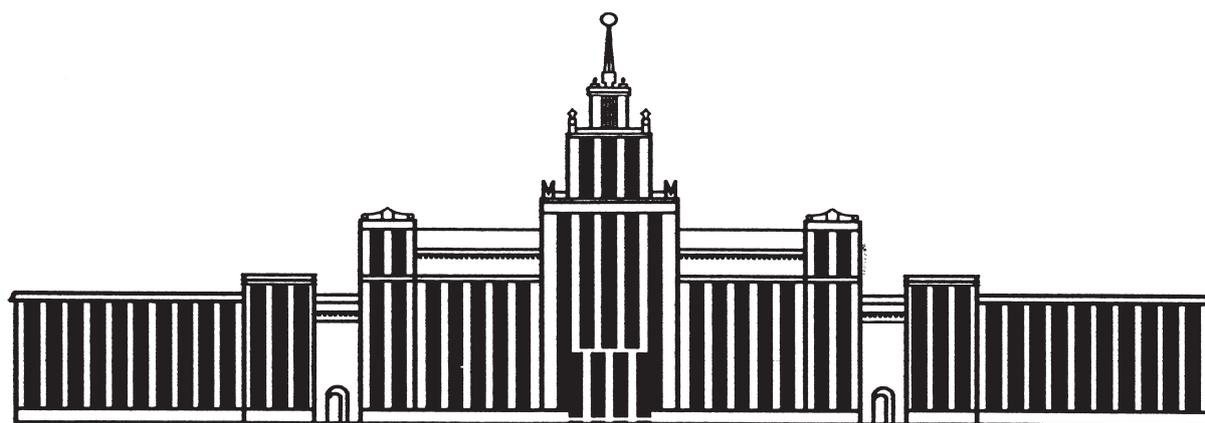

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ



ЮЖНО-УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

548(07)
К12

КРИСТАЛЛООПТИКА

Методические указания
по выполнению лабораторных работ

Челябинск
2014

Министерство образования и науки Российской Федерации
Южно-Уральский государственный университет
Филиал в г. Миассе
Кафедра минералогии и геохимии

548(07)
К12

КРИСТАЛЛООПТИКА

Методические указания
по выполнению лабораторных работ

Челябинск
Издательский центр ЮУрГУ
2014

УДК [548.0:535] (075.8)

К12

*Одобрено
учебно-методической комиссией
геологического факультета
филиала ЮУрГУ в г. Миассе*

Рецензент Н.П. Сафина

Кристаллооптика: методические указания по выполнению лабораторных работ / сост. Л.Я. Кабанова. – Челябинск: Издательский центр ЮУрГУ, 2014. – 34 с.

Пособие содержит пояснения к выполнению шести лабораторных работ по исследованию главных кристаллооптических свойств главных породообразующих, второстепенных и некоторых акцессорных минералов. Пособие предназначено для использования при организации занятий по дисциплинам «Кристаллооптика», «Петрография магматических горных пород» и «Петрография метаморфических горных пород». Рекомендуются для работы со студентами технических вузов, осуществляющих подготовку бакалавров по направлениям «Геология», «Материаловедение», «Металлургия» и «Строительство».

УДК [548.0:535] (075.8)

© Издательский центр ЮУрГУ, 2014

ВВЕДЕНИЕ

Для изучения горных пород, их генезиса, формационной принадлежности, стадийности формирования, степени изменения и других особенностей необходимо точно диагностировать минералы, которыми они сложены, выявлять химический состав и структурные особенности, время и последовательность их формирования. С этой целью используются кристаллооптические методы, которым свойственны высокая надежность, точность, экспрессность и доступность.

В настоящее время невозможно проведение геологических, научно-исследовательских и поисково-съёмочных работ, использование методов обогащения руд, выделения мономинеральных фракций породообразующих и акцессорных минералов, изучение разнообразных синтетических минералов без применения поляризационного микроскопа. Широко применяются кристаллооптические методы и в металлургии.

Минералы, слагающие горные породы, определяются под микроскопом по многим диагностическим признакам, но главнейшие из них являются оптические свойства. Наука кристаллооптика изучает оптические свойства, которые обуславливают особенности распространения света в кристаллах. Минералы – вещества кристаллические и большей частью прозрачные. Поэтому их определение под микроскопом невозможно без знания основ кристаллооптики.

Данное пособие по проведению лабораторных работ преследует цель освоить простые методы изучения важных кристаллооптических признаков минералов: анизотропность, преломление, погасание, плеохроизм, спайность, присутствие двойников, которые позволяют определить сингонию минералов, т.е. диагностировать данный минерал.

Прозрачный шлиф представляет собой сколок, срез горной породы и поэтому зерна в шлифе под микроскопом имеют разные сечения. По ним можно определить форму зерен, расположение в них плоскостей спайности и другие кристаллографические элементы.

В лабораторных работах эти свойства минералов легко определить, зная особенности каждого минерала и приобретя навыки работы с поляризационным микроскопом. Необходимые сведения приводятся в описании лабораторных работ.

Лабораторная работа № 1 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОД МИКРОСКОПОМ СТЕПЕНИ АНИЗОТРОПНОСТИ МИНЕРАЛА, РЕЛЬЕФА И ШАГРЕНЕВОЙ ПОВЕРХНОСТИ МИНЕРАЛА

Все существующие минералы по отношению к поляризованному свету разделяются на две группы, ведущие себя с включенным анализатором неодинаково. Одни не реагируют на поляризованный свет – тела оптически изотропные, другие – реагируют и являются анизотропными.

Известно, что оптические свойства минералов зависят от их атомной структуры и прежде всего от симметрии кристаллической решетки. Минералы кубической сингонии будут оптически изотропными, а минералы низших и средних сингоний – анизотропными.

Оптически изотропным веществом называется вещество, в котором свет распространяется одинаково по всем направлениям и соответственно показатель преломления будет одинаков по всем направлениям. Оптическая изотропность вещества наглядно может быть выражена векторами, отложенными из любой точки так, чтобы длина каждого соответствовала показателю преломления. Длина всех векторов в изотропном минерале будет одинаковой, и концы их образуют правильную сферическую поверхность. Эта сферическая поверхность будет оптической индикатрисой изотропного вещества.

Под микроскопом с анализатором все изотропные минералы будут постоянно темными в любом положении столика микроскопа. Примером изотропных минералов являются минералы кубической сингонии – гранат, шпинель, флюорит, содалит, вулканические стекла, аморфные вещества.

Большая часть минералов является анизотропными и в отличие от изотропных минералов они при вращении предметного столика микроскопа на 360° четыре раза темнеют и четыре раза просветляются. Это связано с показателями преломления этих минералов, которые различны по разным направлениям. Оптическая индикатриса анизотропного минерала будет иметь вид уже не сферической, а эллипсоидальной поверхности.

Для определения под микроскопом показателей преломления минерала используют явления преломления и полного внутреннего отражения, которые наблюдаются на границе двух прозрачных сред (двух минералов, минерала и канадского бальзама или другой среды, в которой находится минерал).

Любое прозрачное вещество видимо под микроскопом, т.е. выделяется из окружающей его среды, только в том случае, если его показатель преломления отличается от показателя преломления среды. В случае равных показателей преломления граница между минералом и средой не видна и зерно минерала, если оно не окрашено, увидеть нельзя. В случае большой разницы в показателях преломления граница выглядит в виде темной полосы, которая при опускании столика микроскопа всегда движется в сторону минерала или среды с большим показателем преломления. Полоса шире, грубее, чем больше различие в показателях преломления соприкасающихся минералов. Когда границы минералов грубее, они рельефнее выделяются из окружающей его среды. По рельефу можно судить насколько показатель преломления минерала отличается от показателя преломления окружающей его среды.

В петрографических препаратах рельефными минералами будут те, у которых показатель преломления значительно отличается от показателя преломления канадского бальзама, в котором эти минералы находятся.

Кроме рельефа для определения показателя преломления минерала используется шагреньевая поверхность, наблюдаемая у рельефных минералов,

показатель преломления которых значительно отличается от показателя преломления канадского бальзама. Явление шагреновой поверхности возникает потому, что при шлифовании не получается идеально ровной и плоской поверхности. Имеющиеся неровности не влияют на ход лучей, если показатель преломления минерала близок к показателю преломления канадского бальзама. Если различие в показателях преломления значительное, лучи света отклоняются в результате этих неровностей, сгущаясь в одних местах и рассеиваясь в других. Поверхность минерала покрывается светлыми и темными точками, что создает впечатление шагреновой поверхности (табл. 1).

Таблица 1

Зависимость рельефа и видимости шагреновой поверхности от величины показателя преломления

Показатель преломления минерала больше показателя преломления канадского бальзама	Вид минерала под микроскопом	Показатель преломления минерала меньше показателя преломления канадского бальзама
1.54 – 1.57	Не имеет рельефа и шагреновой поверхности	1.51 – 1.54
1.57 – 1.62	Слабый рельеф. Шагреновая поверхность заметна только при диафрагмировании	1.48 – 1.51
1.62 – 1.67	Рельефны с шагреновой поверхностью	1.42 – 1.46
1.67 – 1.73	Сильно рельефны с хорошо видимой шагреновой поверхностью	–
1.78	Очень сильно рельефны с резко выраженной шагреновой поверхностью	–

Цель работы: определение степени анизотропности минералов.

Порядок выполнения работы:

1. Поместить на столик микроскопа прозрачный шлиф. Найти при одном николе-поляризаторе зерна различной формы и окраски.

2. Включить анализатор. Отметить все зерна минералов, которые при включенном анализаторе имеют черный цвет.

3. Повернуть столик микроскопа по часовой стрелке на 360°. Если зерно при вращении столика не просветляется, значит данный минерал является изотропным.

4. Диагностировать минерал, используя «Таблицы для оптического определения породообразующих минералов» [Трёгер]

5. Если зерно при повороте столика микроскопа просветляется, то такой минерал является анизотропным. Степень анизотропности определяется по окраске минерала в скрещенных николях, которая называется интерференционной окраской. Слабо анизотропными являются минералы с темно-серой и серой окраской первого порядка, анизотропными – красной,

желтой, зеленой и синей второго и третьего порядка, сильно анизотропными – минералы четвертого порядка. Порядок определяется по таблице Мишель-Леви.

Цель работы: определение рельефа и шагреневой поверхности.

Порядок выполнения работы:

1. В шлифе, находящемся на столике микроскопа, найти зерна с разной поверхностью. Исследование проводить при одном николе-поляризаторе.

2. Зерна с прозрачной поверхностью, без резких ограничений и рельефа мало отличаются от канадского бальзама, в котором они находятся. Это зерна третьей группы с показателями преломления 1.535–1.545.

3. Зерна с шагреневой поверхностью у минералов первой группы с низким показателем преломления (1.41–1.47) имеют обратный рельеф и их определяют в шлифе на стыке с канадским бальзамом. Минералы этой группы в таких стыках кажутся золотисто-желтыми при наблюдении без анализатора.

4. Минералы с отчетливой и резкой шагреневой поверхностью и рельефом наблюдаются у минералов пятой–седьмой групп (показатель преломления 1.61 – 1.8). Рельеф у этих минералов на стыке с канадским бальзамом кажется зрительно возвышающимся.

5. Группу минералов определить по книге В.Н. Лодочникова «Главнейшие пороодообразующие минералы».

Лабораторная работа № 2 **ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРЕЛОМЛЕНИЯ** **И ДВУПРЕЛОМЛЕНИЯ АНИЗОТРОПНОГО МИНЕРАЛА**

Явления преломления на границе двух прозрачных сред позволяют определить не только то, что показатели преломления этих сред различны, но и узнать у какой среды показатель преломления больше. Для этого используют так называемый эффект Бекке. Появление этого эффекта обусловлено тем же отклонением световых лучей в сторону минерала с большим показателем преломления. Опуская столик микроскопа на незначительное расстояние, на минерале с большим показателем преломления увидим светлую, более ярко освещенную полосу. При дальнейшем незначительном опускании столика заметим, что эта полоска будет перемещаться в сторону минерала с большим показателем преломления. Это дает возможность, определить у какого минерала показатель преломления больше.

Сравнить показатели преломления двух минералов можно не только с помощью эффекта Бекке. Существует метод косоугольного погасания, когда при освещении шлифа слева вводится экран, то у минерала с большим показателем преломления темнеет левый край зерна, а у минерала с меньшим показателем преломления темнеет правый. При освещении справа эффект обратный.

При незначительном различии между показателями преломления двух бесцветных минералов (например, альбита и ортоклаза) можно использовать дисперсионный эффект В.Н. Лодочникова. У минерала с большим показателем

преломления у границы наблюдается голубоватый оттенок, а у минерала с меньшим – розоватый.

