

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«СЕВЕРО-КАВКАЗСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ПЕТРОГРАФИЯ

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ
(ЛАБОРАТОРНЫЙ ПРАКТИКУМ)**

Специальность
21.05.02 Прикладная геология

Специализация
«Геология нефти и газа»

Квалификация (степень) выпускника – горный инженер-геолог

Ставрополь
2018

УДК 552.2 (075.8)
ББК 26.31 я73
П 30

Печатается по решению
редакционно-издательского совета
Северо-Кавказского
федерального университета

П 30 **Петрография:** учебное пособие (лабораторный практикум) /
авт.-сост.: З. В. Стерленко, Т. Р. Федорова, И. Н. Нуридинов. –
Ставрополь: Изд-во СКФУ, 2018. – 152 с.

Лабораторный практикум содержит описание устройства микро-
скопа, методику изучения оптических свойств при одном и двух скре-
щенных николях, описание оптических свойств фемических и саличе-
ских минералов, структур и текстур магматических пород.

Предназначено для выполнения лабораторных работ студентами,
обучающимися по специальности 21.05.02 Прикладная геология.

УДК 552.2 (075.8)
ББК 26.31 я73

Авторы-составители:

канд. геол.-минерал. наук, доцент **З. В. Стерленко,**
старший преподаватель **Т. Р. Федорова,**
ассистент **И. Н. Нуридинов**

Рецензенты:

канд. геол.-минерал. наук **Д. В. Томашев,**
д-р геол.-минерал. наук, доцент **А. А.-Г. Керимов**

© ФГАОУ ВО «Северо-Кавказский
федеральный университет», 2018

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 4 |
| 1. Устройство микроскопа и его поверки | 6 |
| 2. Исследования оптических свойств минералов при одном николе (изучение формы кристаллов, степени идиоморфизма и спайности) | 17 |
| 3. Исследование оптических свойств минералов при одном николе (изучение цвета и плеохроизма, показателей преломления – рельеф, шагрень, полоска Бекке..... | 23 |
| 4. Определение оптических свойств минералов при двух скрещенных николях в параллельном свете (порядок интерференционной окраски, сила двупреломления, характер погасания) | 28 |
| 5. Определение оптических свойств минералов при двух скрещенных николях в параллельном свете (определение состава плагиоклазов) | 42 |
| 6. Изучение свойств минералов при двух скрещенных николях в сходящемся свете (коноскопический метод) | 47 |
| 7. Микроскопическое изучение фемических минералов..... | 55 |
| 8. Микроскопическое изучение салических минералов | 66 |
| 9. Контрольное определение оптических свойств породообразующих минералов..... | 77 |
| 10. Микроскопическое изучение структур глубинных магматических пород..... | 81 |
| 11. Микроскопическое изучение структур излившихся магматических пород | 91 |
| 12. Микроскопическое изучение текстур магматических горных пород | 99 |
| 13. Микроскопическое изучение пород группы перидотитов (гипербазитов) | 104 |
| 14. Микроскопическое изучение пород групп габбро-базальта, диорита – андезита, сиенита – трахита.... | 115 |
| 15. Микроскопическое изучение пород групп гранита – риолита, гранодиорита – дацита, нефелинового сиенита – фонолита..... | 125 |
| 16. Микроскопическое изучение структур и текстур метаморфических пород | 132 |
| 17. Микроскопическое изучение метаморфических пород различных типов метаморфизма | 140 |
| Рекомендуемая литература..... | 148 |
| Приложение 1..... | 149 |

ПРЕДИСЛОВИЕ

Целью освоения дисциплины является формирование набора компетенций будущего специалиста в области обучения, воспитания и развития, соответствующих целям ОП ВО специальности 21.05.02 Прикладная геология.

Для освоения дисциплины поставлены следующие **задачи**:

- ознакомиться с условиями образования минералов, магматических и метаморфических пород;
- получить основные навыки работы с минералами и горными породами;
- научиться работать с поляризационными микроскопами при одном, двух николях в параллельном свете и конюскопии;
- научиться правильно диагностировать минералы и магматические горные породы под микроскопом;
- развивать четкого логического мышления;
- подготовиться к научно-исследовательской работе в области микроскопического изучения минералов и горных пород;
- вооружиться основами минералого-петрографических знаний, необходимыми при поисках, разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений.

Дисциплина «Петрография» относится к базовой части Б1.Б.22.

В результате освоения дисциплины должны быть сформированы следующие **компетенции**:

ПК-1 – умение использовать теоретические знания при выполнении производственных, технологических и инженерных исследований в соответствии со специализацией;

ПК-2 – умение выбирать технические средства для решения общепрофессиональных задач и осуществлять контроль за их применением.

В результате освоения дисциплины обучающийся должен

знать: важнейшие типы горных пород магматического, осадочного и метаморфического генезиса, их систематики, условия формирования, методы микроскопической диагностики; тек-

стурно-структурные особенности магматических, метаморфических и осадочных пород – вещественный состав пород; классификацию пород; ассоциации, серии, формации горных пород; условия образования и закономерностях размещения горных пород (ПК-1); важнейшие типы горных пород магматического, осадочного и метаморфического генезиса, их систематики, условия формирования, методы микроскопической диагностики; текстурно-структурные особенности магматических, метаморфических и осадочных пород – вещественный состав пород; классификацию пород; ассоциации, серии, формации горных пород; условия образования и закономерностях размещения горных пород (ПК-2);

уметь: собирать и обрабатывать фондовую и опубликованную геологическую, геохимическую информацию (ПК-1); определять магматические и метаморфические горные породы, производить их грамотное и детальное изучение и описание в образцах и с помощью микроскопа (ПК-2);

владеть: способностью обобщать и анализировать фондовые и опубликованные геологические, геохимические данные (ПК-1); практическими навыками работы с микроскопом и методикой микроскопического изучения минералов и горных пород, способностью обобщать и анализировать полученные данные (ПК-2).

Перечисленные выше знания, умения, методики владения микроскопическими исследованиями студенты могут приобрести только при выполнении лабораторных работ по петрографии, что значительно повышает их роль при освоении данного курса.

1. Устройство микроскопа и его поверки

Цель работы – познакомиться с устройством микроскопа, который используется в лаборатории для микроскопических исследований, и научить их производить основные поверки.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

По способу распространения свет может быть естественным и поляризованным.

Естественным называется свет, который удовлетворяет условию: в каждый данный момент времени направления колебаний в разных точках луча различны.

Поляризованным называется свет, амплитуды колебаний которого по разным направлениям различны. Наиболее часто используются поляризационные микроскопы марок МП-3 и МИН-10, описание которых приводится ниже. Другие марки микроскопов встречаются реже, но по своей конструкции близки либо к МП-3 (МП-2, МИН-4, МИН-5), либо к МИН-10 (МИН-8). Имеющиеся различия в конструкции этих микроскопов существенно не влияют на методику работы и, как правило, легко осваиваются.

Поляризационный микроскоп МП-3 состоит из штатива I, осветительной системы II, столика III и тубуса IV (рис. 1.1).

Штатив делится на две части: нижнюю (Н) – массивную, неподвижную и верхнюю (В) – подвижную, на которой смонтированы все другие устройства микроскопов. Меняя угол наклона верхней части штатива относительно нижней можно установить микроскоп в удобное для исследователя положение и закрепить его при помощи стопорного винта.

Осветительная система (II) состоит из конденсора, поляризатора и зеркала.

Конденсор состоит из двух линз. Верхняя съёмная линза – линза Лазо (L), применяется для получения сходящегося пучка световых лучей. При определении всех оптических констант минералов, за исключением осности и оптического знака, линза

Лаза не используется и выводится из оптической системы микроскопа с помощью специального рычага 1, расположенного под столиком слева.

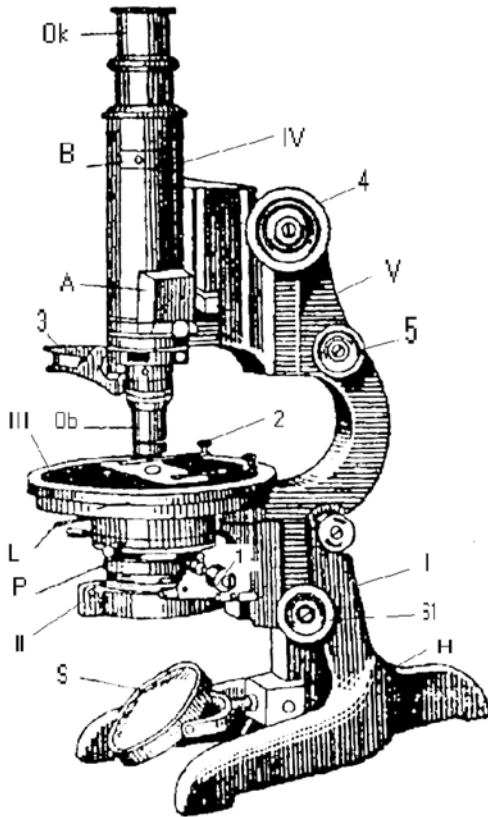


Рис. 1.1. Устройство микроскопа МП-3

Нижняя линза конденсора располагается над поляризатором и направляет поток параллельных световых лучей на исследуемый объект.

Если колебания световых волн совершаются только в одной определенной плоскости, такой свет называется плоскополяризованным, или просто поляризованным.

Важнейшим свойством оптически анизотропной среды является способность поляризовать свет – разлагать естественный свет на две волны (обе плоскополяризованные), электромагнитные колебания которых совершаются в двух взаимно перпендикулярных плоскостях с различными скоростями и, следовательно, с различными показателями преломления. Это явление называется двойным лучепреломлением или двупреломлением.

Используя явление двупреломления, можно преобразовать свет естественный в плоскополяризованный. Для этого используется поляризатор (Р) (призма Николя), который представляет собой кристалл исландского шпата, распиленный под определенным углом и склеенный канадским бальзамом.

Естественный световой луч (колеблется во всех направлениях), войдя в анизотропный кристалл исландского шпата, разлагается на два луча, плоскополяризованных, колеблющихся во взаимно перпендикулярных направлениях с разными показателями преломления (рис. 1. 2).

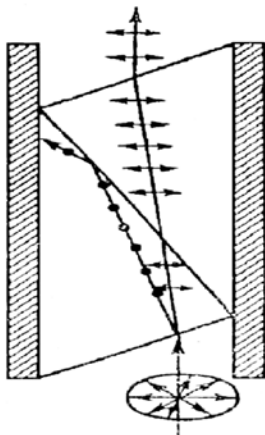


Рис. 1.2. Ход лучей через призму Николя

Один луч (колеблется в направлении, показанном точками, т. е. перпендикулярно к плоскости чертежа) преломляется и на границе с канадским бальзамом испытывает полное внутреннее отражение и гасится футляром николя.

Второй луч не испытывает преломления, свободно пересекает границу раздела сред и выходит из николя плоскополяризованным (направление колебания показано стрелками).

Скорость распространения света зависит от оптической плотности среды. При переходе света из одной среды в другую на границе раздела сред происходит изменение скорости света, что вызывает эффект преломления света.

Отношение скоростей света в воздухе (или пустоте) к скорости света в данной среде называется показателем преломления данной среды.

Над поляризатором располагается диафрагма, которая с помощью рычажка регулирует освещенность исследуемого предмета.

Зеркало (S) двустороннее, плосковогнутое, вращается вокруг двух осей. В большинстве случаев, особенно когда работают с осветителем, рекомендуется пользоваться вогнутым зеркалом. Отражаясь от зеркала, световые лучи попадают в поляризатор.

Вся осветительная система поднимается и опускается с помощью винта, расположенного под столиком микроскопа вертикально (S1).

Вращающийся столик III имеет лимб с градусными делениями и два нониуса для отсчета угла поворота с точностью до десятых долей градуса.

На столике с помощью «пружин-лапок» 2 укрепляется объект исследования – шлиф, представляющий собой плоскопараллельный срез горной породы или минерала толщиной 0,03 мм, помещенный между двумя стеклами – предметным и покровным. Пластика горной породы или минерала склеивается со стеклами смолой пихты или канадской сосны (канадский бальзам). Канадский бальзам – это вещество с постоянным и известным показателем преломления ($n = 1,537$ или $1,54$), бесцветное, прозрачное и обладающее способностью долго не раскристаллизовываться.

Шлиф устанавливается на столике покровным стеклом вверх.

Тубус IV. В нижней его части с помощью щипцового зажима 3 укрепляется объектив (Ob).

Микроскоп МП-3 снабжен набором объективов. Наиболее часто при петрографических исследованиях пользуются объективами, имеющими увеличение:

- 1) 3,7-кратное – для изучения структурных особенностей породы;
- 2) 8-кратное – при определении большей части оптических констант и для изучения морфологии минералов;
- 3) 20-кратное – для тех же целей, что и 8-кратное, при изучении мелкокристаллических пород;
- 4) 60-кратное – при определении особенности и знака минерала в сходящемся пучке световых лучей.

На оправе каждого объектива располагаются два центрировочных винта и фиксирующий штифт для правильного закрепления объектива в щипцовом устройстве.

Для установки объектива пальцами левой руки сжимают пружину щипцового устройства, а в правую руку берут объектив и надевают его на кольцообразный выступ тубуса микроскопа, затем поворачивают объектив против часовой стрелки так, чтобы фиксирующий штифт вошел в прорезь зажима, и после этого отпускают пружину.

Над объективом в тубусе микроскопа вмонтирована подвижная колодка с анализатором (А) – второе поляризующее устройство, аналогичное поляризатору. Некоторые оптические константы минералов определяются с выключенным анализатором.

В верхней части тубуса располагается подвижная планка с линзой Бертрана (В), которая применяется при исследовании минералов в сходящемся пучке световых лучей. При определении констант в параллельном свете линзу Бертрана выключают.

Сверху в тубус микроскопа вставляют окуляр (Ок).

В специальном штативе располагается набор окуляров, имеющих 6-, 8-, 12,5- (или 17,5)-кратное увеличение.

В окуляре с 6-кратным увеличением имеется микрометрическая линейка, которая используется для измерения размеров микрообъектов. Цена минимального деления этой линейки с объективом 8-кратного увеличения равна 0,02 мм. В окулярах с 8- и 12,5-кратным увеличением имеются две тонкие взаимно перпендикулярные нити, пересекающиеся в центре поля зрения.

Общее увеличение микроскопа равно произведению чисел, показывающих увеличение установленных объектива и окуляра.

Поляризационный микроскоп марки МИН-10 несколько отличается по конструкции от МП-3. Особенности устройства МИН-10 таковы:

- 1) штатив I неподвижен и состоит из одной (а не двух) частей;
- 2) предметный столик III расположен горизонтально;
- 3) линза Бертрана вводится в оптическую систему микроскопа с помощью поворотного рычажка, расположенного в верхней части тубуса;
- 4) поляризующие устройства – поляризаторы, а не призмы Николя.

Вместо двустороннего зеркала в МИН-10 для освещения можно использовать специальный осветитель, который укрепляется в нижней части осветительной системы (в МИН-8 зеркало вообще отсутствует, его заменяет встроенный осветитель).

Микроскоп МИН-10 оснащен сменными объективами с 3,5-, 9-, 20-, 60-кратным увеличением, которые применяются для тех же целей, что и в МП-3, и двумя окулярами: с 5-кратным увеличением, имеющим микрометренную линейку, и 8-кратным с двумя взаимно перпендикулярными нитями [1].

Оборудование и материалы

Микроскопы, набор объективов и окуляров, набор шлифов.
Указания по технике безопасности (см. Приложение 1).

Задания (указания по выполнению работы)

1. Подготовить микроскоп к работе.
 - 1.1. Поставить микроскоп штативом к себе, придав ему необходимый угол наклона.
 - 1.2. Поднять до предела осветительную систему.
 - 1.3. Открыть диафрагму.
 - 1.4. Выключить линзу Лазо, анализатор и линзу Бертрана.
 - 1.5. Установить объектив и окуляр 8-кратного увеличения.
 - 1.6. Поворачивая зеркало, добиться наиболее яркой и равномерной освещенности поля зрения.

- 1.7. Установить на столике шлиф и осторожно навести на фокус (лучше это делать, поднимая тубус); для фокусировки тубус микроскопа поднимается и опускается с помощью двух пар винтов: верхняя пара (4) служит для грубой фокусировки, нижняя пара (5) микрометрических винтов – для точной фокусировки.
2. Произвести основные поверки микроскопа.
 - 2.1. Поверка скрещенности николей. В поляризационном микроскопе имеются два николя – поляризатор и анализатор, которые должны быть установлены так, чтобы плоскости колебания лучей света, проходящих через них, были расположены взаимно перпендикулярно. Такое положение николей называют скрещенным.
В этом случае при включении анализатора (без установленного на столике шлифа) лучи света не попадают в глаз наблюдателя, и поле зрения в окуляре будет темным, это означает, что николи скрещены. Если поле зрения остается светлым при введенном анализаторе, то николи не скрещены. В этом случае необходимо повернуть поляризатор до максимального затемнения поля зрения.
 - 2.2. Поверка положения нитей окуляра. Нити окуляра должны располагаться параллельно плоскостям поляризации николей, причем плоскость поляризации одного из николей (чаще поляризатора) совпадает с плоскостью симметрии микроскопа. Таким образом, окуляры должны быть установлены так, чтобы одна из их нитей совпадала с плоскостью симметрии микроскопа (ее обычно называют вертикальной, а перпендикулярную к ней нить – горизонтальной). При определении некоторых оптических констант минералов необходимо совершенно точно совместить нити окуляра с положением плоскостей поляризации николей.

Для установки нитей окуляра параллельно плоскостям колебаний поляризатора и анализатора необходимо поступить следующим образом:

- a) анализатор выключить и в точку пересечения нитей окуляра поместить зерно биотита с хорошо выраженными трещинами спайности;
- b) затем столик микроскопа повернуть до момента наиболее темной окраски биотита. В таком положении одна из нитей окуляра должна быть параллельна его спайности;
- c) если этого не наблюдается, то следует повернуть окуляр так, чтобы нить совпадала с направлением трещин спайности. В тубусе микроскопа имеется прорезь для фиксации правильного положения окуляра.

2.3. Центрировка объектива. До начала проведения кристаллооптических исследований следует отцентрировать объектив, т. е. совместить его оптическую ось с осью вращения предметного столика. Оптическая ось микроскопа проходит через центр поля зрения, расположенный в точке пересечения нитей окуляра.

Если микроскоп отцентрирован, то зерно, поставленное в точку пересечения нитей окуляра, при вращении столика микроскопа не перемещается и остается в центре поля зрения. При центрировке микроскопа возможны два случая:

2.3.1. Зерно, поставленное в центр поля зрения, не уходит за его пределы при повороте столика микроскопа на 360° .

В этом случае для центрировки поставьте в точку пересечения нитей зерно небольшого размера (рис. 1.3). Шлиф двигайте руками. Затем, поворачивая столик микроскопа примерно на 180° , переместите зерно в точку 2. Из этого положения вращением двух центри-

ровочных ключей, одетых на центрировочные винты объектива, добейтесь того, чтобы зерно переместилось на половину расстояния к центру (точка 3).

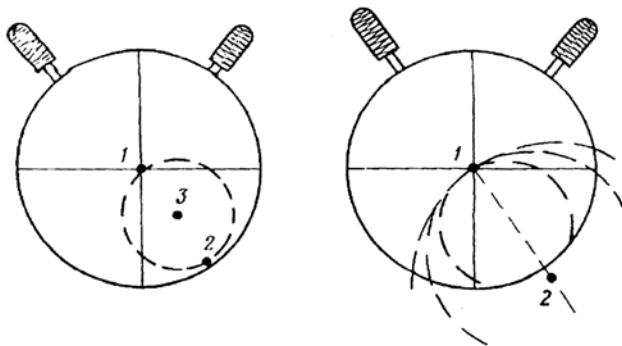


Рис. 1.3. Схема центрировки микроскопа

Далее, двигая шлиф руками, снова поставьте зерно в точку пересечения нитей окуляра (точка 1). Поворачивая столик микроскопа, наблюдайте за зерном. Если оно уходит из точки пересечения нитей, то центрировку продолжайте, повторяя указанные выше операции.

2.3.2. Зерно при повороте столика микроскопа исчезает из поля зрения (рис. 1.3Б).

В этом случае для центрировки микроскопа поступайте следующим образом:

- а) переместите зерно в точку пересечения нитей окуляра и, поворачивая предметный столик микроскопа то в одну, то в другую сторону, мысленно наметьте окружность, какую описало бы зерно при полном повороте, и направление, на котором располагался бы центр этой окружности (рис. 3Б);

- b) одновременным вращением обоих центрировочных винтов совместите центр намеченной окружности с точкой пересечения нитей окуляра;
- c) перемещая шлиф рукой, передвиньте зерно в точку 1;
- d) поворачивая столик, наблюдайте за зерном и, если оно не уходит из точки пересечения нитей, объектив считается отцентрированным.

Если эксцентриситет сохранился – центрировку продолжайте одним из описанных способов [1].

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, привести описание микроскопа МП-3. Описать методику проведения проверок микроскопа и результаты проверок.

При защите работы студент должен представить отчет и ответить на вопросы, предложенные преподавателем.

Контрольные вопросы и задания

Устройство призмы Николя.

1. Зарисуйте ход лучей в призме Николя.
2. Назначение объективов и окуляров.
3. Сколько призм Николя в микроскопе, как они называются и каково их назначение?
4. Перечислите основные проверки микроскопа.
5. Какое положение николей называется скрещенным?
6. Как проводят центрировку микроскопа?
7. Почему микроскоп называется «поляризационным»?
8. Как происходит превращение естественного света в плоскополяризованный?

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.
3. Хардигов А. Э., Холодная И. А. Петрография и петрология магматических и метаморфических пород: учебник / Министерство образования и науки Российской Федерации, ФГАОУ ВО «Южный федеральный университет», Геолого-географический факультет. Ростов-н/Д.: Издательство ЮФУ, 2011. 324 с. [Электронный ресурс]. URL: <http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id=241098>

2. Исследование оптических свойств минералов при одном николе (изучение формы кристаллов, степени их идиоморфизма и спайности)

Цель работы – познакомиться с методикой микроскопических исследований при одном николе и научиться правильно их описывать и определять оптические свойства минералов, изучаемых при одном николе.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

При одном николе изучаются: форма кристаллов и степень их идиоморфизма, цвет и плеохроизм минералов, спайность и угол между направлениями спайности, величина показателей преломления.

Изучение формы кристаллов, степени их идиоморфизма и спайности. Форма кристаллов в породе зависит от кристаллографических особенностей минерала, условий кристаллизации, химического состава магмы и др. Так, в условиях свободного роста образуются кристаллы, обладающие правильными очертаниями, которые присущи только данному минералу. Например, для кристаллов слюд характерен пластинчатый облик, а в шлифах они имеют шестиугольную или вытянутую форму (призматическую или шестоватую). Поэтому форма кристаллов является диагностическим признаком, и при изучении минералов под микроскопом на форму зерен следует обращать особое внимание.

Зерна, имеющие очертания, характерные для данного минерала, и грани которых полностью соответствуют кристаллографической форме его, называются идиоморфными (греч. *Idios* – своеобразный, присущий самому себе; *morphe* – форма, (рис. 2.1).

Если форма кристаллов только частично соответствует кристаллографической форме, то такие кристаллы называются гипидиоморфными (греч. *Нуро* – частично, относительно, рис. 2.1).



Рис. 2.1. Характеристика кристаллов по степени идиоморфизма

Если кристаллы минералов не имеют правильных кристаллографических очертаний и образуют зерна неправильной формы, то они называются ксеноморфными (греч. Xenos – чужой, рис. 2.1).

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

Наиболее часто минералы в шлифах наблюдаются в виде зерен изометрической, таблитчатой, призматической формы, реже встречаются минералы, которым присущи шестоватая и игольчатая формы (рис. 2.2).

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

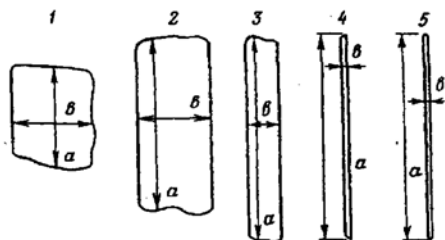


Рис. 2.2. Форма зерен кристаллов:

1 – изометрическая, $a/b = 1$; 2 – таблитчатая, a/b от 2 до 4;

3 – призматическая, a/b – от 4 до 10;

4 – шестоватая, a/b от 10 до 20; 5 – игольчатая $a/b > 20$

При микроскопическом изучении обычно различают минералы с совершенной и несовершенной спайностями. В зернах минералов, обладающих совершенной спайностью, наблюдаются тонкие, четкие трещины, протягивающиеся параллельно друг другу в большинстве случаев через все зерно (рис. 2.3а). У минералов с несовершенной спайностью линии трещин чаще широкие или прерывистые, но иногда могут быть тонкими и извилистыми, не всегда строго параллельными.

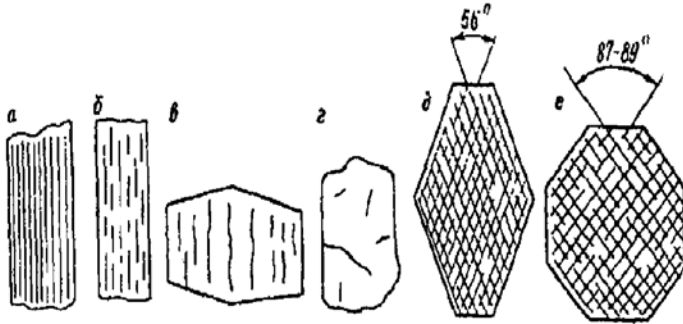


Рис. 2.3. Типы спайности

Однако единое направление трещин выдерживается достаточно отчетливо. Если минерал спайностью не обладает, то трещины либо отсутствуют совсем, либо неровные, извилистые и располагаются беспорядочно (рис. 2.3г).

Трещины спайности могут проходить в одном направлении (слюды), в двух (минералы группы полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и др.), в трех (кальцит, доломит, галит и некоторые другие минералы), в четырех (флюорит) и в шести (сфалерит) направлениях.

Для минералов, имеющих спайность в двух и более направлениях, один из диагностических признаков – величина угла между трещинами спайности (угол спайности). Особенно важно его определение для минералов группы амфиболов и пироксенов, сходных между собой по ряду других оптических констант и резко различающихся по величине угла спайности. У первых он составляет 56° , а у вторых 87° (рис. 2.3д, 2.3е).

Оборудование и материалы

Микроскопы с объективами и окулярами различного увеличения, набор шлифов.

Указания по технике безопасности (см. Приложение 1).

