной окраски, если полюс является выходом оси Np , и повышение интерференционной окраски, если полюс является выходом Ng .

3. Найти второе главное сечение оптической индикатрисы. Перед совмещением второго главного сечения индикатрисы с установочной плоскостью столик необходимо привести в основное положение. Затем по N шлиф поворачивают на 90° от предыдущего положения до наступления погасания зерна, операцию по совмещению главного сечения индикатрисы с плоскостью симметрии микроскопа повторяют. При нанесении второго сечения на стереографическую проекцию оно должно пройти через полюс первого, полюс же второго должен лежать в плоскости первого сечения.

4. Найти третье главное сечение индикатрисы графически. Для этого совмещают на один меридиан две оси индикатрисы, полученные как полюсы первых двух сечений. Прочерченный через две оси меридиан и будет третьей проекцией сечения

оптической индикатрисы. Обычно это сечение в работе не используется.

5. Графически по полученным результатам найти угол $2V$, установить оптический знак минерала и угол $[001] : Ng$. Угол оптических осей точнее определяется по обоим выходам осей. Если зафиксирован один выход оптической оси, то угол $2V$ получают удвоением угла между выходом оптической оси и ближайшей осью эллипсоида Ng или Np . Если ближайшей к оптической оси будет ось Ng , то оптический знак минерала положительный, а если — Np , то отрицательный (рис. 75).

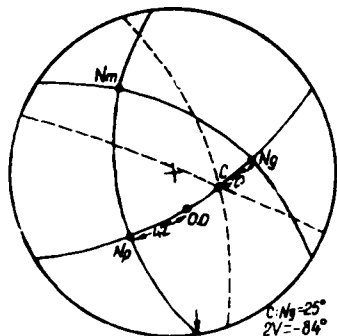


Рис. 75. Проекция оптического эллипсоида роговой обманки. Определение угла погасания ($C : Ng$) и угла оптических осей ($2V$)

Угол погасания $C : Ng$ или $[001] : Ng$ есть угол между осью и точкой пересечения обеих систем спайности, которая получена на первом этапе работы.

Определение угла погасания в сечении с одной спайностью

Зерно с отчетливой призматической спайностью привести в крест нитей.

Установить и нанести на сетку Вульфа плоскость спайности, главные сечения оптической индикатрисы и оптические оси.

По полученной стереографической проекции измерить угол $2V$ и $C : Ng$. Кристаллографическое направление $[001]$ является точкой пересечения проекции плоскости спайности с плоскостью $NgNp$.

После измерения угла оптических осей и угла погасания необходимо при помощи специальных диаграмм, приведенных в справочниках Трегера (1968), Винчелла (1949) и др., определить состав минерала. Отметим, что для достоверной иден-

тификации состава пироксенов и амфиболов нужно измерить показатель преломления.

Определение схемы плеохроизма При выполнении петрографических работ обычно отмечают характер плеохроизма окрашенных минералов. На Федоровском столике эта работа не представляет сложности, производится с большой точностью и иногда оказывается полезной.

Окраску Ng и Nr определяют в сечении с наивысшей интерференционной окраской. Для этого выполняют работу в такой последовательности:

- а) выбрать зерно исследуемого минерала с максимальной интерференционной окраской и установить в крест нитей;
- б) установить поочередно оба главных сечения и построить на сетке Вульфа их стереографические проекции;
- в) поворотами по осям I и H совместить ось Nm с оптической осью микроскопа;
- г) поворотами вокруг оси A поочередно совместить оси Ng и Nr с направлением колебаний световых волн, пропускаемых поляризатором; при этом, выдвигая анализатор, определяют и записывают окраску минерала.

Окраску по Nm определяют в сечениях, перпендикулярных оптической оси. Для определения окраски по Nm производят следующие операции:

- а) выбирают зерно с минимальной интерференционной окраской и приводят в крест нитей;
- б) устанавливают поочередно оба главных сечения и строят на сетке Вульфа их стереографические проекции;
- в) поворотами по осям I и H совмещают ближайшую ось Ng или Nr с осью микроскопа A;
- г) поворотом столика вокруг оси A устанавливают Nm с плоскостью колебаний световых волн в поляризаторе; выдвигают анализатор и записывают наблюдаемую окраску минерала.

ОТЛИЧИЕ ОДНООСНЫХ КРИСТАЛЛОВ ОТ ДВУОСНЫХ

В петрографической практике часто возникает необходимость выявления осности минералов. В этом

случае Федоровский метод незаменим, так как однозначное решение можно получить за считанные минуты. Такая необходимость чаще возникает при отличии несдвойникового альбита от кварца. В. Н. Лодочников указывал, что для решения такой задачи лучше пользоваться изучением диагностируемого зерна на столике Федорова.

Порядок работы

1. При анизотропном сечении зерно устанавливают в крест нитей. Поворотом кольца ставят зерно на погасание (первая темнота). Поворотом по оси I в обе стороны проверяют, сохраняется темнота или наступает просветление зерна. Затем вращением кольца на 90° устанавливают второе погасание (вторая темнота) и проверяют ее сохранность поворотами по оси I в обе стороны.

В результате выполнения операций возможны следующие случаи:

а) при поворотах вокруг оси I темнота не сохраняется, значит, изучаемый кристалл двуосный;

б) при вращении вокруг оси I одна темнота сохраняется, а другая исчезает (решение неопределенное); при этом необходимо установить зерно в положение погасания, которое сохраняется при поворотах по оси I, и одновременными наклонами по осям H и I проверить ее сохранность; если темнота сохраняется, то кристалл одноосный, а если нет, значит — двуосный;

в) при вращении столика вокруг оси I обе темноты сохраняются; это возможно для одноосных и двуосных кристаллов, если две оси индикатрисы лежат в плоскости шлифа.

Для решения задачи необходимо обе темноты проверить вышеописанным способом (если при одновременном вращении по осям H и I одна темнота будет сохраняться, значит, кристалл одноосный).

2. При изотропном сечении вращением столика по оси I в обе стороны наблюдают сохранность темноты. Если зерно просветляется — кристалл двуосный, если при поворотах вокруг оси I зерно остается на погасании, то необходимо повернуть кольцо на 45° и проверить сохранность темноты поворотами по оси I. Если темнота сохраняется, то минерал одноосный, если не сохраняется, то минерал двуосный.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАГИОКЛАЗОВ

Плагиоклазы относятся к важнейшей классификационной группе породообразующих минералов. При изучении горных пород эти наиболее распространенные минералы переменного состава несут ценную диагностическую и генетическую информацию.

Плагиоклазы представляют собой изоморфную смесь альбита и анортита. В соответствии с процентным содержанием анортита в составе плагиоклаза различаются следующие минеральные виды: альбит — 0—10% анортита, олигоклаз — 10—30%, андезин — 30—50%, лабродор — 50—70%, битовнит — 70—90%, анортит — 90—100%. Е. С. Федоров предложил номенклатуру плагиоклазов по номерам — номер плагиоклаза соответствует содержанию в нем анортита. По содержанию кремнезема плагиоклазы подразделяются на кислые — № 0—30, средние — № 30—50, основные — № 50—100. От кислых к основным плагиоклазам содержание кремнезема уменьшается. В указанных группах не учитывается возможная примесь калишпата, она суммируется с альбитовым минералом. Количество примеси калишпата в плагиоклазе не превышает 12%.

Плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии. В зависимости от условий образования они приобретают таблитчатые, призматические, иногда игольчатые и пластинчатые формы кристаллов. В хорошо оформленных кристаллах всегда наиболее четко выражены грани второго пинакоида (010), третьего пинакоида (001), иногда грани призмы (110), ($1\bar{1}0$) и грани (021), ($0\bar{2}1$). В шлифах на свежих сколах кристаллов видна спайность по второму и третьему пинакоидам.

Характерным свойством плагиоклазов является способность образовывать двойники по разнообразным законам. В связи с тем, что эта особенность имеет существенное значение в принятых методиках их кристаллооптического определения, необходимо кратко напомнить элементы двойникования и наиболее распространенные законы двойникования плагиоклазов, а учащемуся повторить соответствующий пункт в гл. I.

Элементы двойников Среди элементов двойников различают плоскость срastания двойников, нормаль к плоскости срastания, двойниковую ось и плоскость двойникования.

Плоскость срastания двойников — грань кри-

сталла, по которой произошло срастание двух индивидов двойника. Чаще плоскостью срастания двух индивидов двойника служат плоскости пинакоидов (010), (001), редко (100), грани (110), ($\bar{1}\bar{1}0$), (021), ($0\bar{2}1$). Срастание возможно по плоскости, не являющейся гранью, например по ромбическому сечению. След пересечения плоскости срастания с плоскостью шлифа называется двойниковым швом.

Плоскость срастания может:

совпадать с двойниковой плоскостью, т. е. быть перпендикулярной к двойниковой оси (закон граней);

быть перпендикулярной к двойниковой плоскости, в этих случаях двойниковая ось лежит в плоскости срастания (осевый и сложные законы).

Плоскость срастания устанавливается так же (технически), как плоскости спайности.

Нормаль к плоскости срастания проектируется на стереографической проекции в виде точки-полюса к плоскости срастания.