Для точного определения показателей преломления под микроскопом применяют иммерсионный метод. Минерал поочередно помещают в различные жидкости, показатель преломления которых известен. При этом подбирают жидкость, показатель преломления которой был бы равен показателю преломления минерала. В такой жидкости минерал будет не виден, если он не отличается по окраске. Достигнув этого и зная показатель преломления жидкости, определяют показатель преломления минерала.

Величина двупреломления в любом анизотропном сечении минерала определяется в скрещенных николях по цвету интерференции. Каждой разности хода отвечает только один определенный цвет интерференции. Двупреломление определяется с помощью диаграммы Мишель-Леви. На диаграмме по оси абсцисс отложены отрезки пропорциональные разности хода, а по оси ординат – толщина шлифа. В петрографических шлифах нормальная толщина шлифа составляет около 0.03 мм. Прямые, выходящие из начала координат, являются прямыми равного двупреломления. Найдя точку пересечения линии найденной разности хода определенного цвета интерференции и известной толщины шлифа, определяют на какой линии равного двупреломления она находится.

Определить цвет интерференции, а значит разность хода – это определить его порядок. И хотя красный цвет первого порядка отличается от красного второго и третьего порядков, а желтый первого порядка отличается от желтого второго и других порядков, узнать порядок любого цвета по оттенку не всегда легко и требует некоторых навыков. Поэтому порядок цвета интерференции определяют, наблюдая за изменением его в более тонких частях зерна. Такие части бывают по краям зерен, вдоль трещин и т.д. Зная, что в тонких частях цвета интерференции должны быть более низкими, и обнаружив среди них, например, синий цвет при основном красном цвете у всего зерна, можно утверждать, что этот красный не является красным первого порядка. Если в тонких частях зерен обнаруживается целая гамма цветов, включая две синие полосы, то красный цвет будет не ниже третьего порядка.

Точное определение порядка цвета интерференции и точное измерение величины разности хода производится с применением разных компенсаторов в зависимости от двупреломления изучаемого минерала. Для минералов с низким двупреломлением используется кварцевая пластинка, с высоким – кварцевый клин.

Компенсаторы используются не только для определения величины двупреломления, но и для определения наименования осей эллипса сечения. В компенсаторе оси эллипса сечения располагаются таким образом, что по входу пластинки всегда находится ось N_p . Если у исследуемого минерала при вводе пластинки цвет интерференции увеличится (к примеру, изменится от серого первого порядка до синего второго порядка), это значит, что оси эллипса сечения индикатрисы в минерале и в компенсаторе располагаются одинаково.

Разности хода сложатся, и минерал приобретает цвет второго порядка. В случае если цвета интерференции минерала выше второго порядка, используется компенсатор, у которого толщина в различных ее участках различна, и, следовательно, имеет разную разность хода. Такой компенсатор изготовлен в виде клина из кварца (кварцевый клин). Определение производится вводом кварцевого клина, продвижение которого приводит к изменению цветов интерференции. Это метод бегущих полосок, который позволяет по смене интенсивности интерференционной окраски определить порядок и, соответственно определить ось сечения минерала, поскольку в клине, как и в пластинке по вводу располагается ось N_p .

Цель работы: определение показателей преломления и двупреломления анизотропных минералов; определение наименования осей эллипса сечения при помощи компенсаторов.

С помощью поляризационного микроскопа проводится определение относительного показателя преломления в сравнении с минералом, показатель преломления которого известен.

Порядок выполнения работы:

Определение показателей преломления и двупреломления анизотропных минералов.

1. Поместить на столик микроскопа прозрачный шлиф. Найти зерна с разным рельефом и шагреновой поверхностью и отчетливо проявленными границами.

2. С помощью винтов опустить столик микроскопа. Отметить в какую сторону движется линия границы изучаемого минерала. Так как она всегда движется в сторону минерала с большим показателем преломления, можно определить относительный показатель преломления изучаемого минерала.

3. Включить анализатор. Определить интерференционную окраску минерала с помощью таблицы Мишель-Леви. Указать числовое значение двупреломления. Например, двупреломление кварца $n_e - n_o = 0,009$. Интерференционная окраска в разных сечениях серая, белая первого порядка. Или, например, двупреломление актинолита $n_g - n_p = 0,020$.

Определение наименования осей эллипса сечения при помощи компенсаторов.

1. Поместить на столик микроскопа прозрачный шлиф. Найти удлиненное зерно или зерно со спайностью в одном направлении. Ввести анализатор.

2. Повернуть зерно на 45° до максимального освещения. Это направление, в котором располагается ось сечения эллипса минерала и ось сечения эллипса компенсатора. Отметить цвет интерференционной окраски. Если цвет интерференции не выше первого порядка, использовать кварцевую пластинку, которую необходимо поместить в прорезь микроскопа над минералом. Введя компенсатор, определить, произошло понижение или повышение цветов интерференции у минерала. Повышение цвета свидетельствует о совпадении

осей эллипса у минерала и компенсатора, т.е. искомая ось минерала – ось N_p . В случае понижения цвета интерференции, искомая ось будет N_g .

3. Если у минерала цвета интерференции высокие, используется кварцевый клин. Продвижение клина вперед вызывает иллюзию перемещения цветных полосок либо внутрь зерна, либо в обратном направлении. В первом случае цвета интерференции понижаются, т.е. ось минерала – ось N_g , а во втором – повышаются, значит, ось минерала N_p .

4. Определить удлинение минерала, исходя из положения оси сечения эллипса минерала и формы зерна, которое соответственно будет либо положительным, или отрицательным.

Лабораторная работа № 3 **ФОРМА ЗЕРЕН И ИССЛЕДОВАНИЕ КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИХ** **ЭЛЕМЕНТОВ ПОД МИКРОСКОПОМ**

Это исследование можно проводить как с анализатором, так и без анализатора.

Правильные, хорошо ограненные кристаллы в горных породах встречаются редко. Обычно очертания зерен неправильные, но в них можно обнаружить некоторые кристаллографические элементы, характерные для минералов определенных сингоний: а) удлинение зерен призматического габитуса; б) плоскость базопинакоида таблитчатых зерен; в) плоскости спайности; г) плоскости срастания двойников; д) двойниковые оси.

Форма зерен какого-либо минерала или его габитус определяется сопоставлений его сечений. Если все сечения имеют изометричные очертания, то форма зерен – изометрическая. Если наряду с изометрическими сечениями имеются удлиненные, длина которых превышает диаметр изометрических, то форма зерен – призматическая. Если длина удлиненных сечений приблизительно равна диаметру изометрических, то форма зерен – таблитчатая.

Умение отличать таблитчатую форму зерен от призматической очень важно для определения оптической ориентировки минерала. Обнаружив в шлифе удлиненные сечения, нельзя сразу говорить, что минерал имеет призматический габитус. Необходимо искать другие, изометричные сечения, диаметр которых у призматических зерен должен быть приблизительно равен ширине, а у таблитчатых – длине удлиненных сечений.

Удлинение большинства сечений у призматических зерен соответствует одному из главных кристаллографических направлений – оси призмы, направлению вытянутости кристалла. Удлинение большинства сечений у таблитчатых зерен перпендикулярно направлению сплюснутости кристалла, нормали к базопинакоиду табличек.

Форма минерала является наиболее важным диагностическим признаком [4, 6, 11]. Формы кристаллов разнообразны: идиоморфные, гипидиоморфные, аллотриоморфные, скелетные (футляровидные, дендритовидные, сферолиты). Они отражают условия кристаллизации, скорость охлаждения и степень переохлаждения расплава, из которого формируется кристалл [9]. Некоторые

минералы часто обладают определенной формой. Например, авгит наблюдается в поперечных сечениях в виде восьмиугольников, все грани которого примерно одинаковы, а восьмиугольник диопсида состоит из четырех маленьких и четырех больших граней. Высокотемпературный апатит обычно образует тонкие призмы, альбит – тонкие таблички, которые в разрезе дают лейсты и т.д.

Скелетной формы кристаллы развиваются в условиях быстрого роста и высокой степени пресыщения. Атомы присоединяются быстрее к ребрам и вершинам растущего кристалла, чем к центрам кристаллических граней, а это ведет к появлению либо ветвистых – древовидных форм, либо полых кристаллов со ступенчатыми углублениями на гранях [9]. Ветвистые кристаллы имеют дендритовидный габитус, полые ступенчатые – воронкообразный габитус. Наиболее часто такие кристаллы образуются в краевых частях и в закалочных зонах подводных базальтовых потоков (рис. 1).

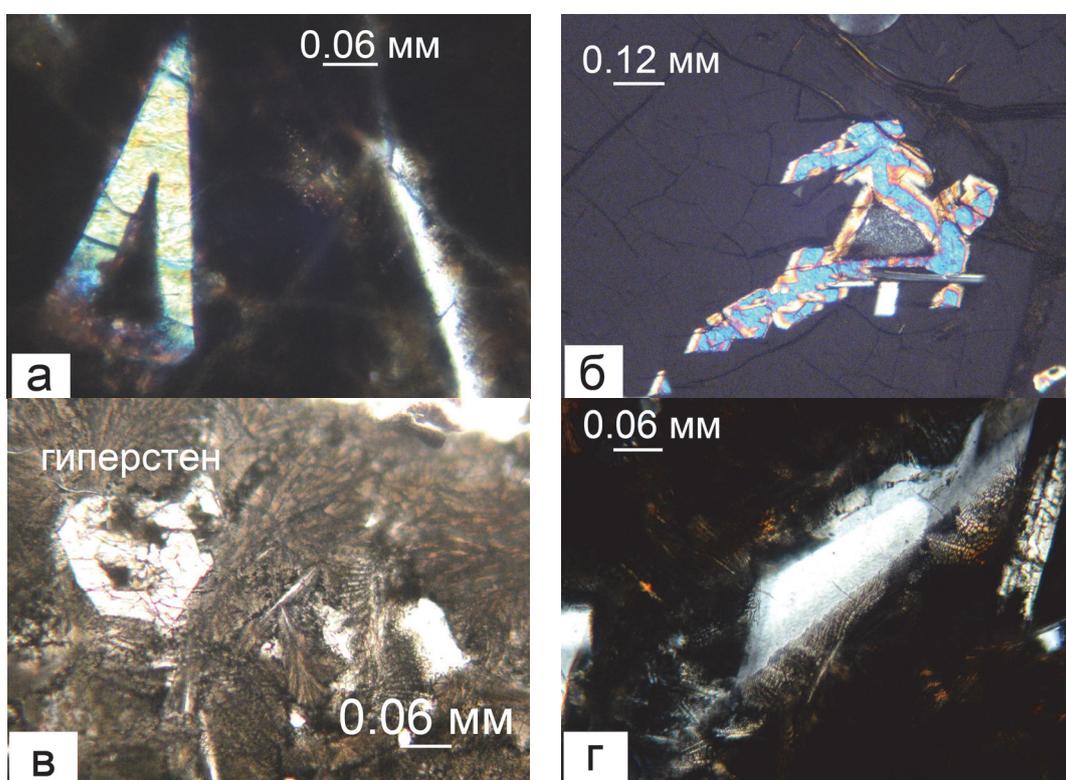


Рис. 1. Скелетные кристаллы в базальтовом стекле: а – б – оливина, в – пироксена (верхний левый угол – футляровидная форма, в центре – перистая), г – таблитчатая форма плагиоклаза с дендритовидными зернами в краевой части. Фото шлифа: а, б, г – с анализатором; в – без анализатора

При быстром и равномерном охлаждении возникают футляровидные кристаллы. Если рост кристалла происходит при постоянно меняющейся температуре, то эти условия отражаются на форме кристаллов. При более медленном росте образуются сплошные кристаллы характерной для данного минерала формы, которые при резком понижении температуры захватывают расплав в виде включений. Обычно включения вулканического стекла из

основной массы располагаются в кристаллах параллельных быстро растущим граням, подчеркивая зональность кристаллов (рис. 2 а, б). В некоторых случаях включения стекла отмечается вдоль двойниковых швов в полисинтетически сдвойникованных индивидах плагиоклаза (рис. 2 в).

При резком уменьшении температуры кристаллизации, с увеличением степени переохлаждения рост по оси [001] становится преобладающим [12], кристаллы приобретают скелетную форму и на коротких гранях часто возникает бахрома (рис. 2 г).

