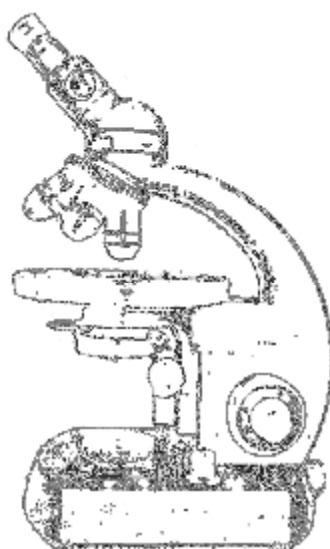


**Московский государственный университет
им. М.В.Ломоносова
Геологический факультет**

М.Ю.Шур

ПЕТРОГРАФИЯ

**РУКОВОДСТВО
К ПРАКТИЧЕСКИМ ЗАНЯТИЯМ**



Издательство Московского университета

- 2005 -

**Московский государственный университет
им. М.В.Ломоносова
Геологический факультет
Кафедра петрологии**

М.Ю.Шур

ПЕТРОГРАФИЯ

РУКОВОДСТВО К ПРАКТИЧЕСКИМ ЗАНЯТИЯМ

Допущено УМС по «Геологии» УМО классических университетов в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по направлению 511000 «Геология» и естественнонаучным геологическим специальностям

Издательство Московского университета

- 2005 -

УДК 552
ББК 26.31
Ш 96

Рецензенты:

доцент кафедры петрологии
геологического факультета МГУ,
доктор геолого-минералогических наук В.И.Фельдман,
доцент кафедры кристаллографии и кристаллохимии
геологического факультета МГУ,
кандидат геолого-минералогических наук Г.И.Дорохова.

Шур М.Ю.
Ш 96 Петрография: Руководство к практическим занятиям:
Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 99 с., 29
ил.

ISBN 5-211-05203-X

В учебном пособии изложены сведения, составляющие основу практической части курса «Петрография». Описаны устройство поляризационного микроскопа и методы определения оптических свойств минералов в поляризованном свете без анализатора и в скрещенных николях (в параллельном и сходящемся пучке света), даны рекомендации по диагностике минералов по кристаллооптическим характеристикам. В приложении приводятся подробные планы описания минералов и горных пород, примеры подобных описаний, таблицы оптических свойств главных породообразующих и акцессорных минералов, классификационные диаграммы магматических и метаморфических горных пород и другие сведения, полезные для самостоятельной работы студентов.

Для студентов геологических специальностей вузов

Печатается по решению Ученого совета геологического факультета МГУ от 15 декабря 2005 года.

ISBN 5-211-05203-X

© Шур М.Ю., 2005

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс «Петрография» читается на геологическом факультете МГУ для студентов специальностей «Гидрогеология и инженерная геология», «Геология и геохимия горючих ископаемых» и «Экологическая геология» в третьем семестре. Данное руководство также может использоваться при изучении курса «Петрография с кристаллооптикой», читаемого для специальностей «Геология» и «Геохимия» в течение четвертого, пятого и шестого семестров и петрографического раздела курса «Горные породы», читаемого студентам специальности «Геофизика» во втором и третьем семестрах.

Курс петрографии призван дать студентам знания о магматических и метаморфических породах – их химическом и минеральном составе, структурных и текстурных особенностях, условиях залегания и образования и связи с формированием месторождений полезных ископаемых; т.е. студенты получают представление о главнейших эндогенных процессах и основных закономерностях развития Земли.

В состав курса петрографии входят лекционные и практические занятия. Основной целью практических занятий является обучение студентов методам работы с поляризационным микроскопом и макро- и микроскопическому исследованию горных пород и минералов. Особое значение при освоении практической части курса петрографии имеет самостоятельная работа студентов, приобретение ими навыков самостоятельного определения и описания горных пород и минералов.

Данное учебное пособие написано на основе материалов практических занятий и предназначено как для использования во время занятий, так и для самостоятельной работы студентов.

В данном руководстве основное внимание уделяется обучению методам работы с поляризационным микроскопом и объяснению явлений, наблюдаемых с его помощью. В пособии описаны устройство микроскопа и методы определения оптических свойств минералов в поляризованном свете без анализатора и в скрещенных николях (в параллельном и сходящемся пучке света). Описаны основные проверки микроскопа и охарактеризованы кристаллооптические дисперсии, свойственные минералам. Указания и справочные материалы, которые могут быть полезны при самостоятельной работе, собраны в приложении – кроме подробных планов описания минералов и горных пород, сопровождающихся примерами подобных описаний, приводятся таблицы оптических свойств минералов, классификационные диаграммы магматических и метаморфических горных пород и т.п. сведения.

1. ВВЕДЕНИЕ. УСТРОЙСТВО МИКРОСКОПА.

1.1. Введение.

Петрография – наука о горных породах. В современной петрографии (петрологии) используется множество различных методов исследования вещества. Изучение горных пород с помощью поляризационного микроскопа было одним из первых петрографических методов. Но и в настоящее время оптические методы исследования остаются одними из наиболее используемых в петрологии.

1.2. Природа света. Понятие поляризации света.

Природа света двойственная – он обладает свойствами электромагнитной волны и частицы. В некоторых явлениях (преимущественно относящихся к микромиру) наиболее существенно, что свет – это пучок частиц энергии – фотонов. В явлениях, относящихся к макромиру, на первый план выступают волновые свойства света. В данном курсе мы будем

рассматривать свет только как электромагнитную волну.

К области видимого света относятся электромагнитные колебания с длиной волны примерно от 380 нм до 780 нм. Белый свет представляет собой смесь световых колебаний всего спектра видимых волн. Свет какой-либо одной длины волны называется монохроматическим – т.е. окрашен в один определенный цвет.

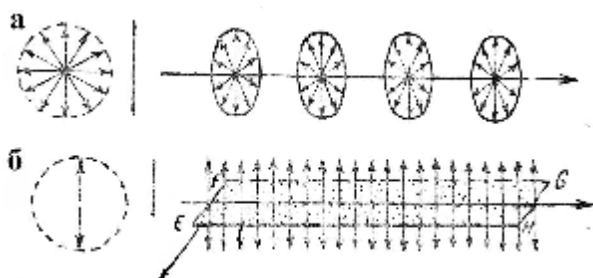


Рисунок 1. Направления колебаний в естественном (а) и поляризованном (б) лучах.

Свет – поперечная волна, т.е. световые колебания совершаются в плоскости, перпендикулярной направлению распространения светового луча. В свете, испускаемом солнцем и другими раскаленными телами, колебания совершаются во всех направлениях данной плоскости с примерно одинаковой амплитудой, такой свет называют естественным (рассеянным). Если для какой-либо точки такого луча отложить во все стороны векторы, пропорциональные амплитудам колебаний по этим направлениям, концы векторов будут расположены по окружности (см. рис. 1, а). Если колебания совершаются только в одном направлении плоскости, перпендикулярной световому лучу (по другим направлениям амплитуды равны 0), такой свет называется линейно поляризованным или просто поляризованным (см. рис. 1, б).

1.3. Устройство поляризационного микроскопа.

Устройство поляризационных микроскопов, выпускаемых различными производителями, однотипно. Рассмотрим его на примере микроскопа «Opton», изображенного на рисунке 2. Под столиком микроскопа располагается осветительная система, состоящая из поляризатора (нижнего николя), диафрагмы и линзы Лазо. Поляризатор пропускает поляризованный свет, колебания которого совершаются параллельно горизонтальной нити креста нитей окуляра. Обычно в микроскопах данного типа поляризатор всегда включен, и менять его положение не нужно. При большинстве наблюдений положение диафрагмы (она должна быть открытой) и линзы Лазо (она должны быть отключена, т.е. повернута вбок) также не нужно менять. Диафрагмой пользуются для изучения свойств, связанных с показателем преломления минерала (опт. рельеф, шагренева поверхность и т.п.), линзой Лазо – для получения сходящегося света при определении осности и оптического знака минерала.

Столик поляризационного микроскопа может вращаться, по его краю через 1° нанесены деления для измерения углов.

Выше располагается диск с объективами так называемой револьверной системы. В данных микроскопах установлено по три объектива – с увеличением в 2,5 раза, в 10 раз и в 40 раз. Чаще всего при работе используют объективы с увеличением в 2,5 и 10 раз, с помощью объектива 40* изучают особо мелкие кристаллы и наблюдают коноскопические фигуры. Рабочий объектив меняют, вращая диск, в который вмонтированы объективы. При этом не следует касаться самих объективов, т.к. от этого они расцентрируются.

Выше в тубусе микроскопа расположен анализатор (верхний николю). Анализатор пропускает поляризованный свет, колебания которого совершаются параллельно вертикальной нити креста нитей окуляра. Анализатор можно включать и выключать путем перемещения его относительно тубуса микроскопа.

Еще выше расположена линза Бертрана, она применяется для наблюдения коноскопических фигур, в других случаях она должна быть отключена.

В самом верху микроскопа находится окуляр с крестом нитей. Окуляр предназначен для непосредственного наблюдения глазом.

Оптические свойства минералов и горных пород изучают преимущественно в шлифах - тонких (0,03 мм) полированных срезах горных пород, приклеенных с помощью канадского бальзама к предметному стеклу. Сверху шлиф покрыт тонким покровным стеклом, также приклеенным при помощи канадского бальзама.

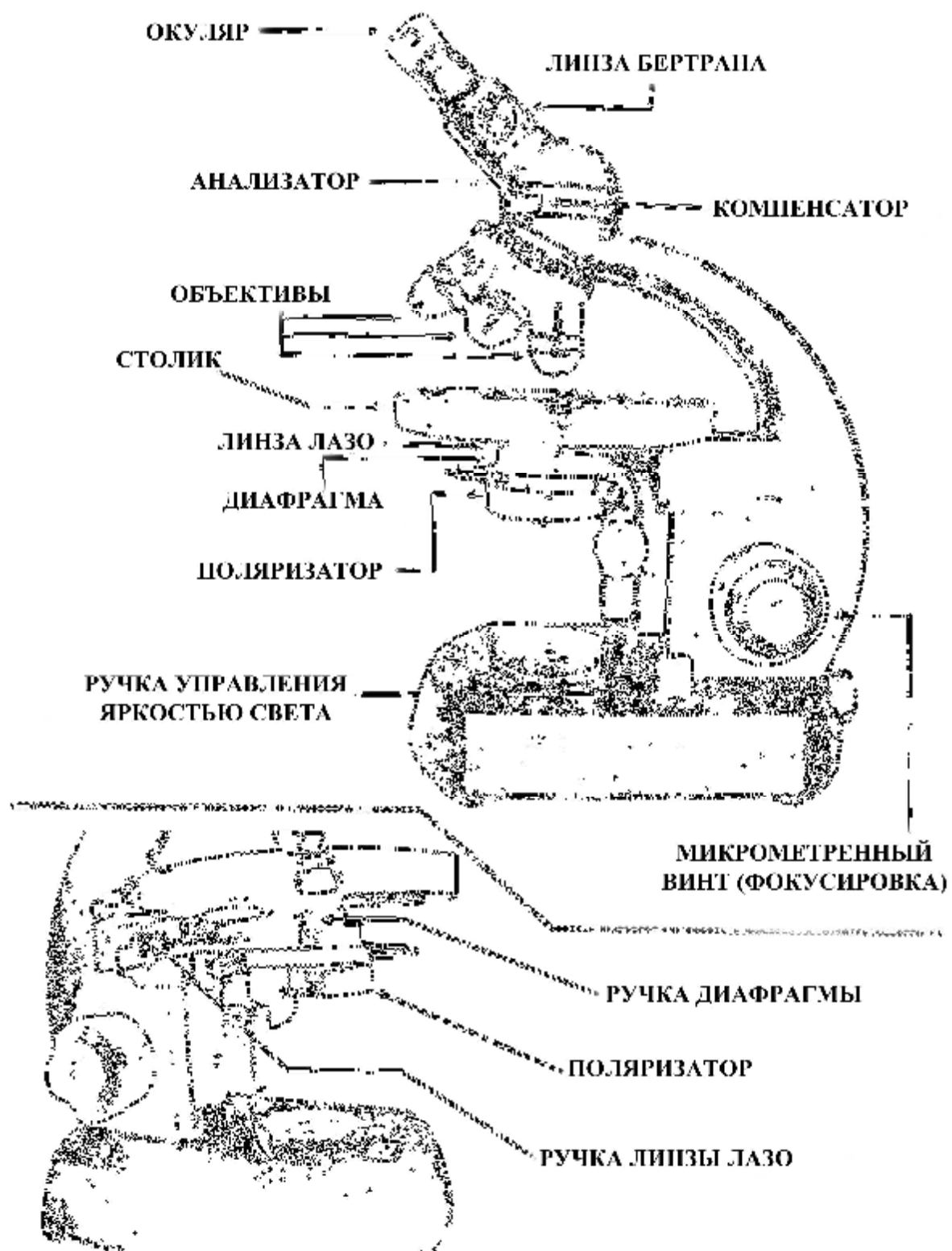


Рисунок 2. Устройство поляризационного микроскопа Opton

2. ПОДГОТОВКА МИКРОСКОПА К РАБОТЕ.

Для того, чтобы с помощью поляризационного микроскопа корректно производить кристаллооптические исследования, нужно выполнить ряд регулировок и проверок.

В начале работы следует убедиться, что линза Бертрана, линза Лазо (последнее не относится к микроскопам «Полам» при работе с объективом *2,5), диафрагма и анализатор поставлены в нерабочее положение. Обычно работу начинают с объективом, имеющим наименьшее увеличение (2,5 в микроскопах «Opton» и «Полам»).

Некоторые из нижеописанных проверок требуется выполнять почти каждый раз перед началом работы (центрировка микроскопа, проверка скрещенности николей, установка ясной видимости нитей креста). Другие проверки производятся гораздо реже, в тех случаях, когда какой-либо из параметров вызывает сомнения (проверки взаимной перпендикулярности нитей окуляра и совпадения нитей креста окуляра с направлениями колебаний, пропускаемых поляризатором и анализатором); третьи – только при работе с микроскопом незнакомой конструкции, направления колебаний в котором неизвестны (определение направлений колебаний, пропускаемых поляризатором).

2.1. Установка ясной видимости нитей креста.

Нити окулярного креста всегда должны быть отчетливо видны без напряжения глаз. Если же они плохо различимы, то, вращая обойму верхней линзы, которая помещена в оправе окуляра, добиваются наиболее ясной видимости нитей. (В микроскопах «Полам», имеющих два окуляра, крест нитей нанесен только в одном из них.) Поскольку с микроскопами работают люди с разным зрением, то наводку на четкую видимость нитей приходится производить в соответствии со зрением каждого.

2.2. Центрировка микроскопа.

При работе с микроскопом исследуемое зерно обычно помещают в цент поля зрения (точку пересечения нитей креста), т.е. на ось оптической системы микроскопа. Для наблюдений необходимо, чтобы при вращении столика микроскопа это зерно не смещалось. Очевидно, что это будет иметь место только в том случае, если микроскоп *центрирован*, т.е. ось вращения столика совпадает с осью оптической системы. В противном случае предмет, помещенный в цент поля зрения, будет описывать окружность вокруг оси вращения столика, находящейся где-то в стороне. На рисунке 3 показаны пути,

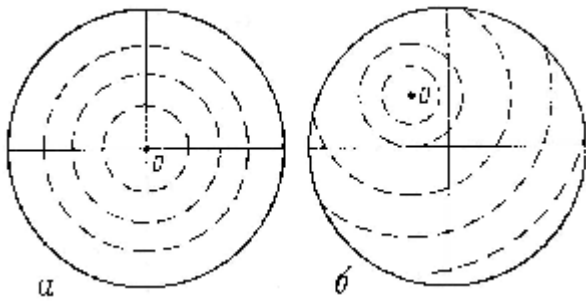


Рисунок 3. Пути точек в поле зрения микроскопа при вращении столика:

**а- микроскоп центрирован;
б – микроскоп не центрирован.**

которые описывают при вращении столика точки, лежащие в поле зрения, если микроскоп центрирован (а) и не центрирован (б).

Каждый объектив микроскопа центрируется отдельно. Центрировку осуществляют с помощью так называемых центрировочных винтов, которые перемещают объектив относительно тубуса микроскопа и тем самым изменяют положение оси оптической системы. В микроскопах «Opton» центрировка производится поворотом двух металлических колец с насечками, имеющих в оправе каждого объектива. В микроскопах «Полам» головки-ключи к центрировочным винтам, расположенным по бокам гнезда каждого объектива, хранятся отдельно и вставляются только на время центрировки.

Суть центрировки заключается в совмещении центра креста нитей с осью вращения столика при помощи центрировочных винтов. При наличии некоторого опыта, немного повращав столик, обычно несложно заметить точку выхода его оси вращения (точка О на рисунке 3) - она не смещается при повороте столика и вокруг нее кружатся все остальные точки. Определив ее расположение, остается только, вращая центрировочные винты, совместить эту точку с пересечением нитей креста.

Если же нахождение оси вращения столика вызывает затруднения, то можно воспользоваться следующим приемом. Нужно:

- 1) Выбрать в шлифе возможно мелкий, но хорошо заметный предмет (например, темную точку или мелкое зерно) и, передвигая шлиф по столику, поставить этот предмет на крест нитей.
- 2) Повернуть столик на 180° . Выбранный предмет при этом опишет полуокружность. Ось вращения столика находится на середине расстояния между новым положением предмета и крестом нитей (на рисунке 4 эта точка обозначена буквой О).
- 3) Аккуратно двигая шлиф по столику, сделать так, чтобы выбранный предмет оказался в этой точке (на рисунке 4 это т.О). Теперь предмет находится на оси вращения столика и будет служить маркером, отмечающим ее положение.

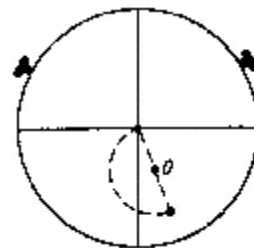


Рисунок 4. Схема центрировки объектива.

- 4) Вращая центрировочные винты, совместить крест нитей с выбранным предметом, а значит, и с осью вращения столика. Если все было проведено точно, то микроскоп центрирован.

Однако часто эксцентриситет полностью не ликвидируется с первого раза, и при повторном вращении столика предмет описывает окружность меньшего диаметра. В этом случае процедуру повторяют в той же последовательности до достижения желаемой точности центрировки.

В случае сильной расцентрированности микроскопа при повороте столика на 180° выбранный предмет уходит за пределы поля зрения. В этом случае вращают столик микроскопа в обе стороны на некоторый угол, следя за перемещением зерен, находящихся в поле зрения. По форме описываемых ими дуг определяют в какой стороне от поля зрения находится ось вращения столика. Центрировочными винтами перемещают ось объектива до тех пор, пока зерна, находящиеся в центральной части поля зрения, при вращении столика не будут оставаться в пределах видимости. Далее центрировку продолжают вышеописанным способом.

В случае сильной изношенности микроскопа ось вращения столика может не оставаться неподвижной, а слегка смещаться (столик так называемо «бьет»). В этом случае добиться точной центрировки микроскопа невозможно, и мелкий предмет, помещенный на крест нитей, будет обнаруживать неправильные движения (а не описывать окружности, как в случае недостаточно точной центрировки объектива).

2.3. Проверка скрещенности николей.

Колебания лучей света, пропускаемого поляризатором и анализатором, должны быть взаимно перпендикулярны (т.е. николи скрещены). Это необходимое условие для проведения многих наблюдений. Проверить скрещены ли николи достаточно просто. При включении анализатора (без шлифа на предметном столике) световой луч от осветительного прибора не пройдет через оптическую систему, и в окуляр должна наблюдаться темнота. (Эту проверку также можно производить и на участке шлифа, заполненном лишь канадским бальзамом, т.к. и он и стекло являются изотропными веществами.)

2.4. Проверка взаимной перпендикулярности нитей креста.

Данная проверка выполняется только на центрированном микроскопе. Для ее проведения в шлифе выбирают зерно с ясно выраженной спайностью или правильными гранями и помещают его в центр поля зрения. Вращая столик микроскопа, устанавливают эти трещины или грани параллельно сначала одной, а затем другой нити креста (см. рис. 5). В обоих положениях берут отсчеты по лимбу столика. Разность этих отсчетов должна быть равна 90° .

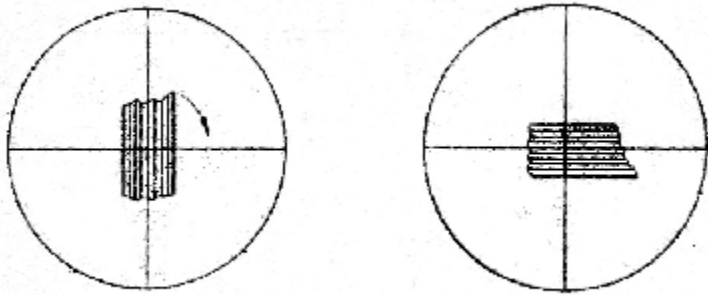


Рисунок 5. Проверка взаимной перпендикулярности нитей креста.

2.5. Проверка совпадения нитей креста с направлениями колебаний, пропускаемых поляризатором и анализатором.

В правильно юстированном микроскопе николи ориентированы таким образом, что направления пропускаемых ими колебаний параллельны нитям окулярного креста. Проверить это можно, взяв какой-нибудь кристалл, обладающий заведомо прямым погасанием (например, зерно биотита с четко выраженной спайностью). Совместив спайность (или ребро) такого кристалла с одной из нитей, включают анализатор. Кристалл при этом должен быть в положении погасания. При отсутствии полного погасания поворачивают в окуляре рамку с натянутыми на нее нитями до совмещения одной из нитей со спайностью (или гранью) кристалла в момент полного погасания минерала. Однако эта процедура требует опыта, поэтому начинающим ее производить не рекомендуется.

2.6. Определение направления колебаний, пропускаемых поляризатором.

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

Проверка производится при выключенном анализаторе с помощью минерала, схема плеохроизма которого известна. Обычно ее производят с помощью зерна биотита, имеющего резкий плеохроизм и четкую спайность. В положении, когда трещины спайности зерна биотита установлены параллельно направлению колебаний, пропускаемых поляризатором, биотит имеет наиболее темную (темно-коричневую) окраску. При повороте на 90° от этого положения его окраска становится гораздо более светлой (желтой или желтовато-коричневатой). Таким образом, вращая столик микроскопа, определяют, при совмещении спайности с какой из нитей окулярного креста биотит наиболее густо окрашен. Это и будет направление колебаний, пропускаемых поляризатором.