Двойниковая ось D_0 — направление, вокруг которого один индивид повернут на 180° относительно другого. Двойниковой осью у плагноклазов бывают перпендикуляры к граням (010), (001), реже (021), ($0\bar{2}1$), ребра кристаллов — кристаллографические оси [100], [010], [001], перпендикулярные к этим ребрам и лежащие в плоскости (010) и (001).

Важным признаком двойниковой оси является то, что если совместить ее с осью А или с каким-либо направлением поляризации николей, то двойниковой структуры не наблюдается. При вращении двойника вокруг двойниковой оси двойниковая структура не проявляется.

Двойниковая плоскость — плоскость симметрии двойника, перпендикулярная двойниковой оси. Если двойниковая плоскость совмещена с плоскостью симметрии микроскопа (D_0 с осью I), то при повороте вокруг I двойниковая структура не видна. Если D_0 совместить с осью А, т. е. двойниковую плоскость установить перпендикулярно оси микроскопа, то двойниковая структура не будет проявляться при вращении столика микроскопа.

Законы двойникования Двойниками называются сложные кристаллы, в которых в закономерных парных срастаниях находится некоторое число индивидов одного и того же минерала. При этом индивиды в парном сростке повернуты относительно друг друга на 180° .

Морфологически двойники делятся на простые, состоящие

из одной пары индивидов, и полисинтетические, состоящие из серии пар индивидов. Законы двойникования плагноклазов систематизируют по положению двойниковой оси относительно плоскости срастания.

Законы граней. Для двойников, срастающихся по закону граней, плоскостью срастания является грань кристалла, а D_0 — перпендикуляр к этой грани. Двойниковая плоскость совпадает с плоскостью срастания. При совмещении плоскости срастания с плоскостью симметрии микроскопа (двойниковый шов виден в виде тонкой, четкой трещины) и вращении вокруг оси I, с которой совмещена D_0 , двойниковая структура не видна. На диаграмме В. В. Никитина законы граней изображены в виде кривых черного цвета.

Законы осей. В законах осей двойниковой осью является одно из ребер кристалла, т. е. $[100]$, $[010]$, $[001]$. Двойниковая ось лежит в плоскости срастания, двойниковая плоскость и плоскость срастания перпендикулярны друг другу.

При совмещении плоскости срастания с установочной плоскостью (двойниковый шов при этом представлен четкой линией, параллельной вертикальной нити окуляра) двойниковая структура сохраняется. На диаграмме В. В. Никитина законы осей изображены синими кривыми.

Сложные законы. В сложных законах D_0 лежит в плоскости срастания и является перпендикуляром к одному из ребер кристалла (т. е. $[100]$, $[010]$, $[001]$, лежащему в данной плоскости). Плоскостями срастания — (010) или (001) . Сложные законы двойникования обозначают символами в виде дроби, где числитель — кристаллографический символ D_0 , а знаменатель — кристаллографический символ плоскости срастания.

При совмещении плоскости срастания с плоскостью симметрии микроскопа и вращении вокруг оси I двойниковая структура сохраняется. Этим сложные законы отличаются от законов граней, но не отличаются от законов осей. На диаграмме В. В. Никитина сложные законы изображены в виде красных кривых. Главные законы двойникования приведены в табл. 12.

Определение состава плагноклаза по координатам двойниковой оси

У плагноклазов ориентировка осей оптической индикатрисы по отношению к двойниковой оси, двойниковой плоскости, плоскости срастания меняется в зависимости от состава. При любых законах двойникования оптические индикатрисы обоих индивидов (или

Законы двойникования плагиоклазов

Законы	Двойни- ковая ось	Плос- кость сраста- ния	Название закона	Морфологический тип
Граней	$\perp 010$	010	Альбитовый	Полисинтетический
	$\perp 001$	001	Манебахский	Простой
	$\perp 021$	021	Бавенский левый	Простой
	$\perp 021$	021	Бавенский правый	Простой
Осей	[001]	010	Карлсбадский	Простой
	[010]		Периклиновый	Полисинтетический
	[010]	001	Аклиновый	Полисинтетический
	[100]	010	Эстерельский	2—4 индивида, редкий
Сложные	$\perp [001]$	010	Альбит- карлсбадский	Полисинтетический
	$\perp [010]$	001	Манебах- периклиновый	Полисинтетический
	$\perp [100]$	010	Альбит- эстерельский	Полисинтетический, редкий
	$\perp [100]$	001	Манебах- эстерельский	Полисинтетический
	$\perp [100]$	001	Манебах- эстерельский	Полисинтетический
	$\perp [100]$	001	Манебах- эстерельский	Полисинтетический

ряда сдвойникованных индивидов при полисинтетическом двойниковании) располагаются симметрично относительно D_0 и двойниковой плоскости. По координатам D_0 с Ng , Nm , Np при помощи диаграммы В. В. Никитина возможно определение состава (номера) плагиоклаза.

Порядок работы

1. Установить и навести на стереографическую проекцию индикатрисы обоих индивидов. Рекомендуется пользоваться цветными карандашами. Оси индикатрисы первого индивида обозначают Ng^1 , Nm^1 , Np^1 , второго — Ng^2 , Nm^2 , Np^2 . Результаты записать (табл. 13).

Таблица 13

Рабочая запись координат двойниковой оси D_0 с Ng , Nm , Np

Индивиды	Двойниковая ось D_0			Двойни- ковая ось	За- кон	№ пла- гиокла- за
	Ng	Nm	Np			
I	29	116 (=64)	106 (=74)	$\perp 010$	Альби- товый	57
II	149 (=31)	66	76			
Среднее значение	30	65	76			

2. На сетке Вульфа приводят поочередно одноименные оси Ng^1 и Ng^2 , $Nm^1 \rightarrow$ и $\leftarrow Nm^2$, Np^1 и Np^2 на один меридиан, который прочерчивают пунктиром. Точка пересечения этих меридианов будет D_0 (рис. 76). Часто эти дуги не пересекаются в одной точке, а образуют сферический треугольник, называемый треугольником погрешностей. Центр тяжести треугольника будет D_0 (рис. 77).

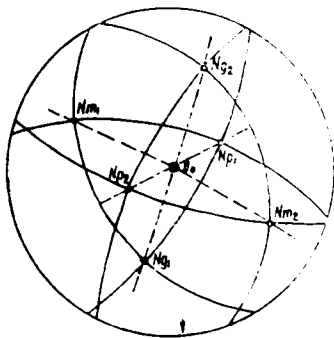


Рис. 76. Положение двойниковой оси D_0 относительно осей эллипсов двойника плагиоклаза. Проекция D_0 на проекции определена графически

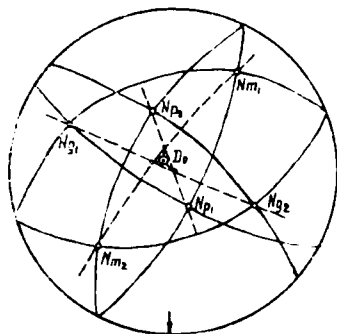


Рис. 77. Положение двойниковой оси при наличии треугольника погрешностей

3. Практически проверяют двойниковую ось, полученную графическим путем. Для этого на стереографической проекции находят и прочерчивают плоскость, перпендикулярную D_0 (двойниковую плоскость). Установленную двойниковую плоскость по полученным координатам совмещают:

а) с плоскостью симметрии микроскопа, когда наклоны по N меньше 40° , при этом D_0 будет совмещена с осью I ; если D_0 получена правильно, то при вращении по оси I двойниковая структура проявляться не будет, если двойниковая структура не исчезла, то добиваются ее исчезновения поочередным вращением по H и N на незначительные углы и проверкой по I ; установив положение, когда двойниковая структура не проявляется, на стереографической проекции справляют положение D_0 ;

б) с плоскостью столика микроскопа, если углы наклона по N для двойниковой плоскости велики; вращением по N вы-

водят D_0 на вертикальный диаметр и наклоном по I совмещают с А, двойниковый шов при этом будет располагаться параллельно вертикальной или горизонтальной нити.

Если положение D_0 получено неточно, то его следует исправить практически (вращением на небольшие углы по I), проверяя поворотом столика по А (по исчезновению двойниковой структуры).

4. Получив графически и проверив практически D_0 , вычисляют ее координаты по отношению к осям оптической индикатрисы обоих индивидов двойника. Для этого на сетке Вульфа приводят поочередно на один меридиан D_0 с Ng^1 и Ng^2 , D_0 с Nm^1 и Nm^2 , D_0 с Np^1 и Np^2 . Просчитав градусные расстояния между ними, записывают их в виде таблицы и выводят среднее арифметическое из каждой пары отсчетов. Для отсчетов, превышающих 90° , берут дополнение по 180° .

5. С помощью координат D_0 , Ng , D_0 , Nm , D_0 , Np по диаграмме В. В. Никитина находят точку (или треугольник погрешности), падающую на одну из кривых или вблизи одной или нескольких кривых. Для определения номера плагиоклаза и закона двойникования надо знать, как отличить законы граней от сложных и осевых и в чем разница отдельных законов в пределах каждой из этих групп.