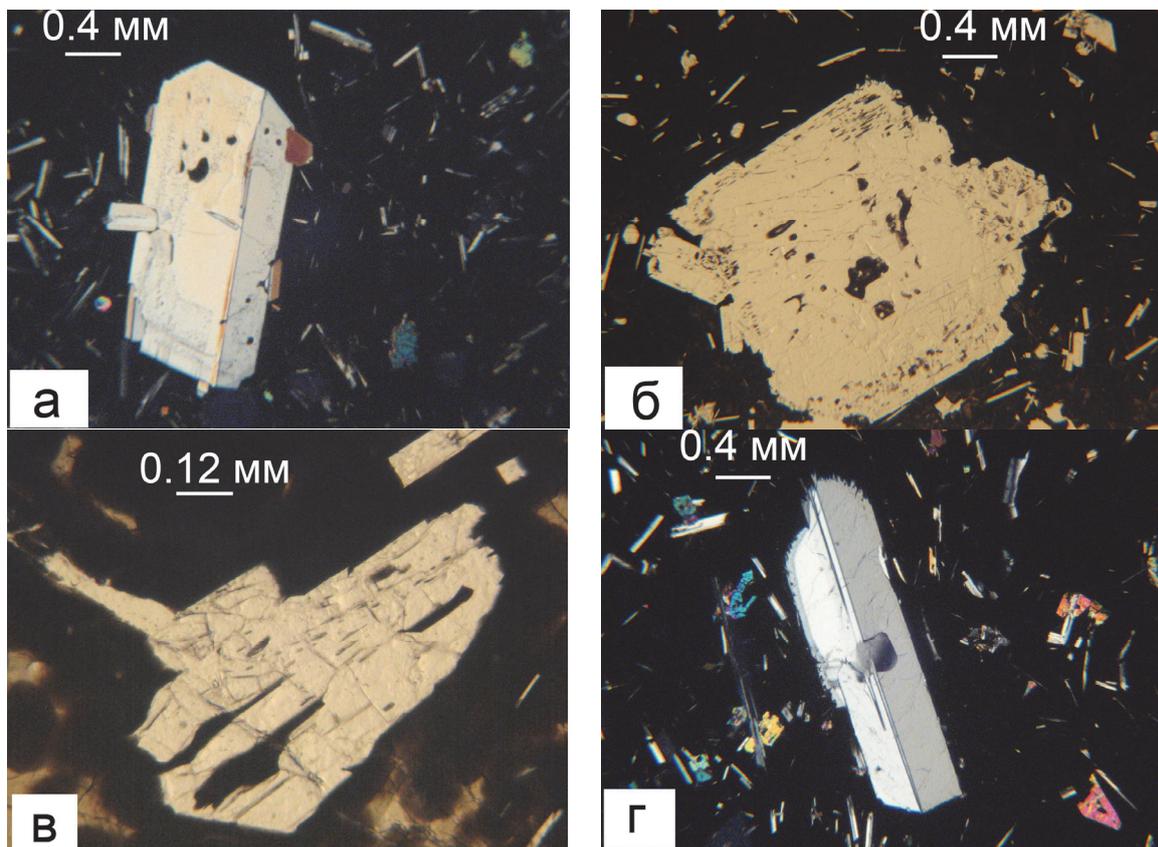


Рис. 2. Включения стекла в кристаллах плагиоклаза: а, б – плагиоклаз таблитчатой формы с включениями стекла по зонам роста; в – включения стекла вдоль двойниковых швов; г – кристалл плагиоклаза с бахромой на гранях, мелкие кристаллы скелетных оливинов в основной стекловатой массе.

Фото шлифов с анализатором

Перистые формы характерны для структуры спинифекс (рис. 3). Такие структуры образуются обычно при быстром охлаждении расплава. При этом очень важен состав расплава: структура спинифекс возникает только в случае 40% нормативного содержания оливина или пироксена. В этих условиях формируются структуры оливин-спинифекс или пироксен-спинифекс. Форма скелетных зерен оливина и пироксена различна. Для оливина отмечается кюветообразная, ветвистая, перистая и цепочечная, а пироксен образует удлиненно-призматические скелетные и удлиненно-цепочечные кристаллы, несколько иной конфигурации, чем зерна оливина.

Структуры спинифекс обычно возникают только в краевых частях потоков, в закалочных зонах. В некоторых случаях закалочный оливин наблюдается в виде очень тонкой штриховки, но чаще всего он образует отдельные пластины, толщина которых колеблется в пределах от 3–5 мкм до 0,5 мм. Расстояние между пластинами примерно такое же. Нередко оливин содержит значительное количество включений стекла. Встречаются зональные кристаллы оливина.

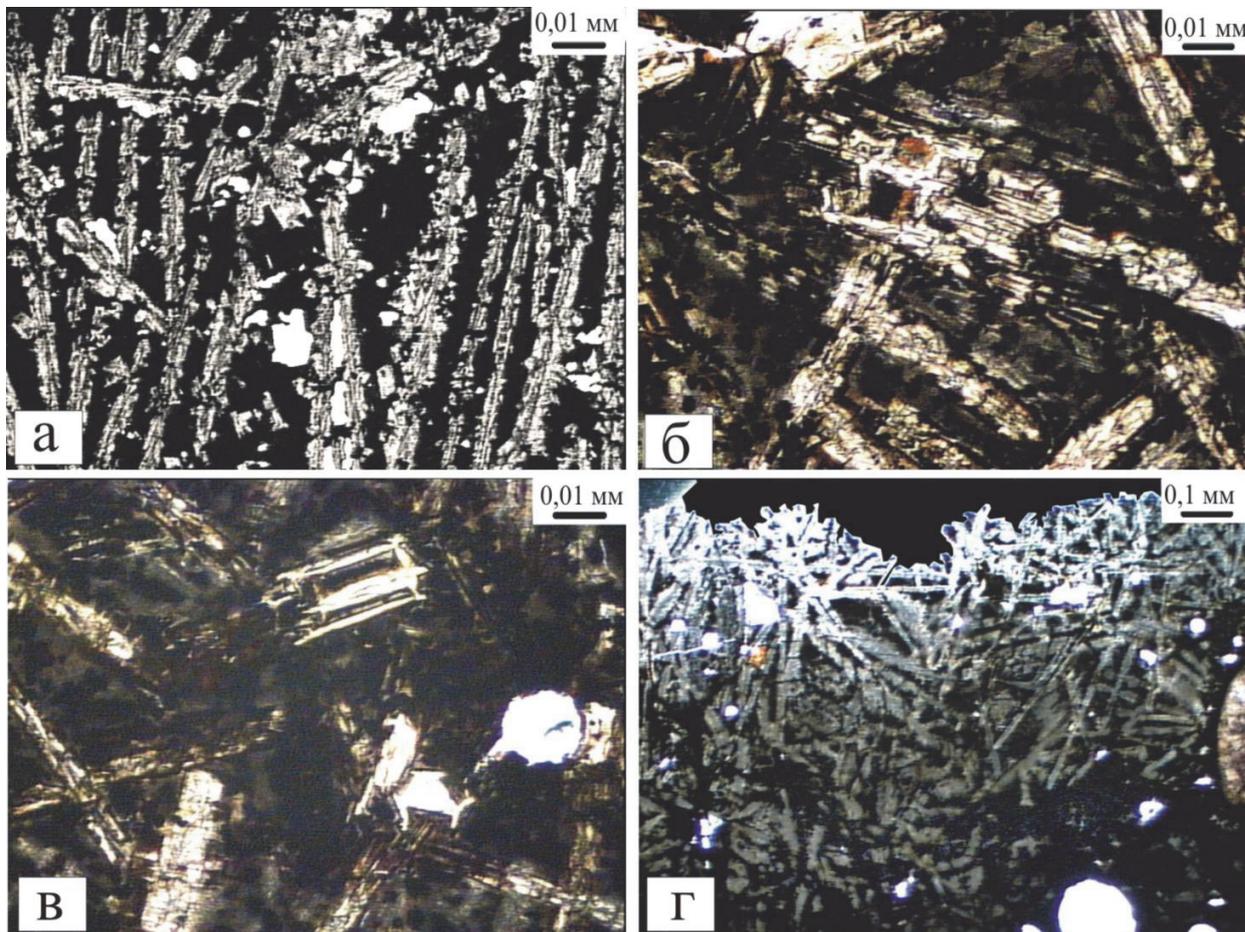


Рис. 3. Структура спинифекс в породах ультраосновного состава: а, г – оливин-спинифекс (оливин цепочечной формы); б – пироксен-спинифекс (удлиненные зерна пироксена), в – кюветообразные зерна оливина, удлиненные ортопироксена. Фото шлифов без анализатора

Пироксен обычно представлен гиперстеном, реже энстатитом и по форме зерен отличается от оливина. Как показали экспериментальные исследования, вблизи ликвидуса расплава [2] отмечается интенсивный рост закалочного оливина, образующего структуру спинифекс.

Различаются по форме и сферолитовые образования, которые у пироксена напоминают колеса со спицами. Морфология полевых шпатов также зависит от переохлаждения, температуры расплава и его вязкости. При наиболее низкой температуре закалки плагиоклаз кристаллизуется в виде почти идеальных кристаллов. Если температура понижается медленно, образуются кристаллы с гладкими гранями, при быстром падении температуры на гранях образуются скелетные кристаллы или бахромы. В некоторых случаях встречаются даже

зерна калиевого полевого шпата, напоминающие перистые обособления. С уменьшением степени переохлаждения сферолиты сменяются дендритами, затем скелетными и футляровидными кристаллами (рис. 4).

Подобные формы зерен пироксена и оливина встречаются в застывших корках металлургических шлаков (рис. 5).

При постоянной температуре кристаллизации образуются таблитчатые кристаллы. Форма проявления минералов очень важна, но хорошо образованные кристаллы в породах редки, большинство породообразующих минералов встречаются в виде неправильных зерен или неправильно образованных кристаллов.

В вулканических породах наиболее хорошо образованные кристаллы наблюдаются в виде вкрапленников. Например, характерной особенностью красноморских толеитовых базальтов является присутствие среди образцов крупнопорфировых разностей пород. В этом отношении толеиты Красного моря сопоставимы с толеитами Срединно-Атлантического хребта, где также хорошо развиты крупнопорфировые разности пород [1].

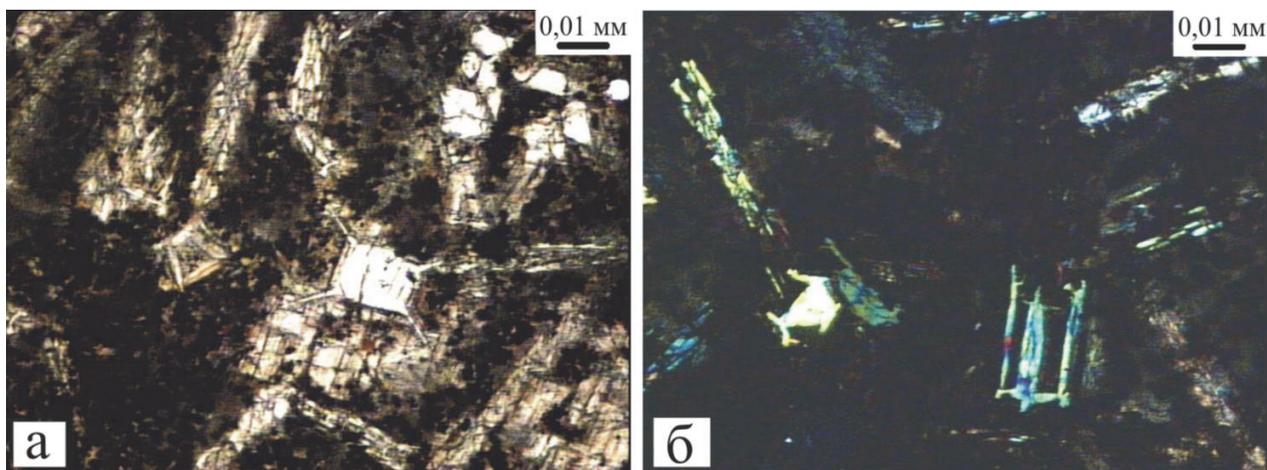


Рис. 4. Форма кристаллов оливина и пироксена: а – буроватые зерна пироксена удлиненной и футляровидной формы; бесцветные, неправильной и скелетной формы – оливина. Фото шлифа без анализатора; б – цепочечные и кюветообразные кристаллы оливина. Фото шлифа с анализатором

Фенокристаллы в красноморских базальтах представлены в основном плагиоклазом, количество которого в отдельных образцах достигает 15 % объема породы. Реже встречаются фенокристаллы оливина и клинопироксена. Плагиоклаз образует удлиненно-призматические кристаллы до 3–5 мм по удлинению и по составу относится к лабрадору. Оливин образует сростки также идиоморфных кристаллов до 1,5–2 мм в поперечнике. Клинопироксен выделяется в виде редких идиоморфных зерен размером до 2 мм.