Задания (указания по порядку выполнения работы)

1. Отрегулировать микроскоп (освещение, центрировка объектива).
2. Просмотреть шлиф с исследуемым минералом и отметить:
 - 2.1. Степень идиоморфизма его зерен, характерные очертания кристаллов (изометрические, таблитчатые, ромбовидные и т. д.);
 - 2.2. Наличие или отсутствие спайности у различных зерен;
 - 2.3. Расположение трещин спайности относительно наблюдаемых в сечении граней кристалла;
 - 2.4. Число направлений трещин спайности.
 - 2.5. Для минералов со спайностью в двух и более направлениях необходимо определить угол между трещинами спайности. Для этого нужно найти зерно с хорошо выраженными (наиболее тонкими и четкими линиями спайности, которые при подъеме тубуса микроскопа совсем или почти не смещаются) трещинами спайности. Поместить это зерно в центр поля зрения, вращением столика микроскопа совместить одну систему трещин с нитью окуляра и сделать отсчет по нониусу. Затем столик микроскопа повернуть до совмещения с той же нитью окуляра второй системы трещин спайности. Сделать второй отсчет. Разница отсчетов дает величину угла спайности.
 При изучении под микроскопом спайности необходимо помнить, что вследствие беспорядочного расположения зерен в породе, в шлифе она заметна не во всех сечениях одного и того же минерала.

У минералов, обладающих спайностью в двух направлениях, гораздо чаще наблюдаются разрезы с трещинами, проходящими только в одном направлении. Поэтому для правильной и полной характеристики спайности минерала надо обязательно просмотреть все его зерна в исследуемом шлифе.

Содержание отчета

В отчете следует осветить цель работы, дать краткое теоретическое обоснование, описать методику изучения основных оптических свойств. Зарисовать зерна различной формы и различной степени идиоморфизма.

Зерна со спайностью зарисовать, отражая особенности его формы, расположение трещин спайности относительно наблюдаемых в сечении граней кристалла.

При защите отчета необходимо представить описание выполненной работы, ответить на теоретические вопросы, предложенные преподавателем, и уметь практически определить все изученные свойства.

Контрольные вопросы

1. Какие оптические свойства минералов изучаются при 1 николе?
2. Что такое степень идиоморфизма минералов? Какие зерна минералов называются идиоморфными? Гипидиоморфными? Ксеноморфными?
3. Как по степени идиоморфизма можно судить о последовательности кристаллизации минералов?
4. Что такое спайность и как изучается спайность под микроскопом?
5. Как измерить угол между линиями спайности?

Литература

4. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.

5. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.
6. Хардигов А. Э., Холодная И. А. Петрография и петрология магматических и метаморфических пород: учебник / Министерство образования и науки Российской Федерации, ФГАОУ ВО «Южный федеральный университет», Геолого-географический факультет. Ростов-н/Д.: Издательство ЮФУ, 2011. 324 с. [Электронный ресурс]. URL: <http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id=241098>

3. Исследование оптических свойств минералов при одном николе (изучение цвета и плеохроизма, показателей преломления – рельеф, шагренъ, полоска Бекке)

Цель работы – познакомиться с методикой микроскопических исследований при одном николе и научиться правильно их описывать и определять оптические свойства минералов (цвет, плеохроизм, показатели преломления – рельеф, шагренъ, полоска Бекке).

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Изучение цвета и плеохроизма минералов. При изучении минералов в проходящем свете следует выделять зерна непрозрачные – полностью поглощающие световые лучи и прозрачные – полностью или частично пропускающие свет. К непрозрачным относятся в основном рудные минералы. В шлифах они выглядят совершенно черными, и их изучение проводится в отраженном свете по другой методике.

Все породообразующие минералы – прозрачные. Одни из них в шлифе бесцветные (они поглощают одинаково лучи различной длины и поэтому кажутся бесцветными), другие – окрашенные (они поглощают лучи разных длин волны по разному).

Многие окрашенные минералы, кристаллизующиеся во всех сингониях, кроме кубической, обладают плеохроизмом.

Плеохроизм – свойство кристаллов изменять окраску в зависимости от направлений световых колебаний, проходящих через них. Оно связано с различным характером поглощения световых лучей по разным направлениям в кристалле и проявляется при изучении окрашенных минералов под микроскопом при одном николе.

Плоскость колебания световых лучей в поляризационном микроскопе соответствует положению колебаний поляризатора, поэтому она всегда постоянна. При повороте столика микроско-

па меняется положение зерна относительно плоскости поляризатора. Минералы, обладающие плеохроизмом, постепенно изменяют свою окраску.

Плеохроизм может выражаться в изменении цвета (например, от бледно-розового до бледно-зеленого, как у гиперстена), изменении интенсивности окраски (например, от темно-бурого до светло-бурого, как у базальтической роговой обманки), в изменении и цвета, и интенсивности (например, от темно-коричневого до светло-желтого, как у биотита).

Следует иметь в виду, что зерна одного и того же минерала, различно ориентированные в шлифе, могут по разному изменять свой цвет, либо даже не менять окраску при вращении столика микроскопа. Например, у биотита в сечениях со спайностью плеохроизм выражен отчетливо, а в зернах без спайности – слабо заметен или отсутствует совсем.

Для некоторых изучаемых минералов плеохроизм является важнейшим диагностическим признаком (биотит, амфиболы, эгирин, гиперстен и др.). При изучении плеохроизма следует отмечать не только его основной тон, но и оттенки, а также особенности изменения окраски в разных разрезах изучаемого минерала.

Определение относительной величины показателя преломления. Показатель преломления является одним из важнейших диагностических признаков. Определение его проводится различными методами с различной степенью детальности. Наиболее простой и доступный способ определения показателя преломления минералов при изучении их с помощью поляризационного микроскопа – метод сравнения с показателем преломления канадского бальзама, величина которого всегда постоянна (1,537 – 1,54). В настоящей работе планируется изучение относительно показателя преломления (по отношению к показателю преломления канадского бальзама). При различных показателях преломления зерна и канадского бальзама возникают световые эффекты: рельеф, шагреньевая поверхность и полоска Бекке.

Рельеф. При разнице показателей преломления зерна и канадского бальзама 0,02 и более зерна становятся зрительно выпуклыми и как бы приподнимаются над плоскостью шлифа.

Объясняется это тем, что зерна минералов играют роль собирающих линз (световые лучи всегда отклоняются в сторону среды с большим показателем преломления), поэтому они лучше освещены и кажутся расположенными к глазу ближе, чем окружающая среда.

Различают рельеф слабый, средний, сильный, резкий. Степень его проявления зависит от того, насколько показатель преломления минерала отличается от показателя преломления канадского бальзама. Рельеф может быть положительным (зерно кажется приподнятым, как бы выступающим из плоскости шлифа – показатель преломления зерна больше показателя преломления канадского бальзама) и отрицательным (зерно на фоне канадского бальзама кажется опущенным, вдавленным – показатель преломления зерна меньше показателя преломления канадского бальзама).

Шагреновая поверхность, или шагрень. Если показатель преломления зерна отличается от показателя преломления канадского бальзама на 0,02 и более, то поверхность зерна кажется шероховатой и напоминает поверхность ватманской бумаги или шагреновой кожи (отсюда название – шагрень). Шагрень проявляется тем резче и заметнее, чем больше показатель преломления зерна отличается от показателя преломления канадского бальзама.

Появление шагреновой поверхности связано с тем, что при изготовлении шлифа нижнюю и верхнюю плоскости кусочка породы шлифуют. Однако при этом всегда остаются микроскопические неровности, заполняемые канадским бальзамом. У минералов с показателем преломления, близким к показателю преломления канадского бальзама, эти неровности незаметны, так как световые лучи на границе «минерал – канадский бальзам» почти не отклоняются от первоначального положения, поверхность зерен освещается равномерно и кажется гладкой.

Световая полоска, или линия Бекке (по имени австрийского петрографа Ф. Бекке), появляется при разнице показателей преломления зерна и канадского бальзама в 0,001 и более на границе минерала с канадским бальзамом, точно повторяя контуры зерна. Появление световой полоски объясняется явлениями пре-

ломления и полного внутреннего отражения лучей, падающих на поверхность соприкосновения двух сред. При подъеме и опускании тубуса микроскопа она перемещается с зерна на канадский бальзам и обратно [2].

Необходимо твердо запомнить: при подъеме тубуса микроскопа линия Бекке перемещается в сторону среды с большим показателем преломления. В микроскопах типа МИН-8, Полам С-112 и др., где фокусировка производится изменением положения предметного столика, линия Бекке перемещается в сторону среды с большим показателем преломления при опускании столика микроскопа.

Оборудование и материалы

Микроскопы с объективами и окулярами различного увеличения, набор шлифов.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания по порядку выполнения работы)

1. Отрегулировать микроскоп (освещение, центрировка объектива).
2. Просмотреть шлиф с исследуемым минералом и отметить:
 - 2.1. Если зерно окрашенное, то, вращая столик микроскопа, отметить характер изменения его окраски в различных разрезах;
Необходимо помнить, что изучение плеохроизма минералов проводят при выключенном анализаторе.
 - 2.2. Найти зерно изучаемого минерала на границе с канадским бальзамом (обычно на краю шлифа).
 - 2.3. Несколько опустить осветительную систему и частично прикрыть диафрагму (следует запомнить, что наблюдение за линией Бекке, характером рельефа и шагреневой поверхности необходимо проводить при частично закрытой диафрагме и опущенной осветительной системе; это нужно для получения потока сравнительно небольшого числа параллельных световых лучей).

- 2.9. Поднимать тубус микроскопа (или опускать предметный столик) и следить при этом за направлением перемещения полоски Бекке.
- 2.10. Определить характер шагрени и рельефа и оценить относительный показатель преломления минерала.

Содержание отчета

В отчете следует осветить цель работы, дать краткое теоретическое обоснование и описать методику изучения основных оптических свойств.

Зерна с отчетливо выраженным плеохроизмом зарисовать в двух положениях, наиболее сильно отличающихся по окраске. На рисунке следует отразить форму зерна и направление трещин спайности. Зарисовать зерна с хорошо выраженными и слабо выраженными рельефом и шагренью.

При защите отчета необходимо представить описание выполненной работы, ответить на теоретические вопросы, предложенные преподавателем, и уметь практически определить все изученные свойства.

Контрольные вопросы

1. Почему зерна одних минералов выглядят в шлифе бесцветными, а других окрашенными?
2. Что такое плеохроизм и как он выражается у различных минералов?
3. Что такое рельеф? Шагрень? Полоска Бекке? Как их изучают?

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

4. Определение оптических свойств минералов при двух скрещенных николях в параллельном свете (порядок интерференционной окраски, сила двупреломления, характер погасания)

Цель работы – освоение методики и приобретение практических навыков микроскопического определения минералов горных пород при скрещенных николях в параллельном свете (порядок интерференционной окраски, сила двупреломления, характер погасания).

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

При двух николях определяется: сила двойного лучепреломления; угол погасания и оптическая ориентировка минерала (наименование осей оптической индикатрисы); состав плагиоклазов.

Сила двойного лучепреломления минералов. Луч света, проходящий через пластинку анизотропного минерала (кристаллы средних и низших сингоний), разлагается на два луча с разными показателями преломления, распространяющимися с различными скоростями, и колеблющимися во взаимно-перпендикулярных плоскостях. Это явление получило название двойного лучепреломления.

Силой двойного лучепреломления (Δ) называется величина, показывающая, насколько показатель преломления одного луча отличается от показателя преломления другого:

$$\Delta = n_1 - n_2, \quad (1)$$

где n_1 и n_2 – величины показателей преломления.

Сила двойного лучепреломления – величина переменная. Она изменяется от 0, когда луч направлен по оптической оси кристалла, до какого-то максимума, когда луч направлен перпендикулярно к оптической оси (водоносных кристаллах) или к плоскости оптических осей (в двуосных кристаллах). За истин-

ную величину силы двойного лучепреломления (ведь только она может использоваться для определения минерала) принимают ее максимальное значение:

$$\Delta = n_g - n_p, \quad (2)$$

где n_g – наибольший по величине показатель преломления данного минерала, а n_p – наименьший.

Определение силы двойного лучепреломления минералов основано на изучении явления интерференции световых волн, проходящих через кристалл в шлифе.

Луч света, входя в кристалл, раздваивается и каждая из образовавшихся световых волн распространяется в кристалле со своей скоростью. В результате один луч обгоняет другой, и между ними возникает разность хода (R). Величина разности хода измеряется в миллимикронах и прямо пропорциональна длине пути, пройденного в анизотропной среде, то есть толщине кристаллической пластинки (толщина шлифа) и силе двойного лучепреломления данного кристалла Δ :

$$R = d\Delta = d(n_g - n_p). \quad (3)$$

Наличие определенной разности хода при прохождении лучей света через анализатор обуславливает их интерференцию, вследствие чего зерна минералов, изученных под микроскопом, в белом свете приобретают интерференционные окраски. При этом каждому значению разности хода соответствует своя интерференционная окраска. Следовательно, по характеру интерференционной окраски можно определить разность хода R , которая, в свою очередь, связана с искомой уже известной зависимостью (3). В конечном итоге определение силы двойного лучепреломления минерала сводится к определению интерференционной окраски.

При определении силы двойного лучепреломления минералов пользуются таблицей Мишель-Леви, которая является графическим выражением зависимости (3).

По горизонтальной оси этой таблицы нанесены величины разности хода (в миллимикронах) с соответствующей им интерференционной окраской (в виде вертикальных полосок со ответствующими цветами) (рис. 4.1).

При увеличении R цвета периодически повторяются. Это позволяет разбить их на порядки.

В первый порядок входят цвета: серый, белый, желтый, оранжевый и красный, постепенно переходящие друг в друга. Второй и третий порядки начинаются с фиолетового цвета, далее следуют синий, зеленый, желтый, оранжевый и красный.

В первом порядке имеются отсутствующие в других порядках серый и белый цвета, но нет синего и зеленого. В первом и втором порядках оттенки цветов выражены наиболее резко. Дальше окраски постепенно бледнеют, и при очень больших разностях хода они сливаются и образуют интерференционную окраску высшего порядка.

По вертикальной оси таблицы отложена толщина шлифов (в сотых и тысячных долях мм). Из нижнего левого угла таблицы веерообразно вверх и вправо расходятся прямые линии, на концах которых указаны значения силы двойного лучепреломления.

Для практического определения силы двойного лучепреломления необходимо под микроскопом найти наивысшую интерференционную окраску минерала и точку пересечения ее на таблице Мишель-Леви с горизонтальной линией, соответствующей стандартной толщине шлифа 0,03 мм. Через эту точку проходит одна из веерообразно расходящихся линий, на верхнем конце которой и указана искомая величина $n_g - n_p$.

При изучении интерференционной окраски минерала необходимо определить ее порядок. Для этого пользуются так называемым правилом каемок и методом компенсации.

Определение силы двойного лучепреломления по краевым каемкам в зернах. Весьма часто зерна минералов утончаются к краям, в то время как значительно большая площадь зерна имеет плоскую поверхность, параллельную нижней поверхности зерна.

В зависимости от этого интерференционная окраска зерна понижается к самым краям зерна, на которых наблюдаются различия в интерференционных окрасках, так что нередко можно различать цвета первых порядков (рис. 4.2).

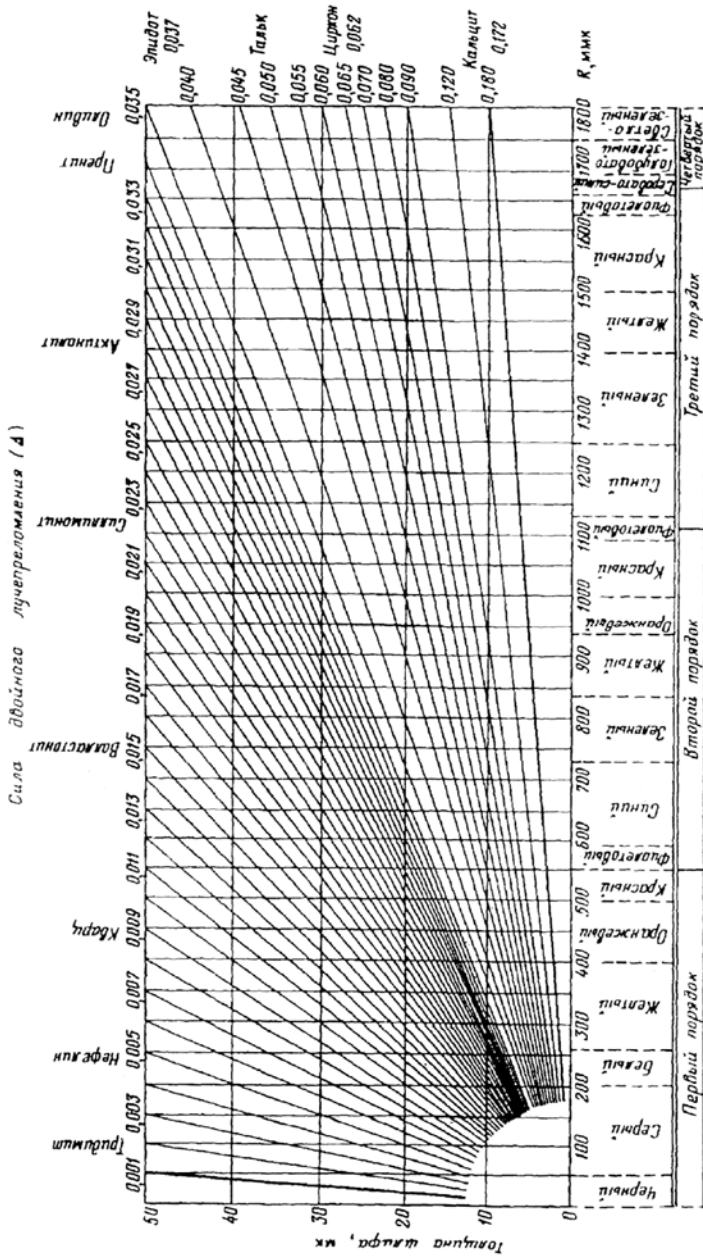


Рис. 4.1. Номограмма Мишель-Леви

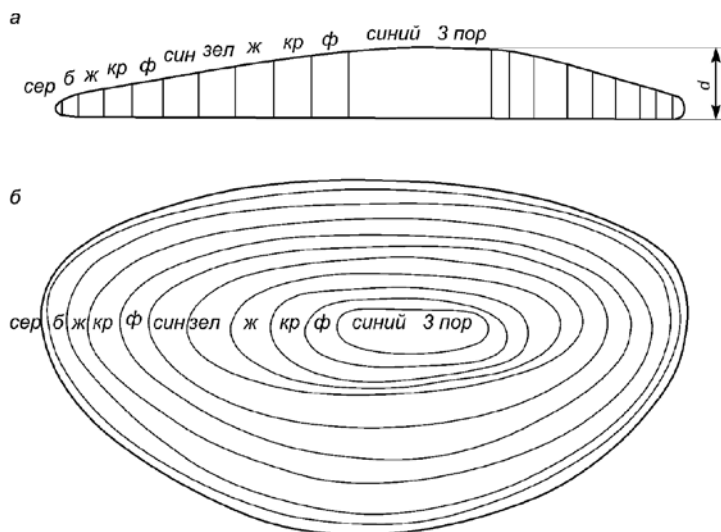


Рис. 4.2. Зависимость между толщиной зерна (d), разностью хода (R) и интерференционной окраской: а – поперечный разрез; б – вид сверху.

Наблюдая от края к центру зерна полосы интерференционных цветов, заканчивающиеся красным цветом, можно подсчитать сколько красных полосок сменяют друг друга в направлении от края к его центру и, следовательно, выяснить, к какому порядку относится интерференционная окраска зерна в его центральной части (количество красных каемок плюс единица). Затем необходимо использовать номограмму Мишель-Леви для определения силы двойного лучепреломления.

Ввиду того, что краевые каемки очень узки, наблюдения над ними проводятся обычно через объективы с большим увеличением (чаще $20\times$; $40\times$).

Оборудование и материалы

Микроскопы с объективами и окулярами различного увеличения, набор шлифов.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания)
по порядку определения силы двойного
лучепреломления по краевым каемкам в зернах

1. Отрегулировать микроскоп (освещение, центрировка).
2. Включить анализатор и проверить скрещенность николей.
3. Поставить на столик шлифы посмотреть все зерна (с включенным анализатором). Сравнивая их интерференционную окраску с окрасками номограммы Мишель-Леви, выбрать зерно с наивысшей интерференционной окраской.
4. Поставить объектив с большим увеличением, подсчитать количество красных каемок и определить порядок интерференционной окраски (количество красных каемок + 1).
5. Пользуясь номограммой Мишель-Леви, определить силу двойного лучепреломления минерала.

1. Определение силы двойного лучепреломления при помощи компенсатора

Компенсатор представляет собой прибор, изготовленный из кристаллов кварца или гипса. В том случае, когда он имеет постоянную разность хода около 550 миллимикрон, что соответствует собственной интерференционной окраске кварца или гипса – красной 1-го порядка, то его называют кварцевой пластинкой.

Компенсатор, называемый кварцевым клином, представляет в поперечном разрезе пластинку в форме тонкого клина. Его разность хода переменная. На оправе указана его оптическая ориентировка, обычно сходная с той, которая указана для гипсовой и кварцевой пластинок (т. е. N_g соответствует короткой, а N_p – длинной стороне оправы).

При вдвигании кварцевого клина в прорезь тубуса микроскопа изменяются последовательно интерференционные цвета от начала 1-го порядка до 4-го порядка.

При определении силы двойного лучепреломления используется правило компенсации.

Известно, что разность хода в кристаллическом зерне возрастает пропорционально длине пути, проходимого световыми волнами в этом зерне.

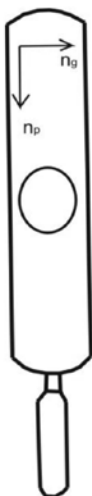


Рис. 4.3. Компенсатор с постоянной разностью хода ($\Delta = 550 \text{ мкм}$)



Рис. 4.4. Компенсатор с переменной разностью хода

Если на пути распространения света над кристаллическим зерном поместить другую кристаллическую пластинку (в данном случае компенсатор) таким образом, чтобы направления одноименных осей оптических индикатрис зерна и компенсатора совпадали, то результирующая разность хода будет равна сумме разностей хода зерна и компенсатора (т. е. она увеличится), что вызовет повышение интерференционной окраски.

Если поместить компенсатор таким образом, что будут совпадать разноименные оси оптических индикатрис зерна и компенсатора, то суммарная разность хода будет равна разности разностей хода зерна и компенсатора, что приведет к уменьшению порядка интерференционной окраски.

Если разность хода компенсатора будет равна разности хода в исследуемом зерне минерала, то в итоге общая разность хода световых волн будет равна нулю или, как принято говорить, произойдет компенсация разности хода в зерне, а зерно приобретет серую интерференционную окраску 1-го порядка.

Задания (указания)
по порядку определения силы двойного
лучепреломления при помощи компенсатора

1. Поставьте исследуемое зерно поворотом предметного столика в положение угасания, при котором направления колебаний в зерне совпадают с главными сечениями николей.
2. От положения, соответствующего угасанию, предметный столик микроскопа поверните на 45° по часовой стрелке или против ее вращения.
3. Вдвигайте кварцевый клин до тех пор, пока не будет достигнута компенсация разности хода в зерне (появление темно-серой окраски в центре поля зерна).
4. Если компенсация не достигается при данном положении исследуемого зерна, то поверните предметный столик на 90° (до этого компенсатор удалите из поля зрения). Поворотом на 90° будет достигнута замена положения осей оптической индикатрисы (т. е. на место n_g помещается n_r и наоборот). Снова вдвигайте кварцевый клин до достижения компенсации.

5. Удалите из центра поля зрения зерно, сдвигая его в сторону так, чтобы на его месте был участок, занятый изотропным веществом канадского бальзама.
Если компенсация была достигнута полностью, то на этом участке будет та же самая интерференционная окраска, которая была у исследуемого зерна.
6. Медленно выдвигайте из тубуса кварцевый клин и наблюдайте, сколько раз через центр поля зрения пройдут полосы красного цвета, граничные для порядков интерференционных окрасок. Это позволит установить, к какому порядку следует отнести интерференционную окраску исследуемого минерала, а затем, пользуясь номограммой Мишель-Леви, определить силу двойного лучепреломления.

2. Определение угла погасания и оптической ориентировки минерала

Определить оптическую ориентировку означает найти положение осей индикатрисы n_g и n_r относительно кристаллографических осей (X, Y, Z).

Кристаллографические оси совпадают с трещинами спайности, с удлинением зерна или направлением прямолинейных граней.

Практически определение оптической ориентировки сводится к замеру угла между осью индикатрисы и спайностью, или удлинением зерна, который получил название угла погасания. Угол погасания измеряется в разрезе, параллельном плоскости индикатрисы (или плоскости оптических осей). Этот разрез характеризуется наивысшей для данного минерала интерференционной окраской.

Как известно, спайность наблюдается в виде системы параллельных трещин. Положение же осей оптической индикатрисы может быть определено в момент погасания зерна при изучении его в скрещенных николях. Кристаллы погасают, то есть становятся темными, тогда, когда направления осей индикатрисы кристалла совпадают с направлением световых колебаний в ни-

колях – поляризаторе и анализаторе. При полном повороте столика микроскопа совпадение направлений колебаний в кристалле и в николях, а следовательно, и погасание происходят четыре раза, через каждые 90° .

В отрегулированном микроскопе николи установлены так, что плоскости колебаний пропускаемых ими световых лучей ориентированы параллельно нитям окуляра. Следовательно, нити окуляра в момент погасания зерна указывают на положение осей его индикатрисы.

Для измерения угла погасания берут отсчеты по лимбу столика микроскопа при двух его положениях. Первый отсчет берут тогда, когда направление трещин спайности параллельно одной из нитей окуляра.

Второй отсчет производят в момент погасания зерна, когда параллельно нитям окуляра располагаются оси индикатрисы минерала.

Оси индикатрисы в кристаллах средних сингоний, ромбической сингонии и некоторых разрезов моноклинной сингонии совпадают с кристаллографическими осями, то есть со спайностью. Угол погасания в таких кристаллах будет равен 0. Такой тип погасания получил название прямого погасания.

В большинстве разрезов кристаллов моноклинной сингонии и в кристаллах триклинной сингонии оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими осями, то есть спайностью. Угол погасания в этом случае не равен 0, а тип погасания называется косым погасанием.

Помимо положения осей индикатрисы в кристалле для определения оптической ориентировки необходимо знать их наименование, то есть определить, какая из них является осью n_g , а какая пр. Для этого используют компенсатор. Обычно применяют кварцевый компенсатор с постоянной разностью хода в 560 миллимикрон.