6. Для выяснения типа закона по полученным координатам двойниковую плоскость совмещают с плоскостью симметрии микроскопа. Если при этом совмещении двойниковый шов станет параллельно вертикальной нити окуляра, то исследуемый плагиоклаз сдвойникован по закону граней, в котором плоскость срастания совпадает с двойниковой плоскостью. Если же при совмещении двойниковой плоскости с плоскостью симметрии микроскопа двойниковый шов расположен параллельно горизонтальной нити окуляра, то исследуемый плагиоклаз сдвойникован по осевому, или сложному, закону.

7. Быстрее установить тип закона можно совмещением плоскости срастания двойника с плоскостью симметрии микроскопа. Если при этом двойниковая структура исчезает и не проявляется при повороте по I (с которой совмещена D_0), то плагиоклаз сдвойникован по закону граней. Если после указанных операций двойниковая структура сохраняется, то это либо осевой, либо сложный закон.

8. На рис. 78 приведены морфологические особенности двойников плагиоклаза, ориентированных в направлении $[100]$. Если в шлифе имеются такие сечения, то закон

двойникования можно определить по соотношению плоскости срastания двойников и спайности по (001) и (010).

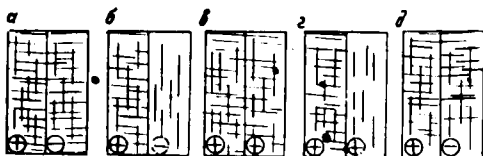


Рис. 78. Морфологические особенности двойников плагиоклазов, ориентированных в направлении $[100]$ (по А. С. Марфунину): а — альбитового; б — карлсбадского; в — эстерельского; г — альбит-карлсбадского; д — альбитэстерельского

Определение состава плагиоклаза по координатам плоскостей спайности $\{010\}$ или $\{001\}$

В плагиоклазах развита спайность по (010) , (001) , (110) и $(\bar{1}\bar{1}0)$. Наиболее отчетливо устанавливается и проявляется совершенная спайность по (010) и (001) . В результате измерения углов между полюсами спайности и осями индикатрисы по диаграмме В. В. Никитина можно определить номер плагиоклаза и символ грани, по которой развита спайность.

Порядок работы

1. Зерно плагиоклаза с отчетливой спайностью установить в крест нитей.
2. Определить координаты и нанести на стереографическую проекцию плоскости спайности.
3. По результатам измерений нанести на сетку Вульфа проекцию индикатрисы плагиоклаза.
4. Графически на сетке Вульфа определить угловые расстояния между полюсом спайности и осями Ng, Nm и Np.
5. Полученные координаты перенести на диаграмму В. В. Никитина.
6. Для определения состава плагиоклаза необходимо опустить перпендикуляр из полученной точки на ближайшую кривую $\perp 010$ или $\perp 001$. Кривые отградуированы в значениях состава плагиоклаза. Точка пересечения перпендикуляра с кривой на диаграмме соответствует составу плагиоклаза. Индекс, который подписан по краям кривой, соответствует индексу спайности.
7. Для получения удовлетворительных результатов и по-

вышения точности определения измеряют угловые расстояния между полюсами спайности и осями индикатрисы в обеих системах двойников, берут среднее арифметическое.

8. Если точка, полученная по координатам полюса спайности, попадает в участок диаграммы, где пересекаются кривые $\perp 010$ и $\perp 001$, то для выяснения состава плагноклаза и индекса спайности необходимо выяснить, по какому типу sdвойникован плагноклаз. Для этого определяют координаты полюса плоскости срастания. Иногда, чтобы решить вопрос, по какой кривой определить состав плагноклаза, достаточно измерить показатели преломления относительно канадского бальзама или иммерсионным методом.

Определение состава плагноклазов по координатам плоскости срастания

Исследование положения плоскости срастания относительно осей индикатрисы двойников необходимо для контроля за правильностью идентификации закона двойникования. Особенно эта работа необходима при определении наименования плоскости срастания для осевых и сложных законов двойникования.

Порядок работы

1. Установить в крест нитей выбранное для исследования зерно.

2. Определить и нанести на стереографическую сетку плоскость срастания и ее полюс. Для этого двойниковый шов ставят параллельно вертикальной нити и наклоном по оси H устанавливают его на максимальную четкость. Проверка точности установки плоскости срастания в положение, параллельное плоскости симметрии микроскопа, производится вращением по оси I или дефокусировкой объектива подъемом и опусканием тубуса микроскопа.

3. Нанести на стереографическую проекцию индикатрисы обоих индивидов.

4. Вычислить по сетке Вульфа угловые расстояния между полюсом плоскости срастания и Ng , Nm , Np обоих индивидов. Рассчитать среднее арифметическое для каждой пары отсчетов.

5. По рассчитанным координатам построить на диаграмме В. В. Никитина точку или треугольник погрешностей, которые должны попасть на одну из кривых $\perp 010$, $\perp 001$, $\perp RS$, $\perp 021$. Индексом кривой определяется наименование плоскости срастания, а положением точки на кривой — номер плагноклаза.

**Особенности
исследования
кислых плагиоклазов**

Оптические индикатрисы кислых плагиоклазов на стереографической проекции располагаются близко друг от друга (рис. 79). В результате этого при определении положения двойниковой оси графическим путем получается сильно вытянутый треугольник погрешности, «центр тяжести» которого установить невозможно. Положение двойниковой оси в этом случае определяют практически. Кислые плагиоклазы чаще всего образуют двойники по альбитовому и периклиновому законам. Двойниковая ось в таких двойниках располагается между Ng^1 и Ng^2 . Поэтому на стереографической сетке необходимо снять отсчеты предполагаемого выхода двойниковой оси и поворотами кольца p по осям N и H совместить двойниковую ось с осью I . Если полученное направление ведет себя как двойниковая ось, то точка, соответствующая кислому плагиоклазу, попадает в нижний правый угол диаграммы В. В. Никитина. В этой части диаграммы расположены кривые альбитового $\perp 010$, манебах-эстерель-

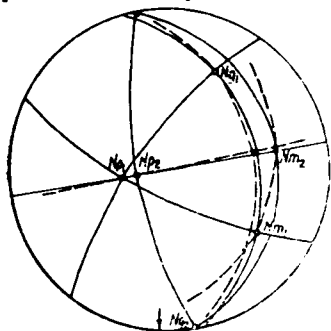


Рис. 79. Проекция оптических эллипсов индивидов двойника кислого плагиоклаза. Клиновидная форма треугольника погрешности положения двойниковой оси

ского $\frac{\perp [100]}{001}$ и периклинового $[010]$ законов. Для кислых

плагиоклазов отличить альбитовый закон от осевого и сложного часто невозможно, так как двойниковая структура исчезает при положении двойникового шва, параллельном и перпендикулярном вертикальной нити окулярного креста. Для отличия этих законов друг от друга необходимо установить индекс плоскости срастания.

Если точка угловых параметров двойников находится вблизи сдвоенных кривых $\perp 010$, $[010]$ и $\frac{\perp [100]}{001}$, то для определения

состава плагиоклаза ввиду двойственного решения следует измерить показатели преломления иммерсионным методом.

Определение Сечение $\perp [100]$ определяют по наличию состава плагиоклазов пересекающейся спайности под углами в сечениях $\perp [100]$ $87-93^\circ$.

Порядок работы

1. Найти и поставить в крест нитей сечение плагиоклаза с хорошо видимыми следами спайности (010) и (001).

2. В этом сечении найти положение $N'p$. В положении максимального просветления зерна в прорезь тубуса микроскопа вставить кварцевую пластинку. При совпадении $N'p$ с прорезью зерно должно приобрести синюю интерференционную окраску.

3. Поворотами вокруг оси I и H установить спайность (010) параллельно плоскости симметрии микроскопа. Спайность (010) является ближайшей к $N'p$, причем она располагается параллельно двойниковым швам полисинтетических альбитовых двойников.

4. Наклонить столик вокруг I до максимальной четкости трещин спайности по (001). В результате проделанных операций $[100]$ плагиоклаза совмещена с оптической осью микроскопа A.

5. В установленном положении зерна поворотом вокруг оси A определить угол между (010) и $N'p$.

6. По соответствующей кривой на диаграмме (см. рис. 58) определить номер плагиоклаза. Если угол (010) : $N'p$ больше 20° , то номер плагиоклаза определяется однозначно. Если же угол меньше 20° , то необходимо установить, с каким знаком, «+» или «-», нужно брать отсчет по ординате для выявления состава плагиоклаза. Знак можно установить двумя способами. Если $N'p$ находится в тупом углу между спайностями, то берут знак «-». Иногда пользуются сравнением показателей преломления исследуемого плагиоклаза и канадского бальзама. Знак «+» берут, когда оба показателя преломления плагиоклаза больше, чем у канадского бальзама.

Определение состава плагиоклазов по максимальному симметричному угасанию альбитовых двойников в зоне $\perp [010]$

Этот метод (метод Мишель-Леви), рассмотренный при работе на плоском столике, предполагает статистические исследования в нескольких зернах. Из полученных результатов выбирают максимальное значение угла погасания и по диаграмме (см. рис. 58) определяют со-

став плагноклаза. На Федоровском столике возможно найти угол максимального угасания альбитовых двойников в одном зерне. При определении состава плагноклазов до 40—50 номеров пользуются пунктирной кривой, а для основных — сплошной, причем для плагноклазов состава битовнит — анортит этот метод дает результат с малой точностью.