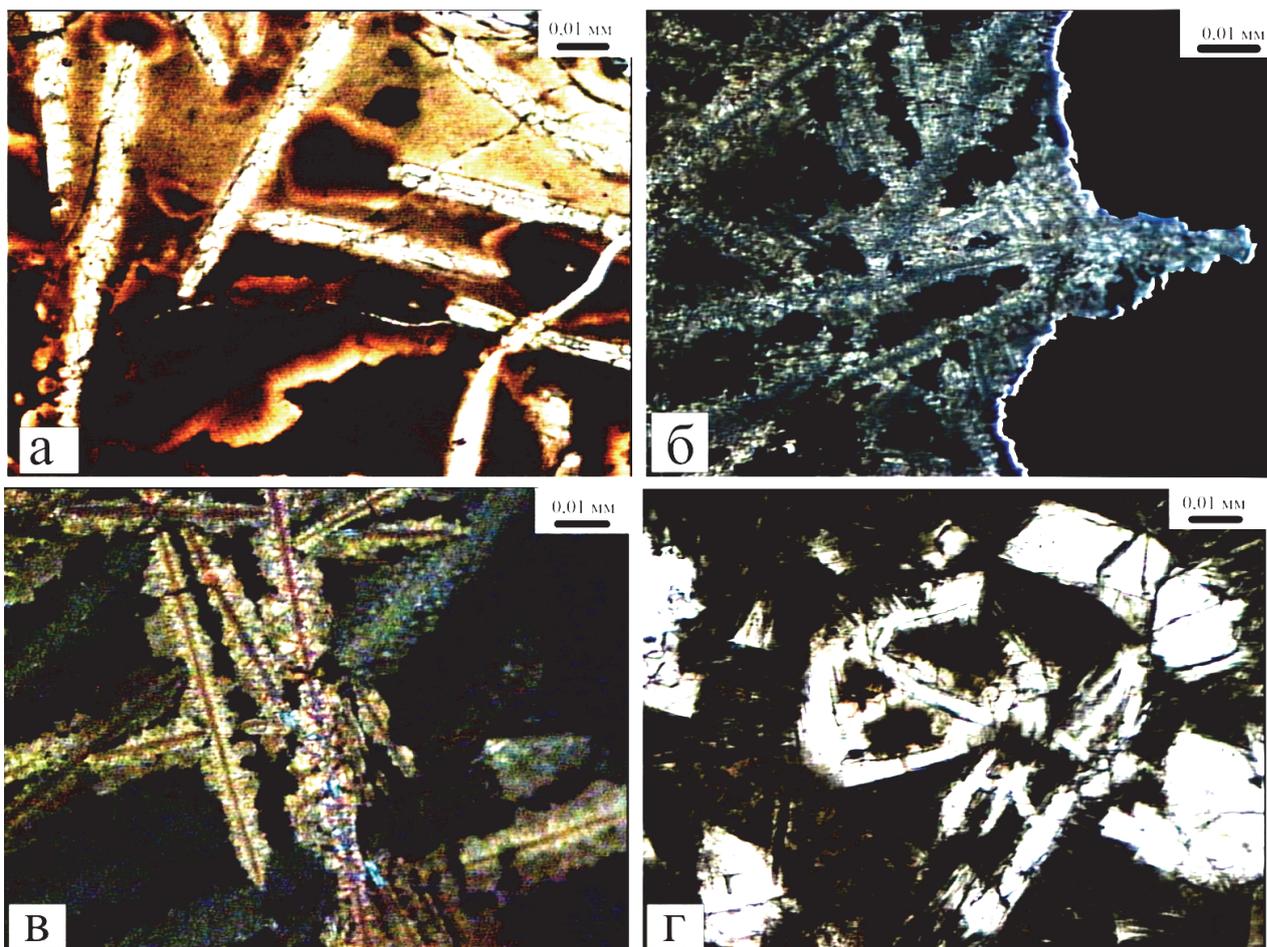


Рис. 5. Форма кристаллов пироксена и оливина: а – пластинчатая; б, в – дендритовидная, г – футляровидные. Фото шлифов: а, г – без анализатора, б, в – с анализатором

Характерна форма фенокристаллов плагиоклаза и оливина. Плагиоклаз наблюдается в двух генерациях: 1 – довольно крупные до 3 – 4 мм удлинено-призматические кристаллы, часто с отчетливо представленным зональным строением. Ядра представлены андезином – An_{35-50} , краевые части более кислые, сложены олигоклаз-андезином An_{25-30} . 2 – мелкие лейсты плагиоклаза размером 0,05 – 0,1 мм того же состава, что и плагиоклаз краевых частей зональных фенокристаллов. Встречаются также скелетные кристаллы плагиоклаза, нередко с расщепленными краями. Форма зерен оливина – идиоморфно-скелетная, часто наблюдаются футляровидные кристаллы.

Необычные формы выделений оливина, пироксена, и плагиоклаза встречаются в краевых частях некоторых потоков базальтового состава при резком падении температуры (рис. 6).

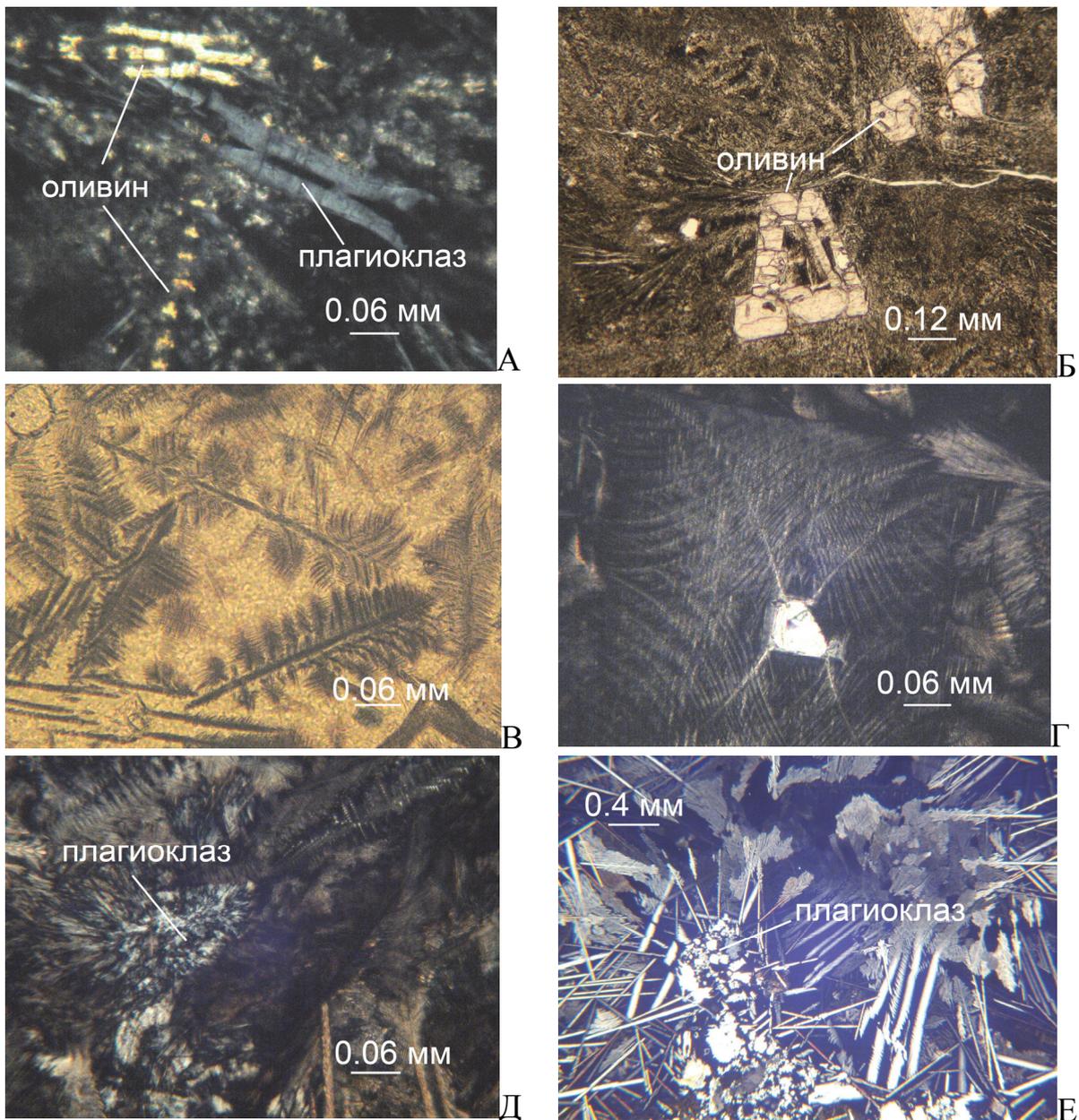


Рис. 6. Форма минералов в краевых частях маломощных базальтовых тел.

А – скелетная и цепочечная форма зерен оливина и плагиоклаза;

Б – футляровидная форма оливина; В – игольчато-перистая оливина;

Г – необычная форма выделений пироксена, Д – тонкие, закрытые микросферолиты плагиоклаза с нарощими на них буроватыми игольчатыми зернами пироксена; Е – скопления микросферолитов плагиоклаза, в правой части фотографии комбинация игольчатых и игольчато-перистых зерен оливина.

Фото шлифов А, Г–Е с анализатором, Б, В – без анализатора

Краевая зона таких базальтовых потоков обычно представлена стекловатой основной массой иногда со скелетными, цепочечными или игольчатыми зернами оливина (см. рис. 6 А). Местами в стекловатой массе встречаются футляровидные фенокристаллы оливина (см. рис. 6 Б). Игольчатые кристаллы по направлению к центру сменяются дендритовидными и перистыми, характерными для структуры спинифекс (см. рис. 6 В, Г). Местами

в комбинации с игольчатыми и дендритовидными зернами встречаются обособления микросферолитов плагиоклаза. Такая форма зерен характерна для кристаллов, образующихся из быстро остывающих расплавов.

Наряду с кристаллами оливина ближе к центру и в центре встречаются скелетные кристаллы пироксена, плагиоклаза и микросферолитовые образования пироксена и плагиоклаза (см. рис. 6 Д, Е). Пироксен местами наблюдается в виде параллельных тонких зерен скелетной или дендритовидной формы, реже сферолитовых образований. Форма плагиоклаза зависит от скорости охлаждения. При увеличении скорости охлаждения скелетные формы зерен плагиоклаза сменяются микросферолитами. Наблюдаются микросферолиты радиально-лучистого и концентрически-зонального сложения. В первом случае лучи игольчатых зерен сложены пироксеном и плагиоклазом, во втором – центральная часть сферолита сложена пироксеном, а краевая – плагиоклазом.

Для клинопироксенов характерны сноповидные с расщепленными гранями кристаллы и их сростки, центрическое расположение отдельных призм. Весьма типичны футлярообразные кристаллы с корродированными концевыми гранями, с проникновением полевошпатовой массы в центральные части кристаллов пироксена. Это свидетельство их роста в условиях вязкой среды. Необычная игольчатая форма кристаллов пироксена свидетельствует и о высокой щелочности среды минералообразования [7].

Оливин содержит многочисленные включения вулканического стекла и шпинели. Микропорфировые вкрапленники клинопироксена размером до 0,2 мм образуют короткопризматические кристаллы и имеют характерные для авгита формы с разрезами перпендикулярными к [001]. Включения стекла в плагиоклазе обычно приурочены к границам зон, либо располагаются по трещинам спайности.

Игольчатые кристаллы часто формируют радиально-лучистые обособления – вариолиты и сферолиты. Вариолиты характерны для пород основного состава, а сферолиты – кислого. Вариолиты встречаются в толеитовых базальтах нормальной щелочности натриевой специализации, образовавшихся в срединно-океанических хребтах, и в оливиновых базальтов повышенной щелочности в океанических структурах. Образование вариолитов объясняется быстрым подъемом отликвированной магматической массы к поверхности, что препятствовало процессам гомогенизации магматического расплава [13]. Вариолиты могли образоваться непосредственно из расплава и тогда, в центре такого обособления находится вулканическое стекло, либо газовый пузырек (рис. 7 А, Б). Часто затравкой для роста вариолита служит кристаллик, микролит плагиоклаза (см. рис. 7 В, Г), реже пироксена или оливина, либо срастания нескольких минералов одного или разного состава. Иногда при закалке расплава на окончаниях кристалла вырастают вариолиты (см. рис. 7 Д), а в случае срастания нескольких минералов может возникнуть сферолитовая, розетковидная или веерообразная кайма (см. рис. 7 Е). Обычно вариолит

сложен игольчатыми или волосовидными зернами пироксена или основного плагиоклаза, либо ассоциацией того и другого минерала.