Если при введении компенсатора в оптическую систему микроскопа оси индикатрисы в нем и в зерне минерала совпадают по направлению и наименованию, то, в соответствии с правилом компенсации, разность хода компенсатора прибавляется к

разности хода минерала, вследствие чего интерференционная окраска зерна повышается на 560 миллимикрон. В случае совпадения разноименных осей индикатрисы разность хода компенсатора вычитается из разности хода минерала (или наоборот), и интерференционная окраска зерна понижается.

Задания (указания) по порядку определения угла погасания и оптической ориентировки минерала

1. Отрегулируйте микроскоп (освещение, центрировка, скрещенность николей).
2. Установите нити окуляра параллельно плоскости колебаний поляризатора и анализатора, используя характер плеохроизма – биотита. Для этого, выключив анализатор, поставьте в точку пересечения нитей окуляра зерно биотита с хорошо выраженными трещинами спайности. Затем поверните столик микроскопа до наиболее темной окраски биотита. В этот момент одна из нитей окуляра должна быть параллельна его спайности.
Если этого не наблюдается, следует повернуть окуляр так, чтобы нить совпала с направлением трещин спайности.
3. Поставьте на столик микроскопа шлиф с исследуемым минералом и, включив анализатор, найдите зерно с четкими трещинами спайности и наиболее высокой интерференционной окраской (в этом сечении лежат оси n_g и n_p).
4. Поставьте зерно в центр поля зрения. Поверните столик микроскопа до момента, когда трещины спайности будут параллельны нити окуляра. Введите анализатор. Зерно погасло – погасание прямое (рис. 4.5А). Если зерно не погасло – косое (рис. 4.5Б). В таком положении сделайте первый отсчет по лимбу столика.
5. Поверните столик микроскопа до полного погасания зерна и сделайте второй отсчет. Разница отсчетов соответствует величине угла погасания.

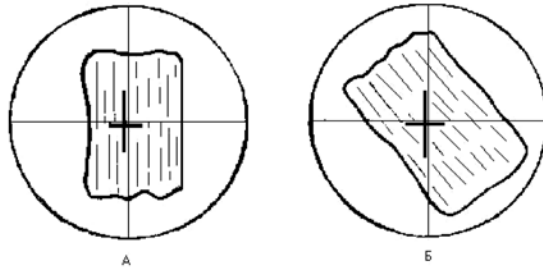


Рис. 4.5. Характер погасания

6. Зарисуйте зерно в момент угасания, нанесите положение осей индикатрисы (параллельно нитям окуляра) и укажите на рисунке величину измеренного угла погасания. Чтобы лучше видеть спайность, зарисовку можно сделать с выключенным анализатором.
7. Из положения погасания поверните столик микроскопа по часовой стрелке на 45° (для совмещения осей индикатрисы минерала с осями индикатрисы компенсатора).
8. Введите компенсатор в специальную прорезь в тубусе микроскопа, расположенную над объективом, и наблюдайте за изменением интерференционной окраски зерна минерала.

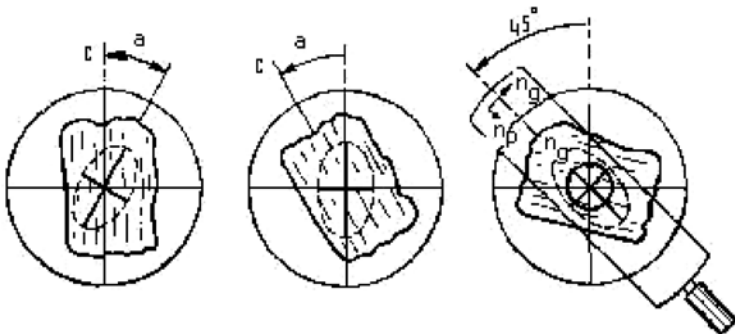


Рис. 4.6. Порядок определения угла погасания и наименования осей оптической индикатрисы минерала:

А – спайность совмещена с вертикальной нитью окулярного креста;

Б – минерал на погасании;

В – определение наименования оси индикатрисы

В случае ее повышения в кристалле и компенсаторе совпадают одноименные оси индикатрис и, следовательно, ось индикатрисы минерала, параллельная горизонтальной нити окуляра, является ось *pr*, в случае же понижения интерференционной окраски – осью *ng* (рис. 4.6).

9. Подпишите на зарисовке наименование осей индикатрисы.
10. Определите знак удлинения минерала. Удлинение минерала считается положительным, если ближайшей осью индикатрисы по отношению к длинной стороне кристалла или направлению спайности является ось *ng* и отрицательным, если этой осью является *pr*.

Знак удлинения определяется в том случае, если угловое расстояние между осью индикатрисы и осью удлинения меньше 45° . Если минерал обладает ясно выраженным удлинением, но угловое расстояние между длинной его стороной и ближайшей осью индикатрисы равно 45° , знак удлинения считается нейтральным. В качестве минералов с нейтральным знаком удлинения можно назвать некоторые моноклинные пироксены (авгит, диопсид).

11. Найдите и зарисуйте минералы, обладающие различными типами погасания, пользуясь рис. 4.7

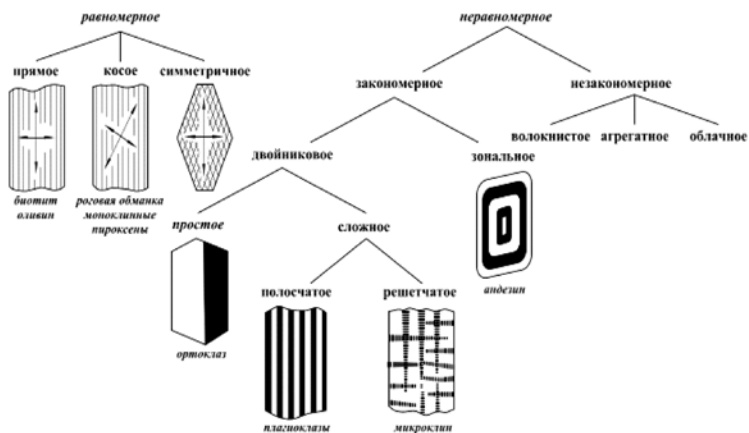


Рис. 4.7. Характер погасания минералов

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, краткие теоретические предпосылки, описать методику изучения силы двойного лучепреломления, угла погасания и оптической ориентировки минерала, зарисовать все операции.

При защите работы студент должен иметь отчет о выполненной работе, уметь ответить на предложенные преподавателем вопросы и самостоятельно определить оптические свойства минералов в контрольном шлифе.

Контрольные вопросы

1. Какие оптические свойства минералов изучаются при двух скрещенных николях в параллельном свете?
2. Что такое двупреломление?
3. В каких разрезах оно проявляется?
4. Как определить силу двупреломления?
5. Как пользоваться номограммой Мишель-Леви?
6. Зарисуйте ход лучей через систему «поляризатор – кристалл – анализатор».
7. Что такое компенсатор и какие типы компенсаторов Вы знаете?

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

5. Определение оптических свойств минералов при двух скрещенных николях в параллельном свете (определение состава плагиоклазов)

Цель работы – освоение методики и приобретение практических навыков микроскопического определения состава плагиоклазов.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Возможность быстрого и точного определения состава плагиоклазов кристаллооптическим методом имеет исключительное значение для диагностики пород. Состав плагиоклазов является своеобразным индикатором, указывающим на химико-минералогическую группу пород, поэтому изучение вещественного состава последних, как правило, начинается с исследования плагиоклазов.

В химическом отношении плагиоклазы представляют собой непрерывную изоморфную смесь альбитовой $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортитовой $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ молекул. Классифицировать минералы этого ряда принято по соотношению альбитовой (Ab) и анортитовой (An) составляющих. При этом процентное содержание анортитовой составляющей принято обозначать номерами от 0 до 100. Так, при соотношении $\text{An:Ab} = 32:68$ в плагиоклазе его состав обозначают № 32.

Весь ряд плагиоклазов принято делить на шесть групп:

- Альбиты от № 0 до № 10
- Олигоклазы от № 11 до № 30
- Андезины от № 31 до № 50
- Лабрадоры от № 51 до № 70
- Битовниты от № 71 до № 90
- Анортиты от № 91 до № 100

Кроме того, плагиоклазы делятся на *кислые* (альбиты и олигоклазы), *средние* (андезины) и *основные* (лабрадоры, битовниты и анортиты).

В шлифах разрезы плагиоклазов имеют призматическую, часто прямоугольную форму.

Под микроскопом они легко определяются по бесцветности, отсутствию шагрени и рельефа, низкой (серой или белой) интерференционной окраске и характерному для всех них сложно-двойниковому, полосчатому, или зональному, угасанию (рис. 3.7). В плагиоклазах очень сходны между собой и другие оптические свойства: величина показателей преломления и угол $2V$, степень идиоморфизма, направление спайности и т. д.

Поэтому для диагностики номера плагиоклаза в шлифах обычно используют зависимость, которая существует между химическим составом этих минералов и положением в их кристаллах оптической индикатрисы. Для определения номеров плагиоклазов чаще всего используются следующие разрезы:

- 1 – разрез с симметричным погасанием двойников, перпендикулярный (010);
- 2 – разрез, перпендикулярный (100).

Первый разрез рекомендуется находить по следующим признакам:

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

Аппаратура и материалы

Микроскопы с объективами и окулярами различного увеличения, набор шлифов.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

**Задания (указания) по выполнению
определения состава плагиоклазов**

1. Выбранный разрез кристалла совместите с перекрестием окуляра, а двойниковый шов – с вертикальной нитью окуляра.
2. Возьмите первый отсчет на лимбе столика.
3. Поверните столик сначала в одну сторону до полного погасания одной системы двойников, а затем в другую – до погасания другой. И в первом, и во втором случаях берутся отсчеты и вычисляются углы погасания. Углы погасания должны быть равны друг другу или могут отличаться на 2–3°. В последнем случае найдите среднюю величину угла.

Далее можно перейти к другим разрезам.

Этот способ трудоемок, он обычно требует нескольких десятков замеров. Определение состава плагиоклаза производится по наибольшему углу погасания из всех замеров с помощью приведенной диаграммы (рис. 5.1).

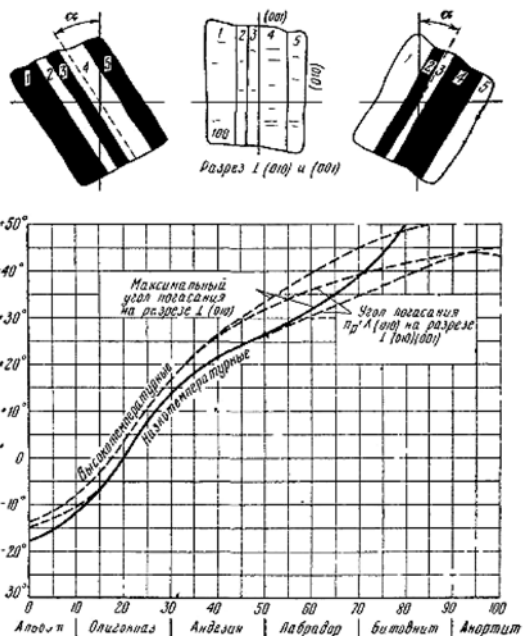


Рис. 5.1. Диаграмма для определения состава плагиоклазов

На вертикальной оси диаграммы от нулевой точки отложите величины углов погасания выше нулевой линии, если показатель преломления плагиоклаза выше, чем у канадского бальзама, и, наоборот, ниже нулевой линии, если показатель преломления ниже, чем у канадского бальзама. От полученной отметки проведите горизонтальную линию до пересечения с кривой диаграммы. Затем от точки пересечения опустите перпендикуляр на горизонтальную ось, где и определяется номер плагиоклаза.

Разрез, перпендикулярный (100) можно определить по следующим признакам:

1. Наличие тонких трещин спайности, располагающихся под углом друг к другу. Спайность лучше наблюдать при выключенном анализаторе.
2. Присутствие альбитовых двойников с четкими, не сдвигающимися при подъеме и опускании тубуса, границами между ними.
3. Присутствие, помимо двойников, параллельных длинной стороне зерна, двойниковых полос, расположенных перпендикулярно к первым и имеющих обычно выклинивающийся характер (периклиновые двойники).

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, краткие теоретические предпосылки, описать методику изучения состава плагиоклазов, зарисовать все операции.

При защите работы студент должен иметь отчет о выполненной работе, уметь ответить на предложенные преподавателем вопросы и самостоятельно определить оптические свойства минералов в контрольном шлифе.

Контрольные вопросы

1. По какому признаку классифицируют плагиоклазы?
2. Основные оптические свойства плагиоклазов.
3. Какие разрезы используются для определения номеров плагиоклазов?

4. По каким признакам рекомендуется находить первый разрез (010)?
5. Какое значение для диагностики пород имеет определение состава плагиоклазов?
6. Как определяется № плагиоклаза и что он характеризует?

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

6. Изучение свойств минералов при двух скрещенных николях в сходящемся свете (коноскопический метод)

Цель работы – освоение методики и приобретение практических навыков микроскопического изучения свойств минералов при двух скрещенных николях в сходящемся свете (коноскопический метод).

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Коноскопический метод позволяет определять осьность минерала, его оптический знак и для двuosных минералов – приближенно величину угла оптических осей.

Принцип метода основан на том, что в сходящемся пучке лучей вдоль оптической оси микроскопа идет только один центральный луч, тогда как остальные лучи наклонены к оси микроскопа под различными углами, образуя конусообразные потоки. Указанное позволяет изучать оптические свойства анизотропного минерала не только в плоскости шлифа, но и одновременно в нескольких косых сечениях. В этом случае каждый луч расходящегося пучка будет перпендикулярен к различным сечениям минерала (различным сечениям его индикатрисы) и будет испытывать различное двупреломление. Возникает оптический эффект, называемый интерференционной фигурой, по типу которой легко отличить оптически одноосные минералы от двuosных в разрезах, ориентированных определенным образом относительно элементов оптической индикатрисы. Особенно важны разрезы, перпендикулярные к оптической оси минерала, которые легко диагностируются в скрещенных николях вследствие отсутствия двупреломления.

Изучение минералов коноскопическим методом ведется при скрещенных николях с дополнительно введенным в осветительную систему микроскопа конденсатором (линзой Лазо), создающим сходящийся пучок лучей. Пройдя через кристалл, лучи

становятся расходящимися. Чтобы их собрать, вставляют сильный объектив с сорока- или шестидесятикратным увеличением. Расположенный над объективом анализатор создает условия для интерференции поляризованных волн (рис. 6.1).

Полученное изображение рассматривают или непосредственно без окуляра (способ Лазо), или через окуляр, но с линзой Бертрана.

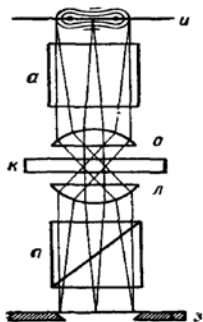


Рис. 6.1. Схема наблюдения интерференционной фигуры способом Лазо: З – зеркало; П – поляризатор; Л – линза Лазо; К – кристалл; О – объектив; а – анализатор; И – интерференционная фигура

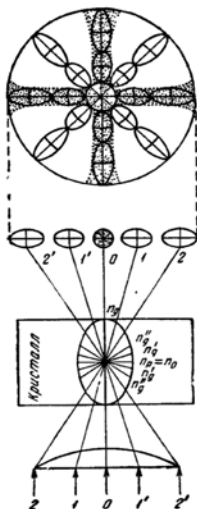


Рис. 6.2. Схема получения интерференционной фигуры одноосного оптически положительного минерала на разрезе, перпендикулярном к оптической оси

Интерференционная фигура оптически одноосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

В разрезе, перпендикулярном к оптической оси одноосного минерала, интерференционная фигура имеет вид черного креста на светло-сером или белом фоне для низкодвупреломляющих минералов или на фоне цветных колец для высокодвупреломляющих минералов. При вращении столика микроскопа крест интерференционной фигуры не меняет положения, оставаясь совмещенным с нитями окулярного креста.

Причину появления интерференционной фигуры можно понять, пользуясь правилом индикатрисы. Центральным луч сходящегося света, идущий вдоль оптической оси минерала, встретит на своем пути круговое сечение индикатрисы и, следовательно, пройдет, не испытав двойного лучепреломления. В этом случае в центре поля зрения фиксируется темное пятно. Лучи, идущие наклонно к оптической оси минерала, встретят эллиптические сечения индикатрисы. Причем, чем больше угол наклона лучей относительно оптической оси минерала, тем больше разница в величине осей эллиптического сечения (рис. 6.3), т. е. тем больше разность хода и сила двупреломления минерала. Соединив лучи, идущие под одним углом наклона, общей поверхностью, получим коническую поверхность лучей с одинаковой разностью хода и одинаковой силой двойного лучепреломления. Сечение таких конусов полем зрения шлифа дает ряд концентрических цветных колец. Чем выше двупреломление минерала и чем толще шлиф, тем больше радужных колец наблюдается в поле зрения минерала, цвета интерференции в которых последовательно меняются от низких в центре фигуры к более высоким на периферии.

Появление черного креста на фоне цветных колец объясняется следующими причинами.

Как известно из предыдущего, при прохождении света через одноосный кристалл колебания одной (необыкновенной) волны совершаются всегда в плоскостях главных сечений индикатрисы, проходящих через направление луча и оптическую ось ми-

нерала (по радиусам поля зрения), колебания другой (обыкновенной) волны – в перпендикулярном направлении в плоскости кругового сечения. При совпадении направлений колебаний в минерале с направлениями колебаний в поляризаторе и анализаторе зерно будет на погасании. А так как в сечении минерала, перпендикулярном к оптической оси, радиальных и перпендикулярных к ним направлений сколько угодно, то при любом повороте столика микроскопа эти направления будут совмещаться с плоскостями колебаний поляризатора и анализатора, давая в поле зрения микроскопа не смещающийся при вращении столика темный крест.

Определение оптического знака одноосного минерала

Так как в одноосном оптически положительном минерале n_e соответствует n_g , а в отрицательном n_e соответствует n_r , то задача сводится к определению наименования оси n_e , вдоль которой совершает колебания необыкновенная волна. Для этого, введя компенсатор в прорезь тубуса микроскопа, определяют, большая или меньшая ось соответствует n_e , и тем самым устанавливают знак минерала.

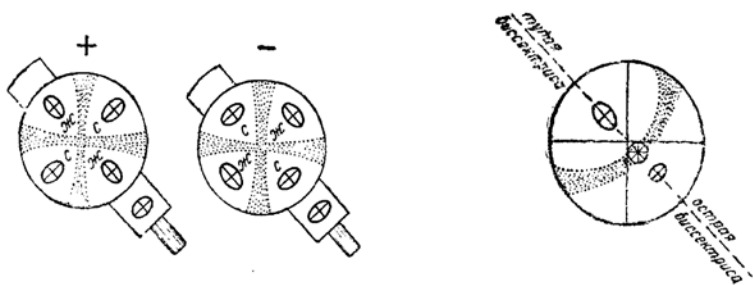


Рис. 6.3–6.4. Определение оптического знака одноосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси с помощью кварцевой пластики

Если исследуемый минерал оптически положительный (по радиусам интерференционной фигуры расположена ось n_g), то, вставив в прорезь тубуса микроскопа компенсатор с постоянной разностью хода (рис. 6.3) в квадрантах, расположенных вдоль

длинной оси компенсатора, получим понижение цветов интерференции относительно фиолетового цвета компенсатора до бледно-желтого цвета 1-го порядка, так как в этом случае ось компенсатора пр совпадает с осью n_g минерала. В двух других квадрантах, где ось компенсатора n_g параллельна n_g минерала, будет наблюдаться повышение цветов интерференции до синего 2-го порядка. (рис. 6.3 и 6.4)

Если минерал оптически отрицательный (в направлении радиуса интерференционной фигуры расположена ось n'), то в квадрантах, расположенных вдоль длинной оси компенсатора, получим повышение цветов интерференции до синего 2-го порядка; в двух других квадрантах цвета интерференции будут бледно-желтые 1-го порядка.

Интерференционная фигура оптически двуосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

В разрезе, перпендикулярном к оптической оси, интерференционная фигура двуосного минерала имеет вид темной полосы – *изогирь**, представляющей собой геометрическое место точек, где направления световых колебаний, пропускаемых минералом, совпадают с плоскостями колебаний в николях. Там, где нет этих совпадений, наблюдаются для низкодвупреломляющих минералов светло-серые и белые цвета интерференции, для минералов с высоким двупреломлением – цветные интерференционные линии.

При вращении столика микроскопа изогиря меняет форму и положение, то искривляясь, то выпрямляясь. В момент совмещения плоскости оптических осей минерала с плоскостью колебаний поляризатора или анализатора (с нитями окулярного креста) изогиря принимает вид прямолинейной темной полосы. При повороте столика микроскопа на 45° от этого положения (в любом направлении) изогиря искривляется, приобретая вид гиперболической кривой, диагонально расположенной относительно нитей окулярного креста. В этом положении в вершине гиперболы находится выход оптической оси минерала и выпуклая часть гиперболы направлена в сторону острой биссектрисы

оптической индикатрисы, а вогнутая – в сторону тупой биссектрисы. В данном случае след плоскости оптических осей будет располагаться вдоль прорези тубуса микроскопа.

По степени изогнутости изогирь приближенно можно оценить величину угла оптических осей $2V$. Чем сильнее изогнута изогиря, тем угол оптических осей меньше; при увеличении угла оптических осей изогиря выпрямляется и при угле, равном 90° , приобретает прямолинейное очертания (рис. 6.5).

Определение оптического знака двуосного минерала

Оптический знак двуосного минерала определяется при диагональном положении изогирь, когда след плоскости оптических осей совпадает с направлением длинной стороны компенсатора.



Рис. 6.5. Диаграмма для приближенной оценки величины угла оптических осей в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

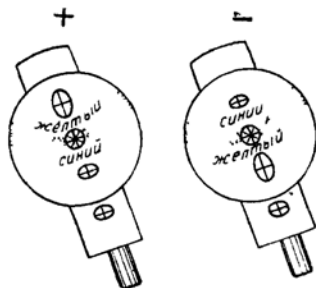


Рис. 6.6. Определение оптического знака двуосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси с помощью кварцевой пластинки

Если при введенном компенсаторе на выпуклой стороне изогриры появится синий, а на вогнутой – желтый цвет, значит минерал оптически положительный. Если распределение окрасок обратное, то минерал оптически отрицательный (рис. 6.6). При величине угла оптических осей, равном 90° (изогрира прямая), значит минерал оптически нейтральный.

Оборудование и материалы

Микроскопы с объективами и окулярами различного увеличения, набор шлифов.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания) по определению осности и знака минерала

1. При малом или среднем увеличении (объектив $3\times$ или $8\times$) в скрещенных николях найти темный разрез зерна изучаемого минерала, не реагирующий или почти не реагирующий на поляризованный свет при вращении столика микроскопа. Если минерал окрашен, то без анализатора такое зерно не должно обнаруживать плеохроизм. Найденное зерно поставить на центр креста нитей.
2. Заменить объектив на $40\times$ или $60\times$, осторожно навести на фокус, тщательно отцентрировать. Центрировка производится с выключенным анализатором.
3. Создать хорошее освещение поля зрения: полностью открыть диафрагму, поднять осветительную систему вертикальным винтом вверх до тех пор, пока не исчезнут из поля зрения все помехи. Осветитель должен быть обязательно защищен матовым стеклом.
4. Ввести линзу Лазо и скрестить николи.
5. Наблюдать интерференционную фигуру одним из описанных выше способов.
6. Для определения знака минерала ввести компенсатор.

Невыполнение хотя бы одного из перечисленных условий лишает возможности видеть фигуру интерференции.

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, кратко теоретическую часть, описать методику изучения осности и знака, зарисовать все операции.

При защите работы необходимо иметь отчет о выполненной работе, уметь ответить на предложенные преподавателем вопросы и самостоятельно определить оптические свойства минералов в контрольном шлифе.

Контрольные вопросы

1. На каком принципе основан коноскопический метод?
2. Для чего в осветительную систему микроскопа вводится конденсатор (линза Лазо)?
3. Какие объективы применяются для исследования?
4. Какой вид имеет интерференционная фигура оптически одноосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси?
5. Какой вид имеет интерференционная фигура оптически двуосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси?
6. Если при введенном компенсаторе на выпуклой стороне изогиры появится синий, а на вогнутой – желтый цвет, какой знак будет иметь двуосный минерал?

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

7. Микроскопическое изучение фемических минералов

Цель работы – получить общие сведения о минералах и познакомиться с оптическими свойствами минералов фемического ряда.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

К началу выполнения работы студенты уже приобрели навыки определения оптических констант минералов. После выполнения этой работы студенты должны в контрольных шлифах отличать породообразующие минералы по наиболее важным для них диагностическим признакам, уметь отнести их к тому или иному минеральному виду и оценить их процентное содержание (приблизенно).

Теоретическая часть

Минералы, составляющие основную массу горной породы, принято именовать породообразующими. Определение магматической породы базируется на установлении количества главных минералов, входящих в ее состав, и их количественных соотношениях. Обычно магматические породы слагает небольшое количество породообразующих минералов (около 15 видов). Если их количество превышает 5 %, они именуются главными породообразующими. Все они являются силикатами.

По особенностям химического состава среди породообразующих минералов выделяют минералы, содержание железа (Fe) и магний (Mg). Начальные буквы латинских названий этих химических элементов определили название указанной группы минералов – фемические (мафические). Присутствие железа обуславливает темную окраску фемических минералов, вследствие чего их именуют также меланократовыми («меланос» – темный) или цветными. Группа фемических минералов включает оливины, пироксены, амфиболы (роговые обманки), биотиты. В эту группу условно включен мусковит.

Вторая группа породообразующих минералов включает полевые шпаты (плагиоклазы, ортоклаз, микроклин), кварц, нефелин. Относительное обогащение кремнием (Si) и алюминием (Al) определило название этой группы минералов – салические. Обычно светлая окраска этих минералов привела к тому, что их же именуют лейкократовыми («лейкос» – светлый).

Выше указывалось, что по количественным соотношениям в составе горных пород породообразующие минералы являются главными, если они содержатся в количестве, превышающем 5 объемных %. Если же количество оказывается ниже 5 %, то их следует считать второстепенными. По содержанию главных минералов определяется тип горной породы. Уменьшение их количества или исчезновение заставляет отнести породу к другой группе. Существует обширная группа минералов, являющихся закономерной необходимой составной частью данной группы горных пород, но присутствующих в очень небольших количествах. Эти минералы так и именуются примесными, или акцессорными. Обычными акцессорными минералами основных и ультраосновных пород являются хромит, титаномагнетит, ильменит, пирит, халькопирит и др. В кислых магматических породах – это сфен, циркон, гранаты и др.

