

Министерство образования и науки
Российской Федерации

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Оренбургский государственный университет»

В.С. Дубинин, Н.В. Черных

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ПОД МИКРОСКОПОМ

Методические указания

Рекомендовано к изданию Редакционно-издательским советом
Государственного образовательного учреждения высшего профессионального
образования «Оренбургский государственный университет»

Оренбург
ИПК ГОУ ОГУ
2011

УДК 552.08 (076)
ББК 26.31 я7
Д 79

Рецензент – доцент, кандидат геолого-минералогических наук,
В.Б.Черняхов

Дубинин, В.С

Д 79 Породообразующие минералы под микроскопом: методические указания / В.С.Дубинин, Н.В. Черных; Оренбургский гос. ун-т.- Оренбург: ОГУ, 2011. – 104 с.

Методические указания содержат два основных раздела: «Практические указания и рекомендации» и « Описание породообразующих минералов», который содержит три подраздела: первый посвящен описанию в шлифе бесцветных минералов, второй описанию цветных минералов и третий собственной окраске минералов в шлифе и плеохроизму.

Методические указания предназначены для выполнения лабораторного практикума по дисциплине « Петрография магматических и метаморфических пород. Петрология» для специальностей 130301

УДК 552.08 (076)
ББК 26.31 я7

© Дубинин В.С., 2011
Черных Н.В, 2011
© ГОУ ОГУ, 2011

Содержание

Введение	4
1 Практические указания и рекомендации.....	5
2 Описание породообразующих минералов.....	19
2.1 Минералы в шлифе бесцветные.....	19
2.2 Минералы в шлифе преимущественно окрашенные.....	35
2.3 Собственная окраска минерала и плеохроизм в шлифе.....	49
Список использованных источников.....	52
Алфавитный указатель.....	53
Алфавитный указатель.....	54

Введение

Предлагаемые Методические указания посвящены некоторым приемам работы с поляризационным микроскопом при определении и изучении важнейших породообразующих минералов. При этом подразумевается, что с конструкцией поляризационных микроскопов и приемами работы с микроскопами при диагностике минералов в прозрачных шлифах студенты знакомы из раздела «Кристаллооптика». Петрография пользуется методами, выработанными другими родственными науками, заимствуя их из минералогии, физики, химии, геологии. Но кроме того петрография выработала ряд своих, чисто петрографических методов в области изучения оптических свойств и тех физико-химических процессов, которые происходят в горных породах. Петрография распадается на четыре отдела:

- 1) описание петрографических методов исследований с изложением основ кристаллооптики;
- 2) описание породообразующих минералов;
- 3) описание горных пород;
- 4) описание физико-химических процессов, ведущих к образованию и преобразованиям магматических и метаморфических горных пород.

Объем перечисленных разделов петрографии настолько велик, что изложить необходимый теоретический и практический материал в одном учебном или методическом пособии крайне затруднительно. Для этого существуют солидные учебники и научные разработки. Однако многие очень важные практические вопросы остались за пределами этих пособий. В них изложены прежде всего результаты исследований мономинеральных агрегатов или даже результаты исследований различных оптических свойств в разных срезах единичного монокристалла, что невозможно системно изучить в горной породе, состоящей из нескольких минералов, либо содержащих один минерал, но разных генераций, т.е. сформировавшегося на разных стадиях

магматического процесса. Так, например, в породе может присутствовать одновременно плагиоклаз более ранний (основной), и поздний (кислый). Еще более сложные явления наблюдаются в породах метаморфических и метасоматических. При изучении минералов под микроскопом и пользуясь различными источниками по петрографии необходимо иметь в виду, что многие оптические свойства некоторых минералов описываются по результатам изучения кайнотипных пород т.е. весьма свежих, в то время, как практическая петрография чаще всего имеет дело с породами палеотипными, претерпевшими значительные изменения физико-химических, а значит и оптических свойств. Учитывая значительный практический личный опыт, авторы приводят здесь некоторые методические указания и рекомендации.