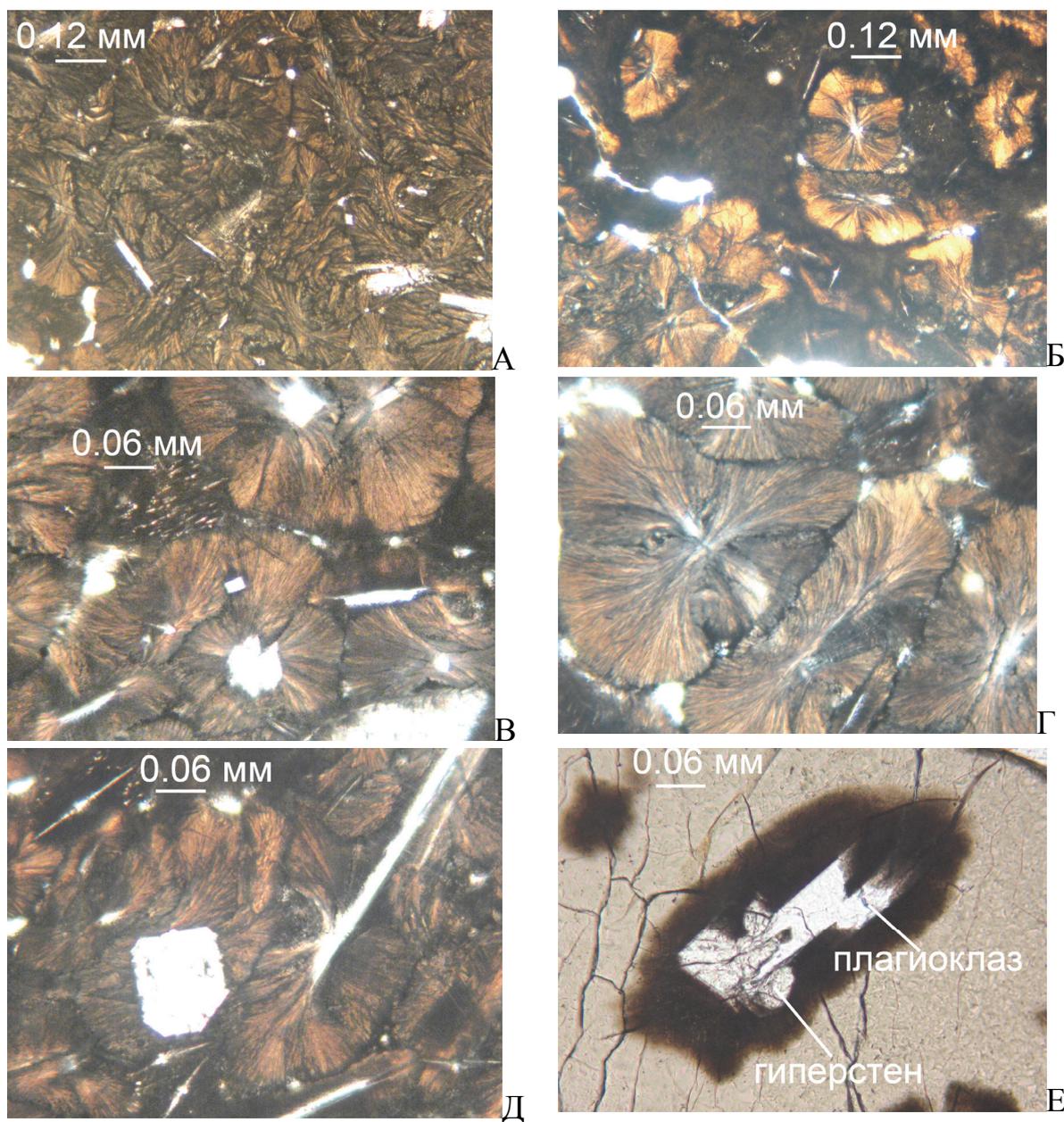


Рис. 7. Океанический базальт. А, Б – образование вариолита из расплава или газового пузырька; В, Г – рост вариолита от микролита плагиоклаза; Д – образование вариолита на окончании кристалла плагиоклаза; Е – обрастание сростка гиперстена и плагиоклаза вариолитовой каймой. Фото шлифа без анализатора

В вулканическом стекле кислого состава содержатся сферолиты, по форме напоминающие вариолиты, состоящие из лейкократовых минералов. Появление подобных образований в стекловатой массе связывают с ликвационными процессами, с быстрым охлаждением магматического расплава и его закалкой [13]. Сферолитовые структуры, свойственные в основном риолитам, состоят из радиальных или концентрических агрегатов одного или

нескольких минералов волокнистого или игольчатого облика. Основными минералами, формирующими структуры сферолитовых семейств в породах кислого состава, обычно является кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат – ортоклаз или санидин.

По экспериментальным данным, сферолиты из кислого расплава образуются при самой большой скорости охлаждения. При этом чем больше скорость охлаждения, тем более тонкими волокнами кварца и полевого шпата они сложены. При замедлении скорости переохлаждения волокнистые агрегаты, слагающие сферолиты, сменяются узкотаблитчатыми.

В плутонических породах степень идиоморфизма минералов находится в прямой зависимости от их количества и состава. В моногенных породах минералы более идиоморфны, чем в полигенных. Как правило, хорошо огранены акцессорные минералы. Степень идиоморфизма темноцветных минералов зависит от последовательности их кристаллизации. Например, пироксен обычно более идиоморфен, чем роговая обманка, а биотит может наблюдаться в виде идиоморфных кристаллов или чешуек и пластинок неправильной формы.

Цель работы: определение формы зерен в минералах разных сингоний.

Порядок выполнения работы:

1. Поместить на столик микроскопа прозрачный шлиф. Просмотреть зерна одного минерала разной формы с одинаковым рельефом и шагреновой поверхностью и отчетливо проявленной границей. Сделать зарисовки зерен, определить степень идиоморфизма и форму зерен.

2. Включить анализатор, отметить зерна с включениями. Указать характер распределения включений, их форму и размеры.

3. Найти в шлифе вариолиты, определить их состав и характер формирования.

Лабораторная работа № 4 **СПАЙНОСТЬ, ОТДЕЛЬНОСТЬ, ОКРАСКА МИНЕРАЛОВ**

При неравномерной зернистости минерального агрегата определение формы затруднено, в этом случае существенно помогут наблюдения над спайностью.

Плоскости спайности самые важные кристаллографические элементы при микроскопических исследованиях. Спайностью, как известно, называется способность минерала раскалываться по определенным плоскостям. При изготовлении шлифа это раскалывание всегда имеет место и поэтому зерно минерала со спайностью пересечено одной или несколькими системами прямолинейных и параллельных трещин. В различных сечениях одного и того же минерала спайность проявляется по-разному. Если плоскость спайности перпендикулярна плоскости шлифа, то трещины спайности тонкие и четкие, не смещаются в стороны при небольшом поднятии или опускании столика микроскопа. Если плоскость спайности не вполне перпендикулярна плоскости шлифа, то трещины будут казаться более широкими и расплывчатыми. При

небольшом опускании или поднятии столика микроскопа они перемещаются в ту или иную сторону параллельно самой себе. Если плоскость спайности параллельна плоскости шлифа или образует с ней очень острый угол, то никаких трещин спайности в данном сечении не увидим.

В зависимости от степени совершенства спайности трещины бывают непрерывными, либо прерывистыми. У минералов с весьма совершенной спайностью, таких как слюда, трещины спайности не пересекаются неправильными трещинами, как у минералов с совершенной спайностью (пироксены, амфиболы, полевые шпаты и т.д.). Для определения оптической ориентировки большое значение имеют сечения минералов, в которых видны следы двух, пересекающихся плоскостей спайности. Если обе эти плоскости перпендикулярны плоскости шлифа, то такое сечение является кристаллографически определенным, так как оно перпендикулярно линии пересечения двух граней кристалла, т.е. какой-либо кристаллографической оси. В таком сечении определяют истинную величину двугранного угла между плоскостями спайности, замерив угол между трещинами. Величина этого угла – важный диагностический признак некоторых минералов. Если хотя бы одна из плоскостей спайности не перпендикулярна плоскости шлифа, то угол между трещинами не равен по величине углу между плоскостями спайности. Но отклонения в ту или другую сторону не значительны. Некоторые минералы отличаются от других только спайностью. Например, густо окрашенный в шлифе пироксен – эгирин или голубовато-зеленый эгирин-авгит, отличаются от амфиболов такой же окраски углом пересекающейся спайности: у пироксена – $87-89^\circ$, у амфибола – $55-57^\circ$ (рис. 8). Некоторые кубические минералы отличаются от аморфных тел именно только одним присутствием спайности.

Можно принять минерал за аморфное вещество или опал, если не заметить в нем спайность. Наличие спайности свидетельствует о том, что это минерал, а не аморфное вещество, и к тому же кубической сингонии, т.е. не опал, а, к примеру, флюорит

Плоскости спайности у минералов бывают: 1) плоскостями пинакоидов – пинакоидальная спайность, если они параллельны двум кристаллографическим осям и пересекают третью; 2) плоскостями призмы – призматическая спайность, если они параллельны только одной оси и пересекают две другие; 3) плоскостями косых граней, например, грани ромбоэдра, если они пересекают все три оси.

От спайности следует отличать отдельность. Трещины отдельности не редко в шлифе проходят в виде совершенных прямых линий, идущих непрерывно через все зерно. Такие трещины наблюдаются только у минералов с весьма совершенной спайностью, например, у слюд и хлоритов. Тонкая отдельность по (010), к которой бывают приурочены выделения магнетита или ильменита, встречаются у некоторых пироксенов. Такие моноклинные пироксены с тонкой отдельностью, независимо от их состава, принято называть диаллагами (рис. 9).

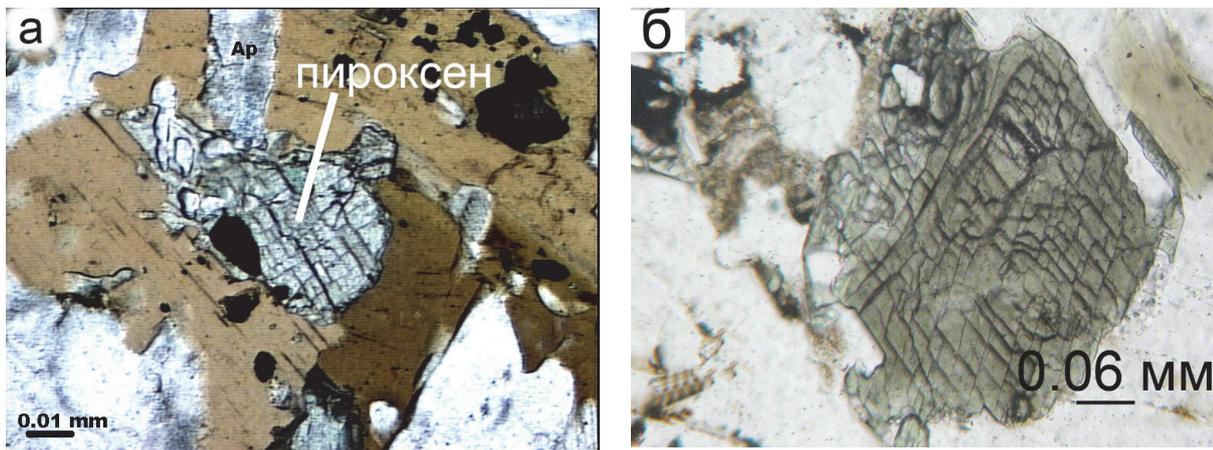


Рис. 8. Амфибол-биотитовый шонкинит: а – в центре шлифа кристалл пироксена с пересекающейся спайностью (89°); б – амфибол с пересекающейся спайностью под углом 56°

Трещины спайности почти всегда прерывисты. Относительно трещин спайности, ограничений и удлинений минерала определяется характер погасания. Если во всех зернах погасание прямое, то это минерал одноосный. Если же хотя бы в одном случае получилось косое погасание, то можно сделать вывод, что этот минерал не может быть одноосным.

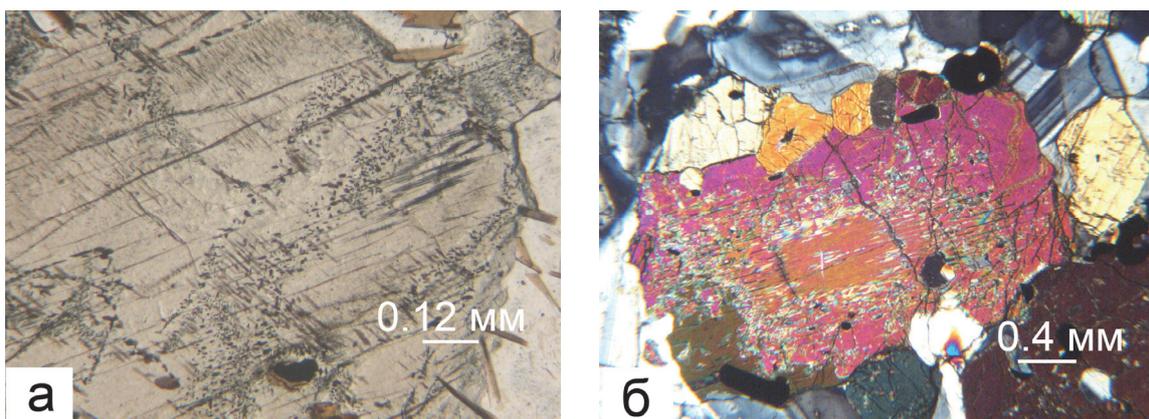


Рис. 9. Двупироксеновое габбро. Диалоговая отдельность в кристаллах моноклинного пироксена. Фото шлифов: а – без анализатора, б – с анализатором

Особое положение занимает перлитовая отдельность. Ее присутствие в породе свидетельствует о водонасыщенности первичного кислого расплава. В шлифах перлитовая отдельность отчетливо проявлена системой трещин сферической, веретеновидной, трубчатой и сотовой формы. Одним из основных петрографических признаков первичных перлитов является пористая текстура стекла. Пористые перлиты отличаются друг от друга по количеству, размеру и форме пор. В зависимости от количества пор выделяются разновидности с единичными порами, небольшим количеством пор (1–5 %), пористые (5–10 %), пемзовидные (10–20 %). Перлиты с небольшим количеством пор и разновидности с единичными порами обычно ассоциируют

с обсидианом. В зависимости от размера пор выделяются тонко-, мелко-, средне- и крупнопористые разновидности [10].