Многие магматические минералы, выкристаллизовавшиеся из расплава и первоначально слагающие породу, так называемые первичные, в последующем изменяются, превращаясь в другие минералы, именуемые вторичными. Примерами такого рода могут служить: серпентины, развитые по оливинам, реже по пироксенам; мелкочешуйчатый мусковит (серицит), развитый по плагиоклазам; каолинит, возникающий при изменении калиевых полевых шпатов, и др. Ниже приводятся оптические свойства фемических минералов.

Оливины $(MgFe)_2[SiO_4]$ – группа минералов, представляющих изоморфный ряд от магнезиальных членов, именуемых форстеритами до преимущественно железистых – фаялитов. В природе преобладают магнезиальные разновидности оливинов. Сингония ромбическая. Форма зерен в шлифах часто неправильная, правильные кристаллы имеют широкотаблитчатую форму с

пирамидальными окончаниями. Бесцветные, прозрачные. Показатели преломления изменяются, увеличиваясь от форстерита к фаялиту (1,635–1,879). Рельеф высокий, шагреновая поверхность резко выражена. Спайность отсутствует или весьма несовершенная, в виде грубых, слегка извилистых коротких трещин, расположенных беспорядочно. Сила двойного лучепреломления увеличивается с увеличением содержания железа и составляет 0,035–0,052. Максимальная интерференционная окраска – зеленая 2-го порядка. Погасание прямое. В зернах оливина нередко присутствуют включения магнетита, ильменита, апатита, вулканического стекла, жидкости и газов.

Продукты замещения. Оливины легко замещаются серпентином, который развивается преимущественно по магнезиальным разностям. Серпентинизация наиболее интенсивно развивается на периферии зерен и вдоль трещин спайности, образуя как бы сетку с характерной пятнисто-петельчатой структурой. При замещении выделяется магнетит в виде зерен неправильной формы в сопровождении бурых окислов железа. Неизменные участки оливина имеют округленно-овальную форму и характеризуются одновременным погасанием, позволяя иногда судить о первоначальной форме и размерах зерен.

Похожие минералы. Близки по оптическим свойствам к оливинам пироксены. От ромбических пироксенов оливин отличается бесцветностью и более высоким двупреломлением, от моноклинных – прямым погасанием, большим двупреломлением, от тех и других – отсутствием спайности или весьма несовершенной спайностью.

Происхождение. Оливин – типичный минерал основных и ультраосновных магматических пород, перидотитов, габбро, базальтов и других.

Пироксены – цепочечные силикаты магния и железа, кристаллизующиеся в ромбической и моноклинной сингониях. Соответственно разделяются на две подгруппы: ромбические и моноклинные пироксены. Ромбические пироксены представлены тремя минеральными видами: энстатитом $Mg_2[Si_2O_6]$, бронзитом $(MgFe)_2[Si_2O_6]$, гиперстеном $(MgFe)_2[Si_2O_6]$. Моноклинные

пироксены представлены диопсидом $(\text{Ca},\text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$, авгитом $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})[\text{SiAl}_2\text{O}_6]$ и эгирином $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (щелочной пироксен).

Необходимо приобрести навыки различения ромбических и моноклинных пироксенов, памятуя при этом о сходстве оптических свойств минералов соответствующих подгрупп. Отдельные минералы внутри подгрупп во время лабораторных занятий студентами обычно не определяются, хотя в некоторых случаях это возможно сделать. Например, гиперстен отличается от бесцветных энстатита и бронзита окраской и плеохроизмом в зеленых и розовых тонах.

Пироксены в шлифах бесцветны (кроме гиперстена). Для них характерна совершенная спайность в двух направлениях с углом между трещинами спайности около 87° (правда, в шлифах могут встречаться разрезы со спайностью в одном направлении). Показатели преломления высокие (1,650–1,731), поэтому рельеф их очень высокий, трещины спайности резко выступают, шагреньевая поверхность резко выражена. Ромбические пироксены характеризуются низким двупреломлением (0,008–0,02). Максимальные интерференционные окраски не выше 1-го порядка. У моноклинных пироксенов величина двупреломления достигает 0,030, что обуславливает довольно высокую интерференционную окраску до розовой 2-го порядка в шлифах нормальной толщины. Угасание – от прямого (у ромбических пироксенов) до косоугольного (у моноклинных).

Похожие минералы. Пироксены можно спутать с оливинами. Отличаются от бесцветного оливина слабой окраской, лучше выраженной спайностью, меньшим двупреломлением, характером погасания (оливин характеризуется прямым погасанием, тогда как у пироксенов оно может быть и прямым – у ромбических, и косым – у моноклинных). От роговых обманок пироксены отличаются окраской (пироксены бесцветные или слабо окрашенные, роговые обманки окрашены в зеленый цвет) и углами спайности (у пироксенов они почти прямые, у роговых обманок острые, близкие к 56°).

Щелочные пироксены (эгирины). Сингония моноклинная. Форма зерен удлиненно-призматическая, остроконечные лучистые агрегаты, часто неправильные зерна. Спайность в двух направлениях (угол 87°). Отличаются зеленой окраской и плеохроизмом от заметного до сильного в зеленых тонах. Показатели преломления высокие (1,776–1,836). Резкая шагреновая поверхность и высокий рельеф. Двойное лучепреломление высокое (0,05–0,06). Интерференционная окраска 4-го порядка маскируется собственной окраской минерала и требуется при определении применять кварцевый клин. В качестве включений в зернах эгирина присутствуют магнетит, апатит, циркон.

Продукты замещения. Может замещаться щелочным амфиболом. При выветривании переходит в лимонит и частично опал.

Похожие минералы. От роговых обманок эгирина отличается углами между направлениями спайности, высокой интерференцией, очень большими углами погасания и отрицательным удлинением.

Происхождение. Все пироксены – типичные магматические минералы, встречающиеся в основных и ультраосновных породах. Ромбические пироксены характерны для более основных пород, кристаллизовавшихся при более высоких температурах, в то время как моноклинные пироксены могут встречаться и в кислых породах (пироксеновых гранитах). Отсюда вытекает необходимость различения их принадлежности к той или иной из этих подгрупп. Эгирины – типичные магматогенные минералы, встречающиеся в богатых щелочами породах (нефелиновые сиениты, щелочные граниты и др.).

Амфиболы – группа цепочечных (ленточных) алюмосиликатов сложного и непостоянного состава, отдельные представители которых трудно отличаются друг от друга. Главными представителями этой группы являются роговые обманки, с оптическими свойствами которых и предполагается ознакомиться. Следует обратить внимание на широко развитый изоморфизм, определивший значительные изменения оптических свойств. Сингония моноклинная. Форма кристаллов таблитчатая, удлиненная, часто неправильная. Минерал окрашен в зеленый цвет

различной интенсивности. Наблюдается сильный плеохроизм в зеленых или буровато-коричневых тонах. Показатели преломления составляют 1,630–1,704. Наблюдаются высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Двойное лучепреломление от 0,014 до 0,026. Интерференционная окраска синяя, красная, желтая 2-го порядка. Визуальное определение интерференционной окраски затруднено, так как она маскируется собственной окраской минерала и при определении необходимо применять кварцевый клин. Угасание косое, удлинение положительное.

Разновидностью обыкновенной роговой обманки является базальтическая роговая обманка. Она отличается бурой окраской и плеохроизмом в коричневато-бурых тонах, более высоким преломлением и двупреломлением, соответственно 1,670–1,760 и 0,023–0,068. Включения в роговой обманке представлены апатитом, сфеном, рудными минералами.

Продукты замещения. Как продукт замещения роговой обманки чаще всего наблюдается хлорит, иногда совместно с эпидотом, карбонатами, кварцем, реже по ней развивается биотит.

Похожие минералы. Обыкновенная роговая обманка сходна с эгирином, от которого отличается углом между двумя системами трещин спайности, меньшим углом погасания (14–25°), положительным удлинением, более низким двупреломлением. Базальтическая роговая обманка похожа на биотит. Отличается от него менее совершенной спайностью и косым погасанием.

Происхождение. Роговая обманка – типичный минерал многих изверженных пород (габбро, диоритов, гранитов). Часто содержится в различных эффузивных и метаморфических породах.

Биотит $(\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3[\text{SiAlO}_{10}][\text{OH},\text{F}]_2)$ – группа слюд. Сингония моноклинная. Форма кристаллов в шлифах неправильная. Чаще это вытянутые в направлении спайности пластинки и таблички, иногда более или менее изометрические кристаллы. Зерна биотита обычно окрашены в коричневато-бурые и желтовато-бурые цвета различной интенсивности. На разрезах, перпендикулярных спайности, наблюдается резкий плеохроизм. На разрезах, параллельных спайности, плеохроизм заметен слабее, иногда не проявляется. Спайность весьма совершенная в одном

направлении. Показатели преломления зависят от содержания железа и сильно колеблются (1,609–1,696). Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность характерны для разрезов, перпендикулярных спайности, для других разрезов они выражены слабее.

Двойное лучепреломление высокое (0,089–0,081), интерференционная окраска 2-го и 3-го порядков маскируется собственным цветом. Погасание прямое. В зернах биотита часто присутствуют включения циркона, апатита, монацита.

Продукты замещения. Биотит является легко изменяющимся минералом под влиянием гидротермальных и вторичных процессов. Чаще всего по биотиту, вплоть до полного замещения, развиваются хлорит, эпидот, мусковит. Иногда выделяются гидрооксиды железа, карбонаты и кварц.

Похожие минералы. Биотит бывает весьма сходен с амфиболами. В разрезах, перпендикулярных спайности, от них легко отличается по прямому погасанию и резкому плеохроизму. На разрезах, где спайность не видна, отличается меньшими показателями преломления, большим двупреломлением. От похожего на биотит хлорита его отличает резкий плеохроизм и более высокая интерференционная окраска 2-го и 3-го порядков.

Происхождение. Биотит – типичный магматогенный минерал, наиболее часто встречающийся во многих интрузивных и гипабиссальных породах. В эффузивах редок. Обычен в метаморфических породах, таких как гнейсы, сланцы.

Мусковит ($\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$.) Группа слюд. К числу феррических минералов отнесен условно из-за сходства с биотитом по форме кристаллов и оптическим свойствам. Ни железа, ни магния в своем составе не содержит. Сингония моноклинная. Имеет в шлифе форму неправильных чешуек, листочков, пластинок, табличек. Редко в виде кристалликов псевдогексагонального облика. Бесцветный. Показатели преломления составляют 1,552–1,624. На разрезах, перпендикулярных спайности, обладает рельефом, шагреневой поверхностью и заметной псевдоабсорбцией. В срезах, параллельных спайности, эти явления отсутствуют. Двойное лучепреломление 0,036–0,054. В разре-

зах, перпендикулярных спайности, интерференционные окраски чистые, яркие, 2-го и 3-го порядков. В разрезах, параллельных спайности, интерференционная окраска серая 1-го порядка. Угасание прямое в разрезах, перпендикулярных спайности. Мусковит часто содержит обильные газово-жидкие и кристаллические включения. Последние представлены цирконом, апатитом, сфеном, гранатами, турмалином, кварцем и др.

Мелкошуйчатый мусковит именуется серицитом. Он возникает при изменении плагиоклазов.

Похожие минералы. В разрезах, параллельных спайности, мусковит схож с кварцем. Отличается осностью.

Происхождение. Мусковит встречается в гранитах, чаще как продукт постмагматического замещения плагиоклазов, биотита и других минералов. Характерен для гидротермальных и пневмолитовых образований. Встречается в гнейсах и разнообразных сланцах.

Задания (указания по выполнению работы)

1. Просмотрите шлиф и выделите фемические минералы (по окраске, рельефу, шагрени, интерференционным окраскам), оцените приблизительно их процентное содержание.
2. Разделите фемические минералы по окраске на бесцветные и окрашенные (в бурый или зеленоватый тона). Бесцветные минералы могут быть оливинами, пироксенами или мусковитом.

Уточните по характеру спайности:

- 2.1. Если спайность совершенная в некоторых зернах в 2 направлениях под углом, близким к прямому, – пироксены.

По характеру погасания и интерференционной окраске выделите:

- ромбические пироксены (прямое погасание, низкие интерференционные окраски 1-го порядка);
- моноклинные пироксены (косое погасание, интерференционные окраски 2-го порядка);

- 2.2. Если спайность отсутствует или несовершенная в виде редких, коротких, беспорядочно ориентированных трещин – это оливин. Уточните по характеру погасания, интерференционной окраске, шагрени;
- 2.3. Если спайность весьма совершенная в одном направлении – мусковит. Проверьте по наличию псевдоабсорбции и высокой интерференционной окраске. В разрезах, параллельных спайности, эти признаки отсутствуют: зерно без спайности, с интерференционными окрасками 1-го порядка, рельеф и шагрень отсутствуют. Чтобы не отнести такое зерно к кварцу, следует определить осность: одноосный – кварц, двуосный – мусковит.
3. Определите по характеру спайности. Минералы бурого цвета могут быть биотитом или базальтической роговой обманкой. Если спайность весьма совершенная в одном направлении – биотит; если спайность совершенная в двух направлениях с углом между плоскостями спайности около 56° – роговая обманка. В разрезах, перпендикулярных оптической оси, биотит изотропен (при двух николях угасает), без спайности, не плеохроирует.
4. Зеленые минералы. Минералы, плеохроирующие в зеленых тонах, могут быть обыкновенной роговой обманкой или эгирином. Определите угол между плоскостями спайности: у роговой обманки он острый, близкий к 56° , у эгирина – близкий к прямому, около 87° . При отсутствии в разрезе зерен с двумя направлениями спайности определите характер удлинения: удлинение положительное – роговая обманка, удлинение отрицательное – эгирин.

Оборудование и материалы

Микроскопы, объективы и окуляры, компенсаторы, набор шлифов породообразующих минералов и горных пород.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Содержание отчета

В отчете следует привести цель работы, краткое теоретическое описание, описать основные оптические свойства фемических минералов и определить их наименование.

Зерна с отчетливо выраженным плеохроизмом зарисовать в двух положениях, наиболее сильно отличающихся по окраске. На рисунке следует отразить форму зерна и направление трещин спайности. Изучая псевдоабсорбцию, зарисовать зерна мусковита с хорошо выраженными и слабо выраженными рельефом и шагренью, отражая особенности расположения трещин спайности.

Описывая каждый минерал, обязательно обратить внимание на отличие его от других похожих минералов. Результаты работы представить в виде таблицы 7.1.

Таблица 7.1

Характеристика фемических минералов

| № | Свойства при 1 николе | | | | Свойства при 2 николях | | Название и формула минерала | Происхождение |
|---|-----------------------------------|------------------|---------------------------|-----------------|-----------------------------------|------------------------------------|-----------------------------|---------------|
| | Форма зерна, степень идиоморфизма | Цвет, плеохроизм | Спайность, угол спайности | Рельеф, шагрень | Порядок интерференционной окраски | Характер погасания, Угол погасания | | |
| | | | | | | | | |

При защите работы необходимо иметь отчет о выполненной работе, уметь ответить на предложенные преподавателем вопросы и самостоятельно описать контрольный шлиф фемического минерала.

Контрольные вопросы

1. Какие минералы называются породообразующими, главными, второстепенными, аксессуарными?
2. Какие минералы именуются фемическими?
3. Перечислите характерные признаки, позволяющие отличить в шлифе: пироксены от амфиболов, оливины от пироксенов, роговую обманку от эгирина.
4. Какие минералы плеохроируют и в каких разрезах?
5. Назовите продукты замещения оливина, эгирина, биотита, пироксенов.

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.
3. Хардигов А. Э., Холодная И. А. Петрография и петрология магматических и метаморфических пород: учебник / Министерство образования и науки Российской Федерации, ФГАОУ ВО «Южный федеральный университет». Ростов-н/Д.: Изд-во ЮФУ, 2011. 324 с. URL: <http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id=241098>

8. Микроскопическое изучение салических минералов

Цель работы – познакомиться с основными оптическими константами салических минералов и научиться распознавать их по характерным диагностическим признакам.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Минералы, включающие группы кварца, полевых шпатов, фельдшпатидов, являются главнейшими породообразующими для многих разновидностей магматических горных пород. Их присутствие либо количественное содержание определяют (наряду с некоторыми ранее изученными фемическими минералами) основные геохимические особенности породы и ее положение в принятых классификациях.

Салические минералы характеризуются светлой окраской, под микроскопом они бесцветные и прозрачные. Различие их затруднено схожестью оптических свойств. Это обуславливает необходимость знания оптических констант и приобретения навыков микроскопического определения салических минералов.

Характеристика основных салических минералов

Кварц (SiO_2). Сингония тригональная. По распространенности среди породообразующих минералов является вторым после полевых шпатов. Форма зерен в интрузивных породах постоянно неправильная. Ксеноморфность их связана с тем, что зерна кварца выделяются на заключительных стадиях магматической кристаллизации после основных своих предшественников – биотита, роговой обманки, кислых плагиоклазов, полевых шпатов – либо одновременно с полевыми шпатами. В эффузивах часто имеет скелетные очертания или форму дипирамидальных удлиненных призм. Двойники, видимые под микроскопом, исключительно редки.

Оптические свойства. В шлифе совершенно бесцветен. Показатели преломления составляют 1,544–1,553, шагреневая поверхности и рельефа нет. Двупреломление низкое (0,009), интерференционная окраска серая, белая 1-го порядка, в утолщенных шлифах – желтая 1-го порядка. Спайность отсутствует. Угасание неопределенное, облачное, волнистое. Прямое угасание устанавливается в тех редких случаях, когда зерна имеют идиоморфные очертания. В породах, испытавших динамометаморфизм, кварц приобретает облачное или мозаичное угасание. Срезы, перпендикулярные оптической оси, не действуют на поляризованный свет (изотропны) и дают ясную интерференционную фигуру – крест без изохроматических колец. Одноосный, положительный.

Кварц часто содержит многочисленные газово-жидкие или твердые включения, расположенные беспорядочно или параллельными цепочками. Твердые включения представлены рутилом, апатитом, цирконом и другими акцессорными минералами.

Похожие минералы. Кварц в шлифах похож на плагиоклазы в срезах: где у последних не наблюдается двойникования. От ортоклаза отличается несколько большим преломлением и оснотью, от нефелина – оптическим знаком.

Продукты замещения. Кварц – минерал исключительно стойкий и не изменяется даже тогда, когда породы подвергаются интенсивному метаморфизму. В исключительных случаях замещается альбитом или серицитом.

Происхождение. Кварц – типичный минерал кислых магматических пород и связанных с ними пегматитов. Обычен в метаморфических и осадочных породах.

Нефелин – $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Группа фельдшпатов (щелочных полевых шпатов). Сингония гексагональная. В шлифе образует неправильные зерна или зерна прямоугольного, квадратного или гексагонального сечений. Иногда имеет зональное строение. Бесцветный, прозрачный. Спайность несовершенная в двух направлениях. Показатели преломления составляют 1,529–1,547, рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Двупреломле-

ние низкое (0,003–0,005). Иногда почти изотропный. Интерференционная окраска серая 1-го порядка. Погасание прямое. Одноосный, отрицательный.

Похожие минералы. Нефелин в шлифе походит на кварц, ортоклаз, апатит, альбит и др. От кварца отличается несколько меньшими показателями преломления и двупреломлением, а также оптическим знаком; от апатита – меньшим преломлением и отсутствием удлиненных призмочек; от альбита – осностью и отсутствием спайности.

Продукты замещения. Нефелин замещается различными минералами. Наиболее часто преобразуется в цеолиты волокнистого сложения, анальцит или содалит. Значительно реже замещается серицитом с одновременным образованием кальцита. Иногда по нефелину развивается каолинит, гранат, коллоидальное вещество.

Происхождение. Нефелин встречается только в щелочных обедненных кремнеземом магматических породах (нефелиновые сиениты, фонолиты, нефелиновые породы), а также сопутствующих им пегматитах. Никогда не встречается совместно с кварцем.

Микроклин – $K[AlSi_3O_8]$. Группа полевых шпатов. Подгруппа ортоклаза. Всегда содержит примесь альбита. Сингония тригональная. Обычен в виде неправильных зерен разных размеров. Крупные правильной формы кристаллы образует в порфириовидных гранитах и пегматитах, где их образование связывают с процессами метасоматического замещения. Идиоморфные вкрапленники микроклина характерны для некоторых кислых эффузивов. Спайность в двух направлениях. Угол между направлениями спайности почти прямой (отличается на 20°). Показатели преломления 1,518–1,530. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Двупреломление низкое (0,007), интерференционная окраска белая 1-го порядка. Угасание близкое к прямому (угол погасания в зависимости от среза изменяется от 5° до 19°). Образует простые двойники, но шире распространены полисинтетические микродвойники в двух направлениях, так называемая микроклиновая решетка. Двусный отрицательный угол оптических осей $2V = 60^\circ$ – 80° .

В скрещенных николях иногда видны сростания микроклина с альбитом в виде неправильнополосчатых включений. Такие прорастания именуют пертитом – в случае преобладания в них микроклина, либо антипертитом – при преобладании альбита. В микроклине часто содержатся включения: лейсты плагиоклаза, зерна кварца, чешуйки биотита, разнообразные акцессории – апатит, циркон, сфен и др. Включения альбита (пертит) охарактеризованы выше.

Похожие минералы. Если микроклин имеет решетчатое погасание – его определение однозначно. От альбита отличается меньшими показателями преломления и отрицательным знаком.

Продукты замещения. Чаще всего имеет место каолинизация, благодаря которой микроклин мутнеет. При альбитизации замещается альбитом. В отличие от плагиоклазов серицитизации не подвергается.

Происхождение. Микроклин является одним из главных породообразующих минералов в породах кислого и щелочного состава (гранитах, гранодиоритах, сиенитах и др.).

Ортоклаз – $K[AlSi_3O_8]$. Группа полевых шпатов. Подгруппа ортоклаза. Сингония моноклинная. Чаще всего форма зерен неправильная; кристаллы правильной формы могут встречаться в эффузивах кислого состава. Показатели преломления 1,518–1,535, рельеф и шагренева поверхность отсутствуют. Спайность в двух направлениях, угол спайности 90° . Двупреломление низкое (0,006–0,007). Интерференционная окраска серая, белая 1-го порядка. Иногда образует простые двойники. Двусный, отрицательный. Угол оптических осей колеблется от 30° до 84° . В ортоклазе обычны многочисленные включения различных акцессорных минералов и плагиоклазов. Кварц может образовывать с ортоклазом закономерные (кристаллографически ориентированные) сростания (пегматит). Как и микроклин, ортоклаз содержит включения альбита (пертит). Нередко отмечаются многочисленные вторичные продукты, благодаря чему ортоклаз становится мутноватым.

Похожие минералы. В шлифе ортоклаз походит на альбит или олигоклаз в срезах, параллельных двойникованию. Отличается от альбита оптической отрицательностью, большим показате-

лем преломления. От кварца отличается осностью, оптическим знаком, меньшим преломлением и наличием спайности. От нефелина – осностью, меньшим преломлением, формой зерен.

Происхождение. Ортоклаз широко развит – как один из главных породообразующих минералов – в гранитоидах, щелочных, средних и основных породах, как в интрузивной, так и эффузивной фациях.

Продукты замещения. Ортоклаз замещается каолинитом, приобретая при этом буроватую окраску. Изредка внутри зерен ортоклаза наблюдают эпидот и кальцит.

Плагиоклазы. Группа полевых шпатов. Подгруппа плагиоклазов. Образуют непрерывные ряды твердых растворов от чистого альбита ($\text{Na} [\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) до чистого анортита ($\text{Ca} [\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$). Номенклатура этого ряда основывается на указании процентного содержания в плагиоклазе альбитовых (Ab) и анортитовых (An) молекул, например, $\text{Ab}_{25}\text{An}_{75}$ или коротко An_{75} (плагиоклаз номер 75).

По процентному содержанию анортитового компонента выделяются разновидности плагиоклазов, охарактеризованные в работе № 3:

Большинство свойств этих минералов монотонно изменяется с изменением химического состава.

Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии. Форма кристаллов таблитчатая, слегка удлинённая. Степень идиоморфизма обычно несколько повышается у основных плагиоклазов. В шлифах плагиоклазы бесцветны, прозрачны. Показатели преломления изменяются у альбита – от 1,527 до 1,538, у анортита – от 1,577 до 1,590. Рельеф отсутствует у альбита и становится заметным у анортита. Шагреневая поверхность отсутствует. Спайность в одном или двух направлениях. Двупреломление низкое и составляет 0,01 – для альбита и 0,013 – для анортита. Интерференционная окраска серая, белая, иногда с желтоватым оттенком 1-го порядка. Углы угасания всегда косые, зависят от состава и увеличиваются от кислых плагиоклазов к основным.

Широко распространены полисинтетические двойники в виде чередующихся, погасающих попеременно полос с четкими параллельными границами. Двуосные, положительные и отри-

цательные углы оптических осей близки к 90° . Состав плагиоклазов может быть определен в срезах с симметричным погасанием двойников относительно плоскости двойникования.

Плагиоклазы могут содержать мелкие зерна различных акцессорных минералов (апатит, циркон, магнетит, гранат и др.) и газово-жидкие включения в основных плагиоклазах. Кроме того, нередко амфиболы, авгит, оливин.

Похожие минералы. Полисинтетическое двойникование в совокупности с другими свойствами заметно выделяют плагиоклазы среди других минералов. В срезах, параллельных плоскостям двойникования, и в неправильных зернах плагиоклазы походят на кварц (отличаются наличием спайности и осностью) и на нефелин (отличаются осностью и косым погасанием).

Происхождение. Плагиоклазы являются породообразующей группой минералов в магматических горных породах. Сообразно подразделению на кислые, средние и основные они содержатся в магматических породах соответствующих химических классов. Это придает плагиоклазам важное классификационное значение и определяет необходимость установления их состава. Альбит присутствует в гидротермальных жилах. Альбит и олигоклаз широко распространены как вторичные минералы в породах, подвергающихся натровому метасоматозу, чаще всего в этом случае они развиваются по основным плагиоклазам.

Оборудование и материалы

Микроскопы, объективы и окуляры, компенсаторы, набор шлифов породообразующих минералов и горных пород.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания по выполнению работы)

1. Просмотрите шлиф и выделите зерна калиевых и феррических минералов и определите их примерное процентное содержание.