1 Практические указания и рекомендации [5]

Приступая к работе с микроскопом всегда необходимо проверить основные регулировочные данные:

1. Освещенность поля зрения микроскопа. Она должна быть равномерной и достаточно яркой. Для этого необходимо ввести ирисовую диафрагму под столиком микроскопа и скорректировать освещенность так, чтобы освещенное пятно заняло центральное положение. После этого диафрагму необходимо вернуть в исходное положение. Это очень важная процедура регулировки, поскольку при не отцентрированном освещении происходит косое проникновение света в поляризатор, искаженное проникновение поляризованного света в препарат (шлиф) т.е. в минерал и неминуемо произойдет искажение оптических свойств минерала. Очень важное значение в вопросе освещенности поля зрения микроскопа имеет положение под столиком микроскопа осветительной системы. Эта система подвижна в вертикальном направлении, движется по специальным салазкам с помощью кремальеры. При этом перемещая систему по вертикали можно достичь максимальную освещенность поля. Но ни в коем случае не доводить дело до того, что глядя в

окуляр Вы начнете видеть спираль осветительной лампочки и разноцветные радужные полосы. Такая регулировка абсолютно не пригодна..

2. Проверить скрещенность николей микроскопа. Для этого, убрав шлиф со столика микроскопа, необходимо ввести анализатор. Поле микроскопа должно стать черным. Если этот эффект не достигается и поле зрения серое или белое, специальным рычажком на анализаторе поворачивается анализатор до получения полной темноты.

3. Установить окуляр в такое положение, при котором одна из нитей окуляра совмещается с продольной плоскостью микроскопа.

4. Установить, в какой плоскости происходит поляризация света поляризатором. Для этого берется шлиф с биотитом у которого хорошо проявлены окраска, плеохроизм и спайность. Вращением столика микроскопа при выведенном анализаторе устанавливают зерно биотита в положение максимальной плеохроичной окраски. Она должна совпасть с горизонтальной нитью окуляра. Если максимальный плеохроизм наступает с вертикальной нитью – поляризатор неправильно установлен. Необходимо осторожно ослабить винт, стабилизирующий положение поляризатора, и повернуть обойму, в которую вмонтирован поляризатор, до получения нужного эффекта по горизонтальной нити. Проверить, чтобы поляризатор и анализатор по своей оптической ориентировке располагались под углом 90^0 относительно друг друга. Для этого вводится анализатор. Если поле зрения микроскопа стало без шлифа черным – николи скрещены. Если нет – скорректировать скрещенность николей, как указано в пункте 2.

5. Микроскоп должен быть отцентрирован. Для этого на столике микроскопа фиксируется шлиф. Анализатор выключается (выводится). Глядя в окуляр исследователь выбирает в шлифе небольшую опорную точку (мелкое зернышко заметного минерала, соринку в шлифе, вкрапленность рудного минерала и т.п), помещает эту опорную точку на крест нитей и вращает столик микроскопа. При этом у отцентрированного микроскопа точка будет оставаться в перекрестии нитей. Если она отклоняется от этого центра и может даже

вообще уходить за пределы поля зрения микроскопа, необходима центровка. Для этого у объектива имеются два квадратных винтика, на которые надеваются специальные ключики, входящие в комплект микроскопа. Регулировочные винтики расположены под углом 90^0 относительно друг-друга. Вращением регулировочных винтиков достигается изменение положения вертикальной оси микроскопа по отношению к центру вращения шлифа. Манипулируя этим приспособлением и постоянно проворачивая столик микроскопа, надо стремиться максимально приблизить контрольную точку к центру, постоянно уменьшая радиус окружности, по которой она уходит от центра.