Порядок работы

1. Выбрать зерно, сдвойникованное по альбитовому закону, желательно с четкими двойниковыми швами и трещинами спайности. Альбитовые двойники характеризуются симметричным угасанием в зоне $\perp (010)$ и восьмикратным исчезновением двойниковой структуры при повороте столика микроскопа вокруг оси А на 360° . Для проверки альбитового закона двойникования определяют знак главной зоны относительно двойникового шва, который в плагноклазах ниже № 70—75 отрицательный.

2. Поворотами по осям N и H совместить плоскость сращения (010) с плоскостью симметрии микроскопа. При этом двойниковая ось D_0 совмещена с осью I.

3. Устанавливают столик в нулевое положение по оси I. Вращением столика микроскопа вокруг оси А вправо и влево измерить углы погасания обоих индивидов двойников, из которых берут среднее значение. Результаты записать.

4. Измерить углы погасания двойниковых индивидов при отсчетах на лимбе оси I в 350° , 340° , 330° и 10° , 20° , 30° , 40° . Значения углов погасания записать. В интервале максимального угла погасания необходимы дополнительные измерения углов погасания при поворотах столика вокруг оси I через 2° . Из полученных результатов выбрать максимальный угол погасания. По диаграмме (см. рис. 58) определить номер плагноклаза.

Определение состава зональных плагноклазов Экспрессным и наиболее приемлемым методом изучения состава зональных плагноклазов является метод определения угла погасания $N'p : (010)$ в разрезах $\perp [100]$. Для этого необходимо совместить $[100]$ с осью А микроскопа. Затем последовательно начиная с ядра во всех зонах измерить углы погасания и по диаграмме (см. рис. 58) найти состав плагноклаза в каждой зоне.

Глава 5

ИММЕРСИОННЫЙ МЕТОД

5.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

НАЗНАЧЕНИЕ МЕТОДА

В петрографической практике широко распространен иммерсионный метод, в некоторых случаях без него невозможно обойтись. Наиболее важное значение он имеет при исследовании рыхлых осадочных пород, технического камня и определения показателей преломления породообразующих минералов. При изучении магматических, метаморфических и осадочных пород для установления генезиса горных пород и месторождений полезных ископаемых требуется знание точного химического состава минералов, поскольку почти все главные породообразующие минералы (полевые шпаты, пироксены, оливины, амфиболы, хлориты, слюды) способны образовывать изоморфные смеси, представляющие собой однородные кристаллы переменного состава.

К надежным методам определения состава минералов относятся химический силикатный анализ, микронзондовый спектральный и др., однако они дорогостоящи и не всегда оперативны, поэтому при массовой петрографической работе их применение ограничено. Иммерсионный метод достаточно прост и доступен для всех. Измерение показателей преломле-

ния наряду с другими кристаллооптическими свойствами природных и искусственных минералов дает возможность достаточно точно определить состав минералов по специальным диаграммам (Трегер, 1968, Винчелл, 1949 и др.), отражающих зависимость их оптических свойств от состава.

ПРИНЦИП ИММЕРСИОННОГО МЕТОДА

При работе иммерсионным методом исследуемое вещество (минерал или искусственное химическое соединение) в виде порошка помещают на предметное стекло в капле жидкости с известным показателем преломления (immersion — погружение, затопление). В таком препарате могут быть изучены все свойства минералов, которые выявляются в прозрачных шлифах и измеряются показатели преломления.

В основу определения показателей преломления иммерсионным методом положено два оптических явления: 1) «исчезновение» бесцветного объекта в окружающей среде, если показатели преломления их равны; 2) появление световой полосы Бекке на границе раздела двух веществ, обладающих разными показателями преломления, и возможность с помощью полосы Бекке определить относительную величину показателя преломления у контактирующих веществ. В данном случае одним веществом является исследуемый минерал, а другим — иммерсионная среда, имеющая известный показатель преломления. В результате работы определяют у объекта или среды показатель преломления больше.

ИММЕРСИОННЫЕ СРЕДЫ

Иммерсионные среды бывают жидкими и твердыми. В практике исследований используют специально приготовленные наборы жидкостей, которые составляют в ряд по мере возрастания показателя преломления. Крайними членами такой ряд должен охватывать широкий диапазон показателей преломления, и в то же время соседние члены ряда в наборе должны иметь достаточно узкий интервал величин.

Отечественная промышленность выпускает два стандартных набора.

1. Набор иммерсионных жидкостей ИЖ-1 составлен из 98 жидкостей с показателями преломления от 1,408 до 1,780. Интервал между соседними членами ряда составляет 0,003—0,006. Любые соседние жидкости могут смешиваться друг с другом. Показатель преломления любой промежуточной смеси представляет собой прямолинейную функцию ее состава. Это позволяет из имеющихся в наборе жидкостей приготовить смеси с любым желаемым показателем преломления. Основой для составления набора являются несколько жидкостей: керосин и легкие возгоны нефти ($n=1,400$ до $1,460$); α — монохлорнафталин ($C_{10}H_7Cl$, $n=1,470$); йодистый метилен (CH_2I_2 , $n=1,740$); насыщенный раствор серы в йодистом метиле (n до $1,780$).

2. Набор высокопреломляющих иммерсионных жидкостей содержит 44 жидкости с показателями преломления от 1,743 до 2,10. Первые четыре жидкости имеют значительный интервал показателей преломления — от 1,743 до 1,773. Последующие жидкости отличаются друг от друга разницей показателя на 0,007, а начиная с 1,960 до 2,100 — на 0,01. Для получения жидкостей с промежуточными показателями преломления смешивание иммерсионных жидкостей можно производить в пределах 1,74—2,0 и 2,00—2,10. Жидкости с показателями преломления 2,00—2,10 не содержат йодистого метилена, и добавление низкопреломляющей части набора или чистого растворителя приводит к их порче. Набор составляют на основе высокопреломляющей жидкости (растворы серы и сернистого мышьяка в трехбромистом мышьяке) с использованием йодистого метилена. Такие компоненты иммерсионных жидкостей, как трехбромистый мышьяк и йодистый метилен, очень ядовиты. Поэтому при работе с высокопреломляющими жидкостями необходимо соблюдать технику безопасности. Флаконы с жидкостями должны быть плотно закрыты. Не следует допускать, чтобы жидкость попадала на кожу, особенно в порезы и царапины. Если это случится, то лучше сразу помыть пораженное место водой с мылом.

Наборы хранятся в специальных ящиках. Жидкости содержатся в стеклянных флаконах с притертыми пробками. На каждом флаконе указан порядковый номер, а в таблице — соответствующий номеру показатель преломления. Перед работой после длительного перерыва необходимо проверить соответствие истинного показателя преломления жидкости таб-

личному на специальных приборах — рефрактометрах. При правильном хранении жидкости сохраняют табличные значения в течение 0,5—1 года.

ПРИГОТОВЛЕНИЕ ИММЕРСИОННОГО ПРЕПАРАТА

Кусочек испытуемого вещества измельчают в порошок в агатовой ступке, а если вещество имеет малую твердость, то его можно раздробить непосредственно на предметном стекле другим предметным стеклом путем раздавливания. Оптимальная крупность зерен для иммерсионного исследования составляет 0,05—0,3 мм. При изготовлении препарата необходимо следить, чтобы в него не попали более крупные зерна, затрудняющие работу. При размерах зерен менее 0,05 мм индивидуальные свойства минералов, способствующие их определению, выражены менее четко.

Для работы удобны лезвие для бритвы и ученическая ручка с пером. При помощи этих предметов исследуемый порошок переносят из агатовой ступки на предметное стекло, убирают крупные и лишние зерна. Рядом с кучкой порошка на предметном стекле помещают каплю иммерсионной жидкости. Затем кончиком пера порошок смешивают с жидкостью и накрывают сверху покровным стеклом (перо вытирают фильтровальной бумагой либо тряпкой). Тыльной частью ручки придавливают сверху покровное стекло, выжимая из-под него пузырьки воздуха. Если жидкости мало, то помещают новую каплю на границу покровного стекла. Капиллярными силами эта капля затягивается под покровное стекло. Жидкости надо брать столько, чтобы она заполняла весь промежуток под стеклом, но препарат не был толстым, каким он бывает при избытке жидкости. Лишнюю жидкость вытягивают из-под покровного стекла полоской фильтровальной бумаги. Если нужно сменить одну иммерсионную жидкость на другую, то при достаточном количестве материала проще сделать новый препарат. Такой вариант приготовления препарата и смена в нем жидкости применим, когда исследуемое вещество однородное и в препаратах легко отыскиваются зерна нужных для исследования сечений. В противном случае препарат готовят с закреплением зерен. Приклеивать зерна к стеклу можно при помощи обычной воды, иногда в нее до-

бавляют небольшое количество сахара. Для приготовления препарата в этом случае на предметное стекло наносят каплю воды, в которую помещают исследуемый порошок, затем воду высушивают, и зерна закрепляются. Зерна можно также приклеивать желатином. По стеклу проводят палочкой, смоченной 1%-м раствором желатина, затем высушивают его. На такое стекло наносят зерна сухого исследуемого порошка. Достаточно немного подышать на препарат, и зерна приклеятся. При пользовании данным препаратом необходимо менять жидкости следующим образом. Для удобства тубус микроскопа поднимают, затем подводят к краю покровного стекла полоску фильтровальной бумаги, имеющей ровный край и приводят ее в соприкосновение с жидкостью. Сменив бумажку 2—3 раза, удаляют почти всю жидкость, ее остатки обычно растворяют спиртом. Порцию новой жидкости вводят под покровное стекло при помощи стеклянной пробочки от флакончика с жидкостью. При этом пробочку помещают к краю покровного стекла (рис. 80).