Однако, при работе с микроскопами «Полам» и «Opton» нет необходимости производить эту проверку. В этих микроскопах поляризатор пропускает колебания, параллельные горизонтальной нити окулярного креста.

3. НАБЛЮДЕНИЯ БЕЗ АНАЛИЗАТОРА (ПРИ ОДНОМ НИКОЛЕ).

Многие свойства минералов – форму и размер зерен, цвет, спайность, примерные значения показателей преломления можно определить без включения анализатора. Однако при изучении некоторых из них, например формы и размера зерен (особенно в мономинеральных горных породах, или породах, сложенных бесцветными минералами с близкими показателями преломления) все же удобнее включать анализатор.

3.1. Определение формы зерен.

Форма зерен минералов оценивается по нескольким параметрам:

1. По степени идиоморфизма зерна бывают следующих типов:

- идиоморфные – полностью ограненные,
- ксеноморфные – неправильной формы, лишенные граней,
- субидиоморфные (или гипидиоморфные) – частично ограненные.

2. По степени изометричности различают зерна:

- изометричные – размеры которых по всем направлениям примерно одинаковы,
- удлиненные, вытянутые – размеры которых в разных направлениях отличаются больше, чем в 2 раза. В этом случае определяют коэффициент удлинения (L) – отношение длины к ширине.

3. По геометрическим очертаниям.

Для идиоморфных и субидиоморфных кристаллов по возможности определяют какую геометрическую фигуру напоминают зерна минерала.

Кристаллы призматической формы в зависимости от коэффициента удлинения (L) разделяются на следующие типы:

$L < 2$ – широкопризматические,

$L = 2-4$ – призматические,

$L = 5-10$ – узкопризматические,

$L > 10$ – игольчатые.

Для ксеноморфных кристаллов отмечают характер контура, например – ровный, зубчатый, занозистый и т.п.

3.2. Определение размера зерен.

Обычно достаточно примерного определения размера зерен путем сравнения их с диаметром поля зрения микроскопа. Ниже приведены диаметры полей зрения различных объективов для микроскопов «Полам» и «Opton»:

Микроскоп «Полам»		Микроскоп «Opton»	
Увеличение объектива	Диаметр поля зрения	Увеличение объектива	Диаметр поля зрения
2,5*	5 мм	2,5*	7,2 мм
10*	1,28 мм	10*	1,8 мм
25*	0,5 мм	40*	0,45 мм
40*	0,32 мм		
60*	0,21 мм		

При описании указывают максимальный, минимальный и характерный размер зерен каждого минерала (размер зерен от...мм, до...мм, средний размер зерен ...мм). Если зерна минерала удлиненные, то необходимо указывать величина какого параметра приводится – длины или ширины.

3.3. Определение цвета и плеохроизма минералов.

Плеохроизм - изменение окраски минерала в зависимости от направления световых колебаний в нем (т.е. наблюдается при вращении столика микроскопа).

В начале описания минерала просто указывается общий цветовой тон плеохроизма минерала, например – «плеохроирует в буро-зеленых тонах», или «плеохроирует от светло-коричневого до темно-коричневого цвета» и т.п.

Проведение полного исследования плеохроизма минералов описано ниже, в разделах 4.13. и 5.4.

3.4. Определение характера спайности, измерение углов между плоскостями спайности.

Спайность – способность минерала раскалываться по определенным направлениям. По степени совершенства спайности все минералы разделяют на четыре группы:

- Без спайности или несовершенная спайность - трещин нет или все они в разных направлениях.
- Средняя спайность – большинство трещин в разных направлениях, часть параллельно друг другу, но эти линии не прямые, а волнистые или прерывистые.
- Совершенная спайность - большинство трещин прямые и параллельные друг другу, но встречаются и трещины другой ориентировки.

- Весьма совершенная спайность - все трещины прямые, тонкие и параллельны друг другу.

Если направлений спайности больше одного, то между ними необходимо измерить угол. Для этого нужно выбрать зерно с двумя системами тонких и четких трещин спайности и поставить его в центр поля зрения микроскопа. Одну систему трещин спайности установить параллельно одной из нитей окуляра (например, горизонтальной) и взять отсчет по лимбу столика микроскопа. Затем вращением столика микроскопа совместить с той же нитью вторую систему трещин спайности и взять отсчет по лимбу столика. Величина угла между трещинами спайности равна разности взятых отсчетов. Для удобства обычно используют острые углы между трещинами спайности, при получении угла $>90^\circ$ берут дополнительный до 180° угол.

Очевидно, что перед проведением замеров углов необходимо удостовериться в том, что микроскоп центрирован (см. п. 2.2.).

Углы между трещинами спайности, измеренные на различных разрезах одного и того же минерала в шлифе, могут заметно различаться. Это связано с тем, что угол между трещинами будет равен истинному углу между плоскостями спайности только в том случае, если разрез зерна перпендикулярен обеим плоскостям спайности. В противном случае угол между трещинами может быть как больше, так и меньше истинного (см. рис. 6). Поэтому при измерении угла спайности важно выбрать зерно, на котором плоскости спайности расположены вертикально. Признаки вертикальных трещин следующие (см. рис. 7): 1) они кажутся более узкими, чем косые; 2) если при большом увеличении слегка поднимать и опускать столик микроскопа, то вертикальные трещины остаются неподвижными, косые же смещаются в сторону.

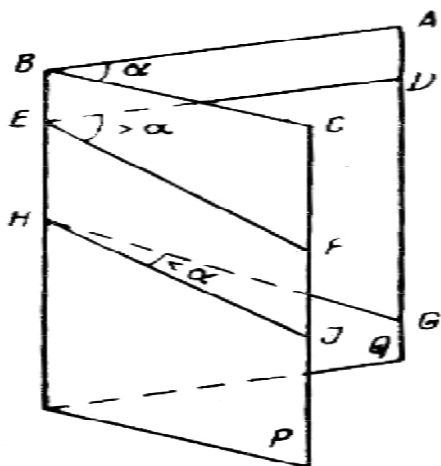


Рисунок 6. Пересечение двух плоскостей спайности.

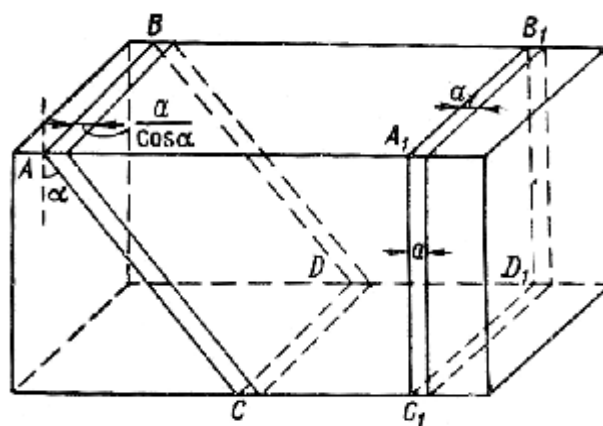


Рисунок 7. Сравнение наклонной и вертикальной трещин.

3.5. Определение оптического рельефа минералов. Метод Бекке.

В шлифе все минералы покрыты сверху и снизу слоем канадского бальзама с показателем преломления примерно равным 1,54. При этом поверхность шлифа всегда имеет микроскопические неровности, получающиеся при шлифовании. Если показатели преломления минерала и канадского бальзама равны, то эти неровности, а также границы зерен и трещины незаметны, т.к. на границе между минералом и канадским бальзамом не происходит преломления лучей. В этом случае при выключенном анализаторе бесцветный минерал совсем не виден на фоне канадского бальзама. Если же показатели преломления минерала и канадского бальзама различны, то на границе между ними происходит преломление и отражение лучей. В результате этого поверхность минерала кажется шероховатой, т.е. проявляется так называемая шагреновая поверхность. Кроме того, в этом случае минералы кажутся выступающими из плоскости шлифа, т.е. имеющими рельеф. Оптический рельеф и шагреновая поверхность минерала зависят от степени отличия показателя преломления (n) минерала от показателя преломления канадского бальзама. При этом они лучше видны при ходе лучей, близком к перпендикулярному, т.е. при прикрытой диафрагме (см. рис. 8).

По степени отличия показателей преломления минерала и канадского бальзама выделяют несколько типов рельефа:

- низкий – границы зерен и трещины не видны,
- средний – границы зерен и трещины видны, но эти линии тонкие,
- высокий – границы зерен и трещины хорошо видны, имеют толщину,
- очень высокий – границы зерен кажутся обведенными толстыми темными каймами, трещины также видны очень хорошо, имеют толщину.

В зависимости от соотношения показателя преломления (n) минерала и канадского бальзама выделяют 2 типа рельефа:

- Положительный – если n минерала больше n канадского бальзама,
- Отрицательный – если n минерала меньше n канадского бальзама.

Знак оптического рельефа определяют при помощи метода Бекке. На рисунке 8 изображен вертикальный разрез шлифа с вертикальным контактом двух веществ с разными показателями преломления ($n_1 < n_2$). На примере лучей a_1 и a_2 показан ход лучей, идущих наклонно. На примере лучей b_1 и b_2 показан ход лучей, идущих почти вертикально. При этом луч b_2 , идущий из среды с большим показателем преломления испытывает на границе полное внутреннее отражение и выходит из шлифа также со стороны среды с большим показателем преломления. Таким образом, от

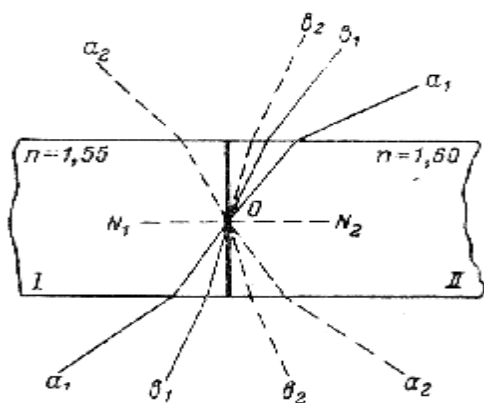


Рисунок 8. Преломление и отражение света на вертикальной границе раздела сред ($n_1 < n_2$).

любой точки границы раздела на сторону среды с большим показателем преломления идет больше света, чем на сторону с меньшим показателем преломления. Если прикрыть диафрагму осветительного аппарата, чтобы косые лучи (такие как a_1 и a_2) не проходили, то останется только пучок света, идущий в сторону среды с большим показателем преломления, который называется полоска Бекке.

При помощи рисунка 9 рассмотрим движение световой полоски Бекке при перемещении столика микроскопа.

При нормальной фокусировке микроскопа (на рисунке на плоскость FF) полоска сливается с границей сред I и II. Если столик микроскопа слегка опустить, то в фокусе будет находиться плоскость F_1F_1 , которую световой пучок пересекает на стороне среды с большим показателем преломления. Если же столик микроскопа слегка приподнять, то будет видна плоскость F_2F_2 , которую пучок света пересекает своим продолжением на стороне среды с меньшим показателем преломления. Таким образом, справедливо следующее правило: при увеличении расстояния между объективом и шлифом (опускании столика микроскопа) полоска Бекке переходит на вещество с большим показателем преломления, при уменьшении этого расстояния (поднятии столика микроскопа) – на вещество с меньшим показателем преломления.

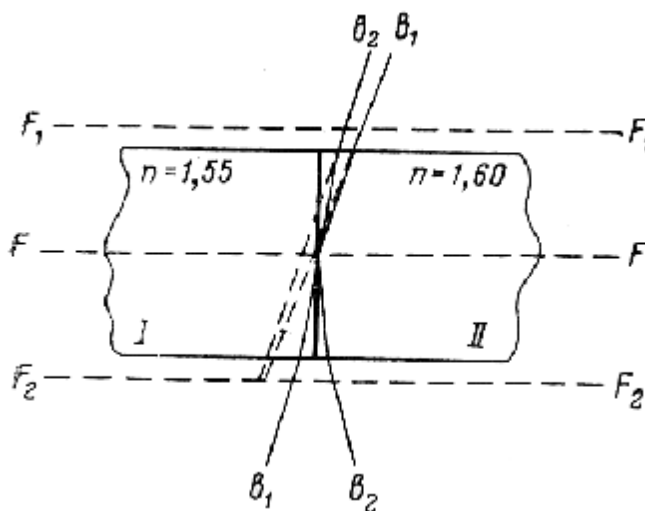


Рисунок 9. Движение полоски Бекке при перемещении тубуса микроскопа.

Для наблюдения полоски Бекке обычно пользуются объективом с десятикратным или большим увеличением. Исследуемый контакт минерала и канадского бальзама нужно поместить примерно в центр поля зрения микроскопа, прикрыть диафрагму и сфокусировать микроскоп. Затем слегка нарушать фокусировку (приподнимая и опуская столик маленьким винтом). При этом от исследуемого контакта отделится тонкая

световая полоска Бекке, которая будет перемещаться на минерал или канадский бальзам. Наблюдая за движением полоски Бекке и пользуясь приведенным выше правилом, сравнивают показатели преломления минерала и канадского бальзама и определяют знак оптического рельефа. Ниже приводятся группы показателей преломления, соответствующие различному оптическому рельефу:

- средний отрицательный рельеф – $n_m < 1,5$;
- низкий отрицательный рельеф – $n_m \approx 1,5-1,54$;
- низкий положительный рельеф – $n_m \approx 1,54-1,6$;
- средний положительный рельеф – $n_m \approx 1,6-1,7$;
- высокий положительный рельеф – $n_m \approx 1,7-1,8$;
- очень высокий положительный рельеф – $n_m > 1,8$.

3.6. Псевдоабсорбция.

Все сказанное об оптическом рельефе выше, строго говоря, относится только к оптически изотропным веществам (об изотропных и анизотропных веществах см. в следующем разделе). В двулучепреломляющих кристаллах это явление несколько усложняется, т.к. в каждом сечении в общем случае есть два показателя преломления, и при вращении столика микроскопа рельеф и шагреневая поверхность должны изменяться. В тот момент, когда с направлением колебаний поляризатора совпадает одно из направлений колебаний в минерале, через кристалл будет проходить только один луч, и наблюдаемый рельеф будет соответствовать показателю преломления минерала для данного луча. Когда направления колебаний в кристалле повернуты относительно колебаний, пропускаемых поляризатором, будут проходить оба луча, и рельеф будет соответствовать некому среднему показателю преломления. На практике же эти изменения рельефа для большинства минералов совершенно неразличимы. Отчетливо видны они лишь у немногих минералов, имеющих большую силу двулучепреломления, причем один из показателей преломления близок к показателю преломления канадского бальзама. В этом случае при вращении столика микроскопа кристалл кажется то совершенно белым, бесцветным и гладким (когда колебания совершаются в направлении, для которого показатель преломления примерно равен показателю преломления канадского бальзама), то серым с резким рельефом и шагреневой поверхностью. Это явление называется *псевдоабсорбция*. Псевдоабсорбция свойственна, например, кальциту и мусковиту.

параллелограмма на две составляющие по направлениям ОI и ОII, при этом амплитуда $OM=Op*\cos\alpha$, $ON=Op*\sin\alpha$. Обе волны с амплитудами OM и ON идут перпендикулярно к плоскости чертежа. Дойдя до анализатора, каждая из них опять разложится на две волны с направлениями колебаний ОА и ОР. При этом ОА – направление колебаний волны, проходящей сквозь анализатор, ОР – направление колебаний волны, которая поглощается анализатором. Амплитуда OM разложится на $Om=OM*\sin\alpha$ и $Om_1=OM*\cos\alpha$; ON разложится на $On=ON*\cos\alpha$ и $On_1=ON*\sin\alpha$. Колебания Om_1 и On_1 совершаются по направлению ОР, т.е. принадлежат волнам, которые будут поглощены анализатором. Волны с колебаниями Om и On пройдут через анализатор, благодаря чему кристалл будет виден и окрашен (причины появления окраски рассмотрены ниже). Амплитуды Om и On равны между собой: $Om=OM*\sin\alpha=Op*\cos\alpha*\sin\alpha$, $On=ON*\cos\alpha=Op*\sin\alpha*\cos\alpha$.

Если поворачивать столик микроскопа (т.е. поворачивать кристалл в плоскости чертежа), то в некоторый момент ОI совпадет с ОР, а ОII с ОА. При этом угол α станет равным 0, и $Om = On = Op*\cos\alpha*\sin\alpha = 0$ (т.к. $\sin\alpha = 0$), поэтому свет в системе проходить не будет, и кристалл станет темным.

Таким образом, когда направления колебаний в кристалле совпадают с направлениями колебаний в поляризаторе и анализаторе, свет через эту систему не проходит и кристалл кажется черным, т.е. находится в положении *погасания*. При полном повороте столика микроскопа совпадение направлений колебаний в кристалле и в николях, а, следовательно, и погасание зерна, происходят четыре раза, через каждые 90° .

Рассмотрим теперь причины появления различных окрасок минералов в скрещенных николях.

4.3. Разность хода в кристаллах.

Световая волна, вышедшая из поляризатора, входя в кристалл, распадается на две волны, имеющие разные скорости V_1 и V_2 и поляризованные во взаимно перпендикулярных направлениях (см. рис. 11). Время, которое требуется для прохождения через кристалл каждой из этих волн, обозначим соответственно t_1 и t_2 . Пусть $V_1 < V_2$, тогда $t_1 > t_2$. Более медленная волна 1 выйдет из кристалла с запозданием относительно более быстрой волны 2, равным $t_1 - t_2$. В воздухе обе волны будут распространяться с одной скоростью V , причем волна 2 окажется впереди на отрезок $\Delta = V(t_1 - t_2)$, который в данном случае и будет разностью хода. Обозначим толщину кристалла как d , тогда $t_1 = d/V_1$, а $t_2 = d/V_2$ и

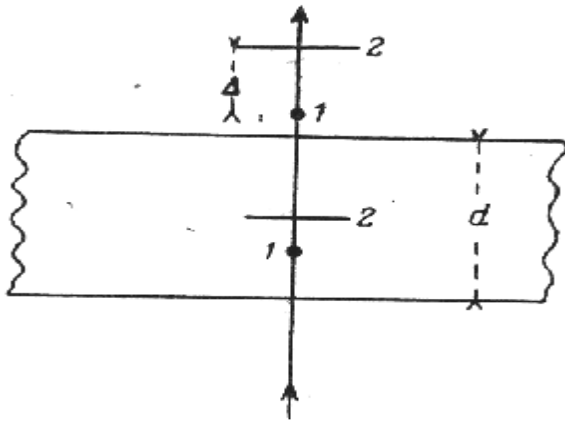
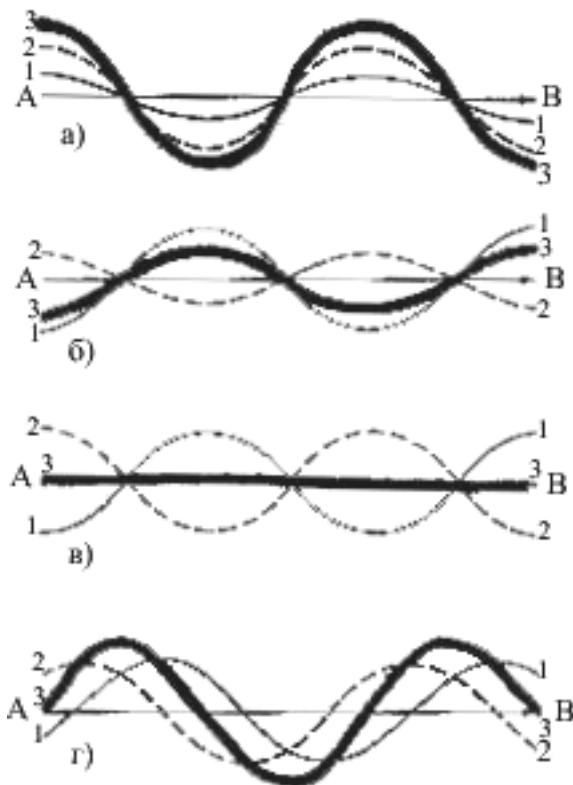


Рисунок 11. К выводу формулы $\Delta = d(n_1 - n_2)$.

**1 и 2 – направления колебаний,
d – толщина кристалла,
 Δ – разность хода.**

$\Delta = (d/V_1 - d/V_2) V = d (V/V_1 - V/V_2) = d (n_1 - n_2)$. То есть $\Delta = d(n_1 - n_2)$. Разность между показателями преломления для двух волн, распространяющихся перпендикулярно к какому-либо сечению кристалла, называется силой двулучепреломления данного сечения. Таким образом, разность хода, получающаяся в данном сечении кристалла, прямо пропорциональна его толщине и силе двулучепреломления данного сечения.

4.4. Интерференция монохроматического света.



**Рисунок 12. Интерференция:
а) $D = n\lambda$, б) и в) $D = n\lambda + \lambda/2$,
г) $n\lambda < D < n\lambda + \lambda/2$. (1 и 2 -
интерферирующие колебания,
3- результирующее).**

Интерференция – сложение колебательных движений двух или более волн. Рассмотрим возможные случаи интерференции двух монохроматических лучей, поляризованных в одной плоскости (см. рис. 12). Пусть два луча, вышедшие из одной точки и прошедшие несколько различных путей, соединяются в точке А и дальше продолжают путь по направлению АВ. Разницу в длине путей, пройденных лучами до их встречи в точке А, будем называть разностью хода. На рисунке 12 показаны возможные варианты интерференции в зависимости от разности хода:

1) если разность хода лучей равна целому числу длин волн данного монохроматического света ($\Delta = n\lambda$), лучи придут в точку А в одинаковой фазе, и амплитуда результирующего

колебания будет равна сумме амплитуд колебаний лучей 1 и 2 (см. рис. 12, а).

2) если разность хода равна целому числу длин волн плюс полволны ($\Delta = n\lambda + \lambda/2$), колебания встречаются в точке А в противоположных фазах, и амплитуда результирующего колебания равна разности амплитуд колебаний 1 и 2 (см. рис. 12, б). В частном случае, показанном на рисунке 12 (в), когда амплитуды интерферирующих лучей равны между собой, результирующая амплитуда равна 0, т.е. взаимодействие двух световых лучей дает темноту.

3) в промежуточном случае, показанном на рисунке 12 (г), амплитуда результирующего колебания имеет значение, промежуточное между суммой и разностью амплитуд интерферирующих лучей.

4.5. Интерференция при скрещенных николях.