Следующим очень важным свойством породообразующих минералов является их окраска.

В петрографических шлифах окраска минералов проявляется по-разному. Большая часть прозрачных минералов, имеющих макроскопически отчетливо проявленную окраску, в шлифе выглядят бесцветными. Например, авгит, диопсид, оливин, корунд, некоторые гранаты. Иногда макроскопически густо окрашенные минералы в шлифах имеют лишь слабо проявленный оттенок цвета, например, альмандин, кианит, ставролит. Фемические породообразующие минералы в большинстве случаев анизотропны, поэтому для них характерно явление абсорбции. У биотита схема абсорбции (плеохроизма) – прямая, что определяется наибольшей плотностью окраски минерала по Ng, а у турмалина – обратная, т.е. наиболее интенсивный цвет по Np. Некоторые щелочные амфиболы также имеют обратную схему абсорбции. Следует обращать внимание на плеохроичные дворники внутри самих по себе бесцветных минералов. Иногда только по одним этим дворникам можно отличить кордиерит от кварца или плагиоклаза.

Цель работы: определение в шлифе в зернах минералов спайности, отдельности, окраски минералов.

Эти исследования проводятся без анализатора.

Порядок выполнения работы:

1. В шлифе найти зерна одного минерала с разной спайностью. Определить вид спайности (совершенная, весьма совершенная, несовершенная; в одном направлении или пересекающаяся). Сделать зарисовки.

2. Померить в зернах с пересекающейся спайностью угол. Для этого отчетливо проявленную трещину одного направления совместить с вертикальной линией креста нитей окуляра, взять замер на лимбе столика микроскопа. Затем, вращая столик микроскопа, совместить с вертикальной линией вторую трещину этого угла. Взять второй замер на лимбе столика микроскопа. Полученная разность даст угол пересекающейся спайности.

3. Определить в шлифе зерна с отдельностью, указать вид отдельности.

4. Найти в шлифе зерна окрашенных минералов. Указать цвет минерала, равномерность, интенсивность окраски и плеохроизм. Определить схему плеохроизма. У положительных минералов удлиненно-призматической формы наиболее интенсивная окраска отмечается при совмещении спайности с вертикальной линией креста нитей окуляра. Это цвет по Ng, который у положительных минералов в этом направлении наиболее интенсивный.

5. Повернуть столик микроскопа по часовой стрелке на 45°, отметить цвет минерала в этом положении. Это цвет по Nm.

6. Продолжить вращение столика микроскопа по часовой стрелке еще на 45°, отметить цвет минерала в этом положении. Это цвет минерала по Np. Если интенсивность цвет уменьшается, то это прямая схема плеохроизма,

характерная для биотита, которая обозначается следующим образом: $N_g > N_m > N_p$. Если по N_g и N_m интенсивность окраски не изменяется, но резко уменьшается по N_p , тогда схема плеохроизма $N_g = N_m > N_p$. Возможны различные варианты обозначения схемы плеохроизма в зависимости от изменения окраски при повороте столика микроскопа: $N_g > N_m = N_p$, когда в двух первых положениях окраска не изменяется, а в третьем положении резко уменьшается интенсивность окраски, а возможно и цвет.

7. Если при повороте столика микроскопа интенсивность окраски увеличивается, то такая схема называется обратной и является характерной для турмалина и некоторых щелочных амфиболов. Она обозначается $N_g < N_m < N_p$.

Лабораторная работа № 5 **ОПРЕДЕЛЕНИЕ УГЛА ПОГАСАНИЯ МИНЕРАЛОВ В РАЗНЫХ СЕЧЕНИЯХ**

Минералы **средних сингоний** (тригональная, тетрагональная и гексагональная) являются одноосными. В кристаллах этой сингонии с осью симметрии кристалла – тройной, четверной или шестерной должна совпадать оптическая ось индикатрисы.

Многие одноосные минералы в горных породах находятся в виде неправильных зерен без спайности (кварц, нефелин и др.). Для их диагностики определение сингонии оптической ориентировки не имеет значения. Если зерна этих минералов имеют правильные очертания, то погасание относительно ограничений в анизотропных сечениях различно в зависимости от формы кристалла. Например, и кварц и нефелин могут иметь сечения с почти квадратными очертаниями. Однако кварц характеризуется бипирамидальными кристаллами, а нефелин короткостолбчатыми, то погасание в квадратных сечениях кварца диагональное, а у нефелина – прямое. Изотропные сечения у обоих минералов шестиугольных очертаний, так как они относятся к минералам гексагональной сингонии.

Многие одноосные минералы встречаются в зернах призматического габитуса. По очертаниям поперечных изометрических и обязательно изотропных сечений определяют сингонию минерала. Такие сечения у минерала гексагональной сингонии имеют прямоугольные очертания (апатит), а у тетрагонального минерала – квадратные (циркон). Если очертания не вполне поперечные, они не будут изотропными и соответственно искажаются их очертания.

Анизотропные сечения, проходящие через ось призмы, являются главными сечениями с максимально высокими цветами интерференции. Погасание в таких сечениях относительно удлинения всегда прямое, так как с направлением удлинения совпадает либо большая ось эллипса сечения (у одноосных положительных минералов, например, у циркона), либо меньшая (у одноосных отрицательных, например, у апатита).

Некоторые одноосные минералы имеют таблитчатый габитус. Ясно удлиненные поперечные сечения с максимально высокими цветами интерференции тоже имеют прямое погасание относительно удлинения.

У таблитчатых одноосных минералов хорошо развита пинакоидальная спайность по базопинакоиду, проходящая перпендикулярно главной оси симметрии. Во всех поперечных сечениях, где видны трещины спайности, независимо от того будет ли плоскость спайности перпендикулярна или наклонена к плоскости шлифа, погасание относительно следа спайности прямое. Объясняется это тем, что спайность в этом случае проходит по круговому сечению индикатрисы, а любое направление в этой плоскости, в том числе и линия пересечения плоскости спайности с плоскостью шлифа, является осью индикатрисы и, следовательно, диаметром эллипса сечения.

У некоторых одноосных минералов бывает призматическая спайность. В поперечных изотропных сечениях видны тонкие и четкие трещины двух или более пересекающихся плоскостей спайности. У тетрагональных минералов трещины пересекаются под углом 90° , а у гексагональных должно быть три системы трещин, пересекающихся под углом 60° .

Минералы **низших сингоний** (ромбическая, моноклинная и триклинная) являются двуосными.

В кристаллах ромбической сингонии три взаимно перпендикулярные кристаллографические оси являются осями симметрии кристалла, и оси индикатрисы совпадают со всеми кристаллографическими осями.

У ромбических минералов призматического и таблитчатого габитуса с направлением вытянутости или сплюсненности кристалла, всегда совпадает какая-либо ось индикатрисы. Поэтому во всех удлиненных сечениях, где в плоскости сечения находится одна или две оси индикатрисы, погасание относительно удлинения прямое.

Погасание относительно пинакоидальной спайности в различных сечениях ромбического минерала будет: прямым, если плоскость спайности перпендикулярна плоскости шлифа или проходит через одну из кристаллографических осей и, следовательно, через какую-либо ось индикатрисы и косым во всех разрезах, когда плоскость спайности не перпендикулярна плоскости шлифа и сечение не проходит через кристаллографическую ось.

Погасание в зернах с призматической спайностью ромбического минерала в различных его сечениях будет прямым, если сечение проходит через ось призмы и косым во всех других случаях. Угол погасания будет зависеть от величины угла $2v$ и положения сечения относительно кристаллографических осей.

Важное сечение для определения сингонии и оптической ориентировки является главное сечение с максимально высокими цветами интерференции. Если это сечение удлиненное, то у ромбического минерала погасание относительно удлинения будет прямым. Погасание относительно видимых трещин спайности или отдельности тоже прямое. Призматическая спайность в

главном сечении либо не видна, либо следы ее широкие и расплывчатые. Пинакоидальная спайность параллельна или перпендикулярна главному сечению и поэтому видимые следы ее могут быть только тонкими и четкими.

В кристаллах моноклинной сингонии только одна ось – вторая кристаллографическая – является осью симметрии кристалла и с ней должна совпадать одна из трех осей индикатрисы.

У моноклинных пироксенов и амфиболов со второй осью совпадает ось Nm. Следовательно, в плоскости второго пинакоида находятся оси Ng и Np, и это сечение отличается от множества других наиболее высокими цветами интерференции. Определив в главном сечении угол погасания относительно удлинения, мы установим именно тот угол, который характеризует оптическую ориентировку моноклинного пироксена или амфибола.

Во всех сечениях с видимыми следами призматической спайности погасание косое, независимо перпендикулярна или наклонна плоскость спайности к плоскости сечения.

В триклинной сингонии кристаллографические оси не являются осями симметрии кристалла, они не взаимно перпендикулярны и не одна из них не совпадает с осями индикатрисы.

У триклинных минералов таблитчатого габитуса погасание в поперечных удлиненных сечениях тоже косое относительно удлинения и следов спайности по плоскости таблички.

Цель работы: определение угла погасания минералов в разных сечениях.

Определение угла погасания минералов проводится всегда при включенном анализаторе, т.е. в скрещенных николях.

Порядок выполнения работы:

1. В шлифе найти зерна удлиненной формы или зерна с отчетливо проявленной спайностью в одном направлении.

2. Совместить трещины спайности с вертикальной линией креста нитей окуляра. Ввести анализатор. Если зерно погасло, погасание минерала прямое. Если зерно в этом положении не погасло, погасание минерала – косое. В этом случае надо определить угол погасания минерала. Определить значение на лимбе столика микроскопа, затем по часовой стрелке повернуть столик микроскопа до полного погасания. Взять второй замер. Полученная разность даст угол погасания минерала.

3. Определить по полученному углу погасания исследованный минерал. Уточнить правильность определения, используя «Таблицы для оптического определения породообразующих минералов [12]».

Лабораторная работа № 6

ИССЛЕДОВАНИЕ ДВОЙНИКОВ, КАК ОДИН ИЗ СПОСОБОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОЙ ОРИЕНТИРОВКИ

Эти исследования проводятся при включенном анализаторе.

Общие особенности двойников.

Двойником называется закономерный сросток двух кристаллов, один из которых повернут относительно другого на 180° вокруг некоторого направления. Кристаллографическими элементами двойника являются: двойниковая ось, т.е. двойная ось симметрии, вокруг которой повернут один индивид относительно другого; двойниковая плоскость – плоскость симметрии двойникового сростка. По отношению к оптическим свойствам кристалла, обладающим центром инверсии, т.е. подчиненным законам эллипсоида – двойниковая плоскость всегда перпендикулярна двойниковой оси по отношению к внешней форме кристалла. В случае отсутствия центра инверсии двойниковая ось может быть и в двойниковой плоскости. Плоскость срастания двойника, линия пересечения которой с плоскостью любого сечения кристалла называется двойниковым швом, является нормалью к плоскости срастания.

Плоскость срастания двойников является важным кристаллографическим элементом, по отношению к которому определяют положение осей индикатрисы. Если зерно какого-либо минерала представляет двойниковый сросток, то под микроскопом его двойниковое строение видно в сечениях, приблизительно перпендикулярных плоскости срастания двойника. В этих сечениях зерно разделено на две части прямолинейной границей, являющейся следом плоскости срастания двойника в плоскости шлифа, т.е. двойниковым швом. Разделенные двойниковым швом индивиды хорошо различаются в скрещенных николях, так как они гаснут не одновременно и часто имеют разные цвета интерференции.

Двойниковые сростки могут быть простыми, полисинтетическими и сложными. В первых двух случаях имеется одна плоскость срастания, а в последнем – несколько.