Рис. 80. Ввод иммерсионной жидкости в препарат

При измерении показателей преломления в иммерсионных жидкостях можно использовать петрографические шлифы. В некоторых случаях для получения ориентированных сечений кристаллов используют простые, но удобные для иммерсионных исследований методы и приемы приготовления препаратов. К ним относятся метод вращающейся иглы, теодолитный метод на основе столика Федорова, а также приготовление специальных цилиндрических стеклянных препаратов. Эти методы подробно описаны В. Б. Татарским (1965).

5.2. ТЕХНИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРЕЛОМЛЕНИЯ

Существует несколько способов сравнения показателей преломления минералов и иммерсионных сред. Наиболее распространенным является способ световой

полоски Бекке, возникающей на границе раздела двух сред с разными показателями преломления. Необходимо помнить правило полоски Бекке, которое звучит следующим образом. При подъеме тубуса микроскопа полоска Бекке перемещается в сторону вещества с большим показателем преломления. Физическая суть явления рассмотрена в гл. 2 настоящего пособия.

ПОЛОСКА БЕККЕ И ЕЕ ВИДОИЗМЕНЕНИЕ

Полоска Бекке, по которой сравнивают показатели преломления двух контактирующих веществ, наблюдается обычно в виде тонкой световой полоски, хорошо видимой при объективе 20х увеличения и не очень ярком освещении в микроскопе (освещение регулируется ирисной диафрагмой).

Полоску Бекке следует наблюдать на скошенном крае зерна. Если край зерна имеет крутой наклон и его контуры наблюдаются в виде резкой, темной каемки, то независимо от разницы показателей преломления среды и минерала возникает тонкая световая полоска, перемещающаяся при подъеме тубуса в сторону жидкости. Скошенный край зерна анизотропных минералов легко обнаружить по широким цветным полоскам шкалы Ньютона при скрещенных николях. В изотропных зернах (стекло и кристаллы кубической сингонии) скошенный край нужно находить по ослаблению резкости контуров.

В случае, когда показатель преломления очень сильно отличается от показателей преломления жидкости, зерно оконтуривается четкой широкой темной каймой. При подъеме тубуса микроскопа всегда наблюдается тонкая светлая полоска, идущая от зерна на жидкость независимо от разницы показателей преломления вещества и жидкости. Это приводит к ошибкам. Исследователь должен обращать внимание на такое явление: если показатель преломления вещества выше, чем у жидкости, то весь свет при подъеме тубуса как бы собирается от краев к центру зерна. При опускании тубуса свет сходит с зерна на жидкость, как бы переливаясь через темную кайму.

Своеобразный эффект наблюдается также при изменении показателя преломления у очень мелких в поперечнике и

у слишком толстых зерен. При переходе полоски Бекке на зерно оно целиком становится несколько светлее, а при переходе полоски на жидкость — темнее.

При очень малой разнице между показателями преломления жидкости и вещества полоска Бекке слабо заметна, рельеф у зерна отсутствует, исчезает темная кайма, окружающая зерно. Появляются две полоски — зеленая и оранжевая, которые перемещаются в противоположных направлениях. Если скорости их перемещения равные, значит, показатели преломления жидкости и минерала равны. Если скорости перемещения цветных полосок различные, то о величине показателя преломления можно судить по более активной.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ ИЗОТРОПНЫХ МИНЕРАЛОВ

Технику определения показателей преломления необходимо осваивать с изотропных веществ. К изотропным относятся минералы, кристаллизующиеся в кубической сингонии, и аморфные вещества. Такие минералы определить под микроскопом очень просто. Оптическая индикатриса изотропных минералов имеет форму шара. Поскольку они являются оптически однородными, показатели преломления в данных веществах во всех направлениях равны, поэтому для них определяют только один показатель преломления. Такими минералами являются гранаты, флюорит, шпинели, вулканические стекла и др.

Порядок работы

1. Изготовить иммерсионный препарат. Если никаких указаний на показатель преломления вещества нет, то жидкость берут из средней части набора.
2. Подготовить микроскоп к работе. Освещение поля зрения настроить от плоского зеркала. Установить препарат на предметный столик микроскопа.
3. При увеличении объектива 3х, 8х, или 9х посмотреть качество изготовления иммерсионного препарата. Недостатки изготовления препарата устранить либо приготовить новый.
4. Выбрать зерно минерала для исследования, чтобы оно

отвечало требованиям, изложенным выше, и установить его в крест нитей. Затем установить объектив с большим увеличением. Наиболее удобным является объектив 20х. При фокусировке микроскопа на резкость изображения зерна необходимо следить за тем, чтобы не раздавить объективом иммерсионный препарат, так как расстояние при отфокусированном положении между объективом и препаратом составляет 2—3 мм.

5. Наблюдают за полоской Бекке при дефокусировке микроскопа. В зависимости от результата сравнения показателей преломления зерна и жидкости приготавливают новые иммерсионные препараты, подбирая жидкости вниз или вверх по шкале показателей при интервале 0,01—0,03. Подбирают две такие соседние жидкости, отличающиеся по показателям друг от друга на величину 0,003—0,006, между которыми будет находиться показатель преломления исследуемого минерала. Показатель преломления минерала определяют как среднеарифметическое числовых значений показателей преломления этих жидкостей. Например, при жидкости с показателем 1,628 полоска Бекке идет на минерал при поднятии тубуса микроскопа. Показатель соседней жидкости 1,632, полоска Бекке при поднятии тубуса идет на жидкость. Значит, показатель преломления минерала определяют следующим действием: $p = (1,628 + 1,632) / 2 = 1,630$.

Для найденного значения показателя преломления при необходимости нужно взять температурную поправку и указать точность измерения, которая равна разности среднего и крайнего значений показателей преломления двух последних жидкостей, $p = 1,630 \pm 0,002$.

Результаты работы записывают в виде таблицы (табл. 14).

Таблица 14

Пример записи измерения показателя преломления изотропного минерала

№ жидкости	Показатель преломления жидкости	Перемещение полоски Бекке при подъеме тубуса	Результат
50	1,76	На минерал p мин	$> \perp$ 1,576
65	1,621	На минерал p мин	$> \perp$ 1,621
66	1,642	На жидкость p мин	$> \perp$ 1,624

Согласно приведенным исследованиям, $1,624 > n_{\text{мин}} > 1,621$, значит, $n_{\text{мин}} = (1,624 + 1,621)/2 = 1,623 \pm 0,002$.

6. После измерения показателя преломления по комплексу кристаллооптических свойств необходимо определить минерал и его состав. Для этой цели используют справочники (Трегер, 1968; Винчелл, 1949 и др.).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРЕЛОМЛЕНИЯ АНИЗОТРОПНЫХ ОДНООСНЫХ МИНЕРАЛОВ

Анизотропные одноосные кристаллы имеют индикатрису в форме эллипсоида, причем для положительных кристаллов это вытянутый эллипсоид вращения, а для отрицательных — сплюснутый. Значит, для таких кристаллов необходимо измерить два главных показателя преломления — n_g и n_p , иногда их обозначают n_o и n_e . Показатели преломления для обыкновенной волны n_o во всех разрезах имеют одну и ту же величину, что очень важно, так как в любом произвольном сечении кристалла можно измерить один из двух главных показателей преломления. Поскольку в любом произвольном анизотропном сечении кристалла сечение его индикатрисы представлено эллипсом, в каждом зерне следует делать два наблюдения двух показателей преломления, которые являются осями эллипса. Сечения индикатрисы, которые встречаются в иммерсионных препаратах, делятся на:

перпендикулярные к оптической оси, эти сечения в скрещенных николях изотропные;

параллельные оптической оси, эти сечения минерала имеют максимальную интерференционную окраску;

косые к оптической оси, эти сечения имеют промежуточную величину двупреломления между первым и вторым типом сечений.

В табл. 15 показано, какие показатели преломления можно измерить в вышеуказанных сечениях положительных и отрицательных одноосных кристаллов.

Порядок работы

Для освоения метода измерения показателей преломления необходимо проделать весь комплекс работы с известным минералом.

1. Итак, имеем препарат с одноосным положительным кристаллом.