Вернемся к рисунку 10, на котором схематически изображено прохождение света в системе поляризатор-кристалл-анализатор. Из рисунка видно, что векторы волн O_m и O_n , пропускаемых анализатором, направлены в противоположные стороны (при этом их амплитуды равны), и в случае разности хода равной нулю или целому числу длин волн, при интерференции будут уничтожать друг друга. Поэтому в скрещенных николях условия интерференции будут обратны обычным: при $\Delta = n\lambda$ амплитуды взаимно уничтожаются, а при $\Delta = n\lambda + \lambda/2$ амплитуды складываются.

4.6. Интерференция белого света. Номограмма Мишель-Леви.

Выше были разобраны условия интерференции в скрещенных николях для монохроматического света. В случае белого света это явление значительно усложняется. Как уже упоминалось, белый свет представляет собой смесь световых колебаний с длинами волн от 380 до 780 нм. Получающаяся в кристалле разность хода для лучей одних длин волн будет равна четному, для других – нечетному числу полуволн. Поэтому волны одного цвета, входящие в состав белого света, при интерференции будут уничтожаться, а другого – наоборот усиливаться, в результате чего кристалл будет казаться окрашенным. Каждой разности хода соответствует своя интерференционная окраска. Очевидно, что так же, как и разность хода, интерференционная окраска зависит от толщины зерна минерала и силы двулучепреломления его сечения. Все интерференционные окраски, наблюдаемые при различной разности хода, изображены на номограмме Мишель-Леви (см. рис. 13). По

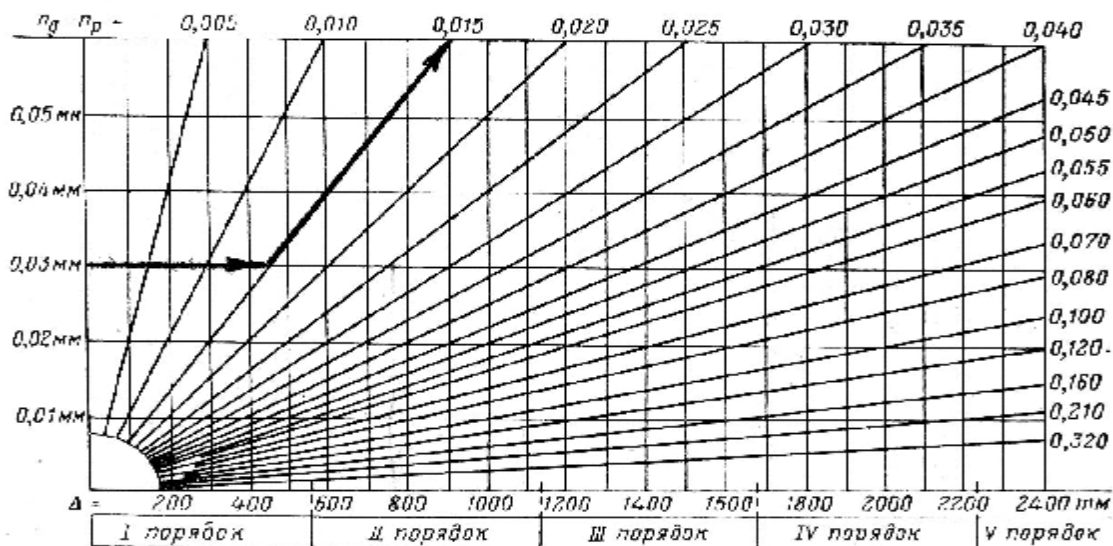


Рисунок 13. Схематическое изображение таблицы Мишель-Леви.

горизонтальной оси номограммы нанесена разность хода в нм, слева на вертикальной оси – толщина шлифа в мм, а сверху и справа – силы двулучепреломления. При повышении разности хода цвета периодически повторяются, что позволяет разбить шкалу на порядки, границы между которыми проводятся по фиолетовому цвету (т.о. разность хода, соответствующая одному порядку, равна 560 нм).

Определение порядка интерференционной окраски минерала в шлифе (например, отличие красной первого порядка от красной второго порядка и т.п.) часто представляет сложность для начинающих. Порядок интерференционной окраски удобно определять на наклонном краю зерна



Рисунок 14. Распределение интерференционных окрасок на наклонном краю зерна.

(см. рис. 14). В таком зерне сила двулучепреломления постоянна по всей его площади, а толщина кристалла меняется от максимума в центральной части до минимума на краю, что вызывает соответствующее изменение разности хода (от максимума в центре до минимума на краю). Следовательно, если в зерне

наблюдается красная интерференционная окраска второго порядка, то все более низкие интерференционные окраски (желтая-II, зеленая-II, синяя-II, красная-I, желтая-I, белая и серая) будут последовательно представлены каймами соответствующего цвета на скошенном краю зерна. В большинстве случаев из-за узости этих каемок похожие цвета сливаются и становятся неразличимы, но сине-зеленые полосы, маркирующие начало

нового порядка, все равно обычно отчетливо видны на фоне более светлых цветов.

4.7. Понятие оптической индикатрисы.

Оптические свойства анизотропных кристаллов удобно представлять с помощью поверхности, имеющей форму эллипсоида, называемой оптической индикатрисой. Каждый радиус-вектор индикатрисы равен величине показателя преломления для волн, колебания которых совершаются в направлении этого вектора. Каждое сечение индикатрисы

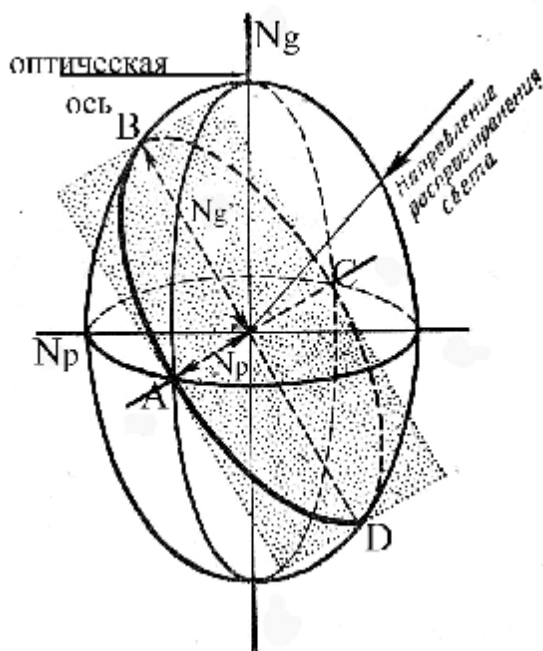


Рисунок 15. Схема определения оптических свойств кристалла по индикатрисе для заданного направления.

имеет форму эллипса (кроме частных случаев, когда сечение – окружность). Из определения индикатрисы и свойств световых волн (в которых колебания совершаются перпендикулярно направлению их распространения), следует так называемое правило индикатрисы (см. рис. 15) - оси эллиптических сечений индикатрисы своими величинами и направлениями указывают показатели преломления и направления колебаний двух волн, распространяющихся перпендикулярно данному сечению. Таким образом, для того чтобы узнать направления

колебаний и показатели преломления для какого-либо луча света, нужно через центр индикатрисы провести плоскость, перпендикулярную лучу. Оси полученного эллипса укажут

направления колебаний и показатели преломления соответствующих волн (см. рис.15).

4.8. Индикатрисы кристаллов различных категорий симметрии.

Индикатриса кристаллов кубической сингонии представляет собой шар, т.к. эти минералы имеют одинаковый показатель преломления по всем направлениям.

Индикатриса оптически одноосных кристаллов (кристаллов средних сингоний - тетрагональной и гексагональной) представляет собой

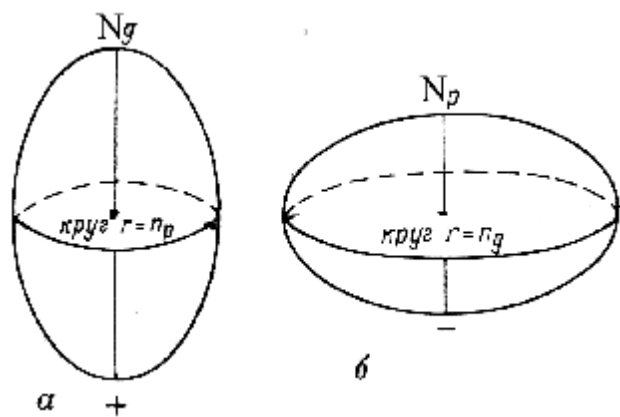


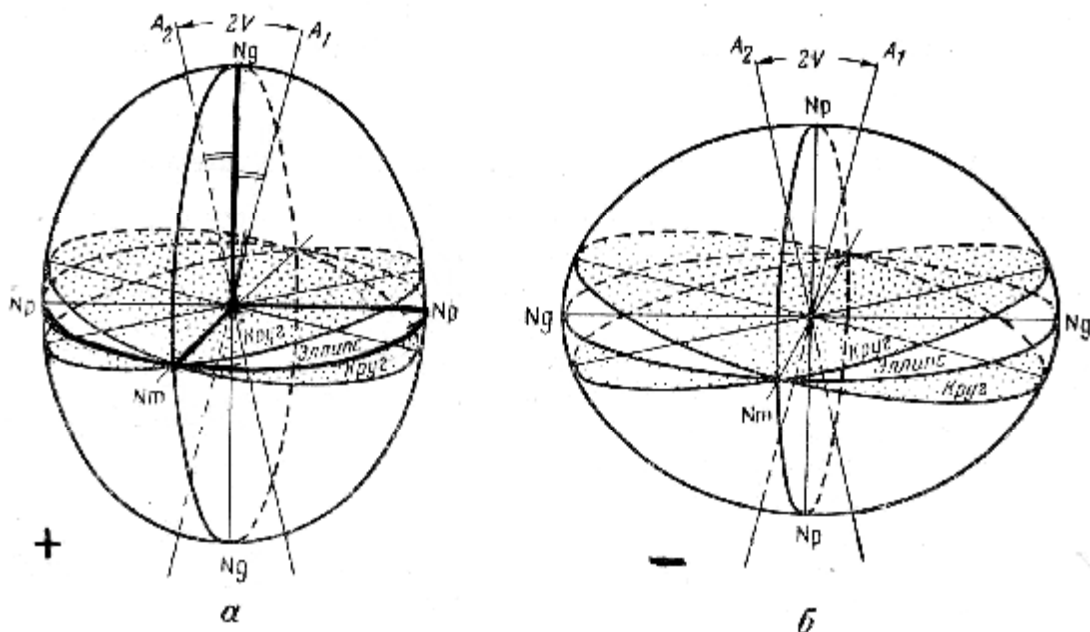
Рисунок 16. Оптическая индикатриса одноосных кристаллов
а) - положительных, б) - отрицательных.

большой, petit – малый). Очевидно, что ось индикатрисы N_g перпендикулярна оси N_p . В зависимости от того, какая из осей индикатрисы совпадает с оптической осью кристалла, минералы разделяются на оптически положительные и оптически отрицательные. У оптически положительных кристаллов с оптической осью совпадает большая ось индикатрисы N_g (см. рис. 16, а), а у оптически отрицательных – малая ось индикатрисы N_p (см. рис. 16, б).

эллипсоид вращения (т.е. двuosный эллипсоид) (см. рис. 16). Такой эллипсоид имеет одну главную ось (ось вращения), совпадающую с оптической осью. Сечение, перпендикулярное этой оси, есть окружность, все остальные сечения являются эллипсами. Большая ось индикатрисы обычно обозначается N_g , а малая – N_p (от фр. grand –

Индикатриса оптически двuosных кристаллов (кристаллов низших сингоний – ромбической, моноклинной и триклинной) представляет собой трехосный эллипсоид (см. рис. 17).

Большая ось индикатрисы также обозначается N_g , малая – N_p , а средняя – N_m (от фр. moyen – средний). Все три оси индикатрисы взаимно перпендикулярны. Плоскостями симметрии индикатрисы являются плоскости N_gN_p , N_pN_m и N_gN_m , часто они называются главными плоскостями индикатрисы. Вообще сечения трехосного эллипсоида являются эллипсами, однако два сечения будут являться окружностями. Рассекая эллипсоид плоскостями, проходящими через ось N_m , будем получать эллипсы, у каждого из которых одной осью будет N_m , а другой – какое-то направление в плоскости N_gN_p . Так как $N_g > N_m$ и $N_m > N_p$, то в плоскости N_gN_p можно найти вектор, равный N_m . Проведя сечение через этот вектор и ось N_m , получаем эллипс, обе оси которого равны, т.е. окружность. Поскольку эллипсоид симметричен, таких круговых сечения будет два. Из правила индикатрисы следует, что круговым сечениям перпендикулярны оптические оси. Оптические оси перпендикулярны к оси индикатрисы N_m , которая лежит в обоих круговых сечениях. Следовательно, оптические оси лежат в перпендикулярной к оси N_m плоскости N_gN_p . Поэтому плоскость N_gN_p называют еще плоскостью оптических осей. Оси индикатрисы N_g и N_p являются биссектрисами углов



**Рисунок 17. Оптическая индикатриса двuosных кристаллов
а) - положительных. б) - отрицательных.**

между оптическими осями. Одна из них делит пополам острый, а другая – тупой угол оптических осей. Острый угол между оптическими осями обозначается $2V$. Если биссектрисой острого угла является ось N_g , то кристалл называется оптически положительным (см. рис. 17, а), если же биссектрисой острого угла является ось N_p , то кристалл называется оптически отрицательным (см. рис. 17, б). Возможен частный случай, когда оптические оси перпендикулярны друг другу. В этом случае оси N_g и N_p являются биссектрисами прямых углов, и такие кристаллы называются оптически нейтральными.

4.9. Определение силы двулучепреломления минералов.

В шлифах разные зерна одного и того же минерала имеют различную интерференционную окраску. Это связано с тем, что сила двулучепреломления и, следовательно, интерференционная окраска минерала зависят от направления прохождения света через него (т.е. от того, в каком направлении плоскость шлифа рассекает это зерно). Как следует из свойств индикатрисы, сила двулучепреломления будет минимальной (т.е. равной 0) на разрезе перпендикулярном оптической оси минерала и максимальной на разрезе параллельном его оптической оси (т.е. разрезе, в котором лежат оси индикатрисы N_g и N_p) (см. рис. 15). На всех других разрезах сила двулучепреломления и интерференционная окраска будут иметь промежуточные значения. Диагностическим признаком минерала является максимальное значение его силы

двулучепреломления. Поэтому для определения силы двулучепреломления минерала нужно найти зерно с максимальной интерференционной окраской и определить ее цвет и порядок. Затем на номограмме Мишель-Леви на горизонтальной линии, отвечающей толщине шлифа (0,03 мм), найти эту интерференционную окраску и из полученной точки по наклонной линии подняться направо - вверх и считать числовое значение силы двулучепреломления. Пример определения силы двулучепреломления для минерала с максимальной интерференционной окраской оранжевой I порядка показан на рисунке 13.

4.10. Определение угла погасания минералов.

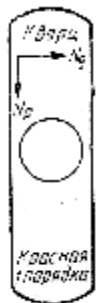
Углом погасания называют угол между каким-либо кристаллографическим направлением (чаще всего спайностью) и осями индикатрисы (N_g или N_p).

Как было отмечено выше, разрез минерала, в котором лежат оси индикатрисы N_g и N_p , будет иметь максимальную (из возможных для данного минерала) интерференционную окраску. Колебания лучей в этом разрезе будут происходить по осям индикатрисы N_g и N_p . То есть в момент погасания такого разреза минерала, когда направления колебаний в нем совпадают с направлениями колебаний в поляризаторе и анализаторе, параллельно нитям креста будут находиться оси индикатрисы N_g и N_p .

Для определения угла погасания минерала нужно выбрать зерно с одной четкой системой спайности (или другим явно выраженным в одном направлении кристаллографическим элементом) и максимальной интерференционной окраской. Это зерно нужно поместить в центр поля зрения и поставить направление трещин спайности параллельно одной из нитей креста (например, горизонтальной). Если в этот момент зерно находится в положении погасания, то такое погасание называется прямым (т.е. угол погасания равен 0°). Если же в этот момент зерно не погасло, то такое погасание называется косым, и измеряют угол погасания. Для этого нужно взять отсчет по лимбу столика микроскопа в момент, когда спайность установлена параллельно нити креста. Затем поворотом столика микроскопа погасить кристалл в ближнюю сторону и взять отсчет по лимбу столика микроскопа в момент погасания зерна (перед проведением замеров необходимо убедиться в том, что микроскоп центрирован). Угол погасания равен разности этих отсчетов (очевидно, что измеренный таким образом угол погасания будет $\leq 45^\circ$). Однако остается неизвестным с какой именно из осей индикатрисы (N_g или N_p) измерен угол погасания. Для определения этого пользуются компенсатором.

4.11. Устройство и применение компенсатора.

Компенсатор представляет собой определенным образом вырезанную пластинку минерала (чаще всего кварца), вмонтированную в металлическую или пластмассовую оправу (см. рис. 18). Пластинка



вырезается такой толщины, чтобы иметь разность хода, равную 560 нм (что соответствует 1 порядку, т.е. компенсатор имеет красно-фиолетовую интерференционную окраску, пограничную между первым и вторым порядком). Эта пластина минерала вставляется в оправу таким образом, чтобы ось индикатрисы N_p в ней была параллельна длинной стороне компенсатора. Применение компенсатора основано на сложении или вычитании разностей хода лучей света, проходящих через

систему поляризатор – кристалл – компенсатор – анализатор.

Рисунок 18.
Компенсатор

Проходя через кристалл, лучи света получают определенную разность хода $\Delta_{\text{мин}}$, а проходя через компенсатор – $\Delta_{\text{комп}}$. Если в компенсаторе и минерале оси индикатрисы будут ориентированы одинаково, то итоговая разность хода будет равна сумме разностей хода в минерале и компенсаторе $\Delta_{\text{итог}} = \Delta_{\text{мин}} + \Delta_{\text{комп}}$. Если же ориентировка осей индикатрисы в минерале и компенсаторе будет обратной, то произойдет вычитание разностей хода: $\Delta_{\text{итог}} = \Delta_{\text{мин}} - \Delta_{\text{комп}}$. Очевидно, что и в том и в другом случае итоговая разность хода при введении компенсатора изменится на одну и ту же величину – 560 нм. При этом первом случае (совпадении ориентировок индикатрис) интерференционная окраска минерала при введении компенсатора повысится на 1 порядок, во втором случае (противоположной ориентировке индикатрис) – понизится на 1 порядок.

Для начинающих иногда представляет сложность распознавание понижения окраски в случае, если собственная интерференционная окраска минерала была в пределах первого порядка (т.е. ниже интерференционной окраски компенсатора). Разберем этот случай на простом примере. Пусть интерференционная окраска минерала была белой первого порядка (чему соответствует разность хода 220 нм). В случае совпадения ориентировки индикатрисы в этом минерале и компенсаторе итоговая разность хода $\Delta_{\text{итог}} = \Delta_{\text{мин}} + \Delta_{\text{комп}} = 220 + 560 = 780$ нм, чему соответствует зеленая интерференционная окраска II порядка (т.е. окраска повысится на 1 порядок). В случае же обратной ориентировки индикатрисы в минерале и компенсаторе итоговая разность хода будет $\Delta_{\text{итог}} = \Delta_{\text{мин}} - \Delta_{\text{комп}} = |220 - 560| = 340$ нм, чему соответствует желтая интерференционная окраска I порядка (т.е. получается, что в это случае

окраска формально тоже повышается, но существенно меньше, чем на 1 порядок).

Если минерал имеет очень высокую интерференционную окраску (III порядок и выше), то определять характер ее изменения при введении компенсатора удобнее всего на скошенном краю зерна, где до введения компенсатора интерференционная окраска была белой I порядка. В случае повышения интерференционной окраски эти участки зерна станут зеленовато-синего цвета, а при понижении – красновато-желтого.

4.12. Определение знака удлинения минералов.

Если в минерале большая ось индикатрисы N_g располагается вдоль длины кристалла или образует с ней угол $<45^\circ$, такое удлинение называется положительным. Если в минерале малая ось индикатрисы N_p располагается вдоль длины кристалла или образует с ней угол $<45^\circ$, такое удлинение называется отрицательным.

Очевидно, что о знаке удлинения можно говорить только в случае, когда кристалл имеет отчетливо удлиненную форму и правильные очертания, что встречается не очень часто. Однако у многих минералов параллельно длине кристалла располагается спайность, в этом случае направление трещин спайности принимается за направление удлинения кристалла.

Как уже отмечалось, с какой из осей индикатрисы был измерен угол погасания, определяют с помощью компенсатора. Компенсатор вводится в тубус микроскопа в специальную прорезь, расположенную под углом 45° к нитям креста. Для сравнения положения осей индикатрисы в минерале и компенсаторе, исследуемую ось минерала следует поставить параллельно направлению введения компенсатора. Для этого от положения погасания (после измерения угла погасания) нужно повернуть столик микроскопа на 45° по часовой стрелке, если угол измерялся относительно горизонтальной нити креста (или на 45° против часовой стрелки, если измерение угла производилось относительно вертикальной нити креста). В этот момент исследуемое зерно будет в положении максимального просветления, и его интерференционная окраска будет хорошо видна. Затем нужно ввести компенсатор и наблюдать изменение интерференционной окраски минерала. Если окраска повысилась на 1 порядок, то положение индикатрис в минерале и компенсаторе совпали, и в минерале вдоль направления спайности или под углом менее 45° к ней идет ось N_p , т.е. удлинение отрицательное. Если же окраска понизилась на 1 порядок, то положение индикатрисы в минерале обратно положению в компенсаторе, и в минерале вдоль направления спайности или под углом менее 45° к ней идет ось N_g , т.е. удлинение положительное.

В случае же, если угол погасания минерала составляет 45° , определять знак удлинения не имеет смысла, т.к. в этом случае оси индикатрисы N_g и N_p образуют равные углы с направлением удлинения кристалла.

4.13. Определение цвета минералов по осям индикатрисы N_g и N_p .

Наблюдение цвета минерала производят при одном николе (без анализатора). Ранее отмечалось, что на начальном этапе описания минерала дается только общая характеристика его цвета и плеохроизма. (Если минерал бесцветен, то он не плеохроирует, и все написанное в этом разделе к нему не относится.) Вообще же, плеохроизм минерала необходимо охарактеризовать более строго – описать цвет по осям индикатрисы (N_g и N_p для одноосных кристаллов, и N_g , N_p и N_m для двуосных кристаллов).