Если плоскость срастания двойника перпендикулярна плоскости шлифа, то граница между двойниковыми индивидами резкая и четкая.

Двойниковая ось не может быть параллельна четной оси симметрии кристалла. В одноосных кристаллах двойниковая ось может совпадать с оптической осью (тригональная сингония) и с диаметром кругового сечения, но такие двойники оптически не различимы. Двойниковая ось является биссектрисой угла между одинаковыми направлениями обоих индивидов двойника. Например, наибольшая ось индикатрисы одного индивида Ng^1 , наибольшая ось индикатрисы другого индивида Ng^2 и двойниковая ось должны лежать в одной плоскости и двойниковая ось должна делить угол между Ng^1 и Ng^2 пополам. В зависимости от относительного положения двойниковой оси и плоскости срастания двойника и от того, какое кристаллографическое направление является двойниковой осью, различают три типа двойников

срастания: 1) нормальные двойники (двойники по законам граней – граневые двойники). Двойниковая ось у них является нормалью к какой-либо грани кристалла, которая должна быть плоскостью срастания двойника (и одновременно двойниковой плоскостью); 2) параллельные или осевые двойники (двойники по законам ребер – реберные двойники). У них двойниковая ось является каким-либо ребром, находящимся в плоскости срастания двойника; 3) сложные двойники, в которых двойниковая ось перпендикулярна к ребру, находящемуся в плоскости срастания, и сама находится в этой же плоскости (рис. 10).

Таким образом, в первом случае двойниковая ось является нормалью к плоскости срастания двойника, а во втором и третьем случае находится в этой плоскости. Иного взаимного расположения двойниковой оси и плоскости срастания двойника быть не может. Если в двойниковом срастании находятся два индивида, двойник называется простым. Однако часто встречаются параллельные ростки нескольких индивидов.

Плоскости срастания у них параллельны одной определенной грани кристалла. Такие двойники называют полисинтетическими, хотя строго говоря, нужно различать собственно полисинтетические двойники, в которых повторяется один закон двойникования и сложные двойниковые образования – двойниковые триады, в которых чередуются двойники нормального, осевого и сложного типов (рис. 11). Весьма характерны полисинтетические двойники для наиболее важного породообразующего минерала – плагиоклаза, которые бывают довольно сложными.

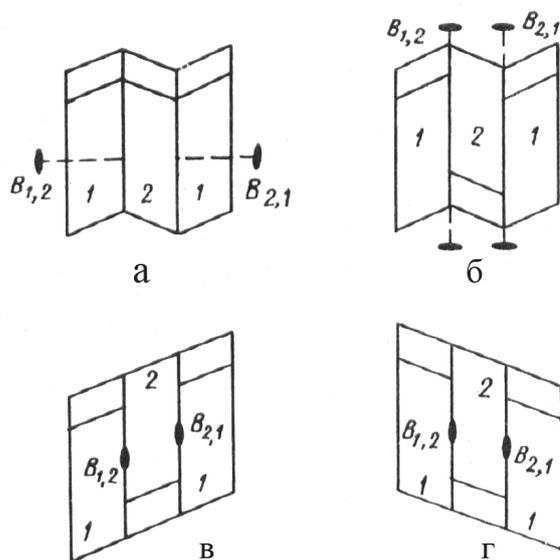


Рис. 10. Полисинтетические двойники типов: а – нормального, б – осевого, в, г – сложного

Кроме полисинтетических двойников выделяются комплексные двойники (тройники, четверики, шестерики), если срастается несколько индивидов, но плоскости срастания не параллельны. К таким минералам относится, например, кордиерит, который иногда дает секториальные тройники и шестерики и по этому признаку отличается от сходных с ним кварца и полевых шпатов. Тройники характерны также, например, для тридимита, который довольно часто встречается в вулканических породах. Для рутила типичны коленчатые и

сердцевидные двойники и т.д. Если индивиды двойникового сростания прорастают друг друга, соприкасаясь по многогранной поверхности, получаются двойники прорастания. Они бывают простыми или крестообразными, звездчатыми или решетчатыми и образуются в результате развития комплексных двойников.

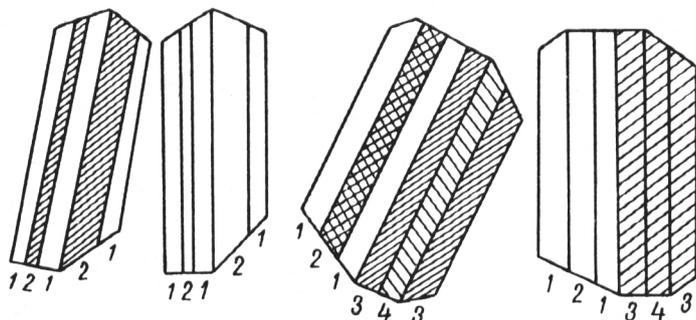


Рис. 11. Различие между полисинтетическим двойником нормального типа (два рисунка слева) и двойниковой триадой в сечении, перпендикулярном плоскости сростания (два рисунка справа)

Двойники у минералов различных сингоний.

У минералов средних сингоний (одноосных) оптически различимы двойники всегда нормального типа. Плоскостью сростания у них является косая грань (не пинакоид и не призма), а двойниковой осью – нормаль к этой грани. Широко распространены коленчатые двойники у рутила и касситерита с двойниковой осью перпендикулярной (101), образующей угол с N_g 33–34°.

Минералов ромбической сингонии с оптически различимыми двойниками чаще всего имеют две двойниковые оси. Одна из них нормаль к грани призмы, другая – ребро, образованное с этой гранью с пинакоидом. Одна пара одноименных осей индикатрисы и индивидов совпадает. Двойники часто пересекающиеся, не редко встречаются шестерика и крестообразные двойники (кордиерит, ставролит). Реже встречаются нормальные двойники с одной двойниковой осью, перпендикулярные косой грани, осевые и сложные двойники, у которых двойниковые оси (ребра или перпендикуляры к ребрам) не лежат в пинакоидах и не совпадают с кристаллографическими осями.

У минералов моноклинной сингонии двойники тоже могут быть с двумя или одной двойниковой осью. Если одна пара двойниковых осей индикатрисы совпадает, то двойниковых осей две и обе они должны быть перпендикулярны [010]. Обычно одна из них перпендикулярна [001] или [100]. У моноклинных амфиболов и пироксенов самые распространенные двойники имеют плоскость сростания по (100). Одна двойниковая ось перпендикулярна (100) в плоскости (010), а другая – [001] и находится в плоскости сростания [010]. Если все три пары осей индикатрисы не совпадают, то двойниковая ось одна и она не перпендикулярна [010]. Это либо нормаль к грани призмы, либо ребро в плоскости (100), или (001). Такие двойники встречаются редко (гипс).

У минералов триклинной сингонии двойники имеют, как правило, одну двойниковую ось, так как все три пары одноименных осей индикатрисы не совпадают. Если по оптической ориентировке триклинный минерал приближается к моноклинному, то одна пара осей индикатрис почти совпадает. В этом случае появляется вторая (ложная) двойниковая ось.

Самыми распространенными триклинными минералами являются плагиоклазы (рис. 12) и исследования двойников для них особенно важно, так как иным способом трудно определить их оптическую ориентировку и, следовательно, состав плагиоклаза.

У плагиоклаза наиболее развитыми гранями являются грани второго и третьего пинакоидов. Поэтому чаще всего встречаются двойники с плоскостью срастания именно по этим граням. Двойниковыми осями могут быть: 1) нормали к пинакоидам, т.е. перпендикуляр ко второму и третьему пинакоидам; 2) ребра, лежащие в этих гранях, т.е. $[100]$, $[010]$ и $[001]$; 3) перпендикуляры к этим ребрам, лежащие в плоскости первого или второго пинакоида.

Все главнейшие законы двойникового плагиоклазов получили особое название и характерны для определенных типов двойников.

Для нормальных двойников – альбитовый и манебахский; для осевых – карлсбадский и эстерельский, аклиновый и периклиновый; для сложных – альбит-карлсбадский, альбит-эстерельский, манебах-аклиновый и манебах-эстерельский. Из этих законов двойникового плагиоклазов самый распространенный альбитовый с двойниковой осью, перпендикулярной плоскости срастания по второму пинакоиду. Очень распространены двойниковые триады с плоскостью срастания по второму пинакоиду, т.е. альбитовых, карлсбадских и альбит-карлсбадских двойников. Двойниковые триады с плоскостью срастания по третьему пинакоиду менее распространены. Часто встречаются манебахские двойники, но обычны простые. Периклиновые полисинтетические двойники тоже относятся к распространенным. Плоскостью срастания у них является так называемое ромбическое сечение – грань из зоны первого и третьего пинакоида.

У андезина ромбическое сечение совпадает с третьим пинакоидом, а у других плагиоклазов отклоняется на $18-20^\circ$. Некоторое несовпадение плоскости срастания с плоскостью спайности по третьему пинакоиду является отличительной особенностью периклиновых двойников. Резкое несовпадение плоскости срастания со спайностью имеет место также в бавенских двойниках, которые у плагиоклазов встречаются исключительно редко, но у калиевых полевых шпатов они обычны. У двойников по бавенскому закону двойниковая ось перпендикулярна плоскости срастания по (021) . Существенно калиевый полевой шпат – ортоклаз полисинтетических двойников не имеет, для него обычны двойники, состоящие только из двух индивидов.

Очень характерны двойники у микролина, у которого две системы полисинтетических двойников пересекаются под углом, близким к прямому, образуя своеобразную микроклиновую решетку (см. рис. 12 в).

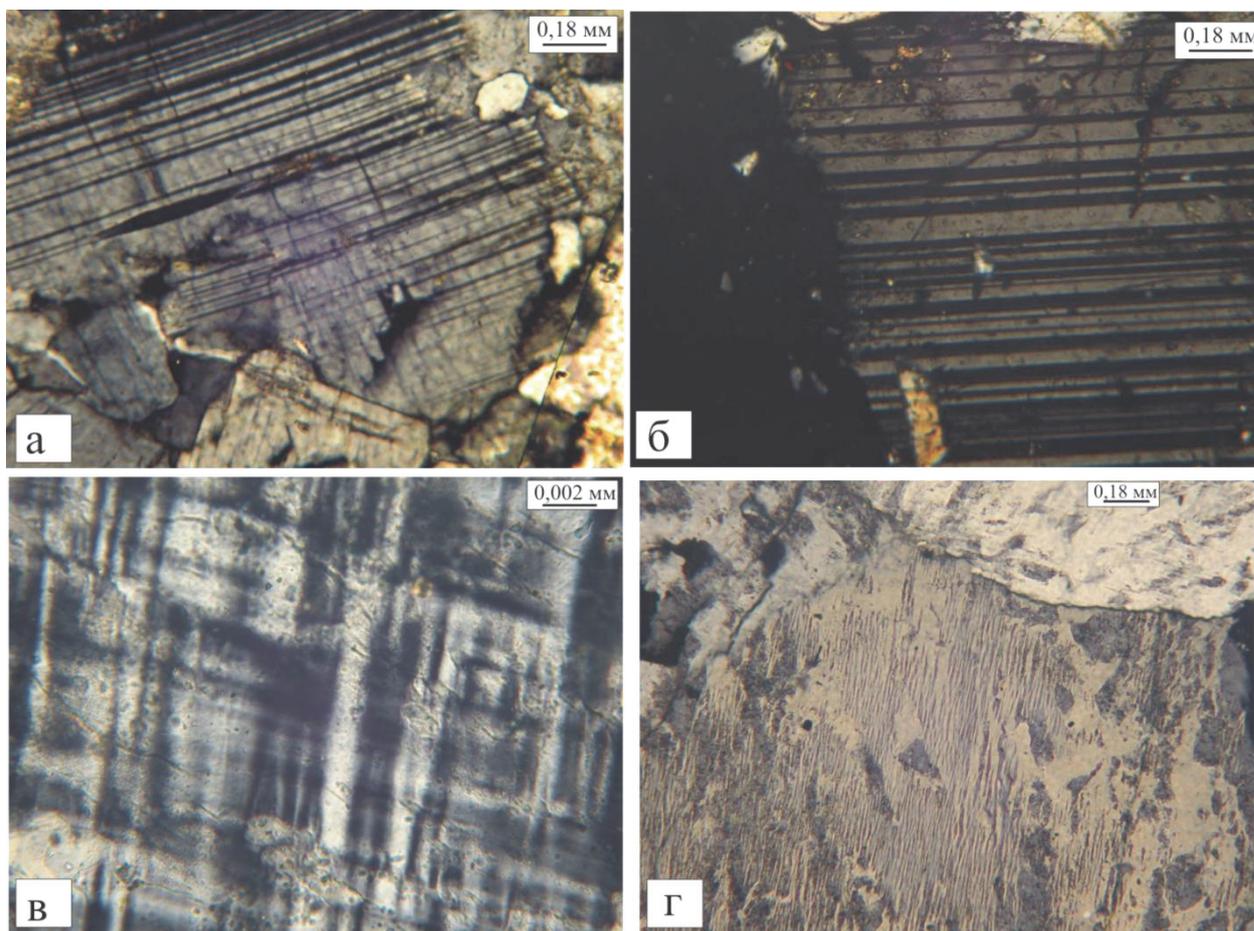


Рис. 12. Характер двойникования у плагиоклаза и микроклина:
 а, б – полисинтетические двойники у плагиоклаза, альбитовый закон двойникования;
 в – двойники у микроклина – микроклиновая решетка; г – антипертиты.
 Полисинтетические двойники затушеваны пертитовыми вростками ортоклаза. Фото
 шлифов с анализатором

Весьма своеобразны полисинтетические двойники у лейцита, которые наблюдаются в виде нескольких систем полосок, пересекающихся под различными углами в зависимости от разреза зерна плоскостью шлифа (рис. 13).