Таблица 15

Наименование показателей преломления, которые можно измерить в возможных зернах одноосных кристаллов

Типы сечений	Оптически положительные кристаллы		Оптически отрицательные кристаллы	
	обыкновенная волна o	необыкновенная волна e	обыкновенная волна o	необыкновенная волна e
Перпендикулярные к оптической оси	n_p	—	n_g	—
Параллельные оптической оси	n_p	n_g	n_g	n_p
Косые к оптической оси	n_p	n'_g	n_g	n'_p

В каждом анизотропном сечении сделать два определения показателей преломления. Последовательно совместить обе оси индикатрисы с плоскостью поляризатора, поставив кристалл на погасание. В результате оси эллиптического сечения кристаллов совместятся с плоскостями световых колебаний в николях. Выключить анализатор. В этом положении одна из осей эллиптического сечения совместится с плоскостью поляризатора. Все свойства кристалла, в том числе и полоска Бекке, определяются этим направлением, этой осью индикатрисы. Итак, наблюдается полоска Бекке, соответствующая первой оси сечения индикатрисы, пока без указания ее наименования.

2. Допустим, что при поднятии тубуса полоска Бекке идет на кристалл. Записать $n_1 > 1,545$ (табл. 16). После этого повернуть столик микроскопа на 90° . Другая ось эллиптического сечения индикатрисы совместится с плоскостью поляризатора. Произвести второе наблюдение полоски Бекке, для второй оси сечения индикатрисы. Предположим, что полоска Бекке при поднятии тубуса микроскопа идет с кристалла на жидкость. Записать в табл. 16 $n_2 < 1,545$. Таким образом, один

показатель преломления в кристалле больше, чем показатель взятой жидкости, а другой меньше. Далее сделать определение обоих показателей преломления в кристалле последовательно. К примеру, решили вначале измерить больший показатель преломления.

Таблица 16

Пример записи измерения показателей преломления одноосного кристалла в анизотропном сечении

№ жидкости	Показатель преломления жидкости	Перемещение полоски Бекке в первом положении погасания	Перемещение полоски Бекке во втором положении погасания
40	1,545	На минерал; $n_1 > 1,545$	На жидкость; $n_2 < 1,545$
45	1,560	На минерал; $n_1 > 1,560$	На жидкость; $n_2 < 1,560$
48	1,570	На жидкость; $n_1 < 1,570$ Статистическая проверка большого показателя преломления показывает, что в некоторых зернах $n_1 > 1,570$	На жидкость; $n_2 < 1,570$
50	1,576	На жидкость; $n_1 < 1,576$ $1,570 < n_g < 1,576$	На жидкость; $n_2 < 1,576$ $n_g = 1,573 \pm 0,003$
35	1,530	$n_1 > 1,530$	$n_2 < 1,530$
33	1,524	$n_1 > 1,524$ $n_p = 1,527 \pm 0,003$	$n_2 > 1,524$ $1,524 < n_p < 1,530$

3. Взять жидкость с показателем преломления 1,560. Приготовить препарат с этой жидкостью. Сделать два наблюдения в кристалле, Допустим, $n_1 > 1,560$, а $n_2 < 1,560$. При работе необходимо производить наблюдение за полоской Бекке в обоих положениях погасания. Результат записать в табл. 16. Из этого наблюдения вытекает вывод, что для определения большего показателя преломления в кристалле необходимо взять следующую жидкость с еще большим показателем преломления.

4. Взять жидкость с величиной показателя преломления 1,570. Приготовить препарат. Сделать два наблюдения, которые записать в табл. 16. Например, $n_1 < 1,570$ и $n_2 < 1,570$. При этом необходимо вспомнить, что в одноосных положительных кристаллах в любом произвольном анизотропном сечении больший показатель преломления n'_g имеет величину, кото-

рая меньше, чем n_g истинное, кроме одного сечения, параллельного оптической оси.

5. Чтобы убедиться, с каким показателем (n_g или n'_g) имеем дело, нужно наблюдать характер движения полоски Бекке в нескольких (5—6) зернах. И если хотя бы в одном зерне обнаружится, что $n_1 > 1,570$, а $n_2 < 1,570$, то значит, максимальный показатель преломления не определен и нужно взять еще одну жидкость с большим показателем преломления.

6. Взять жидкость с показателем преломления 1,576. Приготовить препарат. Произвести наблюдения за характером движения полоски Бекке. Допустим, в нашем случае $n_1 < 1,576$ и $n_2 < 1,576$. Результаты записать в табл. 16. Эти неравенства следует проверить на 5—6 зернах. Если они будут сохраняться везде, значит, максимальный показатель преломления в кристалле находится между соседними жидкостями: $1,570 < n_g < 1,576$. Величина $n_g = (1,570 + 1,576)/2 \pm$ точность измерения, результат записать в таблицу. Итак, показатель преломления n_g определен. Теперь необходимо определить меньший показатель преломления n_p .

7. Нужно вернуться к самому первому наблюдению, когда $n_1 > 1,545$ и $n_2 < 1,545$. Отсюда видно, что для определения меньшего показателя нужно взять жидкость с меньшим показателем, например 1,530. Приготовить препарат. Пронаблюдать характер движения полоски Бекке. Допустим, что $n_1 > 1,530$, а $n_2 < 1,530$. Результат записать в табл. 16.

8. Взять следующую жидкость с еще меньшим показателем преломления — 1,524. Приготовить препарат. Сделать два наблюдения за характером движения полоски Бекке. Допустим, $n_1 > 1,524$ и $n_2 > 1,524$. Результат записать в табл. 16. Таким образом, оба показателя преломления в кристалле больше, чем показатель преломления жидкости 1,524. Причем, меньший показатель преломления в одноосных положительных кристаллах во всех зернах постоянный, и проверять эти неравенства в других зернах не надо. Меньший показатель преломления минерала заключен между двумя соседними жидкостями $1,524 < n_p < 1,530$. Его величина равна $n_p = (1,524 + 1,530)/2 = 1,527 \pm 0,003$. Результат записать в таблицу.

Одноосные отрицательные кристаллы определяются аналогичным образом, но нужно учитывать, что в этом случае постоянным во всех зернах будет меньший показатель преломления n_g , а n_p изменяется в различных сечениях. При определении меньшего показателя преломления используют вы-

шеописанный статистический метод проверки в нескольких зернах.

На возможности измерения n_o в любом разрезе одноосного кристалла основан способ определения минералов группы кальцита. На рис. 81 показано изменение показателя преломления n_o важнейших минералов этой группы (кальцит — 1,658; доломит — 1,681; магнезит — 1,700; сидерит — 1,875; родохрозит — 1,816).

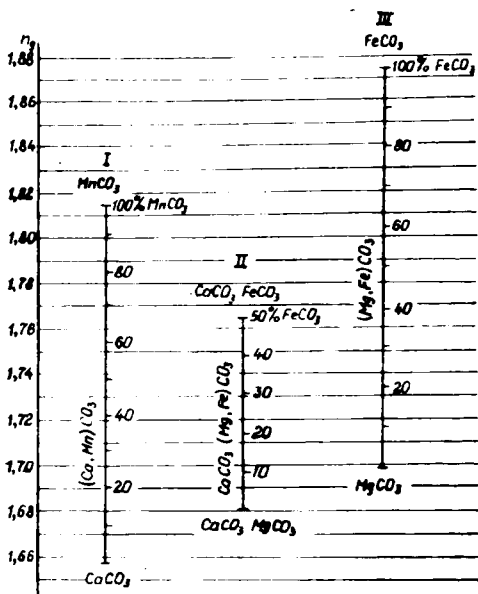


Рис. 81. Зависимость показателя преломления n_o от состава в изоморфных рядах: кальцит-родохрозита, анкерита, магнезит-сидерита (по В. Б. Гаттарскому, 1965)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ ДВУОСНЫХ КРИСТАЛЛОВ

Как известно, индикатриса двuosных кристаллов имеет форму трехосного эллипсоида. Поэтому в

таких кристаллах необходимо определять три главных показателя преломления — n_g , n_m , n_p . Исходя из морфологии двусосного эллипсоида, n_m по своей величине может быть близкой к n_p в оптически положительных и к n_g — в оптически отрицательных кристаллах. Эта близость показателя n_m к показателю по тупой биссектрисе очень резко проявляется при небольших и средних углах оптических осей. У кристаллов с углом $2V$, близким к 90° , n_m отличается от n_g и n_p примерно на равную величину. Об этих особенностях двусосных кристаллов исследователь должен помнить и по возможности изучать коноскопические фигуры минералов для выяснения их оптического знака и приблизительной оценки угла оптических осей.

Более сложным исследованием является определение показателей преломления у минералов, представляющих собой изоморфные смеси. У них обнаруживаются колебания оптических свойств, иногда в значительных интервалах даже в пределах одного иммерсионного препарата. В обычном иммерсионном препарате невозможно измерить все три показателя преломления в одном зерне. Главные показатели преломления можно измерить в сечениях $NgNp$, $NgNm$, $NmNp$ и $NmNm$. Наиболее достоверно устанавливаются: $NgNp$ — сечение в плоскости оптических осей, обладающее максимальной интерференционной окраской, и $NmNm$ — изотропное сечение, перпендикулярное оптической оси. Начинать изучение показателей преломления веществ целесообразно с определения n_m . Сечения, в которых можно достоверно измерить этот показатель преломления, хорошо диагностируемы, а статистическое их изучение дает возможность составить представление о постоянстве оптических свойств минерала. При выборе сечений с выходами осей Ng и Np всегда остается сомнение, насколько точно выбранное зерно соответствует сечению $NgNp$.