После того, как при измерении угла погасания и знака удлинения было определено положение осей индикатрисы N_g и N_p в кристалле, на том же разрезе с максимальной интерференционной окраской удобно определить цвет минерала по этим осям. Для этого исследуемую ось индикатрисы нужно поставить параллельно горизонтальной нити креста (так как колебания луча, выходящего из поляризатора совершаются параллельно горизонтальной нити креста), затем выключить анализатор и наблюдать цвет минерала по выбранному направлению. После этого столик микроскопа нужно повернуть на 90° в любую сторону, тем самым, совместив вторую ось индикатрисы с колебаниями луча, выходящего из поляризатора, и наблюдать цвет минерала для второго направления.

4.14. Резюме по наблюдениям в скрещенных николях.

В отличие от наблюдений при одном николе, когда описывается вся совокупность зерен минерала в шлифе, при наблюдениях в скрещенных николях обычно достаточно выбрать только одно зерно, обладающее следующими свойствами:

- максимальной интерференционной окраской;
- одной четкой системой спайности (если у исследуемого минерала есть спайность).

И далее все наблюдения можно произвести на одном этом зерне. На этом разрезе определяют следующие свойства:

- 1) максимальную интерференционную окраску и силу двулучепреломления;
- 2) угол погасания и знак удлинения, т.е. положение индикатрисы в кристалле;
- 3) цвет минерала по осям индикатрисы N_g и N_p (при выключенном анализаторе).

5. НАБЛЮДЕНИЯ В СХОДЯЩЕМСЯ СВЕТЕ (КОНОСКОПИЯ).

5.1. Принцип метода. Получение и наблюдение коноскопических фигур.

Осветительный аппарат микроскопа обычно дает почти параллельный пучок лучей, что удобно для большинства наблюдений. Однако для определения осности (т.е. является минерал оптически двuosным или одноосным), угла оптических осей (для двuosных кристаллов) и оптического знака минералов необходим свет, проходящий через минерал под различными углами, так называемый сходящийся свет. Пучок сходящегося света, падающий на кристалл, имеет форму конуса, поэтому данный метод еще называется коноскопическим. Для получения такого пучка света используют линзу Лазо – небольшую короткофокусную линзу, располагающуюся под столиком микроскопа. Линза Лазо включается поворотом ручки оправы, в которую она вмонтирована.

Так называемые коноскопические фигуры, исследование которых составляет сущность данного метода, получаются в верхней фокальной плоскости объектива (а не в плоскости изображения, на которую сфокусирован окуляр), и поэтому при обычной установке микроскопа не видны. Для того чтобы коноскопические фигуры стали видны, можно вынуть окуляр и смотреть непосредственно в тубус микроскопа. Однако чаще для их наблюдения используют линзу Бертрана, которая вместе с окуляром образует слабый микроскоп, сфокусированный на верхнюю фокальную плоскость объектива. Линза Бертрана расположена в тубусе микроскопа выше анализатора и включается поворотом ручки оправы.

При коноскопическом исследовании желательно, чтобы фигура была образована по возможности более широким конусом лучей, поэтому слабые объективы, захватывающие только лучи, идущие почти параллельно оси микроскопа, для этой цели не подходят. Для исследования в сходящемся свете используют объективы с увеличением не менее 40*.

Итак, для получения коноскопической фигуры нужно проделать следующее:

- 1) Проверить правильной ли стороной лежит шлиф на столике микроскопа. Шлиф должен лежать покровным стеклом вверх, т.к. фокусное расстояние объективов 40* и 60* меньше толщины предметного стекла, и при попытке сфокусировать их на минерал в шлифе, положенном покровным стеклом вниз, шлиф будет раздавлен, а объектив может быть поврежден.

- 2) При увеличении 2,5* или 10* найти подходящий разрез исследуемого минерала. Обычно коноскопические исследования проводят в сечениях, перпендикулярных оптической оси (в случае двусосных кристаллов также в разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе). Такие разрезы отличаются минимальной интерференционной окраской (в идеальном случае они темные, и при вращении столика не просветляются) и отсутствием плеохроизма.
- 3) Поставить объектив 40* или 60* и сфокусировать его. Как уже отмечалось, фокусное расстояние этих объективов очень мало. Поэтому начинающим, чтобы не раздавить шлиф, рекомендуется сначала поднять столик микроскопа вплотную к объективу, глядя на него сбоку. А потом, глядя в окуляр, вращением винта тонкой фокусировки опустить столик микроскопа до четкой видимости зерна.
- 4) Включить анализатор (если он не был включен ранее).
- 5) Включить линзу Лазо.
- 6) Включить линзу Бертрана.

После этого *при вращении столика микроскопа* можно наблюдать коноскопическую фигуру.

Рассмотрим характерные коноскопические фигуры оптически одноосных и двусосных кристаллов.

5.2. Коноскопические фигуры одноосных кристаллов. Определение оптического знака одноосных кристаллов.

В сходящемся свете на разрезе, перпендикулярном оптической оси одноосного кристалла, возникает фигура, состоящая из темного креста, ветви которого параллельны кресту нитей окуляра. В поле между ветвями креста у минералов с высоким двулучепреломлением видны концентрические кольца интерференционных окрасок, повышающихся от центра к периферии (см. рис.19). При вращении столика микроскопа коноскопическая фигура не изменяется.

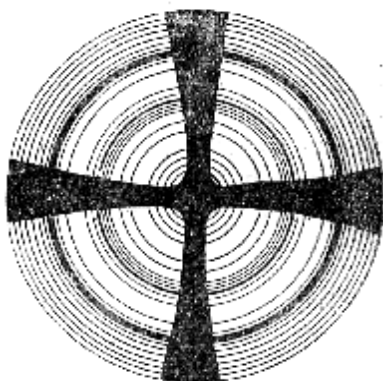


Рисунок 19.
Коноскопическая фигура одноосного кристалла в разрезе перпендикулярном оптической оси.

Такое распределение интерференционных окрасок объясняется следующим. Лучи, идущие параллельно оптической оси и поэтому не испытывающие двулучепреломления, собираются объективом в точку в центре поля зрения (т.к. в данном случае оптическая ось минерала совпадает с осью микроскопа). В этой

точке при скрещенных николях будет темнота. Во всех других точках поля зрения коноскопа соберутся лучи, идущие под углом к оптической оси. Чем больше угол наклона лучей, тем дальше от центра будет находиться соответствующая им точка. Такие лучи будут испытывать двулучепреломление, причем сила двулучепреломления (и, соответственно, интерференционная окраска) будет тем выше, чем больше угол между лучом и оптической осью. Кроме того, чем больше угол наклона лучей, тем больший путь они проходят в шлифе, что также повышает интерференционную окраску от центра к периферии.

Рассмотрим теперь причины появления черного креста. В каждой точке коноскопической фигуры, кроме центра, существуют два направления колебаний. Как следует из свойств

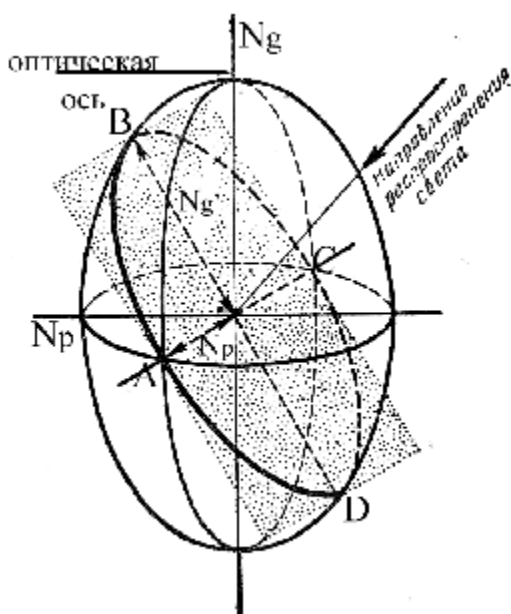


Рисунок 15. Схема определения оптических свойств кристалла по индикатрисе для заданного направления.

индикатрисы (см. рис. 15), в одноосных кристаллах колебания одной волны всегда происходят в плоскости кругового сечения (т.е. по одному из его радиусов – оси N_p для оптически положительных кристаллов и оси N_g для оптически отрицательных). На рисунке 15 этому направлению колебаний соответствует ось эллипса AC. Колебания же второй волны совершаются в плоскости, проведенной через направление распространения света и оптическую ось кристалла (эту плоскость также называют главным сечением индикатрисы). На рисунке 15 этому направлению колебаний соответствует ось эллипса BD. Первое из приведенных утверждений вполне очевидно. Для доказательства второго мысленно проведем через ось BD плоскость, перпендикулярную эллиптическому сечению ABCD.

Убедимся, что в этой плоскости лежат как оптическая ось кристалла (т.к. она перпендикулярна круговому сечению индикатрисы а, следовательно, и оси AC), так и направление распространения света в кристалле (т.к. свет – поперечная волна и направления колебаний AC и BD должны быть перпендикулярны направлению распространения света). Плоскости главных сечений индикатрисы (и, соответственно, совершающиеся в них колебания) проектируются по радиусам коноскопической фигуры, т.к. они проходят через оптическую ось, выходящую в центре фигуры. Соответственно, колебания другой волны будут проектироваться

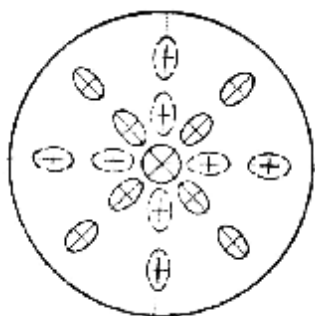


Рисунок 20. Направления колебаний в некоторых точках коноскопической фигуры разреза, перпендикулярного опт.оси 1-осного кристалла.

перпендикулярно радиусам коноскопической фигуры (см. рис. 20).

На рисунке 20 видно, что вблизи креста нитей окуляра направления колебаний в кристалле совпадают с направлениями колебаний в поляризаторе и анализаторе, т.е. эти участки коноскопической фигуры находятся в положении погасания, образуя черный крест. Во всех остальных точках фигуры будет просветление, тем более интенсивное, чем больше угол между направлениями колебаний в микроскопе и кристалле (т.е. максимум освещенности наблюдается в направлениях, находящихся под 45° к нитям креста).

Для определения оптического знака минералов пользуются компенсатором. При введении компенсатора следят за изменением окраски вблизи центра креста коноскопической фигуры (т.е. вблизи выхода оптической оси), там, где до введения компенсатора была белая или серая интерференционная окраска I порядка.

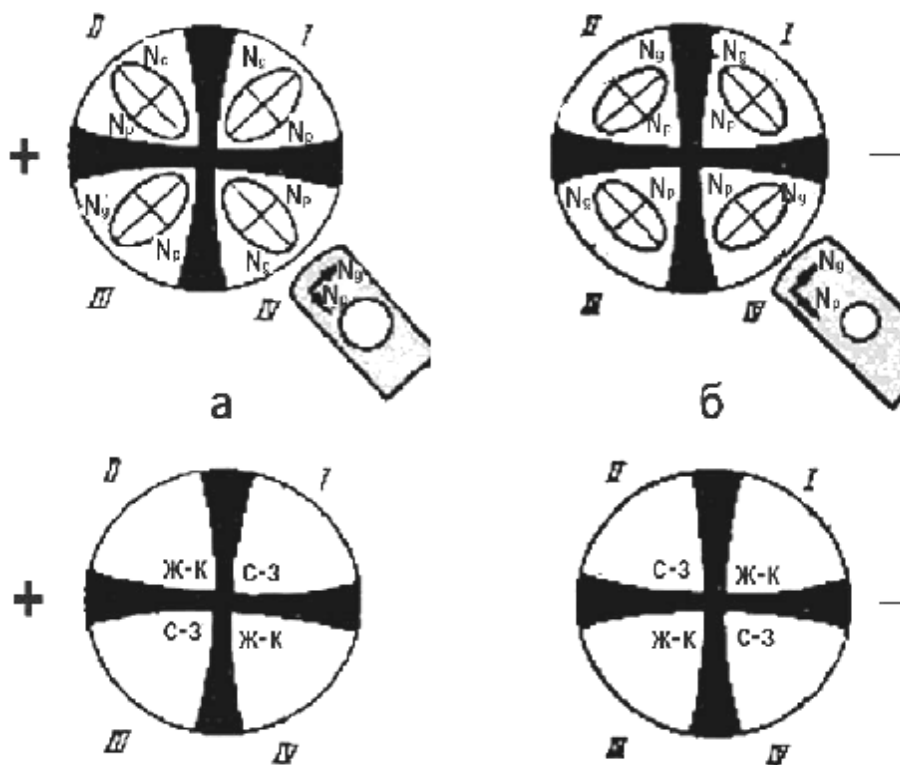
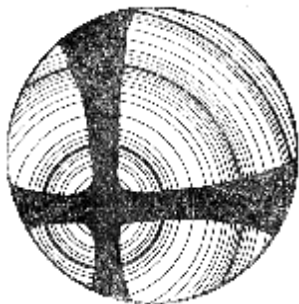


Рисунок 21. Определение оптического знака одноосных кристаллов в разрезе, перпендикулярном оптической оси.

Как следует из вышеизложенных причин появления креста в коноскопической фигуре, в оптически положительных кристаллах перпендикулярно радиусам коноскопической фигуры проектируется ось индикатрисы N_p , а по радиусам - проекции N_g' (см. рис. 21, а). В оптически отрицательных кристаллах, наоборот, по радиусам проектируется N_p' , а перпендикулярно им - N_g (см. рис. 21, б). Поэтому при введении компенсатора в оптически положительных кристаллах во II и IV квадрантах направления осей индикатрисы в минерале и компенсаторе будут противоположны, следовательно, интерференционная окраска понизится на 1 порядок и из серо-белой станет желто-красной; а в I и III квадрантах направления осей индикатрисы в минерале и компенсаторе совпадут, интерференционная окраска повысится на 1 порядок и из серо-белой станет сине-зеленой второго порядка (см. рис. 21, а).

В оптически отрицательных кристаллах картина будет обратной - при введении компенсатора во II и IV квадрантах у основания креста появятся синие или зеленые окраски, а в I и III квадрантах - желтые или красные (см. рис. 21, б).

Если сечение минерала не строго перпендикулярно оптической оси, то



центр креста коноскопической фигуры не совпадает с центром поля зрения, и при вращении столика микроскопа будет описывать окружность (см. рис.22).

Ветви креста при этом перемещаются, оставаясь параллельными своему первоначальному положению.

Чем больше отклонение разреза от перпендикулярного оптической оси, тем дальше

центр креста его коноскопической фигуры

отстоит от центра поля зрения, и при

вращении столика микроскопа описывает

окружности все большего радиуса. Такие

разрезы также можно использовать для

определения осности и оптического знака

минерала.

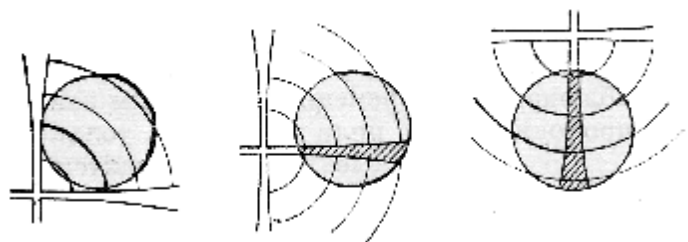
Рисунок 22.

Коноскопическая фигура одноосного кристалла в разрезе не точно перпендикулярном оптической оси

Если же оптическая ось наклонена настолько, что в поле зрения коноскопа отсутствует центр черного креста, то такой разрез нельзя использовать для

Рисунок 23.

Коноскопическая фигура косога разреза одноосного кристалла.



этих целей. В этом случае при вращении столика микроскопа через поле зрения по очереди будут проходить горизонтальная и вертикальная балки креста, как если бы центр креста находился за пределами поля зрения (см. рис. 23).

5.3. Коноскопические фигуры двуосных кристаллов. Определение угла оптических осей и оптического знака двуосных кристаллов.

Коноскопические фигуры двуосных кристаллов рассмотрим без вывода причин их появления, т.к. они подобны таковым для одноосных кристаллов, хотя и несколько более сложны.

Разрез перпендикулярный острой биссектрисе.

Это сечение в сходящемся свете дает коноскопическую фигуру в виде двух ветвей гиперболы (так называемых изогир), которые при вращении столика микроскопа то сходятся в крест (см. рис. 24, а), то расходятся (см.

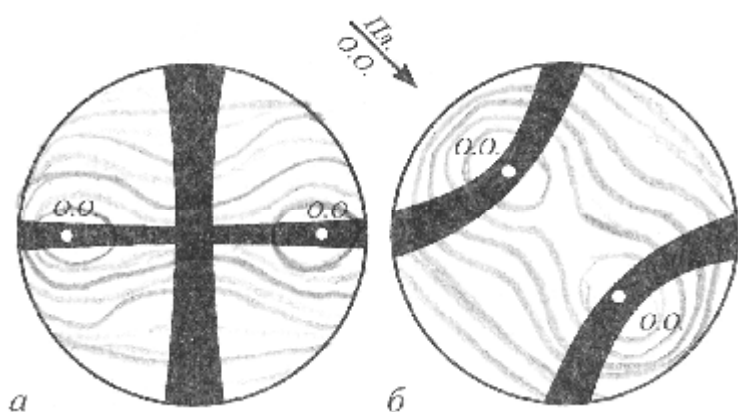


рис. 24, б). На максимальное расстояние от центра изогир отходят при повороте столика на 45° . В этот момент в вершинах изогир находятся выходы оптических осей. Если угол оптических осей минерала меньше $50-60^\circ$, то и при максимальном расхождении изогир остаются в пределах поля зрения микроскопа, при углах

Рисунок 24. Коноскопическая фигура двуосного кристалла в разрезе перпендикулярном острой биссектрисе.

оптических осей больше 60° – выходят за пределы поля зрения. При дальнейшем вращении столика изогир начинают сближаться, и при повороте на 90° относительно первоначального положения они снова образуют крест, а затем расходятся в другие два квадранта. По величине максимального расхождения изогир можно примерно определять угол оптических осей минерала в случае, если он меньше 60° . Расхождение до краев поля зрения примерно соответствует $2V=50-60^\circ$, расхождение на половину диаметра поля зрения – $2V=25-30^\circ$, и т.д. (при отсутствии расхождения имеем одноосный кристалл с $2V=0$).

Если минерал обладает высоким двупреломлением, то кроме белого и серого цвета I порядка в коноскопической фигуре появляются и более высокие интерференционные окраски. Интерференционные окраски

наиболее низки вокруг выходов оптических осей и повышаются по мере удаления от них. Ближайшие к оптическим осям кольца имеют форму окружностей, при удалении от выходов оптических осей цветные линии сливаются в овалы с вогнутыми боками (так называемые *лемнискаты*). При повороте столика микроскопа лемнискаты вращаются, не изменяя своей формы.

Правило, которым следует руководствоваться при определении оптического знака двусосных кристаллов, такое же, как и для одноосных. Появление при введении компенсатора во II и IV квадрантах желтых или красных окрасок, а в I и III квадрантах – синих или зеленых окрасок указывает на положительный оптический знак минерала. Обратное распределение указывает на отрицательный оптический знак минерала. Надо только допустить, что одновременно с расхождением изогир вместе с ними удаляются от центра и два ограниченных ими квадранта, а два других квадранта сливаются вместе (см. рис. 25).

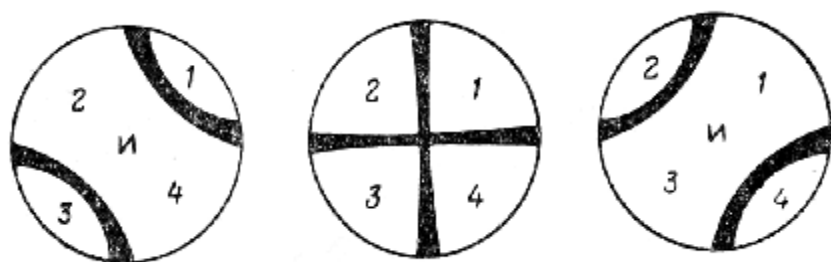


Рисунок 25.
Номера квадрантов при различных положениях изогир.

Для определения оптического знака минерала в описываемом типе разрезов удобнее вводить компенсатор в момент максимального расхождения изогир. Как уже отмечалось, при определении оптического знака во всех случаях действует одно и то же правило квадрантов, что иллюстрируется также рисунком 26, на котором показано определение

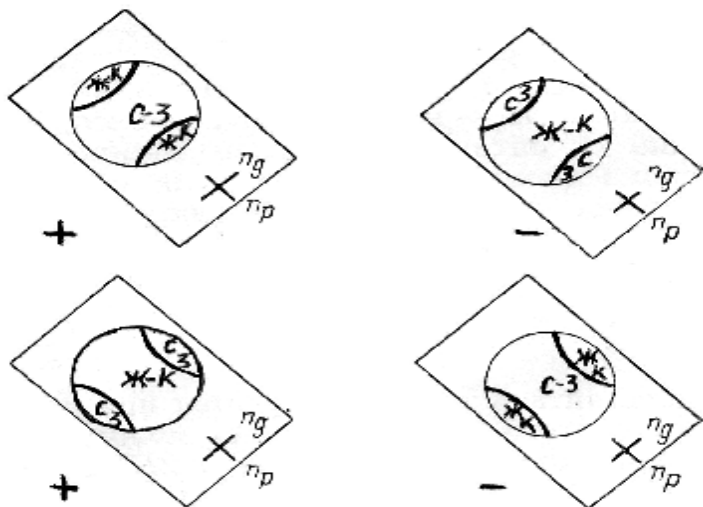


Рисунок 26.
Определение оптического знака в разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе.

оптического знака при всех возможных положениях изогир в разрезе перпендикулярном острой биссектрисе.

Разрез, перпендикулярный оптической оси.

Коноскопическая фигура этого разреза похожа на таковую разреза, перпендикулярного острой биссектрисе. Однако в поле зрения видна только одна изогиря, проходящая через центр поля зрения. При вращении столика она то выпрямляется, совпадая с одной из нитей окулярного креста, то искривляется, приобретая наибольшую кривизну при повороте на 45° от положения прямой балки.

Если разрез не точно перпендикулярен оптической оси, то изогиря не остается все время в центре, а перемещается в поле зрения. Такой разрез можно использовать для определения угла $2V$ и оптического знака минерала только в случае, если в момент максимального изгиба изогиря выход оптической оси (вершина изогиря) остается в поле зрения.