- Отличаются салические минералы по следующим признакам:
- 1.1 зерна бесцветны, часто границы зерен при одном николе не различимы. Иногда зерна неравномерно окрашены в буроватый или сероватый цвет. Происходит это за счет появления на их поверхности мельчайших зерен вторичных минералов (гидроокисиды железа, глинистые минералы, слюда – серицит и др.);
 - 1.2 форма зерен в глубинных породах обычно неправильная. В излившихся породах порфиоровые вкрапленники, представленные салическими минералами, могут иметь геометрически правильную форму;
 - 1.3 показатели преломления салических минералов близки к показателям преломления канадского балласта ($N_{к.б.} = 1,537$), в связи с чем рельеф и шагреневая поверхность не выражены. Нередко за шагреневую поверхность принимают налеты вторичных минералов. В этом случае следует иметь в виду, что шагреневая поверхность наблюдается равномерно по всему зерну, а налеты – неравномерно;
 - 1.4 величина двупреломления ($N_g - N_p$) салических минералов низкая (0,005–0,013), интерференционные окраски серые и светло-серые 1-го порядка.
2. Определите примерное процентное содержание среди салических минералов полевых шпатов, кварца, нефелина:
 - 2.1 зерна геометрически правильной формы – чаще всего полевые шпаты, либо нефелин (последний имеет квадратное или шестиугольное сечение зерен);
 - 2.2 зерна неравномерно окрашены налетами вторичных минералов – полевые шпаты;
 - 2.3 зерна с совершенной спайностью, часто в двух направлениях с углом, близким к 90° – полевые шпаты. Уточнить по погасанию – у полевых шпатов оно косое;

- 2.4 зерна неправильной формы, без двойников, без следов вторичных минералов («чистые») следует подвергнуть изучению в коноскопии:
- одноосные положительные – кварц;
 - одноосные отрицательные – нефелин;
 - двuosные – полевые шпаты.
3. Выделите в составе полевых шпатов калиевые полевые шпаты (ортоклаз и микроклин), кислые, средние и основные плагиоклазы, учитывая, что:
- 3.1 зерна с налетом вторичных минералов буроватой окраски – калиевые полевые шпаты. Различить ортоклаз это или микроклин можно лишь при более точных определениях на столике Е. С. Федорова, за исключением ясно выраженной в зерне микроклиновой решетки, однозначно определяющей микроклин;
- 3.2 зерна с налетом вторичных минералов серого цвета – плагиоклазы;
- 3.3 зерна с двойниками в виде параллельных полос или с зональным угасанием – плагиоклазы. Следует иметь в виду, что кислые плагиоклазы образуют более тонкие двойниковые полосы, чем основные; средние плагиоклазы чаще дают зерна с зональным погасанием;
- 3.4 определите номер плагиоклаза по углу максимального симметричного угасания в разрезах, перпендикулярных (010) по методу Мишель-Леви.

Порядок определения:

- найдите зерна с двойниковым угасанием в виде четких параллельных полос с ясно выраженными двойниковыми швами;
- среди вышеописанных зерен найдите зерна с примерно симметричным угасанием относительно двойникового шва;
- один из двойниковых швов совместите с вертикальной нитью окуляра и возьмите первый отсчет по лимбу;
- поверните предметный столик в противоположную сторону до полного угасания одной из систем двойников и возьмите второй отсчет по лимбу.

По разности между первым и вторым отсчетами вычислите угол угасания этой системы двойников; поверните предметный столик в противоположную сторону до полного угасания второй системы двойников и возьмите третий отсчет. По разности между третьим и первым отсчетами вычислите угол угасания второй системы двойников; вычисленные углы угасания каждой из систем двойников не должны отличаться более чем на 5° . В противном случае нужно выбрать другое зерно с более подходящей для определения ориентировкой; вычислите средний угол угасания; по кривой зависимости между углами симметричного угасания систем двойников и составом плагиоклазов (работа № 5, рис. 5.1) определите номер плагиоклаза.

Если при этом средний угол угасания двойниковых систем составляет менее 20° , необходимо определить показатель преломления зерна по полоске Бекке. Если N зерна (показатель преломления изучаемого зерна – N_3) больше $N_{к.б}$ отсчет по кривой берите выше 0° , если же N зерна меньше $N_{к.б}$ – отсчет по кривой следует брать ниже 0° .

Пример записи в тетради:

первый отсчет – 120° ; второй отсчет – 105° ;

угол угасания первой системы двойников: $120^\circ - 105^\circ = 15^\circ$;

третий отсчет – 130° ; угол угасания второй системы двойников: $130^\circ - 120^\circ = 10^\circ$; средний угол угасания двойниковой системы:

$$\frac{15^\circ + 10^\circ}{2} = 12,5^\circ$$

N_3 больше $N_{к.б}$, плагиоклаз номер 30 – олигоклаз.

Содержание отчета

В отчете следует привести цель работы, кратко теоретическую часть, описать основные оптические свойства салических минералов и, используя эти сведения, определить их наименование.

Описывая каждый минерал, обязательно обратить внимание на отличие его от других похожих минералов. Результаты работы представить в виде таблицы 8.1.

При защите работы студент должен иметь отчет о выполненной работе, уметь ответить на предложенные преподавателем вопросы и самостоятельно описать контрольный шлиф салического минерала.

Таблица 8.1

Характеристика салических минералов

| № | Свойства при 1 николе | | | | | Свойства при 2 николях | | Название и формула минерала | Происхождение |
|---|-----------------------------------|------------------|---------------------------|-----------------|---------------------------|------------------------|--------------------|-----------------------------|---------------|
| | Форма зерна, степень идиоморфизма | Цвет, плеохроизм | Спайность, угол спайности | Рельеф, шагрень | Порядок интерфер. окраски | в параллельном свете | в сходящемся свете | | |
| | | | | | | | | | |

Контрольные вопросы

1. С чем связана ксеноморфность зерен кварца?
2. В каких породах кварц имеет облачное погасание?
3. На какие минералы в шлифах похож кварц и как их различить?
4. В каких горных породах встречается нефелин?
5. Чем отличается нефелин от похожих на него минералов?
6. Какие минералы относятся к группе полевых шпатов? На какие подгруппы делится эта группа?
7. Как называются прорастания микроклина альбитом в случае преобладания в них микроклина, альбита?
8. Как называются закономерные (кристаллографически ориентированные) сростания кварца с ортоклазом?
9. Какие разновидности плагиоклазов выделяются по содержанию анортитового компонента?
10. Чем замещаются плагиоклазы при их разрушении?

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

9. Контрольное определение породообразующих минералов

Цель работы – закрепить знания и навыки, полученные при выполнении предыдущих лабораторных работ.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

К началу выполнения работы студенты уже приобрели навыки определения оптических констант силикатных и феррических минералов. После выполнения этой работы студенты должны в контрольных шлифах отличать породообразующие минералы по наиболее важным для них диагностическим признакам, уметь отнести их к тому или иному минеральному виду и оценить их процентное содержание (приближенно).

Теоретическая часть – посмотреть в предыдущих лабораторных работах.

Оборудование и материалы. Микроскопы, объективы и окуляры, компенсаторы, набор шлифов породообразующих минералов и горных пород.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания по выполнению работы)

1. Выбрать зерно в шлифе для исследования, зарисовать его.
2. Определить его оптические свойства при одном николе (форма зерна, степень идиоморфизма, цвет, прозрачность, спайность, рельеф, шагрень).
3. Определить его оптические свойства при двух николях (порядок интерференционной окраски, характер погасания, угол погасания).
4. Определить его свойства коноскопическим методом (основность, знак).
5. Пользуясь таблицами 9.1 и 9.2 определить название минерала.

Содержание отчета

В отчете следует привести цель работы, краткое теоретическое обоснование, описать основные оптические свойства исследуемого минералов и, используя эти сведения, определить его наименование.

Описывая минерал, обязательно обратить внимание на отличие его от других похожих минералов. Результаты работы представить в виде конспекта и таблицы, аналогичной таблицам 9.1 и 9.2.

При защите работы студент должен иметь отчет о выполненной работе, уметь ответить на предложенные преподавателем вопросы.

Контрольные вопросы

1. Какие минералы называются породообразующими, главными, второстепенными, акцессорными?
2. Какие минералы именуются фемическими, а какие салическими?
3. Перечислите характерные признаки, позволяющие определить название минерала
4. Перечислите характерные признаки, позволяющие отличить в шлифе фемические минералы от салических

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

Таблица 9.1

Оптические свойства фемических минералов

| Название минерала | Свойства при 1 никеле | | | | | Свойства при 2 скрещенных николях в параллельном свете | | | Свойства при двух скрещенных николях в сходящемся свете | |
|----------------------------|---|-----------------------------------|---|-------------------------|---|--|---------|------|---|--|
| | Форма зерна, степень идиоморфизма | Цвет, прозрачность | Спайность, угол спайности | Рельеф, шагрень | Порядок интерференц. окраски | Характер погасания, угол погасания | Осность | Знак | | |
| Оливин | Неправильная, прайвильные кристаллы имеют широкотаблитчатую форму | Бесцветные, прозрачные | Отсутствует, весьма несовершенная | Высокий, резко выражена | Зеленая 2-го порядка | Прямое | | | | |
| Пироксен | | Бесцветный | Совершенная в двух направлениях, 87° | Высокий, резко выражена | Ромбические – не выше 1-го порядка, Моноклинные – до розовой 2-го порядка | | | | | |
| Щелочной пироксен (эгирин) | Удлиненно-призматическая, часто неправильная | Зеленый | В двух направлениях, 87° | Высокий, резко выражена | 4-го порядка | | | | | |
| Амфибол | Таблитчатая, удлиненная, часто неправильная. Широко развитый изоморфизм | Зеленый | Совершенная в двух направлениях, 14–25° | Высокий, резко выражена | Синия, красная, желтая 2-го порядков | Косое | | | | |
| Биотит | Неправильная | Коричневато-бурый, желтоватобурий | Весьма совершенная в одном направлении | Высокий, резко выражена | 2-го и 3-го порядков | Прямое | | | | |
| Мусковит | Неправильные чешуйки, листочки, пластинки, таблочки | Бесцветный | Весьма совершенная в одном направлении | Высокий, выражена | 2-го и 3-го порядков | Прямое | | | | |

Таблица 9.2

Оптические свойства саллических минералов

| Название минерала | Свойства при 1 никеле | | | | | Свойства при 2 скрещенных николях в параллельном свете | | Свойства при двух скрещенных николях в сходящемся свете | |
|-------------------|-----------------------------------|------------------------|---------------------------------|-----------------|-----------------------------------|--|-----------|---|--|
| | Форма зерна, степень идиоморфизма | Цвет, прозрачность | Спайность, угол спайности | Рельеф, шагреня | Порядок интерф. окраски | Характер погасания, угол погасания | Оеность | Знак | |
| Кварц | Неправильная, зерна ксеноморфны | Бесцветный | Отсутствует | Отсутствуют | Серая, белая, желтая 1-го порядка | Неопределенное, обильное, волнистое | одноосный | положительный | |
| Нефелин | Неправильная | Бесцветный, прозрачный | Совершенная в двух направлениях | Отсутствуют | Серая 1-го порядка | Прямое | одноосный | отрицательный | |
| Микроклин | Неправильная | | В двух направлениях | Отсутствуют | Белая 1-го порядка | Прямое, 5–19° | двуосный | отрицательный | |
| Ортоклаз | Неправильная | | В двух направлениях, 90° | Отсутствуют | Серая, белая 1-го порядка | Прямое, 5–19° | двуосный | отрицательный | |
| Плагиоклаз | Таблитчатая, удлиненная | Бесцветный, прозрачный | В одном или двух направлениях | Отсутствуют | Серая, белая 1-го порядка | Косо | | | |

10. Микроскопическое изучение структур глубинных магматических пород

Цель работы – ознакомиться с основными типами структур, которые являются показателями условий кристаллизации магмы, научиться правильно определять структуры пород в шлифе.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Наряду с химическим и минералогическим составом структура является важнейшим диагностическим и классификационным признаком, определяющим горные породы.

В указаниях приводятся основные сведения о полнокристаллических структурах магматических пород, их оптические характеристики, которые помогают правильно определить структуру у пород.

На структуру пород влияют:

- 1) генезис горных пород, т. е. термодинамические условия, при которых они сформировались. Полнокристаллические структуры формируются при медленном остывании в абиссальных и гипабиссальных условиях, т. е. в условиях больших и умеренных глубин, реже в центральных частях мощных лавовых потоков или покровов;
- 2) химический состав магматического расплава. Кислые расплавы, богатые кремнеземом SiO_2 более вязкие, кристаллизуются труднее. Застывают на поверхности в виде обсидианов, а основные, возникающие в сходных условиях, содержат многочисленные включения кристаллов и именуются долеритами;
- 3) наличие летучих компонентов, которые способствуют подвижности магм и образованию крупнокристаллических, даже гигантокристаллических структур.

Изменение давления летучих компонентов вызывает изменение порядка кристаллизации многих минералов.

Структура пород определяется:

- а) степенью кристалличности;
- б) абсолютными размерами кристаллов;
- в) относительными размерами кристаллов;
- г) формой кристаллов и степенью их идиоморфизма.

Магматические породы состоят из кристаллических зерен, вулканического стекла или того и другого вместе.

В природных стеклах имеется огромное количество мельчайших частиц – это так называемые кристаллиты. Размеры их настолько малы (менее 0,005 мм), что они не действуют на поляризованный свет, а следовательно, их минералогический состав не поддается определению.

Несколько более крупные кристаллические образования (0,005–0,01 мм), у которых под микроскопом легко определяется форма, а при больших увеличениях и минералогический состав, называются микролитами (лейстами). Формируются они при быстром остывании лав и представляют их характерные включения. Форма микролитов может быть брусковидной, игольчатой (полевой шпат, эгирин), квадратной, шести-, восьмиугольной (лейцит, нефелин) и др.

Оборудование и материалы

Микроскопы, объективы и окуляры, центрировочные ключи, компенсаторы, набор шлифов магматических пород.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания по выполнению работы)

1. Определите степень кристалличности пород и дайте название структуры по степени кристалличности, учитывая, что по степени кристалличности выделяют:
 - 1.1 структуры полнокристаллические (голокристаллические), характеризующиеся тем, что породы полностью представлены кристаллическими зернами тех или иных минералов. Вулканическое стекло отсутствует (рис. 10.1);

- 1.2 структуры неполнокристаллические (гипокристаллические, гипогиалиновые), для которых характерно наличие и кристаллических зерен, и аморфного некристаллического стекловатого вещества (вулканического стекла). Соотношение между ними примерно равное (рис. 10.2). Следует напомнить, что вулканическое стекло легко распознается по погасанию при скрещенных николях;
- 1.3 структуры стекловатые (гиалиновые). Характерная особенность этих структур заключается в том, что они либо полностью состоят из вулканического стекла, либо оно в породе преобладает. Кристаллических зерен содержится немного (рис. 10.2а).

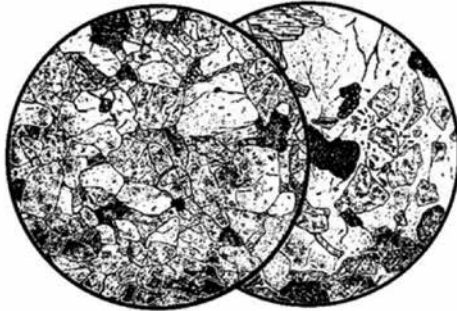


Рис. 10.1. Полнокристаллические структуры



Рис. 10.2. Неполнокристаллическая структура



Рис. 10.2а. Структура стекловатая

Для породы с полнокристаллической структурой определите размеры зерен и дайте классификацию структуры по абсолютным и относительным размерам зерен, пользуясь нижеприведенными принципами деления:

- крупнозернистая – основная масса зерен имеет размер более 5 мм;
- среднезернистая – основная масса зерен имеет размер от 5 до 1 мм;
- мелкозернистая – основная масса зерен имеет размер от 1 до 0,1 мм;
- тонкозернистая (микрозернистая, афанитовая) – основная масса зерен имеет размер менее 0,1 мм.

Зерна простым глазом не различимы и видны только под микроскопом.

1.4 по относительным размерам зерен выделяются структуры:

- равнозернистая – в породе преобладают зерна примерно одинакового размера;
- неравнозернистая – зерна породы имеют неодинаковые размеры;
- порфировидная – основная масса породы полнокристаллическая, мелко- или среднезернистая, в ней имеются отдельные включения более крупных зерен.

2. Определите форму зерен и степень идиоморфизма фемических и салических минералов.

Минералы, имеющие хорошо выраженные кристаллографические очертания, называют идиоморфными; частично ограненные – гипидиоморфными, а минералы, очертания которых имеют неправильную форму – ксеноморфными или аллотриоморфными.

При определении степени идиоморфизма обязательно укажите, какие минералы имеют более высокую степень идиоморфизма.

3. По результатам определения степени идиоморфизма минералов (салических и фемических) дайте название структуры породы, пользуясь нижеследующими указаниями:

3.1 если все зерна минералов имеют идиоморфные или почти идиоморфные очертания, то структура называется панидиоморфнозернистой (рис. 10.3). Она характерна для мономинеральных пород (оливинитов, пироксенитов) и свидетельствует об одновременной кристаллизации;

3.2 если в шлифе отмечается четко выраженный идиоморфизм цветных минералов и плагиоклазов по отношению к кварцу и калиевому полевому шпату (рис. 10.4), то структуру следует назвать гранитовой (гипидиоморфнозернистой). Она показательна для гранитов, сиенитов, диоритов;

3.3 по относительным размерам зерен выделяются структуры:

- равнозернистая – в породе преобладают зерна примерно одинакового размера;
- неравнозернистая – зерна породы имеют неодинаковые размеры;
- порфириовидная – основная масса породы полнокристаллическая, мелко или среднезернистая, в ней имеются отдельные включения крупных зерен.

4. Определите форму зерен и степень идиоморфизма фемических и салических минералов.

Этот признак является одним из важнейших, т. к. форма зависит от особенностей внутреннего строения минералов, последовательности их кристаллизации, кристаллизационной способности, физико-химических свойств расплава. Минералы, имеющие хорошо выраженные кристаллографические очертания, называют идиоморфными; частично ограненные – гипидиоморфными, а минералы, очертания которых имеют неправильную форму – ксеноморфными или аллотриоморфными.

При определении степени идиоморфизма обязательно укажите, какие минералы имеют более высокую степень идиоморфизма.

5. По результатам определения степени идиоморфизма минералов (салических и фемических) дайте название структуры породы, пользуясь нижеследующими указаниями:

5.1 если все зерна минералов имеют идиоморфные или почти идиоморфные очертания, то структура называется панидиоморфнозернистой (рис. 10.3). Она характерна для мономинеральных пород (оливинитов, пироксенитов) и свидетельствует об одновременной кристаллизации;

5.2 если в шлифе отмечается четко выраженный идиоморфизм цветных минералов и плагиоклазов по отношению к кварцу и калиевому полевому шпату (рис. 10.4), то структуру следует назвать гранитовой (гипидиоморфнозернистой). Она показательна для гранитов, сиенитов, диоритов.

При изучении гранитовой структуры четко зафиксируйте характерное снижение степени идиоморфизма зерен в ряду: железомagneзиальные силикаты – плагиоклазы – калиевые полевые шпаты – кварц.

5.3 если в шлифе наблюдаются более или менее изометричные зерна полевых шпатов и кварца, обладающие одинаковой степенью идиоморфизма

относительно друг друга, то структура называется аплитовой. В противоположность гранитовой структуре кварц не ксеноморфен по отношению к полевым шпатам – это характерно для аплитовой структуры;



Рис. 10.3. Структура панидиоморфнозернистая

Обратить внимание на прямолинейность границ между зернами оливина. На контактах зерен и по трещинам видны следы серпентинизации. Черные точки – магнетит. Рис. 10.4. Структура гранитовая гипидиоморфнозернистая.

Обратить внимание на ксеноморфные зерна кварца (светлые) и на полевые шпаты (видны линии спайности) с более высокой степенью идиоморфизма



Рис. 10.5. Структура габбровая. Без анализатора. Одинаковая степень идиоморфизма (гипидиоморфные) пироксенов (светлые с жирными линиями спайности) и плагиоклазов (легкий крап с тонкими линиями спайности). Форма кристаллов изометричная.



Рис. 10.6. Структура диабазовая.

Николи +. Удлиненные изоморфные зерна плагиоклазов, между которыми расположены ксеноморфные зерна оливина, пироксена и рудных минералов.



Рис 10.7. Пегматитовая структура.

Резко ксеноморфные зерна кварца оказываются оптически параллельно ориентированными. Обнаруживается это по их одновременному погасанию при скрещенных николях.



Рис. 10.8. Пойкилитовая структура

Плагиоклаз в виде удлиненных резко идиоморфных призм беспорядочно распределен в крупных зернах пироксена

- 5.4 если для породы показательна одинаковая степень идиоморфизма зерен плагиоклазов (светлые минералы) и темноцветных минералов (пироксены), которые имеют сравнительно изометрическую форму, то структура называется габбровой. Она характерна для габбро и диабаза (рис. 10.5);
- 5.5 если в отличие от габбровой структуры в породе отмечается четкий идиоморфизм плагиоклазов по отношению к фемическим минералам, то структура называется офитовой (диабазовой, долеритовой) (рис. 10.6).
В шлифе наблюдаются длиннопризматические беспорядочно расположенные зерна плагиоклазов, угловатые промежутки между которыми заполнены ксеноморфными зернами пироксена, оливина и мелкими зернами рудных минералов;
- 5.6 если в шлифе наблюдается закономерное прорастание зерен полевого шпата одинаково ориентированными (одновременное угасание) зернами кварца, то структура называется пегматитовой (рис. 10.7);
- 5.7 если при изучении структуры породы можно выделить в ней характерные включения разнообразно ориентированных (неодновременное угасание) мелких зерен одних минералов (плагиоклазов, оливина) в более крупные зерна других (пироксенов, роговой обманки), то структуру следует называть пойкилитовой (рис. 10.8).

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, краткое теоретическое обоснование. Затем, пользуясь указаниями и соблюдая последовательность описания структур, дать подробное (по схеме) описание структур полнокристаллических, неполнокристаллических и стекловатых пород, отмечая их текстуру.

Результаты выполненной работы привести в виде таблицы 10.1 .

Таблица 10.1

Описание полнокристаллических структур

| № | Рисунок шлифа | Структура породы | | | | Общее название структуры и текстуры породы |
|---|---------------|----------------------------|------------------------|---------------------------|-----------------------------------|--|
| | | По степени кристалличности | По абсолютному размеру | По относительному размеру | По степени идиоморфизма минералов | |
| | | | | | | |

При защите работы необходимо представить отчет, ответить на вопросы и самостоятельно определить структуру и текстуру породы в шлифе под микроскопом.

Контрольные вопросы

1. Что такое структура пород?
2. Какие факторы влияют на структуру пород?
3. Что такое микролиты, кристаллиты?
4. Составные части магматических горных пород.
5. Как подразделяются структуры по степени кристалличности?
6. Что такое степень идиоморфизма?
7. Чем отличаются габбровая и диабазовая структуры? Гранитовая и аплитовая?

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с.: ил.

11. Микроскопическое изучение структур излившихся магматических пород

Цель работы – ознакомиться с основными типами неполнокристаллических структур, которые являются показателями условий кристаллизации магмы; научиться правильно определять структуры пород в шлифе.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Наряду с химическим и минералогическим составом структура является важнейшим диагностическим и классификационным признаком, определяющим горные породы.

На структуру пород влияют:

- 1) генезис горных пород, т. е. термодинамические условия, при которых они сформировались. Неполнокристаллические структуры формируются при быстром остывании поверхностных условиях;
- 2) химический состав магматического расплава. Кислые расплавы, богатые кремнеземом SiO_2 , более вязкие, кристаллизуются труднее. Застывают на поверхности в виде обсидианов, а основные, возникающие в сходных условиях, содержат многочисленные включения кристаллов и именуются долеритами;
- 3) наличие летучих компонентов, которые способствуют подвижности магм и образованию крупнокристаллических, даже гигантокристаллических структур.

Изменение давления летучих компонентов вызывает изменение порядка кристаллизации многих минералов.

Кристаллизация изливающейся на поверхность магмы нередко начинается еще в магматическом бассейне и продолжается в процессе ее движения к поверхности, т. е. в условиях, соответствующих обстановке начала кристаллизации интрузивных тел.

Возникающие при этом кристаллы сохраняются в излившейся и застывшей в виде стекла массе, образуя так называемые порфиновые вкрапления. Очень часто они имеют правильную кристаллографическую огранку и достигают значительных размеров (от нескольких миллиметров до сантиметра и более).

Та часть породы, которая вмещает вкрапленники, называется основной массой и состоит, как отмечалось выше, из вулканического стекла, микролитов и кристаллитов.

Вулканическое стекло образуется в условиях быстрого остывания магматического расплава и находится в метастабильном (неустойчивом) состоянии. С течением времени наблюдается тенденция к его кристаллизации. Этот процесс называется расстеклованием, или девитрофикацией, и приводит обычно к образованию кристаллов волокнистого вида. Он ускоряется под влиянием повышения температуры, давления и под действием растворов.

Оборудование и материалы

Микроскопы, объективы и окуляры, центрировочные ключи, компенсаторы, набор шлифов магматических пород.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания по выполнению работы)

Для пород с неполнокристаллической структурой:

1. Установите наличие порфиновых вкраплений среди микрозернистой или стекловатой массы и дайте название структуры:
 - порфировая – если таковые обнаруживаются (рис. 11.1);
 - афировая – если вкрапленников нет (рис. 11.2).

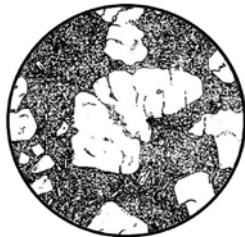


Рис. 11.1. Структура неполнокристаллическая порфировая

В порфировых выделениях развиты зерна кварца (крупные правильной формы с трещинами) и плагиоклаза (мелкие правильные призмы). Основная масса фельзитовая

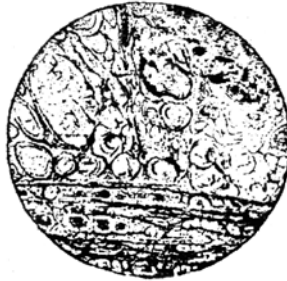


Рис. 11.2. Структура неполнокристаллическая афировая с хорошо различным перлитовым строением. Без анализатора

2. Дальнейшее подразделение вышеназванных структур произведите по строению основной массы:
 - 2.1 основная масса может иметь микролитовую структуру (в вулканическом стекле отмечаются в различных количествах микролиты) (рис. 11.3) и скрытокристаллическую структуру (микролиты отсутствуют) (рис. 11.4);
 - 2.2 для пород, имеющих микролитовую структуру, определите количественное соотношение в шлифе между микролитами и стеклом, характер расположения микролитов (беспорядочное, субпараллельное) и форму микролитов.