6. Обычно на практике мы имеем дело не с направленным срезом кристалла мономинерала, а с горной породой, состоящей из нескольких минералов. При этом в породе зерна одного и того же минерала оптически ориентированы по-разному, а значит и в шлифе под микроскопом выглядят не одинаково. Например, кварц может иметь интерференционную окраску от белой до почти черной, плагиоклазы в одних случаях проявлять очень четкие полисинтетические двойники, а в других двойникование в шлифе не видно. Поэтому шлиф необходимо изучать весь, особенно сравнивая и сопоставляя сходные на первый взгляд минералы и их срезы.

Породообразующие минералы делятся на две крупные группы: минералы бесцветные и минералы, окрашенные как в естественных образцах (штуфах), так и в шлифах в поле зрения микроскопа. При этом необходимо учитывать, что окраска минерала в шлифе может существенно отличаться от окраски в штуфе горной породы. Необходимо, но не всегда выполнимо, чтобы при петрографических исследованиях у исследователя был и штуфной образец горной породы и шлиф, из него изготовленный. Это условие позволяет наиболее полно и грамотно произвести петрографические исследования. Среди породообразующих минералов преобладают минералы бесцветные. Многие из них очень похожи друг на друга, они трудно различимы, не всегда видны границы между зернами разных минералов. Поэтому совершенно естественно

первыми в глаз исследователя попадают минералы, в поляризованном свете окрашенные. С этого мы и рекомендуем начинать изучение шлифа. Уберите анализатор. Перед вами зерна, листочки, чешуйки, сноповидные, шестоватые или еще каких-то форм окрашенные минералы, или один минерал. Начинать надо с минерала, который вам наиболее понятен или знаком. Без анализатора изучаются:

- форма зерен, их относительные размеры;
- наличие или отсутствие спайности, направление трещин спайности в различных срезах, замер угла между трещинами спайности;
- окраска минерала в шлифе;
- наличие или отсутствие плеохроизма, его интенсивность, связь его с осями индикатрисы;
- наличие или отсутствие шагреневой поверхности, характер рельефа;
- наличие вторичных изменений минерала (хлоритизация, амфиболизация и т.п.). После этого можно приступать к изучению этих минералов в скрещенных николях. С анализатором изучаются:

- характер угасания, результаты замера углов угасания;
- ориентировка осей индикатрисы;
- характер удлинения;
- интерференционная окраска;
- схема абсорбции;
- относительный показатель преломления и двупреломление по высоте рельефа, интерференционной окраске, шагреневой поверхности.

Прежде всего необходимо определиться, без каких операций невозможно заниматься практической петрографией. Ряд оптических характеристик минерала возможно получить только при специальных исследованиях на столике Федорова, рефрактометрах и других специальных приспособлениях. Это определение осности минерала, показателя преломления и двойного лучепреломления в абсолютных цифрах и др. Здесь же мы остановимся на обязательных и практически доступных методах исследований минералов,

причем на методах, недостаточно освещенных в наших предыдущих пособиях по петрографии.[5]

1.1 Определение показателя преломления (приблизительное), шагреновой поверхности, рельефа. [3,5]

1.1.1 Изучение рельефа поверхности минерала. В шлифе все минералы покрыты снизу и сверху канадским бальзамом, имеющим показатель преломления 1,537. Но поверхность самой пластинки горной породы или минерала не идеальна. Она покрыта мельчайшими бороздками, полученными в процессе шлифования и изготовления шлифа. Если показатели преломления канадского бальзама и минерала разные, то на границе между ними происходит отклонение лучей вследствие явлений преломления и полного внутреннего отражения. Эти явления будут тем более выражены, чем больше разница между показателями преломления и более взаимно параллельны лучи, которые проходят через препарат. Для достижения этого эффекта либо опускается осветительная система с помощью кремальеры, либо зажимается ирисовая диафрагма под столиком микроскопа. Этим создается эффект «центрального освещения». Если при этом под поляризатор подводить непрозрачную пластинку, получается косое освещение, при котором пучок почти параллельных лучей идет косо к оси микроскопа. Препарат и поле зрения становятся более темными, но зато резко выступают явления преломления света, разные в разных минералах и разные в различных срезах одного минерала и явления полного внутреннего отражения. В результате не все лучи попадают в глаз исследователя и если показатели преломления минерала и бальзама существенно разнятся, поверхность минерала кажется покрытой массой точек, сливающихся в тонкие морщинки. Появляется заметная шероховатость поверхности минерала, которая называется *шагреновой* поверхностью.