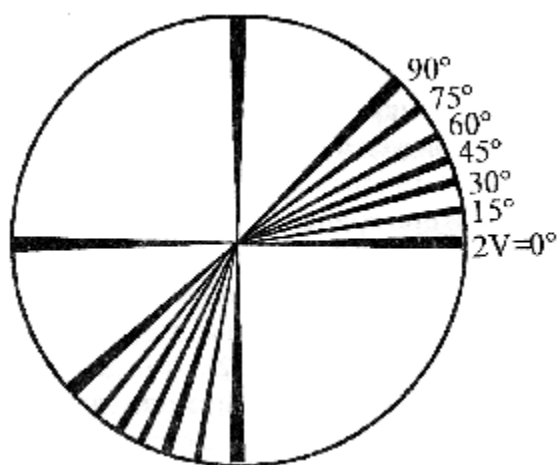


Рисунок 27. Определение угла оптических осей по кривизне изогиря в разрезе, перпендикулярном оптической оси.

Угол оптических осей определяют по степени изогнутости изогиря – чем больше угол $2V$, тем меньше искривляется изогиря (см. рис. 27). При $2V=90^\circ$ она все время остается совершенно прямой и при повороте столика лишь вращается, не изгибаясь. Необходимо помнить, что речь идет о максимальной изогнутости изогиря (когда она установлена под углом 45° к нитям креста окуляра), при нахождении же ее параллельно одной из нитей окуляра, независимо от угла $2V$, изогиря всегда будет представлена прямой балкой.

Определение оптического знака в разрезе, перпендикулярном

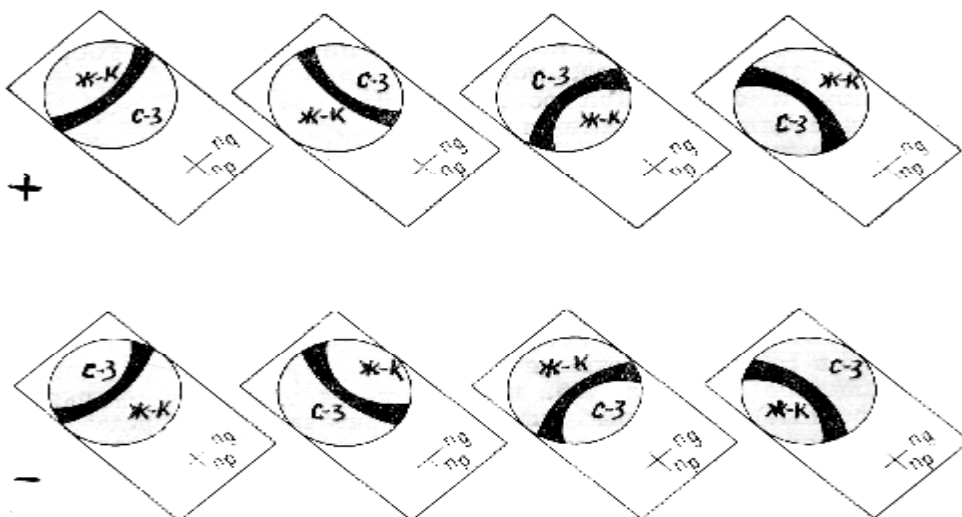


Рисунок 28. Определение знака в разрезе, перпендикулярном оптической оси двусного кристалла.

оптической оси, аналогично определению знака в сечении, перпендикулярном острой биссектрисе. Отличие заключается лишь в том, что в поле зрения видна только одна изогира, а вместо четырех квадрантов – три: один с вогнутой стороны изогир, и два, слившихся вместе – с ее выпуклой стороны. На рисунке 28 показано определение знака при всех возможных положениях изогир.

Однако нет необходимости запоминать их все, достаточно знать только правило квадрантов (сформулированное при определении знака одноосных кристаллов), и уметь узнавать какие именно квадранты в момент наблюдения находятся в поле зрения.

Если угол $2V$ равен 90° , оси N_g и N_p являются биссектрисами прямых углов, и такие кристаллы являются оптически нейтральными.

5.4. Определение цвета по оси индикатрисы N_m двуосных кристаллов. Составление схемы абсорбции.

У двуосных кристаллов на том же разрезе, на котором определяли ось и оптический знак, удобно определять также и окраску по оси индикатрисы N_m . Используемые для этих целей разрезы не плеохроируют (или если это разрез перпендикулярный острой биссектрисе – очень слабо плеохроируют), поэтому для определения окраски по N_m достаточно просто выключить анализатор и наблюдать окраску при любом положении кристалла относительно нитей креста.

После того, как определен цвет минерала по всем осям индикатрисы (N_g и N_p для одноосных кристаллов, и N_g , N_p , N_m для двуосных), можно составить так называемую схему абсорбции, т.е. схему поглощения света по осям индикатрисы. Например, если по оси N_g окраска темно-зеленая, по N_m – зеленая, а по N_p – светло-зеленая, то по N_g свет поглощается более интенсивно, чем по N_m и N_p , следовательно схема абсорбции будет $N_g > N_m > N_p$.

Различают так называемые прямую и обратную схемы абсорбции. При прямой схеме абсорбции свет наиболее интенсивно поглощается по оси индикатрисы N_g , наименее интенсивно – по оси N_p - $N_g > N_m > N_p$. При обратной схеме абсорбции минерал наоборот имеет наиболее густую окраску по оси N_p , а наиболее светлую – по оси N_g - $N_p > N_m > N_g$.

Также у минералов выделяют три типа плеохроизма:

биотитовый – меняется интенсивность окраски без изменения длин волн проходящего света (т.е. его цвета);

пироксеновый – меняются длины волн проходящего света без изменения интенсивности окраски;

амфиболовый – меняются как длины волн проходящего света, так и интенсивность окраски.

6. КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКИЕ ДИСПЕРСИИ

Дисперсией в оптике называется зависимость оптических свойств веществ от длины волны проходящего света. Дисперсия показателей преломления в той или иной степени свойственна всем прозрачным веществам. Вследствие этого в анизотропных веществах проявляются различные виды дисперсии, описанные в этом разделе, однако в большинстве минералов эти явления настолько слабы, что совершенно неразличимы при обычном наблюдении под микроскопом. Для тех же минералов, у которых отчетливо проявляется какой-либо из видов дисперсии, это является характерной особенностью, позволяющей легче их диагностировать.

6.1. Дисперсия силы двулучепреломления (аномальные интерференционные окраски).

Дисперсия силы двулучепреломления – это когда сила двулучепреломления минерала различна для света различных длин волн. В случае если дисперсия силы двулучепреломления значительна, она вызывает появление так называемых *аномальных интерференционных окрасок*. Нормальные цвета интерференции, указанные в номограмме Мишель-Леви, наблюдаются в минералах при условии, что разность хода для всех длин волн одинакова. Выражение $\Delta = d(n_g - n_p)$ показывает, что разность хода в кристаллах будет одинакова для разных длин волн только при отсутствии дисперсии силы двулучепреломления. При наличии же этой дисперсии разность хода для света различных длин волн будет различной, и в результате интерференции получаются *аномальные окраски*.

Выделяют три вида аномальных окрасок, зависящих от характера дисперсии силы двулучепреломления:

- 1) супернормальная окраска получается, когда сила двулучепреломления для коротких волн больше, чем для длинных. В этом случае цвета I порядка становятся гораздо более яркими, приближаясь по виду к соответствующим цветам II порядка. Такие окраски свойственны минералам группы эпидота.
- 2) субнормальная окраска получается, если сила двулучепреломления для длинных волн больше, чем для коротких. В этом случае желтый и красный цвета I порядка заметно тускнеют, появляются ржаво-бурые цвета интерференции. Такие окраски свойственны клинохлору и бруситу.

3) анормальная окраска получается, когда сила двулучепреломления достигает минимума в средней части спектра, повышаясь к его концам, и меняется оптический знак кристалла. Для этого случая типичны чернильные синие и фиолетовые тона вместо серого I порядка. Такие окраски свойственны некоторым хлоритам и везувианам.

6.2. Дисперсия угла оптических осей.

Дисперсия угла оптических осей – это когда величина угла оптических осей в кристалле различна для света разных длин волн. Очевидно, что такая дисперсия может проявляться только у двуосных минералов.

Различают два вида дисперсии угла оптических осей:

1) Угол оптических осей для длинных волн (красных) больше, чем для коротких (фиолетовых). Этот вид дисперсии обозначается $r > v$ (red-красный, violet-фиолетовый).

В сходящемся свете (на разрезе перпендикулярном оптической оси или острой биссектрисе) около вершин изогирь на вогнутой стороне будет наблюдаться слабое синеватое окрашивание, а на выпуклой стороне –

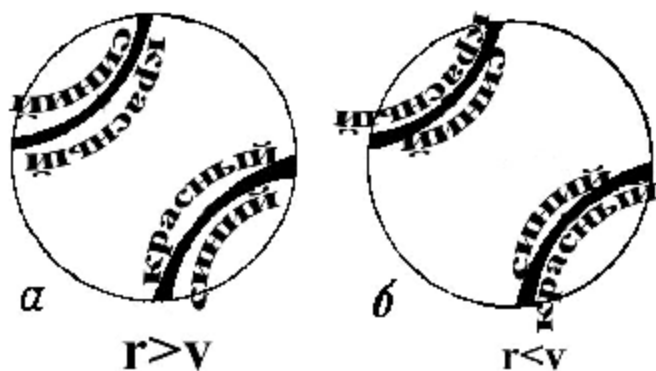


Рисунок 29.

Распределение окрасок изогирь при дисперсии угла оптических осей

местах проходят только синие и фиолетовые лучи, которые и дают наблюдаемую окраску. Аналогично, на выпуклой стороне изогирь, где выходит оптическая ось фиолетовых лучей, погашены фиолетовые и смежные с ними части спектра, и за счет красных и оранжевых лучей появляется красноватый цвет.

2) Угол оптических осей для длинных волн меньше, чем для коротких, т.е. $r < v$. Очевидно, что в этом случае распределение окрасок около вершин изогирь обратно вышеописанным (см. рис. 29, б).

6.3. Дисперсия положения главных осей индикатрисы (неполное погасание).

Эта дисперсия, в отличие от рассмотренных выше, не является следствием дисперсии показателей преломления, а связана с симметрией кристалла. Заключается она в том, что для волн разной длины оси индикатрисы занимают различное положение в кристалле. В кристаллах средней категории симметрии и ромбической сингонии эта дисперсия невозможна, т.к. там оси индикатрисы связаны с элементами симметрии кристалла и занимают строго определенное положение. Таким образом, дисперсия положения главных осей индикатрисы возможна лишь в кристаллах моноклинной и триклинной сингоний.

Резко выраженная дисперсия осей индикатрисы проявляется при скрещенных николях в неполном погасании кристалла при вращении столика микроскопа, т.к. погасание не наступает одновременно для всех частей спектра. В тот момент, когда направления колебаний, например, для красного света, совпадают с направлениями колебаний в поляризаторе и анализаторе (т.е. красные лучи погашены), направления колебаний для синего света образуют с ними некоторый угол, и кристалл имеет синеватую окраску. Если, наоборот, погасить синие лучи, совместив направления их колебаний с нитями креста, кристалл приобретет красноватую окраску.

Если дисперсия осей индикатрисы не столь сильна, то погасание происходит, но, приближаясь к положению погасания и темнея, кристалл по одну сторону от положения погасания становится синеватым, а по другую – красноватым.

Дисперсия положения главных осей индикатрисы свойственна некоторым щелочным амфиболам.

ВОПРОСЫ ДЛЯ САМОПРОВЕРКИ.

К первому разделу

- 1) Для определения каких свойств минералов пользуются диафрагмой?
- 2) Для каких наблюдений используют линзы Лазо и Бертрана?
- 3) Какова стандартная толщина шлифа?

Ко второму разделу

- 1) При каких измерениях особенно важно, чтобы микроскоп был центрирован?
- 2) Какая точка остается неподвижной, и вокруг нее вращаются все остальные точки при повороте столика микроскопа?
- 3) Каким образом можно проверить, перпендикулярны ли друг другу направления колебаний света, пропускаемого поляризатором и анализатором?
- 4) В каком направлении совершаются колебания, пропускаемые поляризатором в микроскопах «Opton» и «Полам»?

К третьему разделу

- 1) Какие соотношения ширины и длины у призматических кристаллов? У игольчатых?
- 2) Могут ли зерна одного и того же минерала в шлифе иметь изометричную и узкопризматическую форму?
- 3) Сколько направлений спайности имеет минерал, если у большинства его зерен в шлифе наблюдается совершенная спайность в одном направлении, встречаются отдельные зерна без спайности и одно зерно с совершенной спайностью в двух направлениях?
- 4) В двух зернах одного и того же минерала измерены углы между плоскостями спайности – 48° в зерне с толстыми трещинами спайности с размытыми границами и 54° в кристалле с тонкими четкими трещинами спайности. Какой угол между плоскостями спайности у данного минерала?
- 5) Возможно ли только по высоте рельефа и характеру шагреновой поверхности определить знак оптического рельефа минерала?
- 6) Минерал имеет средний оптический рельеф, и при опускании столика микроскопа полоска Бекке смещается с данного минерала на канадский бальзам. Какой показатель преломления имеет этот минерал? В данном минерале или канадском бальзаме скорость света выше?

К четвертому разделу

- 1) Минерал имеет следующие показатели преломления: $n_g=1.88$, $n_m=1.87$, $n_p=1.83$. К какой категории симметрии он относится? Каков его оптический знак?
- 2) Зерна минерала в шлифе нормальной толщины имеют следующие интерференционные окраски: серую, желтую и красную первого порядка и синюю второго порядка. Определите его силу двулучепреломления.

- 3) Какими свойствами должен обладать разрез для определения на нем угла погасания минерала?
- 4) Можно ли измерять угол погасания минерала на зерне, имеющем два направления спайности?
- 5) Как следует определять угол погасания и знак удлинения минерала, представленного в шлифе изометричными зернами без спайности?
- 6) Максимальная интерференционная окраска минерала желтая первого порядка. Возможно ли, чтобы при введении компенсатора интерференционная окраска не изменилась (т.е. осталась желтой первого порядка)? Каково в этом случае удлинение минерала?
- 7) Оптически положительный минерал, кристаллизующийся в тетрагональной сингонии, имеет удлиненные по оси четвертого порядка кристаллы. Определите его угол погасания и удлинение.

К пятому разделу

- 1) Для каких целей при наблюдениях в сходящемся свете используется линза Лазо?
- 2) Для каких целей при наблюдениях в сходящемся свете используется линза Бертрана?
- 3) Возможно ли наблюдение коноскопической фигуры без включения линзы Бертрана?
- 4) Какими свойствами должен обладать разрез для определения на нем осности и оптического знака минерала?
- 5) Определите оптический знак минерала, кристаллизующегося в гексагональной сингонии и имеющего удлиненные вдоль оси шестого порядка кристаллы, если он имеет отрицательное удлинение?
- 6) В каком случае знак удлинения и оптический знак минерала средней категории симметрии не будут совпадать?

К шестому разделу

- 1) Минералы каких сингоний могут обладать дисперсией силы двулучепреломления?
- 2) Минералы каких сингоний могут обладать дисперсией показателей преломления?
- 3) Минерал кристаллизуется в гексагональной сингонии. Может ли ему быть свойственна дисперсия оптических осей?
- 4) Может ли дисперсия оптических осей быть свойственна минералу, кристаллизующемуся в ромбической сингонии?
- 5) В каком случае на коноскопической фигуре разреза, перпендикулярного оптической оси минерала, изогира будет не черного цвета, а красного с ее выпуклой стороны и фиолетовой с вогнутой?
- 6) По каким причинам зерно может не иметь полного погасания в скрещенных николях?
- 7) Может ли наблюдаться дисперсия положения осей индикатрисы у минерала ромбической сингонии?

ОТВЕТЫ НА ВОПРОСЫ.

К первому разделу

- 1) При определении свойств, связанных с показателем преломления – оптического рельефа и шагреновой поверхности.
- 2) Для наблюдений в сходящемся свете.
- 3) 0.03 мм.

Ко второму разделу

- 1) При измерении углов (угла между плоскостями спайности и угла погасания).
- 2) Ось вращения столика микроскопа.
- 3) В скрещенных николях (без шлифа) поле зрения должно быть темным (при включенной осветительной системе).
- 4) Параллельно горизонтальной нити окулярного креста.

К третьему разделу

- 1) 1:2 – 1:4 у призматических кристаллов и 1:10 (и больше) у игольчатых.
- 2) Могут, в этом случае объемная форма кристаллов данного минерала напоминает удлиненную призму с изометричным сечением.
- 3) Совершенная спайность в двух направлениях.
- 4) 54°
- 5) Нет, т.к. высота рельефа определяется только $|n_m - n_{к.б.}|$.
- 6) 1.4 – 1.5. Скорость света в минерале выше, чем в канадском бальзаме.

К четвертому разделу

- 1) Минерал кристаллизуется в сингонии, относящейся к низшей категории. Минерал оптически отрицательный (т.к. у него $n_g - n_m < n_m - n_p$, следовательно ось индикатрисы N_g находится ближе к круговому сечению и является биссектрисой тупого угла оптических осей, а биссектрисой острого угла является N_p).
- 2) ≈ 0.022 .
- 3) Максимальной интерференционной окраской и ясно выраженной одной системой спайности (или удлиненной формой с ровными гранями).
- 4) Нет.
- 5) В этом случае угол погасания и знак удлинения *не характерны* (и не определяются).
- 6) Возможно, в случае положительного удлинения минерала.
- 7) Погасание прямое, удлинение положительное.

К пятому разделу

- 1) Для получения сильно расходящегося пучка света.
- 2) Для фокусировки на верхнюю фокальную плоскость объектива.

- 3) Возможно, если вынуть окуляр и смотреть непосредственно в тубус микроскопа.
- 4) Минимальной интерференционной окраской (и отсутствием плеохроизма)
- 5) Минерал оптически отрицателен.
- 6) В случае, если минерал образует кристаллы, уплощенные по оси симметрии высшего порядка, спайность которых перпендикулярна оси симметрии высшего порядка.

К шестому разделу

- 1) Всех, кроме кубической.
- 2) Всех, включая кубическую.
- 3) Нет.
- 4) Да.
- 5) В случае сильной дисперсии оптических осей $r > v$.
- 6) В случае дисперсии положения главных осей индикатрисы (также при сильной дисперсии оптических осей на разрезе, близком к перпендикулярному оптической оси).
- 7) Нет.

7. ПРИЛОЖЕНИЕ

7.1. План описания минерала.

I. Наблюдения без анализатора (при одном николе)

Рассматриваются все типы зерен исследуемого минерала в шлифе. Определяют следующие свойства:

1. Форма зерен:

- *по степени идиоморфизма* (идиоморфные – полностью ограненные, ксеноморфные – неправильной формы, лишенные граней, субидиоморфные (или гипидиоморфные) – частично ограненные);

- *по степени изометричности* (изометричные – размеры по всем направлениям примерно одинаковы, удлиненные – размеры в разных направлениях отличаются больше, чем в 2 раза, в этом случае определяют коэффициент удлинения (L) – отношение длины к ширине),

- *по геометрическим очертаниям.*

2. Размер зерен - максимальный, минимальный и характерный размер зерен каждого минерала (от...мм, до...мм, средний размер...мм). Если зерна минерала удлиненные, то необходимо указывать величина какого параметра приводится – длины или ширины.

3. Спайность – определяется степень совершенства (без спайности или несовершенная- трещин нет или все они в разных направлениях, средняя – большинство трещин в разных направлениях, часть параллельно друг другу, но эти линии не прямые, а волнистые или прерывистые, совершенная - большинство трещин прямые и параллельные друг другу, но встречаются и трещины другой ориентировки, весьма совершенная - все трещины прямые, тонкие и параллельны друг другу), если направлений спайности два – то измеряется угол между ними.

4. Цвет и плеохроизм – в начале просто указывается общий цветовой тон плеохроизма минерала.

5. Рельеф – указывается его «высота», знак и примерный показатель преломления минерала (высокий + $n=1,7-1,8$ – границы зерен и трещины хорошо видны, имеют толщину, средний + $n=1,6-1,7$ – границы зерен и трещины видны, но линии тонкие, низкий + $n=1,54-1,6$ – границы зерен и трещины не видны, низкий - $n=1,5-1,54$ - границы зерен и трещины не видны). Знак рельефа определяют, наблюдая движение полоски Бекке – при опускании столика микроскопа она смещается на вещество с большим показателем преломления, при поднятии – с меньшим.

II. Наблюдения с включенным анализатором (в скрещенных николях).

Из всех зерен минерала в шлифе обычно достаточно выбирать только одно зерно, обладающее следующими свойствами: (1) максимальной интерференционной окраской и (2) одной четкой системой спайности (если она свойственна описываемому минералу). И дальше все исследования данного раздела проводить только на этом зерне. Определяют следующие свойства:

6. Максимальная интерференционная окраска и сила двулучепреломления.

7. Угол погасания и знак удлинения.

8. С выключенным анализатором - цвет минерала по осям индикатрисы N_g и N_p .

III. Наблюдения в сходящемся свете.

Из всех зерен минерала в шлифе выбирают одно с минимальной интерференционной окраской (в идеальном случае темное и не просветляющееся при повороте столика микроскопа) и без плеохроизма и все исследования данного раздела проводят на этом зерне. Определяют следующие свойства:

9. Осность, у двuosных кристаллов – угол $2V$.

10. Оптический знак.

11. С выключенным анализатором у двuosных кристаллов – цвет по оси индикатрисы N_m . Составляют схему абсорбции минерала.

Название минерала.

7.2. Пример микроскопического описания минерала .

Минерал образует субидiomорфные кристаллы преимущественно удлиненной формы с отношением ширины к длине примерно равным 1:3. Продольные границы таких зерен обычно ровные, а поперечные – волнистые, зазубренные. Реже встречаются разрезы изометричной формы с неровными границами. Длина кристаллов данного минерала колеблется от 0,5 мм до 2 мм, преобладают зерна длиной около 1 мм.

Минерал окрашен в зеленые тона и плеохроирует от желтовато-зеленого до буро-зеленого цвета. Зерна исследуемого минерала обладают совершенной спайностью в двух направлениях под углом 56° . Оптический рельеф минерала средний положительный, т.е. его показатели преломления находятся в пределах 1,6 - 1,7.