Рис. 11.3. Структура порфировая с микролитовой андезитовой структурой основной массы. В порфировых выделениях крупные удлиненные зерна плагиоклаза



Рис. 11.4. Структура порфировая, скрытокристаллическая с фельзитовой структурой основной массы. Фенокристаллы представлены ортоклазом, основная масса – смесью кварца и полевых шпатов

3. По перечисленным выше признакам дайте название структуры, принимая во внимание нижеследующее:
 - 3.1 если основная масса породы представлена главным образом беспорядочно ориентированными удлинёнными микролитами плагиоклаза, характерные угловатые промежутки между которыми заполнены стекловатой массой (стекла мало), железо-магнезиальными силикатами и в небольшом количестве рудными минералами, то структуру следует назвать интерсертальной (рис. 11.5). Она характерна для базальтов;
 - 3.2 если в основной массе породы наблюдаются удлинённые микролиты полевых шпатов, плотно прилегающие друг к другу и расположенные субпараллельно (наподобие сплавленного по реке леса), вулканического стекла мало, то структура называется трахитовой (рис. 11.6). Она характерна для трахитов, реже андезитов;
 - 3.3 если основная масса породы представлена вулканическим стеклом (что отличает ее от вышеописанных пород), в которую погружены опутано-волоконистые тонкие удлинённые микролиты плагиоклаза и микроскопические зерна других минералов, то структуру называют андезитовой (рис. 11.3). Она характерна для андезитов, но встречается и в трахитах;

- 3.4 если в основной стекловатой массе отмечено наличие микролитов нефелина с квадратными и шестиугольными сечениями, и незначительное количество микролитов темноцветных минералов, то структура называется фонолитовой. Она встречается исключительно в нефелиновых лавах.
4. Для пород, имеющих скрытокристаллическую (криптокристаллическую) структуру, определите характерные особенности и дайте название структуры, основываясь на нижеследующем:
- 4.1 порода состоит в основном из сферолитов – округлых образований, имеющих волокнистое радиально-лучистое строение, структура сферолитовая (рис. 11.7). Вулканическое стекло может присутствовать в различных количествах;
- 4.2 порода состоит из мельчайших кристаллических образований, обычно не распознаваемых под микроскопом, но агрегаты их действуют на поляризованный свет, благодаря чему при скрещенных николях порода имеет серый цвет, структура фельзитовая (рис. 11.4). Часто скрытокристаллическое вещество (микрофельзит), имеющее вид мельчайших точек, группируется в более или менее округлые образования, что придает породе в шлифе пятнистый вид.



Рис. 11.5. Структура неполнокристаллическая порфировая интерсерральная

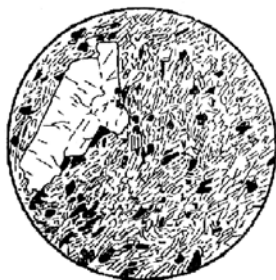


Рис. 11.6. Структура неполнокристаллическая порфировая с трахитовой структурой основной массы



Рис. 11.7. Структура скрытокристаллическая сферолитовая

5. Для пород, имеющих стекловатую структуру, установить характерные особенности стекловатой массы (трещины, потоки и т.д.) и дать наименование структуры, основываясь на следующем:
 - 5.1 порода полностью (или почти полностью) состоит из вулканического стекла с характерными округлыми трещинами сжатия (рис. 11.8), вследствие чего стекло распадается на мелкие шарообразные тельца – перлы, структура перлитовая;
 - 5.2 порода состоит в основном или полностью из вулканического стекла, имеющего вид потоков, струек, структура флюидальная. Кристаллических зерен мало или они совсем отсутствуют;
 - 5.3 порода почти полностью состоит из однородной массы вулканического стекла – структура витрофировая.

Приступая к выполнению работы по изложенной выше методике изучите основные теоретические положения, изложенные в данном методическом указании; ознакомьтесь с порядком изучения структур магматических пород и придерживайтесь при изучении структур предложенной последовательности; в процессе проработки методического указания внимательно изучайте рисунки, отмечая характерные особенности данной структуры, позволяющие отличить ее от других похожих структур. Затем приступайте к описанию шлифа.

Опишите текстуры магматических пород, пользуясь сведениями, изложенными в теоретической части указаний.



Рис. 11.8. Структура стекловатая перлитовая

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, краткое теоретическое обоснование. Затем, пользуясь указаниями и соблюдая последовательность описания структур, дать подробное (по схеме) описание структур полнокристаллических, неполнокристаллических и стекловатых пород.

Результаты выполненной работы привести в виде таблицы 11.1.

Таблица 11.1.

Описание неполнокристаллических и стекловатых структур

| № | Рисунок шлифа | Структура породы | | | | Общее название структуры породы |
|---|---------------|----------------------------|---|-----------------------|----------------------------|---------------------------------|
| | | По степени кристалличности | По содержанию порфирированных вкрапленников | По наличию микролитов | По степени кристалличности | |
| | | | | | | |

При защите работы студент должен представить отчет, ответить на вопросы и самостоятельно определить структуру породы в шлифе под микроскопом.

Контрольные вопросы

1. Что такое структура пород?
2. Какие факторы влияют на структуру пород?
3. Что такое микролиты, кристаллиты?
4. Составные части магматических горных пород.
5. Как подразделяются структуры по степени кристалличности?
6. Что такое степень идиоморфизма?
7. Чем отличаются андезитовая и трахитовая?
8. Перечислите неполнокристаллические структуры.

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

12. Микроскопическое изучение текстур магматических пород

Цель работы – ознакомиться с основными типами текстур, которые являются показателями условий кристаллизации магмы; научиться правильно определять текстуры пород.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Текстура выражает признаки строения породы, которые главным образом зависят от геологических условий ее формирования. Выделяют текстуры, возникающие: в результате внутренних процессов кристаллизации магмы, под влиянием внешнего давления, в результате различного способа заполнения пространства, которое зависит от состава расплава и содержания в нем флюидов.

В процессе магматического течения формируются ориентированные (направленные) – линейные, полосчатые, флюидальные и другие – текстуры пород.

Текстуры, возникающие в процессе кристаллизации магмы без влияния внешних факторов, бывают трех типов: 1) массивная или однородная; 2) такситовая или неоднородная, пятнистая, шпировая; 3) шаровая или сферическая.

Наряду с химическим и минералогическим составом текстура являются важнейшими диагностическими и классификационными признаками, определяющими горные породы.

На текстуру пород влияют:

- 1) генезис горных пород, т. е. термодинамические условия, при которых они сформировались;
- 2) химический состав магматического расплава;
- 3) наличие летучих компонентов, которые способствуют подвижности магм и образованию крупнокристаллических, даже гигантокристаллических структур.

Изменение давления летучих компонентов вызывает изменение порядка кристаллизации многих минералов.

Текстура пород определяется:

- расположением составных частей в пространстве;
- способом выполнения массой породы пространства (или степенью сплошности породы).

Выделяют два типа текстур: однородную и неоднородную.

Среди неоднородных текстур наиболее распространенными являются такситовая (пятнистая), полосчатая, директивная, флюидальная, пористая, миндалевидная.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Оборудование и материалы

Микроскопы, компенсаторы, набор шлифов и образцов магматических горных пород.

Задания (указания по выполнению работы)

1. Произвести основные проверки микроскопа.
2. Просмотреть шлиф.
3. Определить тип текстуры:

3.1 Интрузивные породы:

- если в шлифе наблюдается равномерное распределение минеральных компонентов в пространстве, при котором порода в любом участке имеет одинаковый состав и строение, то такая структура называется массивной или однородной. Это свидетельствует об однородности условий кристаллизации;
- если в шлифе наблюдается неравномерное распределение минеральных компонентов в пространстве, то такая структура – неоднородная;
- если порода характеризуется наличием участков, отличающихся друг от друга по составу или структуре, а иногда по обоим признакам, значит это такситовая (пятнистая) или шлировая текстура. Формирование такситовых

текстур обусловлено изменением физико-химических условий кристаллизации магмы, наличием переработанных ксенолитов (захваченных магмой на разной глубине обломков окружающих пород);

- если в шлифе наблюдается чередование полос разного состава, это полосчатая текстура (габбро);

3.2 эффузивные породы:

- если порода состоит в основном или полностью из вулканического стекла, имеющего вид потоков или струек – текстура флюидальная, которая обусловлена течением расплава при остывании. Она свойственна стекловатым и полустекловатым породам;
- если в шлифе наблюдается многочисленные округлые или неправильные пустоты, возникающие благодаря потере газов при застывании лав, то речь идет о пузырчатой или шлаковой текстурах;
- если наблюдается заполнение пустот минералами (опал, халцедон, мелкозернистый кварц, хлориты, кальцит, цеолиты), выделяющимися из циркулирующих в породе растворов, это будут миндалекаменные текстуры [2];
- если наблюдаются миндалины, выполненные крупнозернистым кварцем, хлоритом и кальцитом, а вместо цеолитов – альбит и эпидот, то это будут древние эффузивы;
- если в шлифе отмечается ориентированное, субпараллельное расположение минералов, то текстура – директивная. Она показательна для щелочных и основных пород;
- если зерна минералов представлены таблитчатыми или уплощенно-призматическими кристаллами калиевого полевого шпата, то текстура – трахитоидная. Это текстура вулканических пород повышенной щелочности;

- если для породы характерно субпараллельное расположение преимущественно фемических минералов, то текстуру принято относить к гнейсовидной. Она образуется в процессе кристаллизации магмы под воздействием одноосного давления;
 - если текстура отличается присутствием концентрических округлых или овальных (скорлуповатых) трещинок отдельности, часто группирующихся в пределах мелких блоков, ограниченных линейными трещинками, то это перлитовая текстура. Она образуется в результате отделения газовой фазы от лав кислого состава при быстром охлаждении, при этом лава застывает в виде стекла.
- 3.3. Некоторые текстуры характерны и для интрузивных, и для эффузивных пород. К ним можно отнести следующие:
- если минералы в породе располагаются концентрическими зонами вокруг некоторых центров, то такая текстура имеет название шаровая или сферическая. При этом в отдельных зонах минералы принимают радиально-лучистое расположение. В результате в горных породах наблюдаются шаровые тела концентрического и радиально-лучистого строения. Образование этой текстуры обусловлено тем, что при кристаллизации минералов происходит попеременное пересыщение магмы то одним, то другим компонентом;
 - если наблюдается пятнистое расположение минералов, образующих скопления неправильной формы, то это характеризует брекчиевидную-такситовую текстуру. Такая текстура свойственна горным породам, образующимся в два этапа: при кристаллизации расплава происходит разламывание затвердевших участков и затем цементация обломков расплавом, имеющим несколько иной состав, чаще более кислый.

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, краткое теоретическое обоснование. Затем, пользуясь указаниями и соблюдая последовательность описания текстур, дать подробное (по схеме) описание текстур пород.

При защите работы студент должен представить отчет, ответить на вопросы и самостоятельно определить структуру породы в шлифе под микроскопом.

Контрольные вопросы

1. Что такое текстура пород?
2. Какие факторы влияют на текстуру пород?
3. Какие текстуры называются однородными (массивными)?
4. Перечислите неоднородные текстуры и охарактеризуйте их.
5. Какие текстуры характерны для интрузивных пород?
6. Какие текстуры характерны для эффузивных пород?

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

13. Микроскопическое изучение пород группы перидотитов (гипербазитов)

Цель работы – познакомиться с условиями образования магматических горных пород, их классификациями, характерными свойствами; научиться определять и описывать эти породы и микроскопически.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

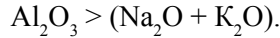
Породы, возникающие за счет кристаллизации магмы, могут значительно отличаться от нее по своему химическому составу. При излиянии магмы на поверхность она практически полностью теряет летучие компоненты, количество которых может составлять 10–12 весовых %. Кристаллизация в глубинных условиях приводит к постепенному разделению кристаллов, образующихся на ранней и главной стадиях кристаллизации магмы и остаточного (перматитового) расплава, концентрирующего наиболее подвижные компоненты.

Теоретически это означает, что при кристаллизации магм, значительно различающихся первоначальным составом, могут возникать породы, весьма сходные по минеральному составу. С этой точки зрения каждая магматическая порода характеризует определенный этап геохимической эволюции магматического очага.

Между химическим составом магматической породы и ее минеральным составом существует определенная связь. Это позволяет уверенно относить породы с типичным минеральным составом к тому или иному химическому классу. Среди компонентов магмы главнейшими являются следующие окислы: SiO_2 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O .

По содержанию SiO_2 породы подразделяются на ультраосновные, основные, средние и кислые. Содержание кремнезема изменяется от 35–40 % у первых до примерно 70 % у последних.

Некоторые магмы и возникающие из них породы исключительно богаты щелочными элементами, в первую очередь Na_2O . Большая же часть пород входит в группу известково-щелочных с отношением



Минеральный состав большинства магматических пород выглядит также на удивление просто, если учитывать минералы, играющие заметную роль в их составе, так называемые породообразующие. Последних насчитывается не более 15–20 видов. Каждая порода представляет собой закономерное сочетание (парагенезис) некоторого числа этих минералов, обычно не более 3–4. Каждый минеральный парагенезис является свидетелем физико-химической обстановки его появления и в первую очередь является функцией состава магмы, температуры и давления.

Общая схема процесса кристаллизации магмы отражается рядом Боуэна, приведенным ниже (рис. 13.1).



Рис. 13.1. Реакционный ряд Боуэна

Левая часть ряда представлена темноцветными минералами, обогащенными Fe и Mg (мафическими), в правой части фигурируют минералы, богатые Si и Al (салические).

Ряд темноцветных минералов начинается с кристаллизации оливина, в структуре которого присутствуют изолированные кремнекислородные тетраэдры $[\text{SiO}_2]$. В процессе кристаллизации при снижении температуры эти группы могут перестраиваться, последовательно объединяясь в бесконечные одинарные цепочки, двоянные цепочки или слои. Одновременно увеличивается ионный радиус катионов, входящих в состав минералов, от Mg и Fe к Ca и K, и возрастает роль воды в виде гидроксил-иона.

Каждый последующий член ряда появляется за счет предыдущего, реагирующего с остаточным расплавом. Изоморфизм между членами ряда не наблюдается, хотя в пределах отдельных групп этого ряда изоморфизм имеет место.

Салический ряд начинается кристаллизацией анортита и заканчивается альбитом с общей тенденцией к появлению все более кислых членов. Этот ряд характеризуется совершенным изоморфизмом между всеми членами.

Между двумя рядами (мафическим и салическим) кристаллизация стремится к эвтектическому соотношению, парагенезисы соответствуют обычно горизонтальным рядам. Это означает, что вначале кристаллизуются минералы, находящиеся в избытке по сравнению с эвтектикой.

По схеме Боуэна в упрощенном виде показаны главные особенности минерального состава главнейших групп магматических пород.

Породы группы перидотита (ультраосновные) состоят из оливинов и пироксенов. Если наряду с последними в породе присутствуют плагиоклазы основного состава (лабрадор и выше) либо порода состоит только из них, она будет отнесена к группе габбро.

Амфибол-плагиоклазовые парагенезисы (плагиоклазы средние) характерны для пород группы диорита.

Более богатый парагенезис минералов нижней части схемы показателен для пород группы сиенита и группы гранита. Различаются они практически отсутствием кварца в породах группы сиенита и его присутствием в породах группы гранита.

Пока еще нет единой общепризнанной классификации магматических пород, удобной для практического использования. Наиболее широкое признание получили классификации, в основу которых положены: 1) условия образования, залегания и структурные особенности пород, 2) химический состав и 3) количественные соотношения главнейших породообразующих минералов в породах. Каждая классификация имеет свои положительные и отрицательные стороны, но все вместе они дополняют друг друга, позволяя наиболее полно охарактеризовать породу и найти ее положение в общем ряду магматических пород (таблицы 13.1, 13.2).

Таблица 13.1

Схема классификации магматических горных пород

| Группы по минералогическому составу | Группы по содержанию SiO ₂ , % | Интрузивные | Эффузивные | |
|---------------------------------------|---|---|---------------------------------|--------------------------------------|
| | | | Кайнотипные | Палеотипные |
| Перидотиты | Ультраосновные гипербазиты, меньше 45 | Дуниты и оливиниты, перидотиты, пироксениты | Меймечиты | |
| Габбро-базальты | Основные (базиты) 45–52 | Габбро, нориты, анортозиты | Базальты, базальтовые порфириды | Диабазы |
| Диориты-андезиты | Средние, 52–65 | Диориты, кварцевые диориты | Андезиты, андезитодациты | Порфириды, андезитовые порфириды |
| Граниты-риолиты и гранодиориты-дациты | Кислые, больше 65 | Граниты, аляскиты, гранодиориты, плагитограниты, щелочные граниты | Липариты, дациты | Кварцевые порфиры, дацитовые порфиры |
| Сиениты-трахиты | Щелочные (соответствуют средним) 52–65 | Нормальные сиениты, щелочные сиениты | Трахиты | Трахитовые порфиры |
| Нефелиновые сиениты-фонолиты | Щелочные 50–60 | Нефелиновые сиениты | Фонолиты | Фонолитовые порфиры |

Таблица 13.2

Классификация главных эффузивных пород

| Кайнотипные | Палеотипные | Минералогический состав кайнотипных пород | | Характерная структура основной массы | Интрузивные аналоги |
|------------------|---------------------------------------|---|---------------------------------------|--------------------------------------|---------------------|
| | | Фено-кристаллы | Основная масса | | |
| Базальт | Диабаз (диабазовый порфирит) | Оливины, пироксены, плагиоклазы № 70–90 | Плагиоклазы № 50–70, пироксен, стекло | Интерсертальная | Габбро |
| Андезит | Порфирит (андезитовый порфирит) | Плагиоклазы № 50–70, пироксены, амфиболы | Плагиоклазы № 30–50, стекло, амфиболы | Андезитовая | Диорит |
| Дацит | Дацитовый порфирит (дацитовый порфир) | Плагиоклазы № 20–50, кварц, амфиболы, пироксены | Кварц, санидин, плагиоклаз стекло | Фельзитовая сферолитовая | Грано-диорит |
| Липарит (риолит) | Кварцевый порфир (риолитовый порфир) | Кварц, санидин, плагиоклазы № 20–40, биотит | Кварц, санидин, плагиоклаз стекло | Фельзитовая сферолитовая | Гранит |
| Трахит | Порфир (ортофир, трахитовый порфир) | Санидин, плагиоклазы № 20–40, амфиболы, биотит, пироксены | Санидин, плагиоклаз стекло | Трахитовая | Сиенит |
| Фонолит | Фонолитовый порфир | Санидин, нефелин, лейцит, щелочные пироксены, амфиболы | Санидин, нефелин, лейцит | Фонолитовая (микролиты нефелина) | Нефелиновый сиенит |

При изучении глубинных пород следует пользоваться диаграммой минералогического состава интрузивных пород (рис. 13.2), на которой показаны наиболее характерные минералы для отдельных групп пород и их примерное процентное содержание в этих породах.

При изучении эффузивных пород можно использовать таблицу, в которой дается классификация эффузивных пород и их некоторые характерные особенности.



Рис. 13.2. Диаграмма количественно-минерального состава главных интрузивных пород

Группа перидотитов (гипербазитов). Горные породы группы перидотитов распространены в резко подчиненном количестве и представлены почти исключительно в интрузивной фации.

Для химического состава рассматриваемой группы характерно низкое содержание кремнезема (SiO_2 обычно 40–46 %) и высокое содержание магния (MgO от 10 до 50 %) и железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ до 12 %).

Главными породообразующими минералами являются железомagneзиальные силикаты: оливины и пироксены. Кроме них, встречаются амфиболы, а также вторичные минералы – серпентины, хлориты и тальк. Характерна примесь рудных минералов – хромита и титаномагнетита. Иногда встречаются и сульфиды – пирротин и пентландит.

Ультраосновные породы связаны постепенными переходами как внутри группы, так и с породами группы габбро.

Интрузивные породы. В зависимости от количественного содержания оливина в составе пород группы перидотитов выделяются дуниты и оливиниты, перидотиты и пироксениты. Разности с содержанием от 100 до 85 % оливина относятся к дунитам; от 85 до 70 % оливина и с 15–30 % пироксенов – к пироксеновым дунитам или пироксеновым оливинитам; от 70 до 30 % оливина – к перидотитам; остальные содержащие менее 30 % оливина – к пироксенитам. Существенно амфиболовые породы с переменным содержанием пироксена называются горнblendитами.

Дуниты и оливиниты. В шлифе оливиниты и дуниты представляют собой агрегаты изометрических или полиэдрических зерен оливина, часто пересеченных сеткой неправильных трещин, по которым развивается серпентин с образованием петельчатой или реликтовой структуры. Структура дунитов и оливинитов панидиоморфная.

Перидотиты. Кристаллизация перидотитов начинается с оливина как более тугоплавкого компонента. Ромбические и моноклинные пироксены образуются позже и цементируют кристаллы оливина, реагируя с ними. Поэтому в шлифе эти кристаллы кажутся среди пироксенов слегка округленными. Такая структура называется пойкилитовой. Ромбические пироксены несколько более устойчивы, чем оливин, но и они довольно легко замещаются серпентином. По моноклинным пироксенам развивается актинолит, хлорит, кальцит.

Пироксениты. Структура пород средне- и крупнозернистая. Текстура массивная или такситовая. Главными минералами пироксенитов являются ромбические или моноклинные пироксены или те и другие одновременно. Типичные микроструктуры – панидиоморфная, призматически зернистая и сидеронитовая.

Жильные и эффузивные породы. Жильные и эффузивные представители группы имеют крайне ограниченное распространение. К ним относятся пикриты, пикритовые порфириты и кимберлиты.

Кимберлиты. Главными минералами кимберлитов являются оливин, бронзит, перовскит, пироп, апатит, ильменит. Присутствуют округлые включения перидотитов, дунитов, пироксени-тов, эклогитов и обломков вмещающих пород. Связующая масса кимберлитов сильно изменена во вторичные минералы. Главную роль играют процессы серпентинизации, карбонатизации, развитие хлорита.

Оборудование и материалы

Микроскопы, компенсаторы, набор шлифов и образцов магматических горных пород.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания по выполнению работы)

Описание любой горной породы должно содержать все необходимые данные для полноценной характеристики ее состава и строения и отвечать задачам исследования.

Описывая магматическую горную породу, как и породу любого другого генезиса, необходимо освещать следующие ее признаки:

- 1) цвет при изучении в образце,
- 2) минеральный состав,
- 3) структуру,
- 4) текстуру,
- 5) степень измененности и др.

Особенности строения полнокристаллических равномерно-зернистых и неполнокристаллических порфировых пород вынуждают несколько индивидуализировать порядок их описания как в образцах, так и в шлифах.

План микроскопического описания

Интрузивная порода

1. Название породы.
2. Общий минеральный состав. Минералы перечисляются с подразделением их на породообразующие, акцессорные и вторичные.

3. Количественный минеральный состав. Приводится объемное процентное содержание в породе.
4. Описание свойств каждого минерала. Если в главных минералах присутствует плагиоклаз, его описывают первым, затем следует описание других минералов в порядке убывающего содержания в породе. Вторичные минералы описываются вслед за теми первичными, по которым они образовались.

Определяя минерал, необходимо проверить все его кристаллические свойства, чтобы не ошибиться в диагностике; в описании же следует отражать только те свойства, которые являются специфической особенностью этого минерала в данной породе. К таким свойствам относятся: форма и размеры зерен, цвет и плеохроизм для изоморфных минералов (плагиоклазов, пироксенов, амфиболов), углы погасания в ориентированных разрезах, на основании которых по соответствующим диаграммам определяют состав минералов. Такие оптические константы, как величина максимального двупреломления, осьность, оптический знак минерала и т.п., приводят только в том случае, если они необычны.

5. Структура породы:
 - а) характеристика общего облика породы под микроскопом.
Указывается характер зернистости (ее крупность, равномерность), текстура и другие особенности строения, степень измененности породы;
 - б) описание микроструктуры породы.
Описывают взаимоотношения минералов: характер срастания, явления идиоморфизма, оплавления, коррозии и т.п. Выполняют зарисовки. В итоге описания определяют название микроструктуры.
 - в) Выводы о последовательности кристаллизации минералов

План описания эффузивной породы

1. Название породы.
2. Общая структура породы. Указываются структуры: порфировая или афировая. Дается количество порфировых выделений, их размеры и характер распределения. Коли-

чество порфировых выделений оценивается в процентах от общего объема породы. Неравномерность распределения вкрапленников.

3. Описание вкрапленников. Перечисляют минералы вкрапленников в породе в порядке их убывающей распространенности с указанием относительного количества.

Описывают каждый из минералов во вкрапленниках. Приводятся константы минералов. Указывая номер плагиоклаза, приводят результаты измерений его углов угасания.

Описание основной массы (базиса)

1. Общая структура основной массы. Указывают, полнокристаллическая или неполнокристаллическая структура. Для неполнокристаллических пород отмечают относительное количество микролитов и вулканического стекла, перечисляют минералы микролитов и указывают их относительное количество;

2. Описание минералов в микролитах. Первым описывают плагиоклаз, причем приводят максимальное количество данных, характеризующих его номер (углы угасания, показатель преломления), поскольку этот номер является одним из главных классификационных признаков эффузивов.

Описывают все другие главные минералы в порядке их убывающего содержания в породе. Однако следует иметь в виду, что вследствие малых размеров микролитов часто бывает невозможно определить многие их свойства, в частности те, которые требуют применения сходящегося света;

3. Описание вулканического стекла в основной массе или продуктов его разложения. В числе особенностей вулканического стекла указывают: цвет, прозрачность, показатель преломления по сравнению с канадским бальзамом, степень замещения вторичными продуктами, количество пылевидной рудной примеси и другие свойства.

Важно учитывать, что показатели преломления вулканических стекол кислого, среднего и щелочного состава меньше показателя преломления бальзама (иногда для стекла среднего состава выше бальзама);

4. Описание структуры основной массы. Дают название структуры базиса. Описывают распределение микролитов, характер их ориентировки в пространстве, характер срастания их между собой и с вулканическим стеклом. Указывают текстурные особенности: наличие полосчатости, перлитовых трещин и т. д.

В заключение описания породы анализируют особенности, которые могут дать сведения об условиях ее формирования (флюидальная полосчатость, явления поствулканического метасоматоза и т. д.).

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, краткое теоретическое обоснование, методику и описать все типы интрузивных магматических пород группы перидотита. Результаты работы представить в виде таблицы 13.3.