На границе двух минералов с различными показателями преломления благодаря полному внутреннему отражению минерал с большим показателем преломления окружен светлой каймой тем более широкой и резкой, чем больше разница между показателями преломления соприкасающихся минералов. Минерал с большим показателем кажется как бы выдающимся, выступающим над окружающими минералами. Это явление называется р е л ь е ф о м минерала. В зависимости от рельефа и показателей преломления минералы делятся на несколько групп.

Рельеф отрицательный:

1) показатель преломления меньше 1,54. Шагреневая поверхность отчетлива. Рельеф отрицательный. Минералы: опал, халцедон, плавиковый шпат, содалит, кальцит, нозеан, гаюин, лейцит, альбит, ортоклаз, микроклин;

2) показатель преломления 1,54-1,56. Шагреневая поверхность и рельеф не проявляются. Минералы: нефелин, кварц, олигоклаз, кордиерит.

Рельеф положительный:

1) показатель преломления 1,56-1,60. Шагреневая поверхность и рельеф выражены слабо. Минералы: андезин, мусковит, биотит;

2) показатель преломления 1,61-1,65. Ясная шагреневая поверхность, и рельеф. Минералы: андалузит, апатит, турмалин, роговая обманка;

3) показатель преломления 1,66-1,70. Рельеф и шагреневая поверхность резко выражены. Минералы: оливин, ромбические пироксены, диопсид, кальцит;

4) показатель преломления 1,71-1,78. Рельеф и шагреневая поверхность выражены резко. Минералы: эпидот, авгит, гранат;

5) показатель преломления больше 1,78. Рельеф и шагреневая поверхность выражены очень резко. Минералы: сфен, циркон, анатаз, рутил.

1.1.2 М е т о д Б е к к е.

Метод применяется для сравнения показателей преломления соприкасающихся в шлифе минералов и с показателем канадского бальзама. Основан на том, что

на границе между двумя минералами даже при незначительной разнице в показателях преломления при перемещении тубуса микроскопа наблюдается появление тонкой белой полоски (линии Бекке), которая при поднятии тубуса микроскопа перемещается в сторону минерала с большим показателем преломления. Появление этой линии объясняется тем, что часть лучей, падая под углом на границу между двумя минералами и встречая минерал с меньшим показателем преломления, испытывает полное внутреннее отражение. При этом большее количество лучей собирается над минералом с большим показателем преломления и здесь образуется белая полоска (линия) Бекке.

1.1.3 Метод косо го освещения.

Под осветитель с одной стороны продвигается картонная пластинка, благодаря чему поступает в поле зрения только часть пучка световых лучей. Половина поля зрения затемняется и минералы, обладающие большим показателем преломления, чем соседние, обнаруживают появление темной полоски на стороне зерна, удаленной от затемненной части поля зрения микроскопа, а с меньшим показателем преломления наоборот, на стороне зерна, приближенной к затемненной части поля зрения. Такой же эффект можно получить и при медленном и осторожном вдвигании анализатора.