Максимальная интерференционная окраска минерала красная I порядка, т.е. его сила двулучепреломления $n_g - n_p = 0,019$.

Минерал имеет косое погасание под углом 16° и положительное удлинение.

Цвет минерала по оси N_g – буро-зеленый, по оси N_p – желтовато-зеленый.

Минерал оптически отрицательный, двусный с углом оптических осей 60° .

Цвет минерала по оси N_m – буровато-зеленый. Абсорбция $N_g \geq N_m > N_p$. Это роговая обманка.

В некоторых случаях допустима более краткая форма записи оптических свойств минерала, содержащая то же количество информации, что и полный вариант, и также сопровождающаяся схематичными рисунками. Пример подобного описания того же самого минерала приводится ниже.

1. Форма зерен субидiomорфная. Преобладают разрезы удлиненной формы с отношением ширины к длине около 1:3, реже встречаются изометричные сечения.

2. Длина зерен от 0,5 до 2 мм, преобладающая длина около 1 мм.

3. Минерал плеохроирует от желтовато-зеленого до буро-зеленого цвета.

4. Спайность совершенная в 2-х направлениях под $<56^\circ$.

5. Рельеф средний +, т.е. $n \approx 1,6-1,7$.

6. Макс. инт. окр. красная I порядка, $n_g - n_p = 0,019$.

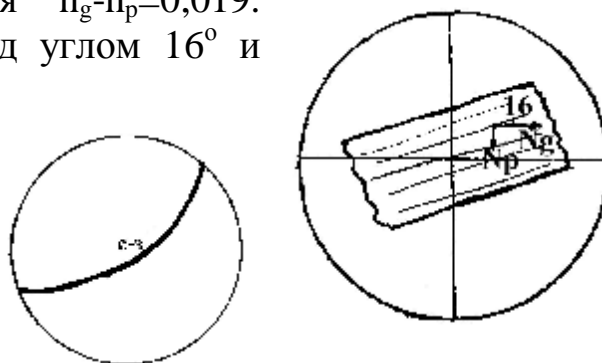
7. $\angle N_g = 16^\circ$.

8. Цвет $\parallel N_g$ – буро-зеленый, $\parallel N_p$ – желтовато-зеленый.

9. $2V = 60^\circ$ –

10. Цвет $\parallel N_m$ – буровато-зеленый. Схема абсорбции $N_g \geq N_m > N_p$

Это роговая обманка.



7.3. Оптические свойства наиболее распространенных

пород

	Минерал	Рельеф,	Спайность	Цвет, плеохроизм
ТЕМНОЦВЕТНЫЕ = меланократовые = мафические минералы. РЕЛЬЕФ ВЫСОКИЙ ИЛИ СРЕДНИЙ +	Оливин (Ol) $(Mg,Fe)_2SiO_4$	Высокий +	Нет или средняя в 1 направлен.	Бесцветный
	Ортопироксен (Orx) $(Mg,Fe)_2Si_2O_6$	Высокий +	Совершенная в 2-х направлениях под $<87^\circ$	Бесцветный или очень слабо окрашен
	Клинопироксен (Cpx) $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$	Высокий +		Бесцветный или светло-зеленый
	Роговая обманка (Hbl) $(Ca,Na,K)_2(Mg,Fe,Al)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Средний +	Совершенная в 2-х напр. под $<56^\circ$	Плеохроизм в бурозеленых тонах
	Биотит (Bt) $K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH,F)_2$	Средний +	Весьма совершенная в 1 направлен.	Плеохроизм в коричнев., зеленых тонах
	Мусковит (Mu) $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	Средний и низкий +		Бесцветный
ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ = сиалитические минералы. РЕЛЬЕФ НИЗКИЙ+ и-	Плагиоклаз (Pl) $(Ca,Na)(Al,Si)_2Si_2O_8$	Низкий + и -	Совершенная в 2-х напр. под $>87^\circ$, но обычно не видна из-за низкого рельефа	Бесцветный
	К-Na полевой шпат (Kfs) $(K,Na)AlSi_3O_8$	Низкий -		Бесцветный
	Кварц (Q) SiO_2	Низкий +	Нет	Бесцветный

породообразующих минералов магматических горных

Максимальная интерференционная окраска, $n_g - n_p$	Угол погасания и удлинение	Угол $2V$, Оптический знак	Для каких магмат. пород характерен
Желто-зеленая II порядка и выше <i>Высокая</i> 0,035-0,050	$\angle cN_g = 0$ прямое +	от +82 до - 44 Обычно от +82 до -70	Ультраосновные породы, реже основные
Синяя II порядка и ниже <i>Низкая и средняя</i> 0,007-0,020	$\angle cN_g = 0-5^\circ$ прямое +	От +55 до -50 Обычно около - 60	Ультраосновные и основные породы
II (редко III) порядка <i>Высокая</i> 0,020-0,030	$\angle cN_g = 30-45^\circ$ косое +	+ 60	Основные породы, реже ультраосновные и средние.
Конец I – середина II порядка <i>Средняя</i> 0,015-0,025	$\angle cN_g = 12-20^\circ$ косое +	- 60-80	Средние породы, реже – кислые и основные
III-IV порядка и выше <i>Очень высокая</i> 0,040-0,060	$\angle cN_g = 0$ прямое +	- 5-10	Кислые породы, реже - средние
III-IV порядка <i>Очень высокая</i> 0,035-0,055	$\angle cN_g = 0$ прямое +	- 30	Кислые породы
Белая I порядка <i>Низкая</i> 0,008-0,01	Разные	Разные	Основные, средние, кислые породы (<5% и в у/о)
Светло-серая I порядка <i>Низкая</i> 0,005			Кислые и средние породы
Белая I порядка <i>Низкая</i> 0,009	Не характерно	+ 0	Кислые и средние породы

7.4. Оптические свойства некоторых амфиболов

	Са амфиболы	Na – Ca – K- амфиболы		Щелочные амфиболы	
Название минерала	Тремолит-актинолит Tr-Act	Обыкновенная роговая обманка Hbl	Базальтическая роговая обманка Hbl	Глаукофан Gl	Арфведсонит Arfv
Форма кристаллов	Длиннопризматическая, игольчатая, волокнистая	Призматическая (без столь сильной удлиненности)			
Спайность	Совершенная в двух направлениях				
	< 56°			< 58°	< 56°
Рельеф	Средний +				
Цвет, Плеохроизм	Тремолит бесцветный, Актинолит N _g – зеленый, N _m – желтовато-зеленый N _p – светло-желто- зеленый,	N _g – сине-зеленый, бурый, N _m – зеленый, светло-бурый, N _p – желтовато- зеленый	<i>Резко плеохроирует:</i> N _g – темно-красно- бурый, N _m – темно—бурый, N _p – желтый,	N _g – лазурно- синий, N _m – фиолетовый, N _p – почти бесцветный,	<i>Резко плеохроирует:</i> N _g – сине-серый, N _m – буро- желтый, N _p – темно-сине- зеленый.
Абсорбция	<i>Прямая схема</i> N _g >N _m >N _p				<i>Обратная схема</i> N _p >N _m >N _g
n _g -n _p	0,017-0,025	0,014-0,026	0,020-0,070	0,010-0,020	0,005 – 0,012
Интерфер. окраска	<i>Средние, до середины II порядка</i>		<i>Высокая, III-IV порядка</i>	<i>Низкие</i> у Arfv дисперсия осей индикатрисы (неполное погасание)	
Погасание	<cN _g 10-20°	<cN _g 12-34°	<cN _g 0-18°	<cN _g 4-10°	<cN _p 0-30°
Удлинение	<i>Положительное</i>				<i>Отрицательное</i>
Угол 2V	- 65-85°	- 30-90°	- 60-80°	- 0-50°	

7.5. Оптические свойства некоторых акцессорных минералов

Название, формула	Апатит (Ap) $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$	Циркон (Zr) ZrSiO_4	Сфен (Sph) CaTiSiO_5	Рутил (Ru) TiO_2	Ортит (Ort) $(\text{Ca}, \text{Ce})_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$
Сингония	Гексагональная	Тетрагональная	Моноклинная	Тетрагональная	Моноклинная
Форма кристаллов					
Рельеф	Средний +	Очень высокий +	Очень высокий +	Очень высокий +	Высокий +
Спайность	Обычно не видна средняя в 1 напр.	Обычно не видна средняя в 2 напр.	Часто не видна средняя в 2 напр	Совершенная в двух напр.	Часто не видна средняя в 2 напр
Цвет	Бесцветный, Радиоактивный розоватый или буроватый	Бесцветный или буроватый	Бесцветный или N_g -бурый, N_m - буровато-желтый, N_p -светло-желтый	Красно-бурый, желто-бурый, иногда почти непрозрачный	N_g -темно-бурый, N_m - красно-бурый, N_p - желто-бурый Неизменный N_g -светло- зеленый, N_p -бесцветный
n_g-n_p	0,001-0,007	0,044-0,055	0,091-0,140	0,286-0,296	0,013-0,036
Погасание	$<cN_p=0^\circ$	$<cN_g=0$		$<cN_g=0$	$<cN_p=1-42^\circ$
Угол $2V$	- 0	+ 0 аномальн. $2V$ до 10°	+ $20-40^\circ$ сильн. дисперс. $\Gamma > V$	+ 0	- $40-90^\circ$ сильн. дисперс. $\Gamma > V$
Примечание	В деформированных породах может обнаруживать слабую аномальную двусность	При метамиктном распаде $\Delta n \rightarrow 0$, $n \downarrow$, появляются плеохроичные дворики (в биотите, роговой обманке - черные, в кордиерите-желтые)	Иногда неполное погасание разрезов. Интерфер. окраски «сарафанные», перламутровые, белые высш. порядков (тогда Sph кажется одинаковым при 1 и при 2 николях)	Из-за белой нтерф. окр. Ru при 2 николях имеет такую же бурую окраску, как и при одном. В тонких игольч. кр-лах у Ru яркие интерф. окраски	При метамиктном распаде $\Delta n \rightarrow 0$, $n \downarrow$, появляются плеохроичные дворики. Часто кр-лы зональны, имеют неоднородную окраску, вокруг них кайма эпидота

7.6. Определение состава плагиоклаза по методу Мишель-Леви (максимального симметричного погасания).

У плагиоклазов оптические свойства (в первую очередь ориентировка индикатрисы в кристаллах) очень сильно зависят от состава. Благодаря этому с помощью поляризационного микроскопа можно сравнительно точно определять состав плагиоклаза. Существует довольно много методов такого определения. Рассмотрим один из них.

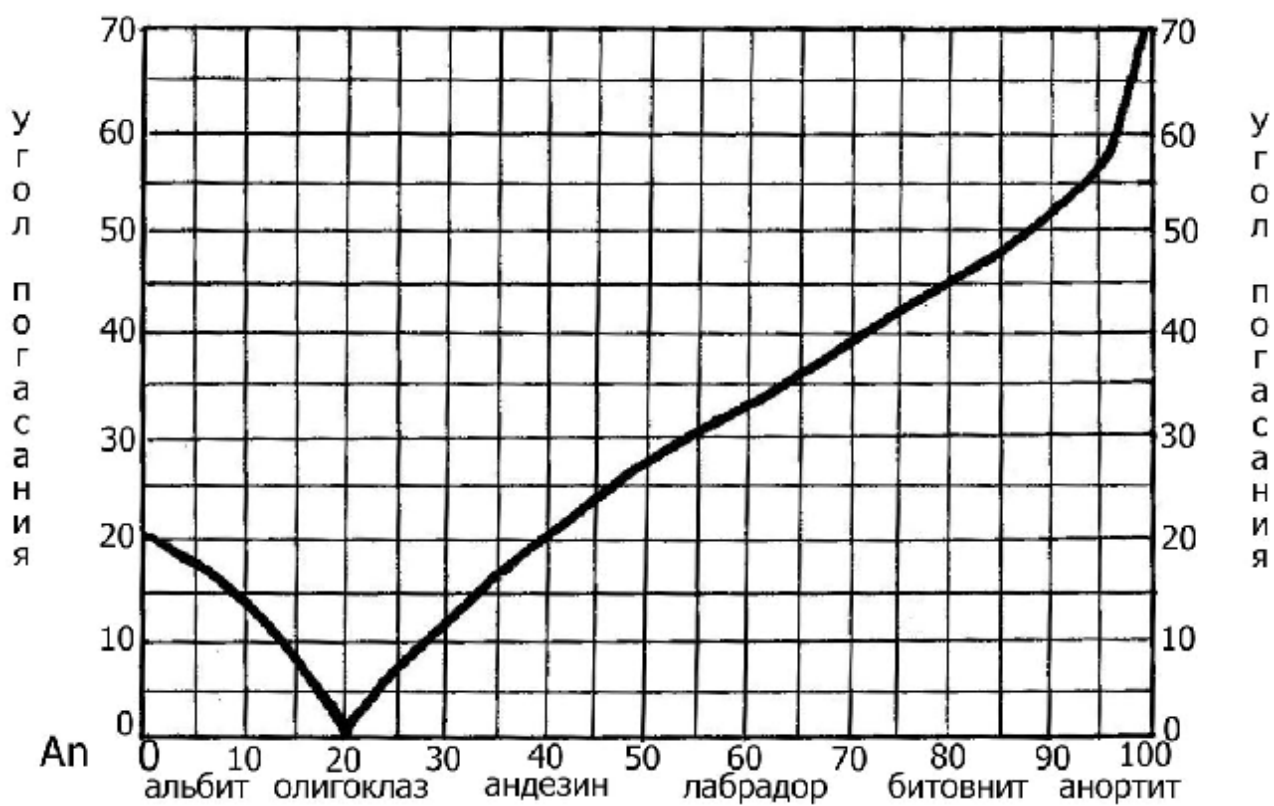
Зерна, используемые для произведения замеров по методу Мишель-Леви, должны отвечать следующим требованиям:

- 1) Границы между двойниковыми полосами должны быть четкими и резкими, при небольшом поднятии и опускании столика микроскопа они не должны смещаться в сторону.
- 2) При установке двойникового шва параллельно одной из нитей окуляра, обе системы двойников должны иметь одинаковую интерференционную окраску, т.е. двойниковая структура в этот момент как бы исчезает.
- 3) Разница между углами погасания двух систем двойников (т.е. между замерами углов погасания вправо и влево) должна быть не больше 4° . В этом случае из двух замеров берется среднее арифметическое.

Для определения состава плагиоклаза в шлифе нужно сделать замеры на 5-7 зернах, отвечающих вышеописанным критериям. Далее из этих замеров берут максимальное значение и с помощью номограммы определяют состав плагиоклаза. При этом, если полученный угол симметричного погасания меньше или равен 20° , необходимо также определить знак рельефа плагиоклаза. В случае отрицательного рельефа следует считывать значения с левой части кривой, в случае положительного рельефа – с правой.

Если плагиоклаз в шлифе имеет четко выраженную зональность, замеры углов погасания двойников следует проводить отдельно для центральных и краевых частей кристаллов.

Пользуясь этим методом, можно также определять составы несдвойникованных микролитов плагиоклаза в эффузивных породах. В этом случае следует сделать 10-15 замеров углов погасания индивидуальных кристалликов, при этом каждый из них должен иметь отрицательное удлинение (что определяется очень легко - максимальная интерференционная окраска плагиоклаза белая 1 порядка, поэтому при введении компенсатора окраска зерен с отрицательным удлинением будет становиться синей).



7.7. Наиболее характерные вторичные изменения главных породообразующих минералов магматических горных пород.

ОЛИВИНЫ легко подвергаются вторичным изменениям.

Характерными продуктами их замещения являются серпентин, иддингсит и боулингит. Кроме того, по оливину иногда развивается тальк, хлорит, тремолит, брусит и магнезит. (Эти замещения менее характерны, и поэтому здесь подробно не описываются. Оптические свойства талька, хлорита и тремолита приведены в таблице 7.15.)

Серпентинизация оливинов, как правило, начинается с трещин. При этом возникают характерные петельчатые структуры замещения. В ядрах этих структур сохраняются реликты оливина с высоким рельефом и высокими интерференционными окрасками. Эти ядра окружаются серпентином с низким рельефом и серыми интерференционными окрасками. При дальнейшем развитии процесса реликты оливина исчезают и образуются полные псевдоморфозы серпентина по оливину. Серпентинизация обычно сопровождается образованием магнетита или гематита за счет железа, входящего в состав оливина.

Иддингсит – красновато-коричневое вещество листовато-волокнистого строения, обычно образующее псевдоморфозы по железистым оливинам эффузивных пород основного состава. Иддингсит является поликристаллическим веществом, состоящим преимущественно из смектита и хлорита с примесью гетита, кварца, кальцита и, реже, талька и слюды. Несмотря на поликристаллический характер, иддингсит нередко имеет вид гомогенного вещества, что объясняется однородной ориентировкой слагающих его минералов, наследующих кислородный каркас первичного оливина. В шлифе иддингсит напоминает биотит. Он может плеохроировать от темно-коричневого до желтого. Иддингсит имеет средний или высокий рельеф и высокое двулучепреломление – от 0.042 до 0.072.

Боулингит – зеленое, обычно волокнистое вещество. Боулингит, также как иддингсит, является поликристаллическим веществом. Он состоит из смектита и хлорита с примесью серпентина, талька, слюды и кварца. По химическому составу боулингит отличается от иддингсита более высоким содержанием алюминия и магния и более низким – железа. Боулингит имеет низкий или средний оптический рельеф и двулучепреломление около 0.025.

Хлорофеит – изотропное вещество, по химическому составу подобное иддингситу и боулингиту. Хлорофеит имеет интенсивную окраску разного цвета от ярко-оранжевой до зеленой и низкий или средний рельеф.

ОРТОПИРОКСЕНЫ изменяются почти так же, как оливины. Очень распространены гомоосевые псевдоморфозы серпентина по ортопироксенам – баститы. Изредка по ромбическим пироксенам развивается тальк, тремолит и хлорит (оптические свойства этих минералов см. в таблице 7.15.). Этим вторичным минералам часто сопутствуют карбонаты и различные модификации кремнезема.

КЛИНОПИРОКСЕНЫ более стойки, чем ортопироксены. Наиболее характерными продуктами замещения клинопироксенов являются следующие:

амфиболы актинолит-тремолитового ряда (их оптические свойства приведены в таблицах 7.4 и 7.15.);

уралит – волокнистый амфибол обычно синевато-зеленого цвета, образующий полные псевдоморфозы по кристаллам клинопироксена (оптические свойства уралита подобны таковым роговой обманки);

хлорит – минерал светло-зеленого цвета с низким рельефом и серыми или аномальными серо-фиолетовыми, серо-зеленоватыми и т.п. интерференционными окрасками (оптические свойства хлоритов приведены в таблице 7.15.). Замещение клинопироксенов хлоритом часто сопровождается развитием магнетита, карбонатов и минералов группы эпидота. Последние имеют высокий рельеф, бесцветную или оливково-зеленоватую окраску и аномальные яркие интерференционные окраски первого порядка (их оптические свойства приведены в таблице 7.15.).

РОГОВЫЕ ОБМАНКИ подвергаются вторичным изменениям достаточно редко. Наиболее характерными продуктами изменения роговых обманок являются хлориты, обычно развивающиеся вместе с минералами группы эпидота, кальцитом и кварцем. Оптические свойства хлоритов и эпидотов кратко охарактеризованы при описании вторичных изменений клинопироксенов, а также приводятся в таблице 7.15.

БИОТИТ чаще всего замещается хлоритом, нередко образующим полные псевдоморфозы по зернам биотита. Этот процесс часто сопровождается образованием полупрозрачных землистых агрегатов мелкозернистого эпидота и лейкоксена, располагающихся в виде линзовидных скоплений вдоль трещинок спайности биотита. Эти скопления имеют высокий рельеф и в них иногда заметны яркие окраски, свойственные эпидоту. При хлоритизации биотитов, содержащих значительное количество титана, выделяются тонкие иголки рутила, иногда образующие так называемую сагенитовую решетку – иголки, располагающиеся под 60° друг к другу. Оптические свойства хлоритов и эпидотов кратко охарактеризованы при

описании вторичных изменений клинопироксенов, а также приводятся в таблице 7.15.

ПЛАГИОКЛАЗЫ основного состава изменяются гораздо легче кислых, благодаря чему в кристаллах с прямой зональностью центральные части бывают полностью замещены, в то время как краевые зоны остаются свежими.

Продуктами изменения плагиоклазов являются серицит, минералы эпидот-цоизитовой группы и, реже, кальцит, цеолиты, хлорит и др.

Серицитизация – наиболее характерный процесс изменения плагиоклазов. Серицит – это тонкочешуйчатая разновидность мусковита. Химический состав серицита сходен с мусковитом, в ряде случаев отличаясь несколько большим содержанием воды, кремния и магния и пониженным – калия.

Основные плагиоклазы очень часто подвергаются соссюритизации – замещению смесью тончайших зерен серицита, клиноцоизита и альбита. В состав этого агрегата также может входить кальцит. Часто происходит также альбитизация основных плагиоклазов.

Серицитизированные плагиоклазы отличаются в шлифах от соссюритизированных тем, что первые при одном никеле бесцветны, тогда как последние кажутся сероватыми, мутными из-за высокого рельефа клиноцоизита. В скрещенных николях серицитизированные и соссюритизированные плагиоклазы выглядят примерно одинаково.

К-На ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ легко подвергаются вторичным изменениям. Чаще всего по ним развиваются глинистые минералы, поэтому процесс их замещения называется пелитизацией. Глинистые минералы, образующиеся по щелочным полевым шпатам, не имеют собственной окраски, но обычно приобретают бурый цвет за счет сорбирования окислов железа. Поэтому на поверхности зерен измененного К-На полевого шпата в шлифах виден буроватый налет.

В некоторых случаях в качестве вторичных минералов по щелочным полевым шпатам развивается серицит, и еще реже – кальцит и эпидот.

7.8. План описания интрузивной магматической горной породы.

I. Структура породы.

- по степени кристалличности (полнокристаллическая);

- по относительной величине кристаллов:

равномернозернистая – зерна отличаются меньше, чем в 2 раза;

неравномернозернистая – зерна отличаются больше, чем в 2 раза;

порфировидная – крупные кристаллы на фоне мелкозернист. основной массы

- по абсолютной величине кристаллов:

мелкозернистая– 0,1-1 мм,

среднезернистая– 1-5 мм,

крупнозернистая- 5-10мм,

гигантозернистая- больше 10 мм.