Минерал этот псевдокубический, имеет очень характерные формы – тетрагонтриоктаэдры, дающие в разрезе восьмиугольники. Иногда в разрезе получают также треугольники, ромбы, четырехугольники. Если кристаллы оплавлены, то наблюдаются почти правильные шарики. Для лейцита характерны включения, располагающиеся иногда параллельно ограничениям его кристаллов, иногда по секторам, иногда по определенным направлениям (см. рис. 13 а).

В любом оптически различимом двойнике плоскость срастания является какой-либо определенной кристаллографической плоскостью, по отношению к которой также можно определить положение осей индикатрисы, как и по отношению к плоскостям спайности, ограничения и т.д. Сечение двойника простого и полисинтетического, перпендикулярные плоскости срастания, под

микроскопом узнаются легко, так как в них граница между индивидами наиболее резкая. Если плоскость срастания не перпендикулярна плоскости шлифа, то граница между индивидами двойника становится расплывчатой.

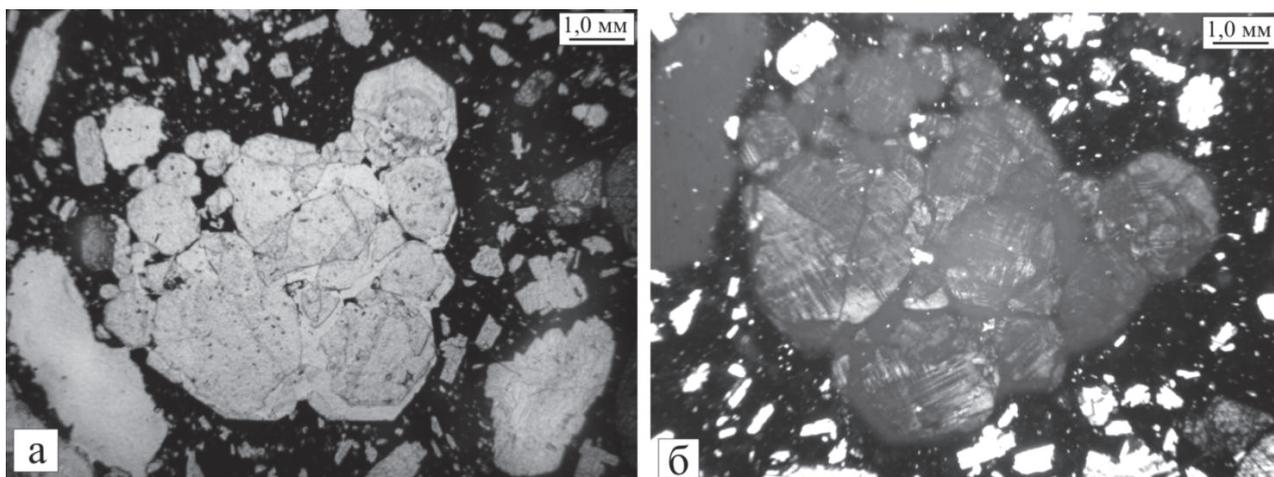


Рис. 13. Форма кристаллов лейцита в лаве вулкана Везувий: а – видны зональные включения в кристаллах лейцита. Фото шлифа при одном николе; б – видны секторы и полисинтетические двойники. Фото шлифа с анализатором

В сечениях, перпендикулярных плоскости срастания, часто можно отличить осевые и сложные двойники от нормальных. Поставив эту плоскость параллельно одной из нитей окуляра, можно увидеть, что индивиды либо останутся различимыми по степени освещенности или по цветам интерференции, либо станут неразличимыми, т.е. двойник примет вид монокристалла. В первом случае можно уверенно говорить, что двойник не является нормальным. Это осевой или сложный двойник, причем двойниковая ось его, находясь в плоскости срастания, не совпадает ни с осью микроскопа, ни с направлением колебания света в николе. Во втором случае, т.е. если при совмещении двойникового шва с нитью окуляра различие между индивидами исчезает, двойник, скорее всего, будет нормальным с двойниковой осью, перпендикулярной плоскости срастания. В сечениях перпендикулярных плоскости срастания нередко можно определить, является ли двойник из нескольких параллельно сросшихся индивидов полисинтетическим двойником или двойниковой триадой.

У моноклинных пироксенов и амфиболов двойники с плоскостью срастания по первому пинакоиду могут быть использованы для более точного определения угла cNg . Выбор главного сечения по второму пинакоиду уточняется тем, что это сечение должно быть и перпендикулярно плоскости срастания двойника. При совмещении двойникового шва с нитью окуляра различие между индивидами двойника должно исчезнуть. Погасание в сложных индивидах должно быть симметричным относительно двойникового шва и угол этого симметричного погасания будет равен углу cNg .

У триклинных минералов углы погасания относительно двойникового шва в сечениях, перпендикулярных плоскости срастания, широко используются для

косвенного определения оптической ориентировки. Непосредственно по этим углам все же нельзя определить величины углов между кристаллографическими осями и осями индикатрисы. Используется лишь то, что для триклинного минерала с определенной оптической ориентировкой известна максимальная величина угла симметричного погасания в сечениях, перпендикулярных определенной плоскости срастания.

Цель работы: исследование зерен с двойниками для определения оптической ориентировки.

Эти исследования проводятся обычно при включенном анализаторе.

План выполнения работы:

1. В шлифе с плагиоклазом изучить зерна с отчетливо проявленными полисинтетическими двойниками. Выбрать зерна, которые при включенном анализаторе состоят из системы полосок контрастного цвета – белого и черного. Поочередно повернуть столик микроскопа по часовой, а затем – против часовой стрелки. При этом одна система двойников гаснет, а другая просветляется. Замеренные углы погасания у сдвойникованных по альбитовому закону плагиоклазов, повернутые по часовой и против часовой стрелки, будут одинаковыми или отличаться не более чем на $2-3^\circ$.

2. Двойники, находящиеся в положении погасания, повернуть на 45° по часовой стрелке, определить интерференционную окраску и вставить компенсатор – кварцевую пластинку. Если в полисинтетическом двойнике знак удлинения будет отрицательным, плоскостью срастания служит (010), двойник альбитовый. Если знак удлинения положительный – двойник переклиновый.

3. Найти в шлифе зерна плагиоклаза, которые при повороте столика микроскопа гаснут по-разному. Это зерна, сдвойникованные по сложным законам.

4. Найти в шлифе зерна минералов с простыми двойниками. Зерна ортоклаза состоят из двух индивидов и образуют простые двойники. С помощью компенсатора определить оси индикатрисы в двойниках.

5. Найти в шлифе темноцветные минералы, определить в них простые и полисинтетические двойники.

6. Найти в шлифе при включенном анализаторе зерна микроклина с решетчатым строением. Это микроклиновая решетка, состоящая из альбитовых и периклиновых двойников, пересекающихся под углом 90° . В разрезах по (010) и (100) наблюдаются двойниковые полосы только одного направления, но они отличаются от двойниковых полосок плагиоклаза волнистыми границами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Информация, предваряющая каждую лабораторную работу, позволит студенту понять и усвоить основные сведения по кристаллооптическим особенностям большей части породообразующих минералов. Наблюдения над зернами минералов, детальное изучение и выявление их свойств гарантирует студентам достоверную диагностику минералов. Шаг за шагом, от одной лабораторной работы к другой – от простых свойств к более сложным – студент освоит методы диагностики минералов и сможет сделать выводы об условиях их образования. Наблюдения поверхности зерен, исследование формы минералов даст возможность не только определить минерал, но и выяснить характер взаимоотношения минералов в породе, определить структуру и текстуру магматической породы и в большинстве случаев восстановить условия кристаллизации. По форме минералов можно судить не только об условиях их кристаллизации, но и температуре и скорости образования породы в целом. Цвет минералов часто позволяет определить особенности состава минерала и не редко среду, в которой этот минерал образовался, например, восстановительная или окислительная. Красноовато-оранжевый цвет биотита свидетельствует о содержании в минерале титана; малиновый цвет эпидота – марганца, бурый цвет многих минералов обусловлен присутствием трехвалентного железа, а синий и зеленый – двухвалентного железа и т.д.

Освоение методов определения минералов с помощью кристаллооптических свойств, наблюдения над характером взаимоотношений минералов в шлифах, определение структурно-текстурных особенностей минеральных агрегатов позволит определить состав любой горной породы, что для геолога всегда является одной из главных задач.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Атлас подводных фотографий Красноморского рифта: монография / Ю.А. Богданов, Е.В. Жулева, Л.П. Зоненшайн и др. – М.: Наука, 1983. – 136 с.
2. Гирнис, А.В. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов: монография / А.В. Гирнис, И.Д. Рябчиков, О.А. Богатиков. – М.: Наука, 1987. – 120 с.
3. Григорьев, Д.П. Перекристаллизация минералов / Д.П. Григорьев // Зап. ВМО. –1956. –Ч.85, № 2. – С.43–52.
4. Григорьев, Д.П. Онтогения минералов (индивиды): монография / Д.П. Григорьев, А.Г. Жабин. – М.: Наука, 1975. – 339 с.
5. Заварицкий, В.А. Петрография, учебное пособие / В.А. Заварицкий. – ч.3. Л.: ЛГРИ, 1969. – 147 с.
6. Жабин, А.Г. Онтогения минералов. Агрегаты: монография / А.Г. Жабин. – М.:Недра, 1979. – 160 с.
7. Кориневский, В.Г. Чанчариты – новое семейство калиевых щелочных горных пород / В.Г. Кориневский // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование: сб. науч. тр. – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2007. – С. 470–490.
8. Лебедева, С.М. Природные стекла: спектроскопия и структура: монография / С.М. Лебедева, Л.Я. Кабанова, В.Н. Быков и др. – Екатеринбург – Миасс: Изд-во УрО РАН, 2007. – 116 с.
9. Лодочников, В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. Монография / В.Н. Лодочников. – М.:Недра, 1974. – 247 с.
10. Минералогическая энциклопедия: справочник / под ред. К. Фрея; пер. с англ. А.К. Запальной, А.П. Платуновой. – Л.: Недра, 1985. – 512 с.
11. Перлиты: сб. науч. тр. / под ред. В.В. Наседкина, – М.: Наука, 1981. – 293 с.
12. Попов, В.А. Практическая кристалломорфология минералов: монография / В.А. Попов. – Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1984.– 191 с.
13. Трёгер, В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов / В.Е. Трёгер; пер. с нем. Р.Н. Соболева. – М.: Недра, 1958. – 185 с.
14. Шарфман, В.С. Структуры магматических пород и их генезис. Методическое руководство / В.С. Шарфман, И.Е. Кузнецов, Р.Н. Соболев. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. – 396 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Лабораторная работа № 1. Определение под микроскопом степени анизотропности минерала, рельефа и шагреновой поверхности минерала.....	3
Лабораторная работа № 2. Определение показателей преломления и двупреломления анизотропного минерала.....	6
Лабораторная работа № 3. Форма зерен и исследование кристаллографических элементов под микроскопом.....	9
Лабораторная работа № 4. Спайность, отдельность, окраска минералов.....	18
Лабораторная работа № 5. Определение угла погасания минералов в разных сечениях.....	22
Лабораторная работа № 6. Исследование двойников, как один из способов определения оптической ориентировки.....	25
Заключение.....	32
Библиографический список.....	33

КРИСТАЛЛООПТИКА

Методические указания по выполнению
лабораторных работ

Техн. редактор *А.В. Миних*

Издательский центр Южно-Уральского государственного университета

Подписано в печать 26.11.2014. Формат 60×84 1/16. Печать цифровая.
Усл. печ. л. 2,09. Тираж 30 экз. Заказ 809/661.

Отпечатано в типографии Издательского центра ЮУрГУ.
454080, г. Челябинск, пр. им. В.И. Ленина, 76.