1.2 Изучение плеохроизма [3, 5]

Плеохроизмом называется способность некоторых двупреломляющих минералов поглощать световые лучи различной длины волны, колебания которых происходят в направлениях различных осей оптической индикатрисы. У некоторых минералов в различных направлениях проявляется различная окраска. В шлифе плеохроизм наблюдается при выведенном анализаторе. Колебания при вращении столика микроскопа проявляются по направлению то одной, то другой оси эллипсоида. Различаются три рода плеохроизма:

1) в различных направлениях поглощаются различные части спектра, причем интенсивность окраски не меняется. Например некоторые пироксены дают в одном направлении светлозеленую, в другом светложелтую окраску;

2) во всех направлениях поглощаются одни и те же части спектра, но с различной интенсивностью. Например биотит окрашивается в темнокоричневый цвет, когда колебания происходят параллельно спайности, а в перпендикулярном направлении - в светлокоричневый;

3) в различных направлениях поглощаются различные части спектра и с различной интенсивностью. При этом изменяется как окраска минерала, так и ее интенсивность. Например у роговой обманки в одних направлениях проявляется темнозеленая окраска, в других светложелтая.

При исследовании плеохроизма указывается каким кристаллографическим направлениям соответствует та или иная окраска. В кристаллах одноосных существуют два направления, соответствующие направлениям колебаний лучей обыкновенного и необыкновенного. Если колебания первого происходят параллельно оси N_p , то колебания второго параллельно оси N_g . Записывается формула плеохроизма: например для турмалина: N_p – светложелтый, N_g – темнокоричневый. Формула абсорбции будет $N_g > N_p$. Для двуосных минералов будет так, как например для роговой обманки: N_g – темнозеленый, N_m – голубовато-зелены N_p – светлый желтовато-зеленый. Формула плеохроизма: $N_g > N_m > N_p$.

1.3 Определение положения осей индикатрисы в минерале [3]

Для решения этой задачи применяется компенсатор, изготовленный из пластинки гипса, помещенной в специальную обойму, на которой обозначены длина волны и положение осей N_g и N_p индикатрисы. Удлиненное зерно исследуемого минерала или зерно с хорошей спайностью при скрещенных николях ставят в положение, чтобы указанные удлинение или спайность были ориентированы под углом 45^0 к продольной оси микроскопа. В косую прорезь в

тубусе микроскопа, ориентированную так же под 45° , вдвигают компенсатор, наблюдая изменение интерференционной окраски минерала. Если она повысилась, значит оси компенсатора и минерала совпали, т.е сложились значения длины волн и мы знаем теперь положение осей в минерале. Если же интерференционная окраска понизилась – оси не совпали, и значение длин волны не сложились. Одновременно решается вопрос и о знаке удлинения минерала. Если удлинение минерала ориентировано по оси N_p компенсатора и интерференционная окраска понизилась - удлинение положительное, если повысилась – удлинение отрицательное.

Зная положение осей индикатрисы по отношению к спайности минерала можно записать значение угла угасания. Например, $cNg=12^{\circ}$.

1.4 Определение силы двойного лучепреломления ($N_g - N_p$)

Наиболее быстро и относительно точно силу двупреломления можно определить по методу М и ш е л ь - Л е в и. Этот метод заключается в следующем. На таблице автора метода нанесены вертикально расположенные интерференционные цвета четырех порядков. На ней же нанесены горизонтальные линии, соответствующие толщине шлифа от 0^0 до 6^0 . Из точки пересечения линии нулевой толщины и линии отсутствия разности хода расходятся радиально линии, на концах которых стоят числа, соответствующие той или иной силе двупреломления. Для его определения находят точку пересечения линии, соответствующей данной толщине шлифа с вертикальной полосой того цвета, в который окрашен данный минерал. Через эту точку проходит радиальная прямая, на конце которой обозначена величина силы двойного лучепреломления.

Сила двупреломления определяется так же с помощью компенсаторов. Это пластинка гипса, мусковита или кварца, помещенная между стеклами в металлическую обойму. Толщина пластинки такова, что при введении в тубус микроскопа над объективом в скрещенных никелях под углом 45° она дает

красный или фиолетовый цвет первого или второго порядка. Длинная сторона обоймы совпадает с осью Np . Под таким же углом ориентируется удлинение или спайность минерала. Без компенсатора мы видим интерференционную окраску минерала. При введении компенсатора происходит повышение окраски – значит совпали оси компенсатора и минерала, произошло увеличение разности хода. Если окраска по спектру понизилась – произошло уменьшение разности хода и соответственно двупреломления.