- по степени идиоморфизма

панидиоморфнозернистая – почти все зерна идиоморфные,

паналлотриоморфнозернистая – почти все зерна ксеноморфные,

гипидиоморфнозернистая – разная степень ограненности зерен.

II. Текстура породы.

однородная – минералы распределены по шлифу равномерно;

такситовая – в породе наблюдаются какие-либо неоднородности распределения минералов, например, полосы разного состава или структуры (*полосчатая* текстура).

III. Минеральный состав породы.

1. Перечисляются (с указанием %):

главные породообразующие минералы (магматические минералы, которых в породе >5%),

второстепенные минералы (магматические минералы, которых в породе <5%),

акцессорные минералы (особые магматические минералы, обычно их ≤1%),

вторичные минералы (замещающие первичные магматические минералы).

2. Вышеперечисленные минералы описываются в том же порядке.

Для каждого минерала указываются форма зерен, их размер и характерные признаки, достаточные для однозначного определения этого минерала.

Если это возможно, определяют состав минерала.

Если магматический минерал замещается вторичным(и), это также указывается.

IV. Зарисовка характерного вида породы.

V. Порядок выделения минералов – по взаимоотношению минералов предполагается порядок их кристаллизации из магмы.

VI. Название породы.

7.9. Пример микроскопического описания интрузивной магматической горной породы.

Порода полнокристаллическая с неравномерно-среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой.

Порода полиминеральная. Ее главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (64%), роговая обманка (30%) и биотит (5%). Второстепенным минералом в породе является кварц (около 1%). Акцессорные минералы представлены апатитом (до 1%) и магнетитом (до 1%), вторичные – соссюритовым агрегатом и хлоритом.

Плагиоклаз (Pl) представлен субидиоморфными таблитчатыми кристаллами с отношением ширины к длине примерно равным 1:3. Длина зерен плагиоклаза составляет около 3 мм, с отклонениями от 1 до 4 мм. Кристаллы плагиоклаза полисинтетически сдвойникованы и имеют зональное строение: $\langle N_p'(010)_{\text{центр}} = 25^\circ, 28^\circ, 26^\circ, 29^\circ, 30^\circ$, а $\langle N_p'(010)_{\text{край}} = 9^\circ, 11^\circ, 10^\circ, 15^\circ, 13^\circ$ (рельеф положительный), то есть плагиоклаз центральных частей имеет состав An_{55} , а краевых частей – An_{35} .

Зональность плагиоклаза подчеркивается вторичными изменениями – у кристаллов соссюритизированы только центральные части.

Роговая обманка (Hbl) образует субидиоморфные удлиненные кристаллы с отношением ширины к длине около 1:3. Изредка встречаются идиоморфные кристаллы в форме вытянутых шестиугольников. Роговая обманка идиоморфна по отношению ко всем породообразующим минералам данной породы. Длина зерен роговой обманки обычно составляет около 1,5 мм, встречаются отклонения от 0,5 до 2,5 мм. Кристаллы роговой обманки плеохроируют от бурозеленого цвета по оси индикатрисы N_g до желтовато-зеленого по оси N_p . Максимальная интерференционная окраска зерен роговой обманки в данной породе – синяя II порядка (т.е. $n_g - n_p = 0,020$), $\langle cN_g = 15^\circ$, $-2V = 60^\circ$.

Биотит (Bt) представлен субидиоморфными удлиненными кристаллами с отношением ширины к длине примерно равным 1:8 и длиной около 1 мм с вариациями от 0,3 до 1,5 мм. Биотит резко плеохроирует от темно-коричневого цвета по оси N_g до желтоватого по оси N_p . В данной породе максимальная интерференционная окраска биотита зеленая III порядка ($n_g - n_p = 0,042$), $\langle cN_g = 0^\circ$, $-2V = 5^\circ$.

Местами зерна биотита замещаются хлоритом светло-зеленого цвета.

Кварц (Qtz) образует мелкие ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции, размер выделений кварца до 0,4 мм.

Апатит (Ap) представлен мелкими идиоморфными кристаллами в форме правильных шестиугольников размером до 0,3 мм. Часто кристаллы апатита заключены внутри зерен роговой обманки.

Рудный минерал (возможно, магнетит Mt) представлен удлиненными ксеноморфными выделениями длиной до 1,2 мм.



Порядок кристаллизации минералов следующий:

Минерал	Магматическая стадия		Постмагм. стадия
	раннемагм.	позднемагм.	
Pl			
Hbl			
Bt			
Qtz			
Ap			
Mt			
Chl			
сосюри Г			

Эта порода - биотит-роговообманковый диорит.

7.10. Классификационные треугольники наиболее распространенных интрузивных горных пород.

Название интрузивной породе дается по ее главным породообразующим минералам (т.е. тем магматическим минералам, которых в породе >5%).

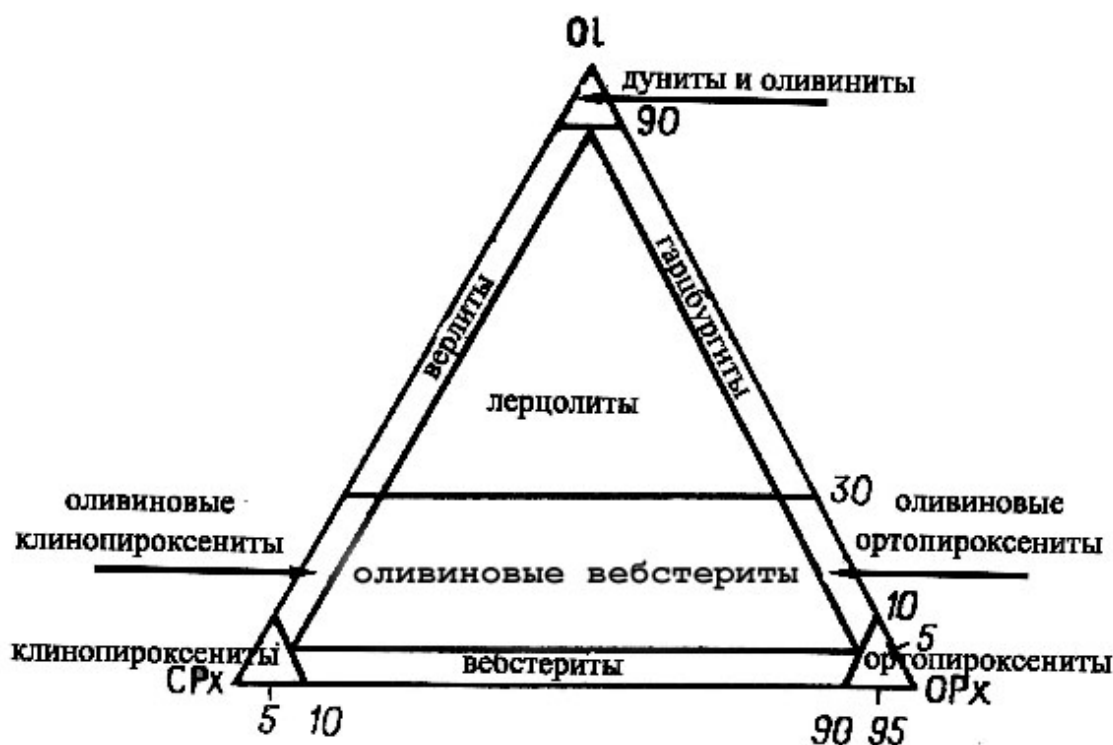
Присутствие в породе второстепенных минералов (т.е. тех магматических минералов, которых в породе <5%) в названии обычно не отражается.

Если желательно указать на наличие в породе какого-либо второстепенного минерала, то его включают в название породы дополнительно (например, кварцсодержащий диорит – диорит, в состав которого входит <5% кварца).

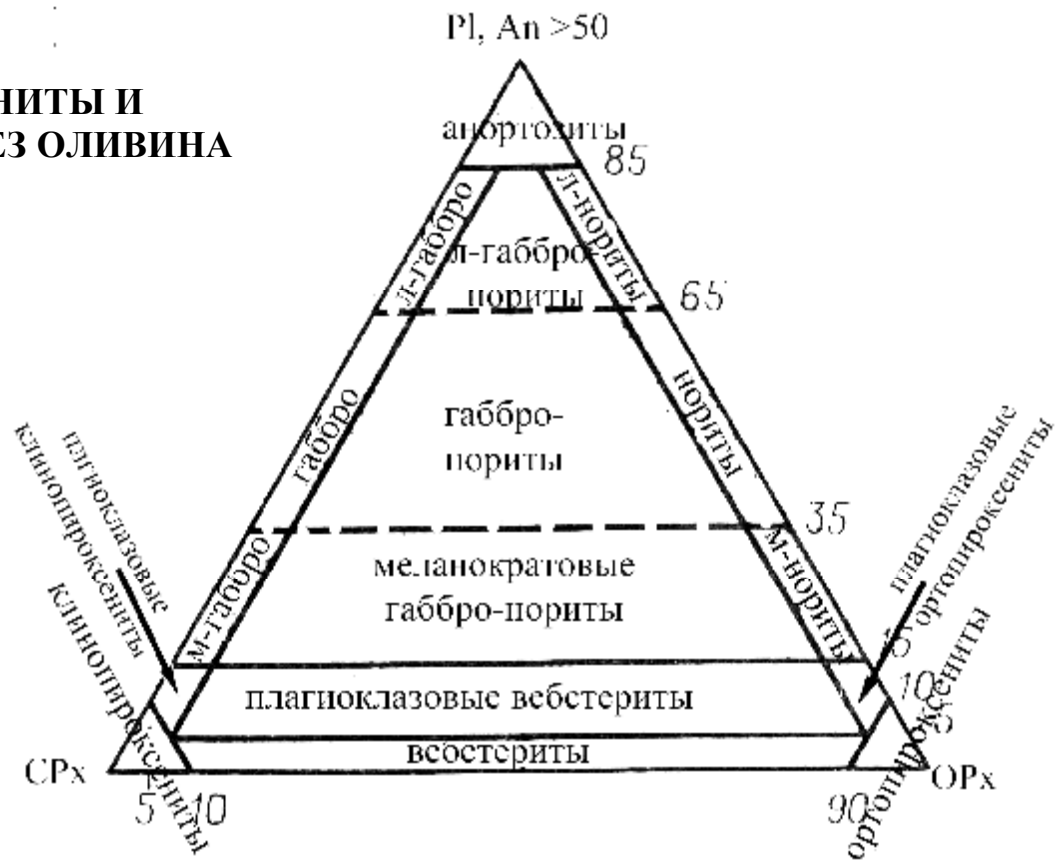
Если порода была существенно затронута вторичными изменениями, то к ее названию обычно добавляют указание на преобладающий вид вторичных преобразований (например, серпентинизированный дунит – дунит, в котором оливин частично замещен серпентином).

Диаграммы для определения названий наиболее распространенных интрузивных пород приводятся ниже.

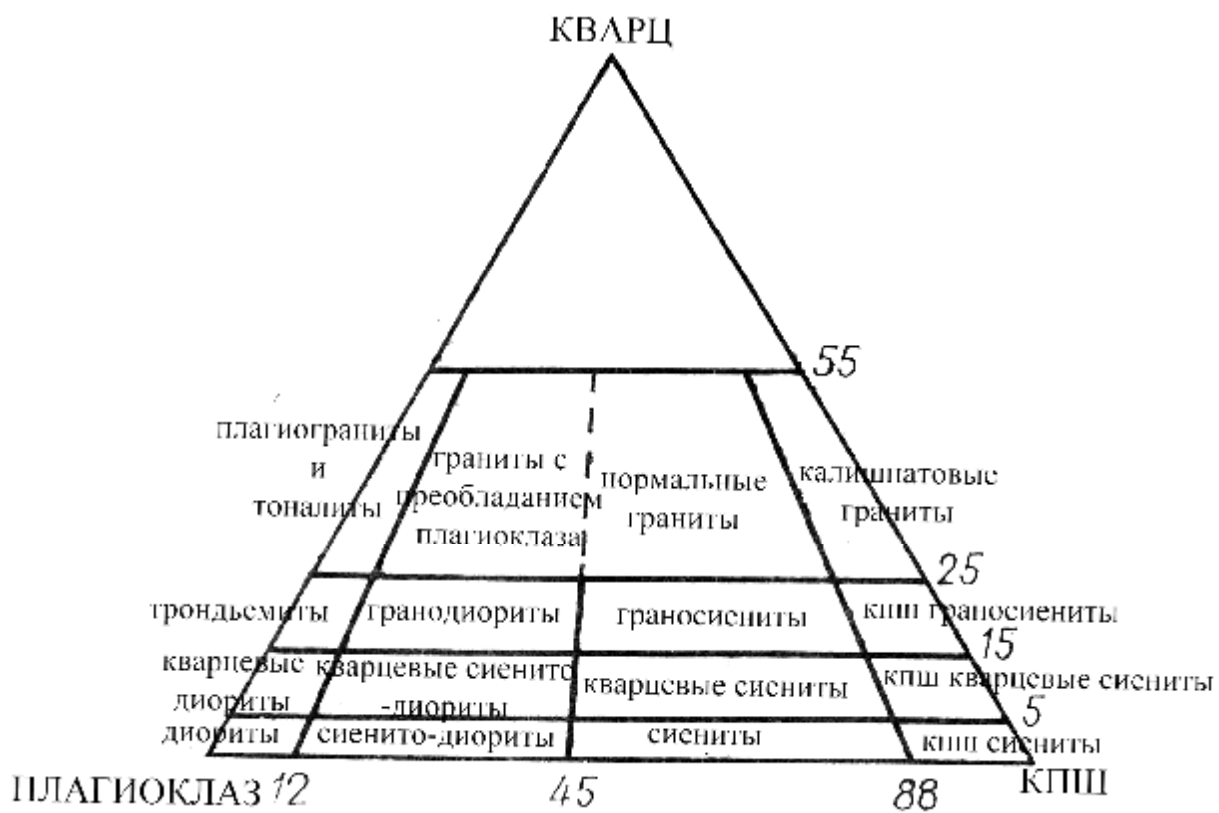
УЛЬТРАМАФИТЫ



ПИРОКСЕНИТЫ И ГАББРО БЕЗ ОЛИВИНА



КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПОРОДЫ



7.11. Наиболее распространенные интрузивные породы нормального (по содержанию щелочей) ряда.

Группа пород по содержанию SiO ₂	Ультраосновные породы <45%SiO ₂	Основные породы 45-53%SiO ₂	Средние породы 53-65%SiO ₂	Кислые породы >65%SiO ₂
Типичное цветное число (%темноцветных)	Около 100	Около 50	15-35	0-15
Наиболее типичный темноцветный	Ol	Px	Hbl	Bt
Главные породообр. минералы	<u>Ol</u>, <u>OPx</u>, CPx	<u>CPx</u>, OPx, Pl (An>50)	Pl (An 50-30), <u>Hbl</u>, Bt,	Pl (An<30), Qtz, Kfs, <u>Bt</u>
Второстепенные минералы	Pl (An>70), Hbl, Phlog	Ol, Hbl, редко-Bt, Qtz	Qtz, Kfs, CPx	Hbl, Mu, редко – Cpx, Hup, Fa
Акцессорные минералы	Mt, Crt	Ap, Ilm, Mt, Sph	Ap, Mt, Sph, Ilm, Zr, Ortit	Ap, Zr, Sph, Ortit
Примеры типичных пород	Дуниты, перидотиты	Габбро, нориты, анортозиты	Диориты ,кварцевые диориты	Гранодиориты, граниты
Эффузивные аналоги	Коматииты, пикриты	Базальты	Андезиты	Дациты, риолиты

7.12. Наиболее распространенные эффузивные породы нормального (по содержанию щелочей) ряда.

Группа по содержанию SiO ₂	Основные SiO ₂ 45-53%	Средние SiO ₂ 53-65%	Кислые	
			SiO ₂ 63-68%	SiO ₂ >73%
Структура основной массы	<i>«микрولитовая»</i>		<i>фельзитовая</i>	
Типичные минералы вкрапленников	Pl (An>50), Срх , Ol , Opх	Pl (An<50), Hbl , Срх , Opх	Pl (An 50-30), Bt , (Opх, Hbl, Kfs, (Qtz))	Qtz , (Pl (до An ₁₀), Kfs, Bt, Hbl, Opх)
Минералы основной массы	Pl (An>50), Срх	Pl (An<50), (Срх)	Qtz, Ab, Kfs,	Qtz, Ab, Kfs
Кайнотипные породы	Базальты	Андезиты	Дациты	Риолиты (липариты)
Палеотипные породы	<i>... порфириты</i>		<i>... порфиры</i>	
Интрузивные аналоги	Габбро (-нориты)	Кварцевые диориты	Гранодиориты	Граниты

7.13. План описания эффузивной магматической горной породы.

I. Структура породы.

Порода неполнокристаллическая с *порфировой* (если есть вкрапленники) или *афировой* (если вкрапленников нет) структурой.

Определяют % вкрапленников в породе.

II. Описание вкрапленников:

1. Перечисляют минералы, образующие вкрапленники (с указанием их % содержания, принимая за 100% сумму вкрапленников, без учета основной массы).

2. Описывают минералы-вкрапленники.

Для каждого минерала указывают форму зерен, их размер и характерные признаки, достаточные для однозначного определения этого минерала.

Если это возможно, определяют состав минерала.

Если магматический минерал замещается вторичным(и), это также указывают.

III. Описание основной массы (о.м.) породы:

1. Описывают структуру основной массы:

- по «типу»:

микролитовая (основной рисунок о.м. определяется микролитами Pl) или *фельзитовая* (о.м. сложена скрытокристаллическим агрегатом Qtz, Kfs, Ab-Pl). В первой из них по соотношению в основной массе стекла и микролитов выделяются следующие разновидности структуры:

- *гиалиновая (стекловатая, витрофировая)* – стекло резко преобладает, микролиты всегда разъединены, соотношение стекло : микролиты > 75:25

- *гиалопилитовая* – микролиты не всегда разъединены, соотношение стекло : микролиты примерно 50:50

- *интерсертальная* – микролиты соприкасаются друг с другом, стекло только в интерстициях, соотношение стекло : микролиты < 25:75

2. Описывают текстуру основной массы:

- по наличию пор – *плотная* (пор нет) или *пористая*;

- по наличию ориентировки кристаллов (или неоднородных прослоев) основной массы:

массивная (никакой особой ориентировки не наблюдается) или

флюидальная (видны текстуры течения)

3. Перечисляют минералы, входящие в состав основной массы.

IV. Зарисовка характерного вида породы.

V. Название породы.

Если в породе вторичные изменения отсутствуют (*кайнотипная* порода), то ее название состоит только из «обычного» названия, например, базальт, риолит и т.п.

В случае присутствия в породе вторичных изменений (*палеотипная* порода) к ее «обычному» названию добавляется слово *порфирит* (если калиевый полевой шпат в ней отсутствует или присутствует в количестве < 5%) или *порфир* (если Kfs есть в количестве >5%), например – базальтовый порфирит, риолит порфир и т.п.

7.14. Пример микроскопического описания эффузивной магматической горной породы.

Порода неполнокристаллическая с порфировой структурой. Вкрапленники составляют около 35% площади шлифа. Вкрапленники сложены плагиоклазом (65%), ортопироксеном (34%) и рудным минералом (возможно, магнетитом) (1%).

Плагиоклаз (Pl) образует несколько генераций вкрапленников.

Зерна плагиоклаза I генерации имеют таблитчатую форму с отношением длины к ширине примерно равным 1:3. Длина таких кристаллов достигает 5 мм, в среднем составляя около 2,5 мм. Зерна плагиоклаза I генерации часто корродированны, в них наблюдаются неправильной формы заливки основной массы. В таких кристаллах часто встречаются мелкие включения стекла округлой и неправильной формы, располагающиеся по отдельным зонам кристаллов. Плагиоклаз I генерации зонален. $\langle N_p'(010)_{\text{центр}} = 35^\circ, 28^\circ, 27^\circ, 31^\circ, 30^\circ$, а $\langle N_p'(010)_{\text{край}} = 9^\circ, 8^\circ, 10^\circ, 7^\circ, 8^\circ$ (рельеф положительный), то есть плагиоклаз центральных частей имеет состав An_{65} , а краевых частей – An_{30} .

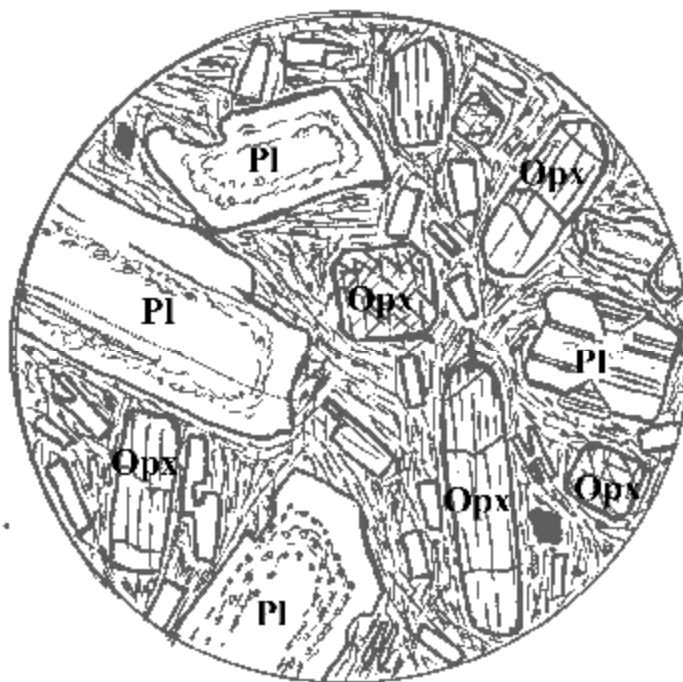
Вкрапленники плагиоклаза II генерации представлены узкопризматическими кристаллами с отношением ширины к длине около 1:5, часто такие кристаллы имеют скелетные формы роста. Длина вкрапленников плагиоклаза II генерации обычно составляет около 1 мм. Плагиоклаз II генерации не зонален и имеет состав An_{30} ($\langle N_p'(010) = 10^\circ, 7^\circ, 9^\circ, 6^\circ, 8^\circ$, рельеф положительный).

Ортопироксен (Orx) образует вкрапленники удлиненной призматической формы с отношением ширины к длине около 1:4, встречаются также их поперечные сечения в форме восьмиугольников (квадратов со срезанными вершинами). Ширина кристаллов ортопироксена обычно составляет около 1 мм, отклонения невелики. Ортопироксен бесцветен, его максимальная интерференционная окраска светло-желтая I порядка (т.е. $n_g - n_p = 0,010$), $\langle cN_g = 0^\circ$. Ортопироксен оптически отрицательный, с углом оптических осей около 60° , следовательно, его состав Fs_{30} - гиперстен.