Таблица 13.3

Микроскопическое описание интрузивных магматических пород группы перидотита

| № | Рисунок шлифа | Структура | Текстура | Минералогический состав | | Последовательность кристаллизации минералов | Название породы |
|---|---------------|-----------|----------|-------------------------|------------|---|-----------------|
| | | | | Фемические | Салические | | |
| | | | | | | | |

При защите выполненной работы студент должен представить отчет, ответить на вопросы преподавателя и уметь определить название горных пород в образце и шлифе.

Контрольные вопросы

1. На какие типы делятся магматические породы по содержанию кремнезема?
2. Охарактеризуйте реакционный ряд Боуэна.
3. Проанализируйте диаграмму минералогического состава интрузивных пород
4. Какие магматические породы относятся к ультраосновным?

5. Какие минералы являются главными породообразующими в перидотитах, пироксенитах, оливинитах, дунитах?
6. Чем отличается оливинит от дунита?
7. Какая структура характерна для перидотитов, пироксенитов, оливинитов, дунитов?
8. Охарактеризуйте химический состав магматических пород группы перидотита.
9. Какое распространение имеют жильные и излившиеся породы группы перидотита.
10. Опишите минералогический состав кимберлитов

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

14. Микроскопическое изучение пород групп габбро-базальта, диорита – андезита, сиенита – трахита

Цель работы – познакомиться с особенностями химического и минералогического состава, структурой и текстурой магматических пород групп габбро-базальта, диорита – андезита, сиенита – трахита; научиться определять и описывать эти породы макро- и микроскопически. В предлагаемых указаниях приводится характеристика особенностей магматических пород групп габбро-базальта, диорита – андезита, сиенита – трахита.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Группа габбро-базальтов. Эффузивные породы основного состава являются самыми распространенными среди всех магматических горных пород. Широко развиты также гипабиссальные и жильные породы.

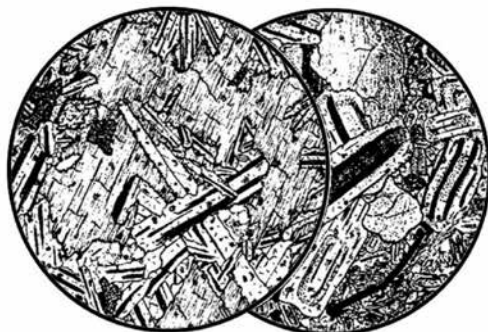
Химический состав габбро-базальтов характеризуется следующими данными: SiO_2 45–52 %; Al_2O_3 16–18 %; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 10,5–12 %; CaO 10,5–11,5 %; MgO 6,5–8,5 %; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 3,5 %. Габброиды геологически и петрографически связаны постепенными переходами с породами группы перидотитов, диоритов-андезитов, сиенитов-трахитов и щелочных габброидов-базальтоидов.

Интрузивные породы. Минеральный состав габброидных пород характеризуется наличием основного плагиоклаза ряда лабрадора, лабрадор-битовнита. Цветные минералы представлены моноклинным или ромбическим пироксеном, реже оливином, амфиболом (вместе или порознь).

В составе габброидов по содержанию феррических минералов выделяется несколько разновидностей, среди которых важнейшими являются габбро, нориты и анортозиты. Под габбро понимают все породы, которые при чисто зернистой структуре состоят главным образом из основного плагиоклаза с примесью

большого или меньшего количества темных составных частей, по большей части пироксена, реже роговой обманки или слюды и значительного количества рудных минералов, которые придают породе обычно меланократовый характер.

Габбровые породы. Под микроскопом в габбро наблюдаемые плагиоклазы имеют вид широкотаблитчатых, изометрических или удлинённых кристаллов с широкими полисинтетическими двойниками (рис. 14.1).



а

б

Рис. 14.1. а – диабаз; б – габбро.

Моноклинные пироксены образуют неправильные буроватые или зеленоватые зерна, иногда сдвойникованные, нередко замещенные по периферии, а иногда и в пределах всего зерна, светло-зеленой тонковолокнистой роговой обманкой. В некоторых габбро встречается оливин, который образует сплавленные зерна, окруженные реакционными каемками ромбического пироксена и включенные в кристаллы моноклинного пироксена. Для габбро типична габбровая структура.

Нориты отличаются от габбро наличием ромбического пироксена (гиперстена) вместо моноклинного. Между габбро и норитами существуют породы промежуточного состава, называемые габбро-норитами.

Анортозиты представляют собой лейкократовые породы, состоящие почти из одного основного плагиоклаза – лабрадора или битовнита, причем разности, состоящие из лабрадора, на-

зываются лабрадоритами. В анортозитах в количестве 10–15 % может присутствовать пироксен или оливин. Обычным аксессуарным минералом является магнетит, заполняющий промежутки между кристаллами плагиоклаза. Структура анортозитов крупно-, иногда гигантозернистая, панидиоморфнозернистая. Текстура массивная.

Жильные, гипабиссальные и субвулканические породы. Среди этих пород выделяют микрогаббро и габбро-порфириды, долериты и диабазы, диабаз-пегматиты.

Микрогаббро и габбро-порфириды по составу отвечают габбро, но имеют в первом случае микрогаббровую, во втором – порфировую структуру с вкрапленниками моноклинных пироксенов и плагиоклазов.

Долериты и диабазы – породы мелкозернистые, по составу аналогичные габбро, но с типичной долеритовой или офитовой (диабазовой) микроструктурой. Плагиоклаз легко узнавать простым глазом только в диабазах, в состав которых он обычно входит в виде тонких пластинчатых кристаллов среди плотных участков, образованных темным авгитом, чем и обусловлена офитовая структура. Из рудных минералов присутствует ильменит и пирит (диабазы – рис. 14.2).



Рис. 14.2. Диабаз

Там, где наблюдается простым глазом кварц, он обычно образует отдельные округлые кварцевые «глаза»; они представляют собой посторонние включения, захваченные из разрушенных соседних пород. Оливин встречается редко, в диабазах он преобразован в серпентин.

Диабаз-пегматиты представляют собой крупно- и гигантозернистые породы, состоящие из плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, апатита, титано-магнетита и незначительного количества ортоклаза и кварца.

Эффузивные породы. Наиболее широко распространенными представителями являются кайнотипные базальты и палеотипные базальтовые порфириды.

Базальты. Под микроскопом во вкрапленниках видны хорошо образованные кристаллы авгита, битовнита и оливина. Основная масса базальтов сложена микролитами лабрадора и авгита примерно в равных количествах, со значительной примесью зерен магнетита. Обычным компонентом основной массы является темно-бурое вулканическое стекло. Для базальта типична интерсертальная структура, реже стекловатая.

Базальтовые порфириды представляют собой палеотипные разновидности соответствующих кайнотипных пород. В них плагиоклазы альбитизированы, пироксены замещены актинолитом, хлоритом, эпидотом и кальцитом. Вулканическое стекло нацело разложено и замещено хлоритом. Обилие зеленых вторичных минералов придает породам отчетливый зеленоватый оттенок.

Группа диоритов – андезитов. Наиболее широкое развитие получили породы эффузивной фации. Химический состав пород этой группы следующий: SiO_2 – 52–65 %; Al_2O_3 – 16–17 %; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ – 9–10 %; MgO – 4,5–6 %; CaO – 8–8,5 %; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ до 5 %. Типичными породообразующими минералами являются средние плагиоклазы и роговая обманка, диориты и андезиты связаны петрографически постепенными переходами, с одной стороны, с габбро и базальтами, с другой – с гранитами и риолитами.

Интрузивные породы. Наиболее распространенными разновидностями являются диориты и кварцевые диориты.

Диориты. Под микроскопом можно установить, что диориты состоят из плагиоклаза № 35–50 в количестве 65–70 % и роговой обманки, иногда вместе с пироксенами или биотитом составляющими в сумме 25–30 %. Структура диоритов равнозернистая. Плагиоклаз в диоритах часто имеет зональное строение. В центральных частях кристаллов состав плагиоклаза

более основной (до лабрадора), в периферических зонах – соответствует олигоклазу. Роговая обманка зеленая, реже бурая, образует удлиненные или неправильные зерна, по периферии нередко замещенные бледноокрашенной волокнистой разностью амфибола.

Пироксен представлен обычно диопсидом, но встречаются диориты, содержащие авгит или гиперстен. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, сфен. Структура диоритов гипидиоморфнозернистая, характеризующаяся отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза, реже встречается порфиroidная.

Кварцевые диориты характеризуются постоянным присутствием кварца в количестве от 5 до 20 %, более кислым составом плагиоклазов (№ 30-35) и меньшим содержанием цветных минералов.

Жильные породы. Представлены микродиоритами, диоритовыми порфиритами, аплитами и лампрофирами.

Микродиориты и диоритовые порфириты распространены очень широко и отличаются от глубинных диоритов только структурой. Микродиориты характеризуются равномерно-микрозернистой призматически-зернистой структурой и состоят из среднего плагиоклаза и зеленой роговой обманки. Диоритовые порфириты отличаются от микродиоритов наличием порфировых вкрапленников, представленных зональными плагиоклазами и роговой обманкой.

Эффузивные породы. Излившиеся аналоги диоритов представлены андезитами и их измененными разновидностями – андезитовыми порфиритами.

Андезиты. Под микроскопом в андезитах различают плагиоклазы, роговую обманку, авгит, гиперстен, биотит. Плагиоклазы образуют таблитчатые идиоморфные кристаллы с особенно типичной для этих пород, резко выраженной многократной зональностью. В центральных частях кристаллов плагиоклазы могут иметь состав лабрадора, в периферических зонах – андезина и даже олигоклаза. Роговая обманка вкрапленников, обыкновенная и базальтическая, образует резко удлиненные густоокрашенные, зеленые или бурые кристаллы. Иногда появляются вкрапленники авгита или гиперстена, биотита.

Основная масса андезитов состоит из микролитов плагиоклаза и обычно светлоокрашенного вулканического стекла с показателем преломления, близким к показателю преломления канадского бальзама. Постоянно присутствуют мелкие зерна магнетита и игольчатые кристаллы апатита. Микроструктура основной массы преимущественно андезитовая. Текстура массивная или пористая.

Андезитовые порфириды. Под микроскопом устанавливается интенсивное замещение плагиоклазов серицитом, что затушевывает их зональность. По роговой обманке и пироксенам развиваются вторичная бледно-зеленая роговая обманка и хлорит, часто образующие полные псевдоморфозы. Вулканическое стекло разложено и замещено агрегатами тончайших чешуек хлорита. В породах с миндалекаменной текстурой поры могут быть выполнены кварцем, эпидотом.

Группа сиенитов-трахитов. Горные породы группы сиенитов имеют незначительное развитие и представлены как в интрузивной, так и в эффузивной фациях.

Химический состав пород группы сиенитов-трахитов характеризуется следующими данными: SiO_2 – 52–65 %, Al_2O_3 – 12–18 %, содержание щелочей повышенное ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 10–12 %, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ – 4–5 %, CaO – 2–4 %, MgO – 1–2 %).

Особенностью минерального состава пород является высокое содержание натриево-калиевых полевых шпатов и отсутствие кварца, который встречается только в разностях, переходных к гранитам. В данной группе имеются породы нормального и щелочного ряда, связанные постепенными переходами с породами группы габбро-базальтов, гранитов – липаритов, диоритов – андезитов и нефелиновых сиенитов – фонолитов.

Интрузивные породы. Выделяются нормальные и щелочные сиениты.

В шлифе под микроскопом устанавливается, что сиениты состоят из ортоклаза или микроклина в количестве 50–70 %, олигоклаза или андезина 10–30 % и зеленой роговой обманки, вместе с которой или самостоятельно иногда присутствуют биотит и авгит. Общее количество цветных минералов 10–20 %. Встречаются единичные зерна кварца. Если кварца 10–15 %, то

порода называется кварцевым сиенитом. При дальнейшем увеличении содержания кварца порода переходит в граносиенит и затем в гранит.

Щелочные сиениты отличаются от нормальных сиенитов присутствием альбита вместо олигоклаза, широким развитием пертитовых полевых шпатов и появлением щелочных цветных минералов – эгирина, эгирин-авгита. Слюда представлена биотитом. В разностях, переходных к нефелиновым сиенитам, в составе породы в небольшом количестве появляются фельдшпатаиды (нефелин).

Структура сиенитов обычно гипидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом кристаллов плагиоклаза и цветных минералов относительно калиевых полевых шпатов.

Жильные породы. Представлены микросиенитами и сиенит-порфиритами нормального и щелочного ряда и по составу аналогичны соответствующим интрузивным породам. Структура основной массы этих пород может быть трахитовая, микроаллотриоморфнозернистая.

Эффузивные породы. Кайнотипные эффузивные аналоги сиенитов нормального ряда представлены трахитами, палеотипные – трахитовыми порфирами.

Трахиты. Под микроскопом отмечается очень простой минеральный состав трахитов. Наблюдаются вкрапленники плагиоклаза № 30–40, биотита, бурой роговой обманки.

Для трахитов наиболее типична трахитовая микроструктура, характеризующаяся наличием удлиненных микролитов калиевых полевых шпатов, ориентированных субпараллельно в виде потоков. Стекло обычно отсутствует. Текстура массивная флюидальная, пористая, миндалекаменная.

Трахитовые порфиры. Под микроскопом можно видеть, что санидин превращен в каолинитизированный и альбитизированный ортоклаз или микроклин, как правило, с пертитовой структурой; плагиоклазы замещены серицитом.

Эффузивные аналоги сиенитов образуют серию переходных разностей, среди которых значительным распространением пользуются трахибазальты, трахиандезиты, трахилипариты и кератофиры – палеотипные порфировые породы, состоящие почти целиком из альбита.

Оборудование и материалы

Микроскопы, компенсаторы, набор шлифов и образцов магматических горных пород.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания

Указания по выполнению микроскопического описания пород приведены в лабораторной работе 13.

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, краткое теоретическое обоснование, методику и описать все типы интрузивных и эффузивных магматических пород. Результаты выполненной работы представить в виде таблиц 14.1, 14.2.

Таблица 14.1

Микроскопическое описание интрузивных магматических пород групп габбро-базальта, диорита – андезита, сиенита – трахита

| № | Рисунок шлифа | Структура | Текстура | Минералогический состав | | Последовательность кристаллизации минералов | Название породы |
|---|---------------|-----------|----------|-------------------------|------------|---|-----------------|
| | | | | Фемические | Салические | | |
| | | | | | | | |

Таблица 14.2

Микроскопическое описание эффузивных магматических пород групп габбро-базальта, диорита – андезита, сиенита – трахита

| № | Рисунок шлифа | Структура | Текстура | Минералогический состав | | Название породы |
|---|---------------|-----------|----------|----------------------------|----------------|-----------------|
| | | | | Порфириновых вкрапленников | Основной массы | |
| | | | | | | |

При защите выполненной работы студент должен представить отчет, ответить на вопросы преподавателя и уметь определить название горных пород в образце и шлифе.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте химический состав пород групп габбро-базальта, диорита – андезита, сиенита – трахита.
2. Какие минералы являются главными породообразующими в габбро, диабазах, диоритах, сиенитах.
3. Какая структура характерна для габбро, диабазов, диоритов и сиенитов?
4. Чем отличаются габбровая и диабазовая (офитовая) структуры?
5. Какие структуры характерны для андезитов и трахитов и чем они отличаются?
6. В чем отличие микрогаббро и габбро-порфиритов от габбро?
7. Какие жильные породы характерны для описываемых групп горных пород?
8. Какие эффузивные породы являются аналогами габбро? Диоритов? Сиенитов?
9. Опишите структуру базальта.
10. На какие типы делятся магматические породы по содержанию кремнезема?
11. Охарактеризуйте реакционный ряд Боуэна.
12. Проанализируйте диаграмму минералогического состава интрузивных пород
13. Какие магматические породы относятся к ультраосновным?
14. Какие минералы являются главными породообразующими в перидотитах, пироксенитах, оливинитах, дунитах?
15. Чем отличается оливинит от дунита?
16. Какая структура характерна для перидотитов, пироксенитов, оливинитов, дунитов?
17. Охарактеризуйте химический состав магматических пород группы перидотита.
18. Какое распространение имеют жильные и излившиеся породы группы перидотита.
19. Опишите минералогический состав кимберлитов
20. Какие минералы являются главными породообразующими в диоритах и сиенитах?

21. Чем отличается сиенит от гранита?
22. Какие акцессорные минералы характерны для гранитов?
23. Что такое диабазы? Каковы формы их залегания?
24. Как по структуре можно отличить абиссальные породы от гипабиссальных и излившихся?
25. В чем сходство и различие порфировидной структуры и порфировой?

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с.: ил.

15. Микроскопическое изучение пород групп гранита-риолита, гранодиорита-дацита, нефелинового сиенита-фонолита

Цель работы – познакомиться с особенностями состава и свойств пород групп гранита – риолита, гранодиорита – дацита, нефелинового сиенита – фонолита; научиться определять и описывать эти породы макро- и микроскопически.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Группа гранитов – риолитов и гранодиоритов – дацитов. Горные породы данной группы занимают на материках более 60 % площади развития всех магматических пород, причем на долю пород интрузивного облика приходится около 50 %, а на долю излившихся порядка – 10 % этой площади.

Химический состав группы гранитов – риолитов характеризуется наиболее высоким содержанием кремнезема SiO_2 – 65–75 %, повышенным содержанием щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – 8,5–9 % и небольшим содержанием железа, магния и извести.

Характерной особенностью минерального состава пород этой группы является постоянное присутствие свободного кварца, преобладание натриево-калиевых полевых шпатов над плагиоклазами и низкое содержание феррических минералов.

Интрузивные породы. Породы из группы гранитов разделяются по характеру полевых шпатов на ряд разновидностей, из которых наиболее широким распространением пользуются собственно граниты и гранодиориты. Плагиограниты и щелочные граниты имеют подчиненное развитие.

Граниты. Собственно граниты представляют собой ортоклазовые породы с явно выраженным преобладанием содержания кварца. Наряду с ним присутствуют слюды, роговая обманка или пироксен.

Под микроскопом можно обнаружить, что главными составными частями гранитов являются кварц (25–30 %), натриево-калиевый полевой шпат (35–40%), плагиоклаз (20–25 %) и биотит, иногда совместно с роговой обманкой (5–10 %).

Натриево-калиевые полевые шпаты представлены микроклином или ортоклазом, нередко с пертитовыми вростками альбита. По форме выделения это обычно резко ксеноморфные зерна, часто в той или иной степени пелитизированы. Плагиоклазы имеют состав олигоклаза № 10–30 и выделяются в виде таблитчатых кристаллов, обычно идиоморфных относительно натриево-калиевых полевых шпатов. Плагиоклазы, как правило, полисинтетически sdвойникованы, незональны, часто серицитизированы. Кварц образует резко ксеноморфные зерна, в деформированных разностях пород с неравномерным «волнистым» погасанием. Биотит выделяется в виде чешуек, иногда обесцвеченных, мусковитизированных или хлоритизированных. На втором месте среди цветных минералов стоит зеленая роговая обманка. По степени идиоморфизма биотит и роговая обманка занимают положение, аналогичное плагиоклазам. Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, магнетит. Структура гипидиоморфнозернистая.

Среди гранитов по характеру цветного минерала, структурным и текстурным особенностям выделяют следующие главнейшие разновидности.

Письменные граниты характеризуются графической (пегматовой) структурой, обусловленной закономерным срастанием кварца и калиевого полевого шпата (лейкократовый облик) (рис. 15.1).



Рис. 15.1. Гранит микропегматитовый

Плагиограниты по внешнему виду отличаются от нормальных гранитов более темной окраской сероватых оттенков. Полевой шпат почти целиком представлен олигоклазом № 20–30. Цветные минералы представлены зеленой роговой обманкой и биотитом, иногда пироксеном. Из аксессуарных минералов особенно типичен сфен. Структура гипидиоморфнозернистая.

Гранодиориты от гранитов отличаются меньшим содержанием кварца (20–25 %), повышенным количеством фемических минералов (15–20 %), в составе которых начинает преобладать роговая обманка над биотитом; более основным составом плагиоклаза (№ 30–40) и, что важно, количественным преобладанием плагиоклаза (45–50 %) над натриево-калиевым полевым шпатом (20–25 %). Структура гипидиоморфнозернистая (рис. 10.4, лабораторная работа № 10).

Жильные породы. Важнейшими разновидностями являются: микрограниты, гранит-порфиры, аплиты и пегматиты.

Микрограниты отличаются от гранитов только структурой: микрогранитовой, микроаплитовой или микропегматитовой. Гранит-порфиры отличаются порфировой или порфировидной структурой с вкрапленниками кварца, полевых шпатов, иногда биотита и роговой обманки, выделяющимися на фоне основной массы, аналогичной по составу и структуре микрогранитам.

Пегматиты – породы неравномернотекстурированные, крупнотекстурированные, иногда гигантотекстурированные, часто с типичным графическим прорастанием кварца и полевых шпатов. В качестве плагиоклаза присутствует альбит, частью также кислый олигоклаз.

Кроме этих главных минералов, в пегматитах в разных количествах концентрируются мусковит, турмалин, топаз, берилл, лепидолит, флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов.

Эффузивные породы. Излившиеся аналоги нормальных гранитов представлены липаритами и их палеотипными разновидностями – кварцевыми порфирами; эффузивные аналоги гранодиоритов называются дацитами и дацитовыми порфирами. Широко распространены в этой группе стекловатые породы – обсидианы, пемза, перлиты и др.

Липариты. Для липаритов очень характерна флюидальная текстура. В составе вкрапленников могут присутствовать кварц, водяно-прозрачные полевые шпаты и редкие мелкие чешуйки биотита с сильным блеском. Наличие кварца позволяет легко отличить липариты (риолиты) от любых эффузивных пород. Полевые шпаты вкрапленников представлены идиоморфными кристаллами андезина или олигоклаза и санидина. Последний является типоморфным минералом кайнотипных эффузивов кислого и щелочного состава и в других породах не встречается. Кварц образует оплавленные корродированные зерна, хотя нередко идиоморфные кристаллы короткопризматического габитуса с бипирамидальными окончаниями. Встречается небольшое количество таблитчатого биотита. Из аксессуарных минералов присутствуют: магнетит, циркон и апатит.

Основная масса липаритов из кварца и калиевого шпата и имеет фельзитовую, реже – сферолитовую или стекловатую структуру.

Дациты отличаются от липаритов отсутствием во вкрапленниках натриево-калиевых полевых шпатов. Текстура дацитов однородная и флюидальная. По минеральному составу дациты отличаются от липаритов повышенным содержанием плагиоклаза. В дацитах присутствует большее количество цветных компонентов, чем в липаритах.

Дацитовые порфиры. Первичные минералы этих пород обычно настолько интенсивно изменены во вторичные продукты, что количественные взаимоотношения между полевыми шпатами установить не удастся.

Группа нефелиновых сиенитов-фонолитов. На долю горных пород группы нефелиновых сиенитов-фонолитов приходится около 1 % всех магматических пород. Встречаются представители интрузивной и эффузивной фаций.

Химический состав пород характеризуется высоким содержанием алюминия Al_2O_3 – 20–22 % и щелочей, соответствующим вышеописанным породам, и пониженным количеством кремнезема 50–60 %. Количество железа и кальция колеблется

в широких пределах: $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ – 2,5–10 %, CaO – 0,5–6 %. Примечательно повышенное содержание летучих компонентов и редких элементов (P, F, Cl, Ti, Zr, Th, Nb и др.).

Нефелиновые сиениты-фонолиты геологически и петрографически тесно связаны с серией щелочных пород из группы сиенитов-трахитов, щелочных гранитов и щелочных габброидов-базальтоидов.

Интрузивные породы. Нефелиновые сиениты – породы с весьма неустойчивыми количественными соотношениями главных породообразующих минералов и разнообразием структурно-текстурных особенностей.

В шлифе под микроскопом нефелиновый сиенит состоит из щелочных полевых шпатов – 65–70 %, нефелина – около 20 %, цветных минералов – 10–15 %.

Полевые шпаты представлены обычно микроклин-пертитом или ортоклаз-пертитом с обильными вростками альбита. Нередко присутствуют удлиненные кристаллы очень свежего позднего эпимагматического альбита. Нефелин образует идиоморфные кристаллы или неправильные зерна. Темные минералы представлены эгирином, образующим длиннопризматические или неправильные кристаллы, а также желтые тонкоигольчатые включения в нефелине.

Акцессорные минералы разнообразны и обильны. Наиболее высокие концентрации образуют сфен, апатит и циркон. В некоторых нефелиновых сиенитах присутствует магматический кальцит в количестве до 4–5 %.

Структура пород преимущественно гипидиоморфнозернистая с переменным идиоморфизмом калиевых и феррических минералов.

Жильные породы. Среди жильных пород, генетически связанных с массивами нефелиновых сиенитов, наиболее распространенными являются микросиениты и нефелин-сиенитовые порфиры. Встречаются редко.

Эффузивные породы. Кайнотипные эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов представлены фонолитами, палеотипные фонолитовыми порфирами.

Задания

Указания по выполнению микроскопического описания пород приведены в лабораторной работе 13.

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, краткое теоретическое обоснование, методику и описать все интрузивные и эффузивные магматические породы групп гранита-риолита, гранодиорита-дацита, нефелинового сиенита-фонолита.

Результаты выполненной работы представить в виде таблиц 15.1, 15.2.

Таблица 15.1

Микроскопическое описание интрузивных магматических пород групп гранита-риолита, гранодиорита-дацита, нефелинового сиенита-онолита

| № | Рисунок шлифа | Структура | Текстура | Минералогический состав | | Последовательность кристаллизации минералов | Название породы |
|---|---------------|-----------|----------|-------------------------|------------|---|-----------------|
| | | | | Фемические | Салические | | |
| | | | | | | | |

Таблица 15.2

Микроскопическое описание жильных и эффузивных магматических пород групп гранита-риолита, гранодиорита – дацита, нефелинового сиенита -фонолита

| № | Рисунок шлифа | Структура | Текстура | Минералогический состав | | Название породы |
|---|---------------|-----------|----------|----------------------------|----------------|-----------------|
| | | | | Порфириковых вкрапленников | Основной массы | |
| | | | | | | |

При защите выполненной работы необходимо представить отчет, ответить на вопросы преподавателя и уметь определить название горных пород в образце и шлифе.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте химический состав пород групп гранита-риолита, гранодиорита-дацита, нефелинового сиенита-фонолита.