Порядок спектра определяется с помощью компенсатора – кварцевого клина, толщина которого плавно уменьшается от одного конца к другому. Спектр каждого порядка начинается с серого цвета. Этот же цвет получается и при полной компенсации компенсатором интерференционной окраски минерала, поставленного в диагональное положение. Добившись такой окраски минерала, клин плавно выдвигается из прорези тубуса. При этом ведется наблюдение за изменениями окраски. Если по достижении самого тонкого конца клина серая окраска больше не повторится – значит мы имеем дело с интерференционной окраской первого порядка. Если же серая окраска повторится один раз – значит у нас была интерференционная окраска второго порядка и т.п. Спектры первых четырех порядков по таблице Мишель – Леви слева – направо следующие:

- **первый порядок:** светлосерый – бледножелтый – желтый – яркожелтый – оранжевый – оранжево-красный – красный – пурпурный – фиолетовый – индиго; двупреломление 0,003-0,011;

- **второй порядок:** зеленовато-синий – зеленый – желтовато-зеленый – зеленовато-желтый – чисто желтый – оранжевый – красновато-оранжевый – фиолетово-красный; двупреломление 0,012-0,018;

- **третий порядок:** зеленый – яркозеленый – зеленовато-желтый – розово-красный – карминово-красный – бледно-фиолетовый; двупреломление 0,019-0,027;

- **четвертый порядок:** бледный желтовато-зеленый – бледный зеленоватый – бледный желтоватый; двупреломление 0,028-0,040.

При изучении минералов в шлифах особое внимание необходимо уделять вторичным процессам, возникающим при изменении первичных магматических минералов. Это у р а л и т и з а ц и я моноклинных пироксенов, когда по моноклинному пироксену развивается псевдоморфоза роговой обманки (у р а л и т). При этом форма кристалла пироксена сохраняется, но по углу угасания и двупреломлению это уже амфибол. Процесс уралитизации происходит в состоянии твердых растворов.

Можно наблюдать шестоватые кристаллы первичного амфибола, но спайности уже почти- или совсем не видно, кристалл окрашен в грязновато- зеленый цвет практически без плеохроизма. Это хлоритизированный амфибол. Наконец, с очень ярко проявленным плеохроизмом можно наблюдать бесформенные чешуйки и листоватые формы ржаво-рыжего цвета. Это процесс преобразования биотита с выделением гидроокислов железа. Подобных изменений в темноцветных минералах можно встретить много. Главное здесь – надо очень тщательно обследовать весь шлиф и тогда возможно обнаружить срезы, где вторичные изменения минерала произошли не полностью и сохранились реликты первичных минералов.

Некоторые минералы в шлифах очень похожи друг на друга. Например, амфиболы и пироксены. Для их отличия необходимо производить сравнения по ряду оптических свойств:

1. Пироксены не образуют длиннопризматические, шестоватые, волокнистые формы. Пироксены в горных породах либо коротко-таблитчатые, либо ксеноморфные.

2. У амфиболов угасание под углом от 0 до 24° , у пироксенов сложнее: у ромбических энстатита и гиперстена и у моноклинных клиноэнстатита и эгирина угасание 0 – 22° , у остальных пироксенов угол угасания колеблется от 37° до 54° .

3. Необходимо найти в шлифе зерно предполагаемого пироксена, в котором ясно просматривались бы два направления спайности,

перекрещивающиеся друг с другом. У амфиболов этот угол составляет 124° , у пироксенов 87° .

4. Пироксены в шлифе при выведенном анализаторе бесцветны или слабо зеленоватые, плеохроизм очень слабый. Исключение составляет яркозеленый эгирин с ярким плеохроизмом и жадеит – в шлифе бесцветный, но обладающий яркими цветами интерференции.

5. Амфиболы замещаются хлоритом, пироксены амфиболом.