Рудный минерал (вероятно, магнетит, Mt) образует небольшие изометричные вкрапленники размером около 0,3 мм.

Основная масса данной породы имеет пилотакситовую структуру и флюидальную текстуру. Она сложена преимущественно микролитами плагиоклаза, в ней присутствуют также изометричные кристаллики рудного минерала, отдельные иглоподобные выделения ортопироксена и вулканическое стекло. Плагиоклаз микролитов имеет состав An_{30} ($<cN_p=5^\circ, 7^\circ, 6^\circ, 9^\circ, 8^\circ, 10^\circ, 7^\circ, 9^\circ, 6^\circ, 8^\circ$, рельеф положительный).

Данная порода – гиперстеновый андезит.



7.15. Оптические свойства некоторых минералов

Минерал	Рельеф,	Спайность	Цвет, плеохроизм
Андалузит (And) Al_2SiO_5	Средний +	Совершенная в 2-х напр. $<89^\circ$	Бесцветный или розоватый
Кианит (Ky) Al_2SiO_5	Высокий +	Совершенная в 2-х напр. $<90^\circ$	Бесцветный или голубоватый
Силлиманит (Sil) Al_2SiO_5	Средний +	Совершенная в 1 напр.	Бесцветный
Ставролит (St) $(\text{Fe},\text{Mg})_2(\text{Al},\text{Fe})_9\text{O}_6(\text{SiO}_4)_4(\text{O},\text{OH})_2$	Высокий +	Средняя в 1 напр.	Плеохроизм в желтых тонах
Кордиерит (Crd) $(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	Низкий + -	Средняя в 1 напр.	Бесцветный
Гранаты (Grt) $(\text{Mg},\text{Fe},\text{Ca},\text{Mn})_3(\text{Al},\text{Fe},\text{Cr})_2(\text{SiO}_4)_3$	Высокий +	Нет	Обычно бесцветный или розоватый
Хлориты (Chl) $(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_6(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	Низкий +	Совершенная в 1 напр.	Плеохроизм в светло- зеленых тонах
Тальк (Ta) $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Низкий +	Весьма совершенная в 1	Бесцветный
«Актинолит». (Act) $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Средний +	Совершенная в 2-х напр. $<56^\circ$	От бесцветн. до светло- зеленого
«Глаукофан» (Gl) $\text{Na}_2(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{Al},\text{Fe})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Средний +	Совершенная в 2-х напр. $<56^\circ$	Плеохроизм в фиолетово- голубоватых. тонах
Гр. Эпидота (Ep) $\text{Ca}_2(\text{Fe},\text{Al})\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})$	Высокий +	Совершенная в 1 напр. и средняя в 1 напр.	От бесцветного до светло- оливкового

метаморфических горных пород.

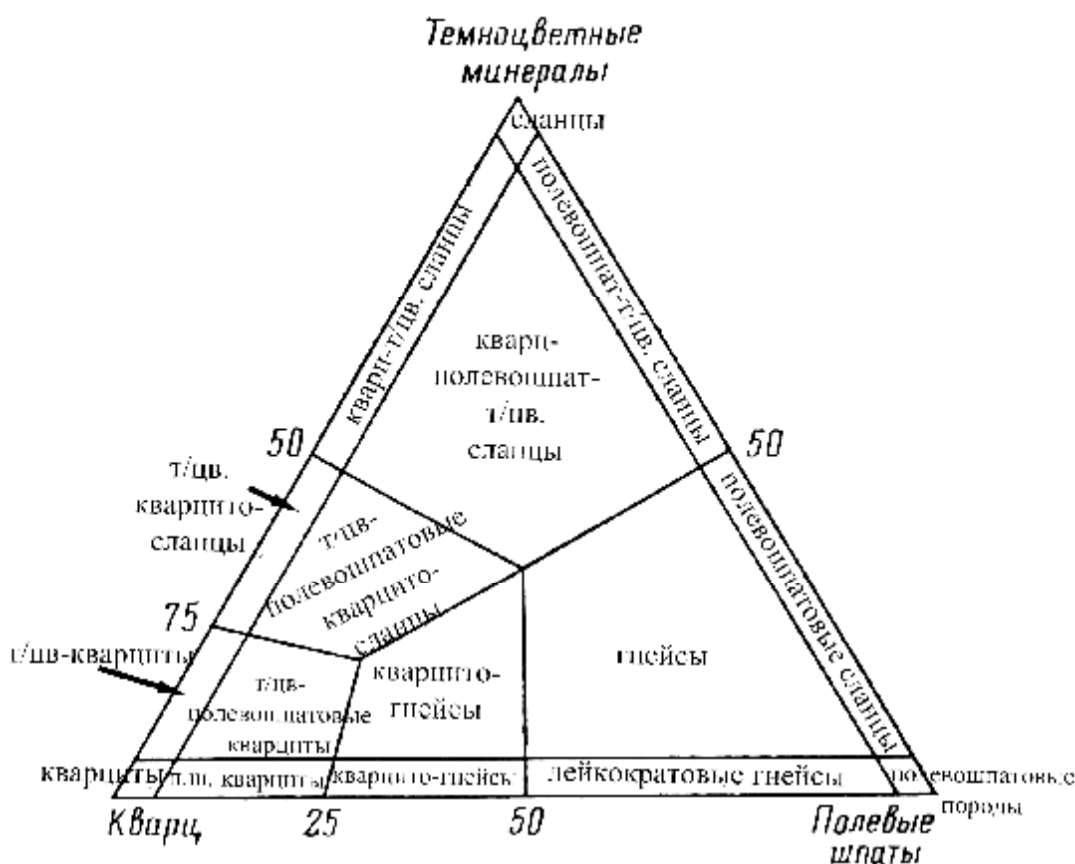
Максимальная интерференционная окраска $n_g - n_p$	Угол погасания, знак удлинения	Угол 2V Оптический знак	Для каких пород характерен
Желтовато-белая 1 порядка 0,009-0,01	$\angle cN_p=0$ прямое -	- 80	Низко-Р метапелиты (контакт. мет-м)
До оранжевой 1 порядка 0,015	$\angle cN_g=30^\circ$ косое +	- 82	Высоко-Р метапелиты
До красной 1 порядок 0,02	$\angle cN_g=0^\circ$ прямое +	+ 25	Высоко-Т метапелиты
Желтовато-белая 1 порядка 0,013	$\angle cN_g=0$ прямое +	+ 85	Средне-Т-Р метапелиты
До желтовато-белой 1 порядка 0,005-0,018	$\angle cN_p=0$ прямое -	Обычно - 70	Средне- и высоко-Т-Р метапелиты
Изотропный (т.е. в скрещенных николях черный, и не просветляется при повороте столика микроскопа)			Метапелиты почти всего диапазона Т-Р, средне-и высоко –Р метабазиты
До желтой 1 порядка, аномальн. окраски 0,005-0,014	Разный	Разный	Низко-Т метапелиты и метабазиты
до красной 3 порядка 0,050	$\angle cN_g=0$ прямое +	- 0-30	Низко-Т метабазиты
Начало 2 порядка 0,017-0,025	$\angle cN_g=11-18^\circ$ косое +	- 70	Низко- Т метабазиты
До красной 1 порядка 0,008-0,020	$\angle cN_g=4-10^\circ$ косое +	- 0-50	Низко-средне-Т высоко-Р метабазиты
Характерны аномальные окраски. 0,005-0,049	Разное	Разный	Низко-средне- Т –Р метабазиты

7.16. Минералогическая систематика метаморфических горных пород.

Название метаморфической породе дают по ее главным породообразующим минералам (т.е. которых в породе >5%).

Диаграмма для определения названия наиболее распространенных метаморфических пород приводится ниже. В названии породы нужно указывать, какие именно темноцветные минералы и полевые шпаты в ней присутствуют. Минералы в названии породы перечисляются в порядке возрастания их содержания. Например, порода, содержащая 25% кварца, 50% мусковита, 20% граната, 3% кианита и 2% рутила будет называться гранат – кварц – мусковитовый сланец. Если желательно отразить присутствие в породе кианита, как диагностически важного минерала, его включают в название породы дополнительно (Grt-Qtz-Mu сланец с кианитом, или кианитсодержащий Grt-Qtz-Mu сланец).

В случае, если в породе присутствуют минералы неравновесных парагенезисов, их нельзя смешивать в названии. Такую породу называют по преобладающему парагенезису, дополняя это название указанием на второй из процессов.



7.17. План описания метаморфической горной породы.

I. Структура породы.

- по относительной величине зерен:

гомеобластовая – зерна отличаются меньше, чем в 2 раза;

гетеробластовая – зерна отличаются больше, чем в 2 раза;

порфиروبластовая – выделяются крупные кристаллы метаморфических минералов на фоне мелкозернистой основной массы (или *бластопорфировая* - если эти крупные кристаллы являются до-метаморфическими).

- по абсолютной величине кристаллов:

тонкозернистая – размер зерен 0,01-0,1 мм,

мелкозернистая – размер зерен 0,1-1 мм,

среднезернистая – размер зерен 1-5 мм,

крупнозернистая – размер зерен 5-10мм,

гигантозернистая – размер зерен больше 10 мм.

- по форме кристаллов:

гранобластовая – кристаллы изометричной или удлиненной формы,

лепидобластовая – чешуйчатые кристаллы,

нематобластовая – игольчатые, нитевидные кристаллы.

Если в породе присутствуют разные кристаллы – то сочетание вышеперечисленных терминов (в порядке обратном их % содержанию)

II. Текстура породы.

Наиболее распространенные типы:

массивная – нет неоднородностей и специфической ориентировки кристаллов,

полосчатая (слоистая) – выделяются полосы, отличающиеся по минеральному составу или структурным признакам,

сланцеватая – порода сложена преимущественно параллельно ориентированными пластинчатыми и чешуйчатыми кристаллами,

гнейсовая – в породе присутствуют параллельно ориентированные пластинчатые и чешуйчатые кристаллы, однако их содержание невелико.

III. Минеральный состав породы.

1. Перечисляют (с указанием %):

главные пороодообразующие минералы (которых в породе >5%),

второстепенные минералы (которых в породе <5%).

2. Вышеперечисленные минералы описывают в том же порядке.

Для каждого минерала указывают форму зерен, их размер и характерные признаки, достаточные для однозначного определения этого минерала.

Если это возможно, определяют состав минерала.

Если в породе наблюдаются явления замещения одних минералов другими, это также описывают, и все минералы породы разделяют на равновесные парагенезисы.

IV. Зарисовка характерного вида породы.

V. Название породы.

VI. Условия метаморфизма породы.

Указывают название фации метаморфизма и соответствующий ей диапазон значений температуры и давления.

В случае, если в породе выделяются несколько неравновесных парагенезисов, условия метаморфизма определяют для каждого из них, таким образом, определяя историю метаморфизма породы.

VII. Исходная порода.

Определяют какой, вероятнее всего, была порода до метаморфических преобразований. Указывают была ли это осадочная (т.е. пара-) или магматическая (т.е. орто-) порода. Также указывают предполагаемое название этой до-метаморфической породы.

В случае, если однозначно определить природу исходной породы невозможно, указывают возможные варианты до-метаморфической породы с аргументацией в пользу каждого из предположений.

7.18. Пример микроскопического описания метаморфической горной породы.

Порода имеет порфиробластовую структуру – на фоне мелко-среднезернистой лепидо-гранобластовой основной массы выделяются порфиробласты граната. Текстура породы слоистая, сланцеватая. Слоистость выражена в чередовании лейкократовых и меланократовых прослоев, первые из них сложены преимущественно кварцем, а вторые – биотитом. Мощность прослоев составляет около 2 мм. Порфиробласты граната приурочены к меланократовым прослоям. Сланцеватость проявлена в параллельной ориентировке чешуек биотита и изредка встречающихся игольчатых кристаллов силлиманита. Сланцеватость параллельна слоистости.

Главными породообразующими минералами породы являются кварц (55%), биотит (35%) и гранат (8%), второстепенными – силлиманит (1%) и хлорит (1%).

Кварц (Qtz) представлен изометричными кристаллами размером около 1 мм, слагающими почти мономинеральные прослои. Кристаллы кварца в данной породе имеют волнистое погасание.

Биотит (Bt) образует удлиненные зерна с отношением ширины к длине примерно равным 1:6 и длиной около 2 мм. Биотит резко плеохроирует от темно-коричневого цвета по оси N_g до желтоватого по оси N_p . В данной породе максимальная интерференционная окраска биотита красная III порядка ($n_g - n_p = 0,054$), $\angle cN_g = 0^\circ$, $-2V = 10^\circ$. Местами биотит замещается хлоритом.

Гранат (Grt) в данной породе бесцветен и образует изометричные идиобласты размером около 4 мм. Кристаллы граната разбиты трещинами, по которым происходит замещение граната хлоритом. В центральных частях зерен граната присутствует мелкие (размером менее 0,1 мм) изометричные включения бесцветного минерала с низким рельефом и серовато-белыми интерференционными окрасками, вероятно, это кварц. Судя по характеру облепания порфиробластов граната чешуйками биотита, можно предположить, что гранат образовался на син- или до-кинematическом этапе.

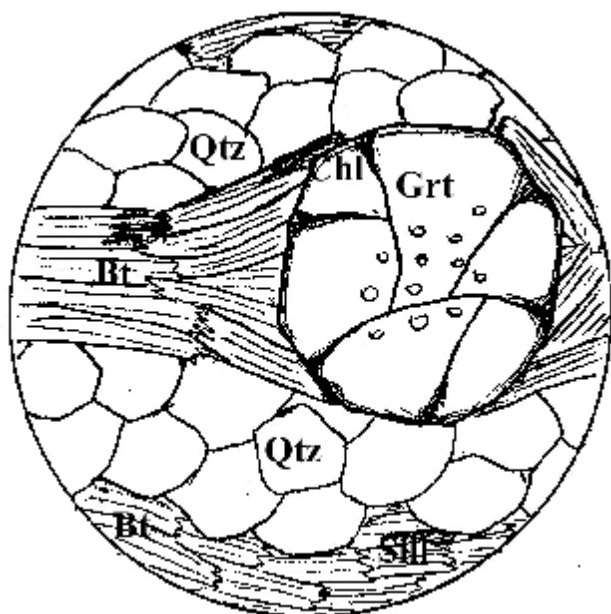
Силлиманит (Sill) в данной породе образует мелкие игольчатые кристаллы с отношением длины к ширине около 1:10 и длиной до 0,2 мм. Выделения силлиманита встречаются только в биотитовых прослоях.

Хлорит (Chl) представлен очень мелкими чешуйками светло-зеленоватого цвета, размером менее 0,1 мм, образующимся по биотиту и по трещинам в гранате. Таким образом, хлорит не равновесен с этими минералами, а образовался в данной породе при наложенном ретроградном метаморфизме.

Эта порода – гранат-биотитовый кварцито-сланец с силлиманитом.

Данная порода образовалась при условиях, соответствующих фации силлиманит-биотитовых сланцев и гнейсов, т.е. $T \approx 600^\circ - 700^\circ \text{C}$ и $P \approx 3 - 7 \text{ кбар}$. Затем она подверглась небольшим изменениям при условиях, вероятно, соответствовавшим фации хлорит-мусковитовых сланцев, т.е. $T \approx 400^\circ - 500^\circ \text{C}$ и P до 7 кбар.

До метаморфических преобразований это была осадочная порода, вероятно, переслаивание кварцевых песчаников с глинистыми отложениями



7.19. Наиболее распространенные минералы метапелитов в зависимости от диапазона значений температуры и давления образования пород.

Диапазон P-T условий метаморфизма	Низкотемпературный 300-450°C	Среднетемпературный 450-700°C	Высокотемпературный 700-1000°C
Низкобарный 1-4 кбар	Серицит, хлорит, мусковит, кварц, гранат	Мусковит, биотит, ставролит, гранат, кварц, андалузит, (кислый плагиоклаз)	Ортопироксен, кордиерит, гранат, калиевый полевой шпат, кварц, андалузит, кислый плагиоклаз
Среднебарный 4-7 кбар	Серицит, хлорит, мусковит, кварц, гранат	Мусковит, биотит, ставролит, гранат, кварц, силлиманит, (кислый плагиоклаз)	Ортопироксен, кордиерит, гранат, калиевый полевой шпат, кварц, силлиманит, кислый плагиоклаз
Высокобарный 7-12 кбар		Мусковит, биотит, ставролит, гранат, кварц, кианит, (кислый плагиоклаз)	Ортопироксен, гранат, калиевый полевой шпат, кварц, кианит, сапфирин, кислый плагиоклаз

7.20. Наиболее распространенные минералы метабазитов в зависимости от диапазона значений температуры и давления образования пород.

Диапазон P-T условий	Низкотемпературный 300-450°C	Среднетемпературный 450-700°C	Высокотемпературный 700-1000°C
Низкобарный 1-4 кбар	Эпидот, актинолит, хлорит, альбит, кальцит	Эпидот, роговая обманка, плагиоклаз	Клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз, ортопироксен
Среднебарный 4-7 кбар	Глаукофан, гранат, актинолит, эпидот, хлорит, альбит, кальцит	Гранат, эпидот, роговая обманка, плагиоклаз	Гранат, клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз, ортопироксен
Высокобарный 7-12 кбар		Гранат, клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз	Гранат, клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз,

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
1. Введение. Устройство микроскопа	4
1.1. Введение	4
1.2. Природа света. Понятие поляризации света.....	4
1.3. Устройство поляризационного микроскопа.....	5
2. Подготовка микроскопа к работе	7
2.1. Установка ясной видимости нитей креста.....	7
2.2. Центрировка микроскопа.....	7
2.3. Проверка скрещенности николей.....	9
2.4. Проверка взаимной перпендикулярности нитей креста.....	9
2.5 Проверка совпадения нитей креста с направлениями колебаний, пропускаемых поляризатором и анализатором.....	10
2.6. Определение направления колебаний, пропускаемых поляризатором.....	10
3. Наблюдения без анализатора (при одном николе)	11
3.1. Определение формы зерен.....	11
3.2. Определение размера зерен.....	11
3.3. Определение цвета и плеохроизма минералов.....	12
3.4. Определение характера спайности, измерение углов между плоскостями спайности.....	12
3.5. Определение оптического рельефа минералов. Метод Бекке.....	14
3.6. Псевдоабсорбция.....	16
4. Наблюдения с включенным анализатором (в скрещенных николях)	17
4.1. Преломление и поляризация света в анизотропных кристаллах.....	17
4.2. Прохождение света в системе поляризатор – кристалл – анализатор..	17
4.3. Разность хода в кристаллах.....	18
4.4. Интерференция монохроматического света.....	19
4.5. Интерференция при скрещенных николях.....	20
4.6. Интерференция белого света. Номограмма Мишель-Леви.....	20
4.7. Понятие оптической индикатрисы.....	22
4.8. Индикатрисы кристаллов различных категорий симметрии.....	22
4.9. Определение силы двулучепереломления минералов.....	24
4.10. Определение угла погасания минералов.....	25

	Стр.
4.11. Устройство и применение компенсатора.....	26
4.12. Определение знака удлинения минералов.....	27
4.13. Определение цвета минералов по осям индикатрисы N_g и N_p	28
4.14. Резюме по наблюдениям в скрещенных николях.....	28
5. Наблюдения в сходящемся свете (коноскопия).....	29
5.1. Принцип метода. Получение и наблюдение коноскопических фигур.....	29
5.2. Коноскопические фигуры одноосных кристаллов. Определение оптического знака одноосных кристаллов.....	30
5.3. Коноскопические фигуры двуосных кристаллов. Определения угла оптических осей и оптического знака двуосных кристаллов.....	34
5.4. Определение цвета минералов по оси индикатрисы N_m (для двуосных кристаллов). Составление схемы абсорбции.....	37
6. Кристаллооптические дисперсии.....	38
6.1. Дисперсия силы двулучепреломления (аномальные интерференционные окраски).....	38
6.2. Дисперсия оптических осей.....	39
6.3. Дисперсия положения главных осей индикатрисы (неполное погасание).....	40
Вопросы для самопроверки.....	41
Ответы на вопросы.....	43
7. Приложение.....	45
7.1. План описания минерала.....	45
7.2. Пример микроскопического описания минерала.....	47
7.3.. Оптические свойства наиболее распространенных породообразующих минералов магматических горных пород.....	48
7.4. Оптические свойства некоторых амфиболов.....	50
7.5. Оптические свойства некоторых аксессуарных минералов.....	51
7.6. Определение состава плагиоклаза по методу Мишель-Леви (максимального симметричного погасания).....	52
7.7. Наиболее характерные вторичные изменения главных породообразующих минералов магматических горных пород.....	54
7.8. План описания интрузивной магматической горной породы.....	57
7.9. Пример микроскопического описания интрузивной магматической горной породы.....	58

	Стр.
7.10. Классификационные треугольники наиболее распространенных интрузивных горных пород.....	60
7.11. Наиболее распространенные интрузивные породы нормального (по содержанию щелочей) ряда.....	62
7.12. Наиболее распространенные эффузивные породы нормального (по содержанию щелочей) ряда.....	63
7.13. План описания эффузивной магматической горной породы.....	64
7.14. Пример микроскопического описания эффузивной магматической горной породы.....	66
7.15. Оптические свойства некоторых минералов метаморфических горных пород.....	68
7.16. Минералогическая систематика метаморфических горных пород....	70
7.17. План описания метаморфической горной породы.....	71
7.18. Пример микроскопического описания метаморфической горной породы.....	73
7.19. Наиболее распространенные минералы метапелитов в зависимости от диапазона значений температуры и давления образования пород.....	75
7.20. Наиболее распространенные минералы metabазитов в зависимости от диапазона значений температуры и давления образования пород.....	76

Учебное издание

Шур Мария Юрьевна

Петрография

Руководство к практическим занятиям

(учебное пособие)

Подписано к печати 22. 12. 2005.

Формат А5. Гарнитура Times. Формат 60*90 1/16.

Печать РИЗО. Усл.печ.л. 4.5.

Тираж 100 экз. Заказ №

Ордена «Знак Почета» Издательство Московского университета
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Отпечатано с оригинал-макета в отделе оперативной печати
геологического факультета МГУ
119992, Москва, Ленинские горы