2. Какие минералы являются главными породообразующими в гранитах, grano-диоритах, нефелиновых сиенитах?
3. Какая структура характерна для гранитов, grano-диоритов, нефелиновых сиенитов?
4. Какие структуры характерны для риолитов и фонолитов?
5. Какие минералы (фемические или калиевые) играют главную роль в гранитах? Нефелиновых сиенитах?
6. Какие жильные породы характерны для описываемых групп горных пород?
7. Какие эффузивные породы являются аналогами гранитов? Grano-диоритов? Нефелиновых сиенитов?
8. В каких группах описываемых пород преобладают минералы щелочного ряда? Перечислите их.
9. Какие разновидности гранитов выделяются по характеру цветного минерала? Структурным и текстурным особенностям? Охарактеризуйте их.
10. Расположите в ряд по возрастанию степени идиоморфизма породообразующие минералы гранитов.
11. Чем отличаются граниты от гранодиоритов?
12. Перечислите важнейшие разновидности жильных пород групп гранита-риолита и нефелинового сиенита-фонолита?
13. Перечислите кайнотипные и палеотипные аналоги гранитов и гранодиоритов.

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.

16. Микроскопическое изучение структур и текстур метаморфических пород

Цель работы – познакомиться с классификацией и основными генетическими группами метаморфических пород и научиться распознавать эти породы по характерным признакам в шлифах.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Метаморфическими (преобразованными, превращенными) породами со времен Ч. Лайеля именуется породы, возникшие за счет исходных осадочных либо магматических пород, подвергшихся действию повышенных температур, давлений, химически активных растворов, именуемых факторами метаморфизма. Как правило, порода подвергается совместному воздействию указанных факторов, реже один из них превалирует и вызывает основные изменения. Изменения эти заключаются в приспособлении к новым физико-химическим условиям и могут быть выражены достаточно многообразно: изменение формы, размеров зерен, их взаимной ориентировки, появлении новых минеральных компонентов. Существенным в процессах метаморфизма является то, что преобразование вещества осуществляется в твердом состоянии. Температура обычно не достигает точек плавления вещества. Исключением является процесс ультраметаморфизма, сопровождающийся частичным плавлением вещества и представляющий собой процесс переходный между метаморфизмом и магматизмом. Процессы катионно-анионного обмена также имеют свою собственную специфику и осуществляются на границе «кристалл – раствор» в очень малых объемах жидкостей.

При классификации метаморфических пород по возможности основываются на выявлении ведущих факторов их преобразования. Используемая классификация учитывает также принадлежность породы к той или иной конкретной геологической обстановке.

Типичными обстановками метаморфизма и относимыми к ним, соответственно, генетическими группами метаморфических пород являются следующие:

1. Динамический метаморфизм, заключающийся в процессах дробления, перетирания горных пород в условиях так называемого стресса – направленного сжатия. Типичные породы: тектонические брекчии, катаклазиты и милониты.
2. Автометаморфизм, проявляющийся в изменении остывающей магматической породы под влиянием циркулирующих сквозь нее паров и газов, обычно выделяющихся из того же магматического очага. В ряде случаев автотасоматическая переработка приводит к формированию пород, существенно отличающихся от первоначальных и к тому же содержащих ценные полезные ископаемые. Типичные породы – грейзены, березиты, пропилиты, серпентиниты, тальковые сланцы, вторичные кварциты.
3. Контактный метаморфизм, заключающийся в изменении горных пород, испытавших контакт с раскаленной магмой и воздействием активных газов и растворов, выделяемых ею. Изменения варьируют от вызванных собственно температурным воздействием (обжиг) до полного контакто-метасоматического замещения. Типичными породами являются роговики, мраморы, скарны.
4. Региональный метаморфизм, охватывающий одновременно гигантские объемы горных пород (миллионы км³), что и подчеркнуто в его названии. Представления о прогрессивном постепенном изменении горных пород в геосинклиналях за счет простого погружения и возрастания, прежде всего литостатического давления и температуры, с начала 60-х годов нашего столетия начали сменяться представлениями о том, что прогрессивный региональный метаморфизм совершается лишь в периоды орогенного развития геосинклинали и интенсивной складчатости. Типичными породами являются филлиты, кристаллические сланцы, слюдяные гнейсы, кварциты, мраморы.

5. Метасоматоз, связь которого с магматическими очагами не столь очевидна, выделяется в качестве самостоятельной разновидности – метасоматического метаморфизма. Типичными породами являются грейзены, пропилиты, серпентиниты, тальковые сланцы.

Метаморфические процессы происходят в твердом состоянии или при небольшом количестве жидкой фазы. Перекристаллизацию в твердом состоянии называют бластезом (кристаллобластезом). Поэтому в название структур входит слово «бласто» или «бластовый» и подразделяются они на: кристаллобластические; катакластические и милонитовые; реликтовые или остаточные.

Кристаллобластическая структура возникает в том случае, когда исходный материал перекристаллизовался полностью, что характерно для регионального и контактового метаморфизма. Структура метаморфических пород не отражает последовательность кристаллизации, которая характерна для магматических пород, а зависит от кристаллизационной способности минералов и от концентрации веществ, идущих на построение минералов.

По степени идиоморфизма выделяют структуры:

- 1) идиобластовые – главная масса зерен имеет правильные кристаллографические очертания (рис. 16.2);
- 2) гипидиобластовые – главная масса зерен гипидиоморфна (рис. 16.4);
- 3) ксенобластовые – основная масса зерен ксеноморфна (рис. 16.7).

По относительным размерам зерен выделяют структуры:

- а) гомеобластовые – зерна породы примерно одинаковых размеров (рис. 16.3);
- б) гетеробластовые – зерна породы имеют различные размеры. Особая разновидность гетеробластовой структуры – порфиробластовая структура, в которой по размерам выделяются крупные вкрапленники и мелкозернистая масса (рис. 16.1).



Рис. 16.1. Гетеробластовая (порфиробластовая) структура

По форме зерен выделяют структуры: гранобластовую – порода состоит из более или менее изометрических зерен (рис. 16.4); нематобластовую – минералы имеют длиннопризматическую, столбчатую форму (рис. 16.5); фибробластовую – волокнистую (рис. 16.6); зубчатую (сутурную) (рис. 16.7); роговиковую – микрогранобластовую; лепидобластовую – чешуйчатую, листоватую.

Катакластические и милонитовые структуры характерны для пород динамометаморфизма, причем первые возникают на начальных стадиях дробления пород, а вторые в породах, подвергшихся интенсивному дроблению.

Текстуры метаморфических пород объединяются в три группы: массивные или однородные (рис. 16.2), такситовые или неоднородные, остаточные или реликтовые. Неоднородные структуры подразделяются на: сланцеватые (рис. 16.6); очковые; полосчатые; плейчатые или микроплейчатые; пятнистые; остаточные или реликтовые наблюдаются среди полосчатых или сланцеватых текстур.

Ниже приводится краткая характеристика типичных представителей метаморфических пород динамометаморфизма и автометаморфизма, которая используется студентами при выполнении лабораторной работы.

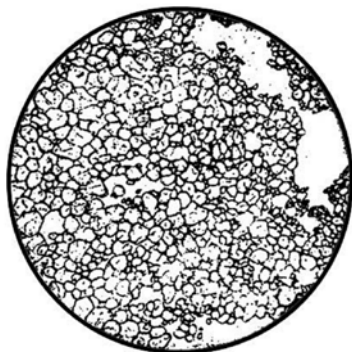


Рис. 16.2. Идиобластовая, гранобластовая структура

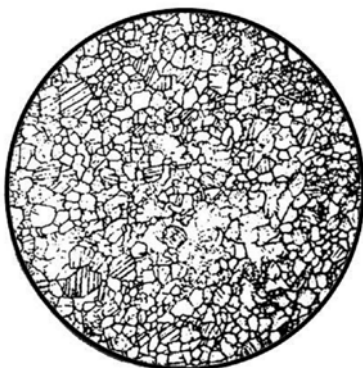


Рис. 16.3. Гомеобластовая структура



Рис. 16.4. Гранобластовая структура



Рис. 16.5. Нематобластовая структура

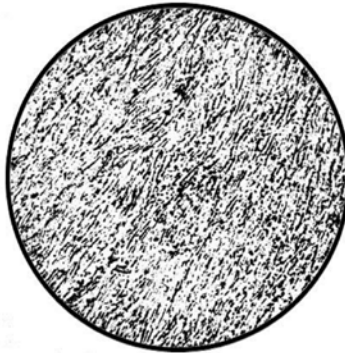


Рис. 16.6. Фибробластовая структура



Рис. 16.7. Зубчатая структура

Оборудование и материалы

Микроскоп, набор шлифов и образцов метаморфических горных пород, лупа.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания по выполнению работы)

Метаморфические породы являются наиболее сложным объектом изучения в сравнении с другими типами пород. Установление точного наименования пород при визуальном знакомстве зачастую невозможно, в связи с чем широко используются групповые названия типа кристаллический сланец, слюдяной сланец и др.

Принадлежность породы к группе метаморфических в полевых условиях устанавливается обычно по условиям ее залегания, например, порода встречена в мощном комплексе метаморфизованных образований. Тектурные и структурные признаки, минеральный состав являются в данном случае дополнительными уточняющими признаками.

Студенты в лаборатории знакомятся обычно с отдельными образцами метаморфических пород, положение которых в метаморфических комплексах, как правило, неизвестно. Это случай, когда при определении породы примат отдается текстурно-структурным признакам и вещественному составу. Здесь уместно подчеркнуть, что многие метаморфические породы обладают характерными, легко распознаваемыми текстурами – сланцеватость, плейчатость и др.

При описании структур и текстур метаморфических пород необходимо:

- 1) ознакомиться с теоретической частью методических указаний и детально проработать раздел, посвященный характеристике структур, текстур метаморфических пород;
- 2) сделать микроскопическое описание образцов в шлифе. Определить микротекстуру, микроструктуру и минералогический состав;
- 3) при микроскопическом описании отметить отличительные черты породы в сравнении с приведенными ниже характеристиками типичных особенностей метаморфических пород.

Содержание отчета

В отчете следует отразить цель работы, краткое теоретическое обоснование, методику и описать основные типы структур и текстур метаморфических пород.

При защите выполненной работы необходимо представить отчет, ответить на вопросы преподавателя и уметь определить название горных пород в образце и шлифе.

Контрольные вопросы

1. Что такое метаморфизм и каковы его факторы?
2. Какие типы метаморфизма Вы знаете?
3. Особенности формирования структур метаморфических пород.
4. Перечислите основные типы структур и текстур метаморфических пород.
5. По каким признакам классифицируются структуры метаморфических пород?
6. От чего зависит структура метаморфических пород? Отражает ли она последовательность кристаллизации минералов?
7. Перечислите текстуры метаморфических пород и дайте их характеристику.

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с.: ил.

17. Микроскопическое изучение метаморфических пород различных типов метаморфизма

Цель работы – познакомиться с классификацией и основными генетическими группами метаморфических пород динамического и автометаморфизма, регионального и контактового метаморфизма и научиться распознавать эти породы по характерным признакам в шлифах.

Формируемые компетенции: ПК-1 и ПК-2.

Теоретическая часть

Краткая характеристика типичных представителей метаморфических пород

Породы динамического (катакластического) метаморфизма. Тектонические брекчии и катаклазиты изучаются макроскопически.

Милониты – породы, раздробленные в еще большей степени. Они почти нацело состоят из тонкого, даже пылеватого материала с редкими обтертыми с краев зернами – реликтами первоначальной породы (микроочковая текстура). Милониты располагаются в пределах дислоцированных зон (разломов, надвигов) и поэтому обычно расланцованы (рис. 17.1).



Рис. 17.1. Милонитизированный мигматит. Структура милонитовая. Параллельно ориентированные чешуйки слюды тонко перекрыты под влиянием давления.

Тонкозернистая масса способна к перекристаллизации, и в ней могут формироваться чешуйки серицита, хлорита, эпидота и др., если перекристаллизация интенсивна и крупных реликтовых зерен, позволяющих установить первоначальную породу, не сохранилось, то милониты приближаются по составу к глинистым сланцам – филлитам.

Породы автометаморфизма

Грейзены образуются за счет изменения главным образом гранитов и гранитоидов в периферических частях их штоков под воздействием газообразных, парообразных и летучих компонентов магмы, содержащих фтор, литий, бериллий, олово, вольфрам, молибден и др., большую роль играют пары воды. Структура их обычно средне- или крупнозернистая, гранобластовая или лепидобластовая, текстура массивная. Состоят грейзены в основном из кварца и слюды; кроме этого, присутствуют турмалин, флюорит, лепидотит, топаз и др., встречаются рудные минералы – касситерит, вольфрамит, висмутин, сульфиды.

Березиты образуются подобно грейzenам, но при более низких температурах и ином составе парообразных компонентов. Состоят в основном из кварца и мусковита, среди которых встречается заметное количество кристаллического пирита.

Серпентиниты образуются при изменении ультраосновных оливиновых пород под влиянием гидротермальных растворов сравнительно невысокой температуры (ниже 400 °С). Структура их нематобластовая, лепидобластовая. Состоят в основном из серпентина (антигорита или хризотила). Кроме серпентина, встречаются брусит, магнезит, кальцит, сидерит, тальк. Под микроскопом в серпентинитах часто встречаются реликты оливина и пироксенов, не полностью замещенных волокнистыми агрегатами серпентина.

Тальковые сланцы образуются главным образом из ультраосновных магматических пород, а иногда из доломитов. Структура типично лепидобластовая, мелко-, средне- и крупночешуйчатая. Текстура сланцеватая, но встречаются и плотные разновидности с однородной текстурой. Состоят тальковые сланцы в основном,

а иногда полностью, из талька. В небольших количествах могут присутствовать магнезиально-железистые карбонаты, лимонит, актинолит, тремолит и др.

Породы контактового метаморфизма

Роговики – общее наименование группы метаморфических пород, образующихся при контакте магмы с глинистыми или песчано-глинистыми породами (рис. 17.2). Характерным признаком является роговиковая структура, наблюдаемая под микроскопом.



*Рис. 17.2. Пироксеново-полевошпатовый роговик.
Роговиковая структура, полосчатая текстура*

Главные минералы: плагиоклазы, ортоклаз, кварц, биотит, кордиерит, андалузит, пироксены, гранаты.

Мраморы образуются как при контактовом, так и при региональном метаморфизме осадочных пород – известняков и доломитов. Структура обычно крупнозернистая, ксенобластовая, чаще гомеобластовая, реже гетеробластовая или порфиробластовая.

Текстура однородная, реже полосчатая или сланцеватая. Составляют мраморы в основном из кальцита или доломита; иногда одновременно содержат оба минерала. Кроме этого встречаются обломочные зерна кварца, полевых шпатов, а также эпидот, цоизит, тремолит, актинолит, серицит, хлорит, тальк, серпентин и др. При значительном содержании последних минералов породы называются силикатными.

Скарны образуются в результате глубокой переработки известняков и мраморов под воздействием проникающих из остывающей магмы разнообразных остаточных растворов, газообразных и летучих соединений, привносящих в боковые породы фтор, хлор, олово, молибден, вольфрам и др.

Структура обычно гранобластовая, чаще крупнозернистая (рис. 16.4). Текстура однородная, реже пятнистая и полосчатая.

Характерными минералами скарнов являются кальцит, гранаты (особенно андрадит), диопсид, роговые обманки, тремолит, актинолит, везувиан, эпидот, флюорит, флогопит и др.. Из рудных минералов часто присутствуют магнетит, гематит, сульфидные руды, вольфрамит, шеелит, молибденит, касситерит и др.

Породы регионального метаморфизма

По особенностям химико-минералогического состава эти породы могут быть объединены в отдельные группы или ряды.

Ряд глиноземистых пород

Глинистые сланцы – продукты неглубокого метаморфизма глинистых, алевроглинистых, песчано-глинистых пород. Микроструктура породы реликтовая, бластопелитовая или бластоалевропелитовая. Под микроскопом наблюдается основная полупрозрачная глинистая масса, в которой содержатся более или менее одинаково ориентированные листочки и чешуйки серицита и хлорита, а иногда мусковита и биотита, а также обломочные зерна кварца и полевых шпатов.

Филлиты являются продуктами более глубокого метаморфизма тех же самых глинистых и песчано-глинистых пород. Из микроструктур наиболее характерными являются лепидобластовая и смешанная гранолепидобластовая. Нередко наблюдаются и признаки реликтовых структур; довольно частой является порфиробластовая структура. Сланцевая структура в филлитах очень хорошо выражена и макроскопически и микроскопически.

Главными минералами являются серицит, хлорит, кварц, полевые шпаты, иногда слюды. Меньшее значение имеют гранаты, дистен, ставролит, андалузит.

Слюдяные сланцы могут образовываться как в результате глубокого метаморфизма глинистых и песчано-глинистых осадочных пород, так и в результате глубокого метаморфизма и перекристаллизации некоторых кислых магматических пород (порфиры, кварцевые порфиры и др.).

В зависимости от главного породообразующего минерала различают сланцы мусковитовые и биотитовые. Мусковитовые сланцы светло-серые, серебристо-белые с различным оттенком. Биотитовые – темноокрашенные: черные, темно-серые, коричневые, буровато-черные (рис. 17.3).

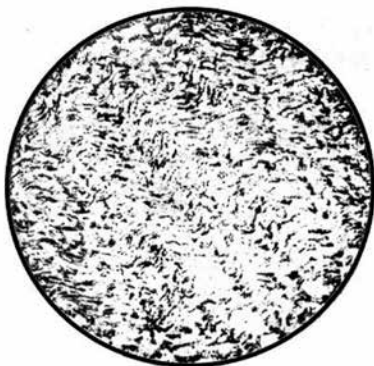


Рис. 17.3. Двуслюдяной сланец. Лепидобластовая структура, пloyчатая сланцеватая текстура. Чешуйки биотита и мусковита расположены взаимно параллельно и изогнуты в складочки

Структура пород явная кристаллобластовая, лепидобластовая, наблюдается макроскопически и под микроскопом. Текстура сланцевая. Сланцеватость обычно хорошо выражена. Иногда встречается и пloyчатая структура. Состоят слюдяные сланцы из биотита, мусковита, хлорита, кварца. Одновременно в небольших количествах присутствуют гранаты, ставролит, андалузит, дистен, изумруд (берилл), рутил, магнетит, апатит.

Гнейсы по происхождению разделяются на ортогнейсы, образующиеся при метаморфизме магматических пород (главным образом гранитоидов), и парагнейсы, образующиеся при глубоком метаморфизме обломочных осадочных пород (пески,

песчаники, алевролиты, глины). Наиболее типичной для гнейсов является гранобластовая структура и характерная гнейсовая (полосчатая) текстура. Иногда наблюдаются и другие текстуры: сланцевая, очковая, плейчатая. Состоят гнейсы в основном из полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов.

Ряд магнезиальных пород

Хлоритовые сланцы образуются главным образом в результате метаморфизма основных и ультраосновных магматических пород (ортосланцы). Структура типично лепидобластовая, текстура сланцевая, но встречается и однородная. Состоят хлоритовые сланцы в основном из хлоритов (пеннина, клинохлора и др.), в небольших количествах обычно встречаются магнетит, эпидот, гранаты, альбит, серицит, мусковит, кварц, кальцит, актинолит, шпинель и др.

Ряд силикатных пород

Кварциты образуются при глубоком метаморфизме кварцевых песков и песчаников. Структура гранобластовая, иногда зубчатая или смешанная лепидогранобластовая. Текстура может быть как однородная, так и плейчатая, сланцеватая. Состоят кварциты в основном, а иногда и целиком, из кварца; заметную роль играют слюды, хлориты, гранаты, полевые шпаты. В небольших количествах могут присутствовать дистен, силлиманит, ставролит, пироксены, роговая обманка и др. В зависимости от содержания того или иного минерала различают слюдяные кварциты, хлоритовые кварциты и т. д.

Кремнистые сланцы образуются в результате метаморфизма кремнистых осадочных пород (трепелов, диатомитов, радиоляритов и др.).

При значительном метаморфизме под микроскопом может наблюдаться слабая анизотропность, при небольшом метаморфизме порода почти изотропна. Сланцеватость может быть выражена в равной степени: и лучше, и хуже. Нередко макроскопически сланцеватость не выражена и обнаруживается только под микроскопом. Состоят кремнистые сланцы в основном из кремнезема в виде кварца и халцедона; встречаются обломоч-

ные зерна кварца, полевых шпатов, а также серицит, лимонит, гематит и др. Если серицита содержится значительное количество, то породы называются серицитовыми сланцами.

Оборудование и материалы

Микроскоп, набор шлифов и образцов метаморфических горных пород, лупа.

Указания по технике безопасности – см. Приложение 1.

Задания (указания по выполнению работы)

При описании метаморфических пород необходимо:

1. Ознакомиться с теоретической частью методических указаний и детально проработать раздел, посвященный характеристике основных типов метаморфических пород.
2. Сделать микроскопическое описание образцов в шлифе. Определить микротекстуру, микроструктуру и минералогический состав.
3. При микроскопическом описании отметить отличительные черты породы в сравнении с приведенными характеристиками типичных особенностей метаморфических пород.

Содержание отчета и его форма

В отчете необходимо отразить цель работы, кратко – основные теоретические положения, методику и описать все типы метаморфических пород. Результаты выполненной работы представить в виде таблицы 17.1.

Таблица 17.1

Микроскопическое описание метаморфических пород

| № | Структура | Текстура | Минералогический состав | Название породы | Тип метаморфизма | Название исходной породы |
|---|-----------|----------|-------------------------|-----------------|------------------|--------------------------|
| | | | | | | |

При защите выполненной работы необходимо представить отчет, ответить на вопросы преподавателя и уметь определить название горных пород в образце и шлифе.

Контрольные вопросы

1. Что такое метаморфизм и каковы его факторы?
2. Какие типы метаморфизма Вы знаете?
3. Перечислите основные типы метаморфических пород.
4. Охарактеризуйте породы динамометаморфизма.
5. Опишите породы автометаморфизма.
6. Особенности формирования структур метаморфических пород.
7. Перечислите основные типы структур и текстур метаморфических пород.
8. Охарактеризуйте породы контактового метаморфизма.
9. Опишите породы регионального метаморфизма.

Литература

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с. : ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с.: ил.

ЛИТЕРАТУРА ко всему пособию

1. Добровольский В. В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов. М.: ВЛАДОС, 2009. 320 с.: ил.
2. Миловский А. В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1973. 368 с. : ил.
3. Трусова И. Ф., Чернов В. И. Петрография магматических и метаморфических горных пород: учебник для вузов. М.: Недра, 1982. 272 с. : ил.
4. Хардигов А. Э., Холодная И. А. Петрография и петрология магматических и метаморфических пород: учебник / Министерство образования и науки Российской Федерации, ФГАОУ ВО «Южный федеральный университет», Геолого-географический факультет. Ростов-н/Д.: Изд-во ЮФУ, 2011. 324 с. [Электронный ресурс]. URL: <http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id=241098>

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

УКАЗАНИЯ ПО ТЕХНИКЕ БЕЗОПАСНОСТИ

1. При микроскопическом изучении минералов и горных пород для оценки наличия карбонатных минералов используют 5–10 %-ную соляную кислоту. При работе с соляной кислотой следует соблюдать осторожность, избегая попадания соляной кислоты в глаза.
2. При микроскопическом изучении минералов и пород также необходимо соблюдать некоторые правила, обеспечивающие сохранность дорогостоящего оборудования и собственную безопасность.
 - 2.1. Необходимо тщательно оберегать поляризационный микроскоп от всяких повреждений, которые наносятся ему вследствие небрежности, а иногда даже и намеренно, лицами, не желающими считаться с правилами особо бережного отношения к точным приборам. При получении микроскопа от работника кафедры обязательно провести общий осмотр и проверку наличия всех необходимых принадлежностей.
 - 2.2. Надо руководствоваться следующим правилом: не проводить никаких работ с микроскопом, кроме тех, которые заданы руководителем и для которых даны объяснения.
Для проведения работ, не указанных в программе занятий, обязательно получение разрешения руководителя занятий!
 - 2.3. От качества объективов и окуляров во многом зависит качество наблюдений под микроскопом. Их следует тщательно охранять от возможных повреждений. Нельзя без необходимости их немедленного использования вынимать их из футляров и складывать на рабочем столе в беспорядке, т. к. при их падении на пол им может быть нанесен большой ущерб и они станут непригодными для работы.

- 2.4. Следует следить за тем, чтобы стеклянные линзы объективов и окуляров не быть поцарапанными. Объективы и окуляры должны быть перед работой с микроскопом укреплены надлежащим образом на концах трубки-тубуса микроскопа.
- 2.5. Если винт грубой наводки не сообщает тубусу перемещение вдоль оси, то необходимо, не применяя особых усилий, проверить, не препятствует ли этому винт зажима, и освободить тубус микроскопа при помощи поворота небольшой рукоятки от закрепления. Тубус микроскопа должен плавно (без рывка) перемещаться при помощи винтов наводки. В то же время он не должен опускаться (без помощи поворота винта) под действием силы тяжести. В этих и других ненормальностях при работе с микроскопом следует немедленно ставить в известность руководителя практических занятий или лаборанта и воспрещается самостоятельно устранять неполадки, что может нанести большой вред микроскопу.
- 2.6. При креплении объективов в щипцовом устройстве рекомендуется осмотром проверить правильность и надежность вставки объектива в щипцы, чтобы избежать выпадения объектива из конца тубуса при работе.
- 2.7. При работе с микроскопом требуется также соблюдение некоторых элементарных правил личной гигиены работающего. Необходима такая установка штатива микроскопа, чтобы посадка на стуле работающего была удобной, но требуется при этом некоторая подтянутость в фигуре и ее наклон к микроскопу. Нельзя откидываться и упираться спиной в заднюю стенку стула.
- 2.8. Смотря в микроскоп одним глазом, нельзя зажмуривать другой, так как это ведет к переутомлению органов зрения.

- 2.9. Нельзя пользоваться ярким, слепящим освещением!
- 2.10. При использовании для подсветки электрического освещения следует соблюдать соответствующие правила:
- нельзя пользоваться неисправными электрическими приборами;
 - следить за тем, чтобы нигде не было оголенных проводов;
 - при отключении приборов от сети нельзя вытаскивать вилку, дергая за шнур.

Учебное издание

ПЕТРОГРАФИЯ

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ
(ЛАБОРАТОРНЫЙ ПРАКТИКУМ)**

Авторы-составители:

Стерленко Зинаида Васильевна ,
Федорова Таисия Романовна ,
Нуридинов Искандер Нурмахмадович

Корректор: Н. Б. Копнина

Компьютерная верстка: И. В. Бушманова

Подписано к печати 29.05.2018

Формат 60x84 1/16
Бумага офсетная

Усл. п. л. 8,84
Заказ 264

Уч.-изд. л. 8,41
Тираж 20 экз.

Отпечатано в Издательско-полиграфическом комплексе
ФГАОУ ВО «Северо-Кавказский федеральный университет»
355009, г. Ставрополь, пр-т Кулакова, 2.