Порядок работы

Определение n_m можно произвести в изотропных сечениях, перпендикулярных оптической оси, и косых сечениях с низким значением двупреломления, в которых n'_g и n'_p дают нижний и верхний пределы значения.

Определение n_m в изотропном сечении.

1. Подготовить иммерсионный препарат (лучше с закреплением зерен). Если исследуемое вещество неизвестно, то для приготовления препарата взять иммерсионную жидкость из средней части набора. Привести микроскоп в рабочее поло-

жение и отцентрировать объективы с большим увеличением (20x, 40x и 60x).

2. Произвести рекогносцировочное изучение препарата. Выбрать изотропное сечение изучаемого минерала и установить в крест нитей.

Произвести наблюдение за полоской Бекке и определить показатель преломления n_m по схеме измерения показателя преломления кристаллов кубической сингонии.

Определение n_m в сечении, обладающем низким двупреломлением.

1. Выбрать зерно изучаемого минерала с незначительным (до 0,006) двупреломлением и установить в крест нитей.

2. Поскольку сечение анизотропное, произвести последовательно определение двух показателей преломления — сначала n'_g , затем n'_p .

3. Рассчитать $n_m = (n'_g + n'_p) / 2$ с погрешностью, лежащей в пределах $\pm (n'_g - n'_p) / 2$.

Определение n_g и n_p . Большой и меньший показатели преломления определяются так же, как для одноосных кристаллов, с той лишь разницей, что в любом произвольном сечении n_g двuosного кристалла оба показателя (n_g и n_p) непостоянные (всегда $n'_g < n_g$, а $n'_p > n_p$). Истинные показатели преломления можно замерить только в сечении, перпендикулярном оси N_m . Это сечение является плоскостью оптических осей. Приведем методику определения n_g и n_p .

1. Выбрать зерно исследуемого минерала с наивысшей интерференционной окраской и поставить в крест нитей.

2. Установить зерно на погасание в скрещенных николях. Затем убрать анализатор и сделать первое наблюдение за характером движения полоски Бекке. Допустим, что в первой жидкости с показателем преломления 1,560 $n_1 > 1,560$. Повернув столик на 90° до второго погасания, произвести второе наблюдение за полоской Бекке (например $n_2 < 1,560$). Результаты исследования записать в таблицу (см. табл. 16).

3. Итак, один из показателей кристалла больше показателя преломления жидкости, а второй меньше. Теперь их можно определить в любой последовательности. Начать, к примеру, с максимального. Взять следующую жидкость с большим показателем преломления, например 1,575. Наблюдение за поведением полоски Бекке показывает, что $n_1 > 1,575$, а $n_2 < 1,575$.

4. Взять третью жидкость с еще большим показателем

преломления — 1,580. Наблюдение за поведением полоски Бекке показывает, что $n_1 < 1,580$ и $n_2 < 1,580$.

Следует помнить, что в любом произвольном сечении показатель преломления n'_g меньше, чем n_g истинное. Изучить несколько зерен. Если хоть в одном зерне один из показателей окажется больше, чем 1,580, значит, максимальный показатель еще не определен и нужно взять жидкость еще с большим показателем преломления.

5. Приготовить препарат с жидкостью 1,584. Произвести наблюдение за движением полоски Бекке при обоих положениях погасания. Допустим, $n_1 < 1,584$ и $n_2 < 1,584$. Проверить несколько зерен с максимальной интерференционной окраской: нет ли хотя бы одного зерна, у которого $n_1 > 1,584$. Если такого зерна нет, то значит, что максимальный показатель преломления кристалла заключен между двумя соседними жидкостями: $1,580 < n_1 < 1,584$, а $n_g = (1,580 + 1,584)/2 \pm$ точность измерения.

6. Определить минимальный показатель преломления кристалла. Первая жидкость, которую брали ранее, имела показатель преломления 1,560. Значение минимального показателя преломления кристалла было меньше этой величины. Поэтому следующая жидкость должна иметь меньший показатель преломления, например, 1,555. Сделать два наблюдения, например $n_1 > 1,555$, а $n_2 < 1,555$.

7. Взять следующую жидкость с показателем преломления 1,550. Наблюдать характер перемещения полоски Бекке в двух положениях погасания. В результате $n_1 > 1,550$ и $n_2 > 1,550$. Получив такие неравенства, нужно вспомнить, что в любом произвольном сечении показатель $n'_p > n_p$. Поэтому необходимо исследовать 5—6 зерен с максимальной интерференционной окраской, чтобы выяснить — нет ли хотя бы в одном зерне одного показателя преломления кристалла меньше 1,550. Если такое зерно обнаружилось, то исследование продолжить.

8. Взять жидкость с показателем преломления 1,546. Наблюдать характер перемещения полоски Бекке в изучаемом зерне при обоих положениях погасания. К примеру, $n_1 > 1,546$ и $n_2 > 1,546$. Проверить несколько зерен. Если во всех зернах характер неравенства соблюдается, то значит, что показатель n_p заключен между двумя жидкостями: $1,550 > n_p > 1,546$, а $n_p = (1,546 + 1,550)/2 \pm$ точность измерения.

Итак, все три показателя преломления установлены. Необходимо по справочникам определить минерал и его состав.

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ
ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРЕЛОМЛЕНИЯ
МИНЕРАЛОВ
В ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ШЛИФАХ**

Петрографические шлифы иногда удобны для изучения показателей преломления минералов. В них могут быть обнаружены главные сечения, в которых возможно определение n_g , n_m и n_p кристаллов. Эти показатели можно измерить в двух сечениях: параллельном оптическим осям (n_g , n_p) и перпендикулярном оптической оси (n_m). Выбранные зерна необходимо проверить на столике Федорова — действительно ли оси (N_g , N_p в одном случае и N_m — в другом) лежат в плоскости шлифа.

Если в шлифе найдены сечения, необходимые для исследования показателей преломления, то работа по их определению не представляет большой сложности.

Для приготовления препарата надо по краю выбранного зерна минерала лезвием или иглой процарапать бороздку. Затем, капая в бороздку спирт или ксилол, освободить ее от канадского бальзама, в месте царапины между предметным стеклом и минералом должна образоваться полость. Наиболее удобным случаем является такой, когда исследуемые зерна располагаются по краю шлифа. Дальнейший ход работы заключается в подборе жидкостей и наблюдении за движением полоски Бекке. Нужно соблюдать осторожность и аккуратность, чтобы не разрушить шлиф. Жидкость из препарата убирают при помощи полоски фильтровальной бумаги. Перед вводом новой жидкости препарат промывают каплей спирта. Промывку делают быстро, так как спирт легко растворяет канадский бальзам, что приводит к разрушению шлифа и препарата. Спирт, как и иммерсионную жидкость, удаляют из препарата фильтровальной бумагой.

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА
ПЛАГИОКЛАЗА**

В связи с широкой распространенностью плагиоклазов в породах и их важным классификационным значением обратимся к еще одному способу выявления его состава. Для определения номера плагиоклаза чаще пользуются Федоровским методом, но бывает необходимость в опре-

делении состава минерала по показателям преломления. Практические приемы изучения состава плагиоклазов иммерсионным методом рассмотрены Н. И. Наковником (1948) и В. Б. Татарским (1956). Приведем очень простой и эффективный способ, предложенный профессором Томского государственного университета А. И. Родыгиным (1983). Суть способа заключается в сочетании методов Н. И. Наковника и В. Б. Татарского.

В петрографическом шлифе нужно выбрать зерна с наиболее высокой интерференционной окраской или, наоборот, с самой низкой. Желательно, чтобы они находились на краю шлифа. Затем при малом увеличении (объективы 3х, 9х) надавить иглой под углом 40—50° к плоскости шлифа и разрушить выбранное зерно, не затрагивая соседних зерен. Мелкие осколки зерна прилипают к игле, поэтому их легко перенести на предметные стекла иммерсионного препарата. Рекомендуется заготовить сразу 4—5 препаратов (если примерный состав минерала не известен) или 2—3 (если состав плагиоклаза примерно известен). Когда количество осколков недостаточно для приготовления нескольких препаратов, можно обойтись одним, меняя иммерсионные жидкости вышеописанным способом.

На рис. 82 приведены примеры определения номера плагиоклаза по результатам наблюдения за полоской Бекке в выбранных сечениях.

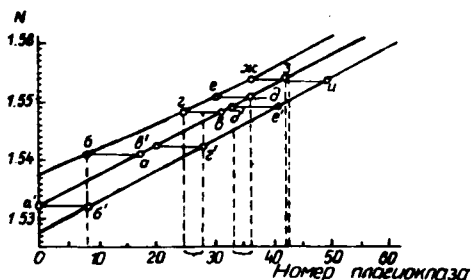


Рис. 82. Примеры определения состава плагиоклазов (по А. И. Родыгину, 1983)

Первый случай. Разрез с наивысшей интерференционной окраской. Измеренные показатели преломления: $n'_g = 1,541$;

$n'_p = 1,532$, им соответствуют линии ab и $a'b'$ (см. рис. 82). На состав плагиоклаза указывает пунктирная линия bb' .

Второй случай. Разрез с высокой интерференционной окраской. Измеренные показатели преломления: $n'_g = 1,548$; $n'_p = 1,542$, им соответствуют линии vg и $v'g'$. Перпендикуляры из точек g и g' на ось абсцисс определяются интервалом состава плагиоклаза.

Третий случай. Сечение с низкой интерференционной окраской. Измеренные показатели преломления: $n'_g = 1,551$; $n'_p = 1,549$, им соответствуют линии de и $d'e'$. Проекции точек d' и d на ось абсцисс определяются интервалом состава плагиоклаза.

Четвертый случай. Сечение с самой низкой интерференционной окраской (изотропное), $n'_g = n'_p = 1,554$. Линии $жз$ и $зи$ соприкасаются почти в одной точке.

Наилучшие результаты измерения состава минерала рассмотрены в первом и четвертом случаях.

Рекомендуемая литература

- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 502 с.
- Лодочников В. Н.* Основы кристаллооптики. М.; Л.: Недра, 1974. 268 с.
- Оникиенко С. К.* Практическое руководство по исследованию породообразующих минералов в прозрачных шлифах. М.: Недра, 1964. 92 с.
- Оникиенко С. К.* Специальные методы исследования породообразующих минералов в прозрачных шлифах и препаратах. М.: Недра, 1972. 101 с.
- Саранчина Г. М.* Федоровский метод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 112 с.
- Саранчина Г. М., Кожевников В. Н.* Федоровский метод. Л.: Недра, 1985. 208 с.
- Соболев В. С.* Федоровский метод. 2-е изд. М.: Недра, 1964. 264 с.
- Татарский В. Б.* Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М.: Недра, 1965. 306 с.
- Треггер В. Е.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: Недра, 1968. 108 с.

Оглавление

Введение	3
Глава 1. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ КРИСТАЛЛОГРАФИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ	6
1.1. КРИСТАЛЛЫ И ИХ СВОЙСТВА	7
Внутренняя архитектура кристаллов	7
Симметрия кристаллов	13
Элементы симметрии	13
Виды симметрии	14
Сингонии и категории симметрии	15
Открытые и закрытые простые формы, их комбинации	15
Зоны	15
Закон постоянства углов	21
Пространственное положение граней многогранника	21
1.2. ДВОЙНИКИ	25
Типизация двойников	25
1.3. ЭПИТАКСИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ	30
1.4. ИЗОТИПНЫЕ СТРУКТУРЫ И ПОЛИМОРФНЫЕ МОДИФИКАЦИИ	31
1.5. ИЗОМОРФНЫЕ И МОРФОТРОПНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	33
1.6. ПСЕВДОМОРФОЗЫ	36
Глава 2. ГЛАВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ КРИСТАЛЛОПТИКИ	37
2.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗАКОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СВЕТА	37
2.2. ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КРИСТАЛЛОВ	46
Волновые поверхности	47
Понятие о скиндромах, или изогирах	49
Общие сведения об оптической индикатрисе	50
Ориентировка индикатрисы в кристаллах различных сингоний	53
Правило индикатрисы	54
2.3. КРИСТАЛЛОПТИЧЕСКИЕ ДИСПЕРСИИ	60
Глава 3. РАБОТА С ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ МИКРОСКОПОМ	62
3.1. УСТРОЙСТВО МИКРОСКОПА ПОВЕРКИ	62
Препараты	62
Устройство микроскопа	63
Подготовка микроскопа к работе и основные поверки	67
Центрировка объективов	68
Определение ориентировки плоскости	

световых колебаний, пропускаемых поляризатором	69
Установка николей в скрещенное положение	70
3.2. ИЗУЧЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ НА ПЛОСКОМ СТОЛИКЕ	71
Наблюдения в параллельном, или ортоскопическом, свете	72
Изучение минералов при одном николе	72
Цвет минералов и плеохроизм	73
Определение формы и размера зерен	74
Трещины катаклаза, отдельности, спайности. Измерение угла между трещинами спайности	78
Свойства, обусловленные показателем преломления минерала	80
НАБЛЮДЕНИЯ В СКРЕЩЕННЫХ НИКОЛЯХ	85
Схема прохождения света через систему поляризатор — кристалл — анализатор	87
Отличие изотропных минералов от анизотропных	90
Величина двойного лучепреломления	91
Интерференционная окраска	91
Определение порядка интерференционной окраски по цветовым каемкам	98
Интерференционная окраска окрашенных минералов	99
Необходимость и условия наблюдения интерференционной окраски в параллельных николях	99
Дисперсия двупреломления и аномальные цвета интерференции	100
Явление компенсации и компенсаторы	101
Получение полной компенсации и определение порядка интерференционной окраски кристаллов при помощи кварцевого клина	104
Приближенное определение величины двойного лучепреломления	105
Определение силы двупреломления с помощью компенсатора Берка	105
Разделение породообразующих минералов на группы по двупреломлению	109
Определение знака удлинения (знака главной зоны) минерала	109
Изучение характера погасания	110
Определение угла погасания	113
Определение состава плагиоклазов по углам погасания	114
Определение схемы плеохроизма	118
3.3. ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В СХОДЯЩЕМСЯ СВЕТЕ (КОНОСКОПИЧЕСКИЙ МЕТОД)	119
Выбор зерна для изучения в сходящемся свете	119
Условия наблюдения коноскопических фигур	120
Наблюдение коноскопических фигур на микроскопах серии «Полам»	121
Коноскопическая фигура одноосных минералов	122
Коноскопическая фигура двuosных минералов	124

Определение оптического знака одноосных минералов	126
Определение оптического знака двuosных минералов	127
Приближенное определение угла оптических осей	128
Дисперсия оптических осей двuosных минералов	129
3.4. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ	
В ШЛИФЕ	130
Глава 4. ОСНОВЫ КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКОГО ТЕОДОЛИТНОГО МЕТОДА ФЕДОРОВА	132
4.1. УСТРОЙСТВО ФЕДОРОВСКОГО СТОЛИКА	133
Монтировка шлифа	135
Установка столика в рабочее положение (поверки)	136
4.2. ПРИНЦИП РАБОТЫ НА ЧЕТЫРЕХОСНОМ ФЕДОРОВСКОМ СТОЛИКЕ	138
Установка кристаллографических направлений параллельно плоскости симметрии микроскопа	139
Приведение главных элементов оптического эллипсоида в установочную плоскость и их определение	139
Построение стереографических проекций на сетке Вульфа	141
4.3. ИССЛЕДОВАНИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ	142
Изучение амфиболов и пироксенов	142
Определение положения плоскостей спайности и угла между ними	143
Определение угла оптических осей и угла погасания $[001]:Ng$	144
Определение угла погасания в сечении с одной спайностью	146
Определение схемы плеохроизма	147
Отличие одноосных кристаллов от двuosных	149
Исследование плагиоклазов	149
Элементы двойников	149
Законы двойниковогоания	150
Определение состава плагиоклаза по координатам двойниковой оси	151
Определение состава плагиоклаза по координатам плоскостей спайности (010) или (001)	155
Определение состава плагиоклазов по координатам плоскости срастания	156
Особенности исследования кислых плагиоклазов	157
Определение состава плагиоклазов в сечениях $\perp [100]$	158
Определение состава плагиоклазов по максимальному симметричному угасанию альбитовых двойников в зоне $\perp (010)$	158
Определение состава зональных плагиоклазов	159
Глава 5. ИММЕРСИОННЫЙ МЕТОД	160
5.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ	160

Назначение метода	160
Принцип иммерсионного метода	161
Иммерсионные среды	161
Приготовление иммерсионного препарата	163
5.2. ТЕХНИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРЕЛОМ- ЛЕНИЯ	164
Полоска Бекке и ее видоизменение	165
Определение показателя преломления изотроп- ных минералов	166
Определение показателей преломления анизо- тропных одноосных минералов	168
Определение показателей преломления двуос- ных кристаллов	172
Определение показателей преломления минера- лов в петрографических шлифах	176
Определение состава плагноклаза	176
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА	179

**Анатолий Максимович
САЗОНОВ**

**ЛАБОРАТОРНЫЙ
ПРАКТИКУМ
ПО ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ
МЕТОДАМ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

Учебное пособие

Редактор *В. В. Осминкина*
Художественный редактор *Л. М. Живило*
Технический редактор *Н. В. Козлова*
Корректор *Т. В. Бусовцева*

ИБ № 578

Сдано в набор 28.08.89 г. Подписано в печать 12.10.90. Формат 60×84^{1/16}. Бумага типографская № 3. Печать высокая. Усл. печ. л. 10,7. Уч.-изд. л. 10,59. Заказ 62. Цена 55 к.

Издательство Красноярского университета
660049, Красноярск, пр. Мира, 53.

Типография «Красноярский рабочий»
660017, Красноярск, пр. Мира, 91.

55 κ