Аналогичные сопоставления необходимо производить и с другими сходными минералами

Несколько отличается круг вопросов, который необходимо учитывать при изучении минералов в шлифе бесцветных. При выведенном анализаторе контуры таких минералов можно увидеть не всегда, особенно, если минералы не затронуты вторичными процессами, имеют незначительные показатели преломления и двупреломление. Поэтому, начинать следует с поисков в шлифе зерен кварца в скрещенных николях. Характерные черты его известны – отсутствие вторичных изменений, признаков разрушения, прозрачность, волнистое угасание, низкий показатель преломления. У кварца он выше, чем у канадского бальзама. Это легко определяется по полоске Бекке. Если в шлифе кроме кварца присутствует ортоклаз, то часто бывает очень трудно различить где кварц, а где ортоклаз. Чтобы ответить на этот вопрос необходимо:

- найти в шлифе где предполагаемый ортоклаз контактирует с кварцем. Линия контакта должна быть чистой, не загрязненной мельчайшими вторичными выделениями;

- ввести диафрагму под столиком микроскопа;

- наблюдать поведение полоски Бекке, аккуратно опуская и поднимая столик микроскопа. При опускании столика у современных моделей микроскопов, что равнозначно подъему тубуса в более ранних моделях, полоска Бекке будет перемещаться с минерала с меньшим показателем преломления на минерал с большим показателем. В данном случае если полоска перемещается на кварц, значит второе зерно – это ортоклаз. Такая же

картина может сложиться, если на месте ортоклаза окажется не сдвойникованный олигоклаз или не решетчатый микроклин, у которых так же показатели преломления меньше, чем у кварца.

Значительная проблема возникает при определении плагиоклазов. Наиболее простым является метод симметричного угасания. Для этого находят в шлифе кристалл или зерно полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза по альбитовому закону двойникования, причем двойниковый шов должен быть тонким и при подъеме тубуса микроскопа он не должен смещаться. Следующее условие заключается в том, что при установке двойникового шва параллельно вертикальной линии микроскопа, двойники приобретают одинаковую белую или серую окраску в скрещенных николях, т.е эффект двойникования исчезает. Заметив деление на нониусе, поворачивают столик микроскопа в одну сторону до полного угасания одной группы полосок и берут значение угла поворота. Затем возвращаются в исходное положение, поворачивают столик микроскопа в противоположную сторону и так же берут отсчет на нониусе. Полученные углы угасания должны быть равны. Далее обращаются к диаграмме максимальных угасаний альбитовых двойников в разрезах, перпендикулярных к (010). На ординате откладывают полученный угол, проводят прямую до пересечения с кривой и из полученной точки опускаются на абсциссу, на которой выделены интервалы для каждого из плагиоклазов в зависимости от соотношения молекул альбита и анортита. Эти соотношения таковы: для альбита 9:1; олигоклаза 8:2; андезина 6:4; лабрадора 4:6; битовнита 2:8; анортита 1:9. Кроме этого у плагиоклазов образуются и переходные разности. Главная трудность в определении состава плагиоклазов заключается в том, что в палеотипных породах увидеть описанные идеальные двойники крайне затруднительно. Практически приходится иметь дело с кристаллами не идеально сдвойникованными, когда соседние полоски двойника угасают под разными углами. В этом случае применять метод приходится с погрешностью. Но при различии значений углов угасания до 10^0 эта погрешность допустима для определения примерного состава плагиоклаза. Ставится в положение

угасания одна группа полос и берется значение на нониусе, например 15° . Значение угла для другой группы полос после поворота столика например 25° . В итоге мы получили суммарный угол, равный 40° . Это значение делится пополам. Получается угол 20° . Этот угол откладывается на ординате и в итоге получается андезин. Андезину соответствовали бы и первоначальные углы, но не более. Угол до 10° соответствует только альбиту.

Не менее важно, чем у темноцветных минералов, необходимо знать и о вторичных изменениях минералов бесцветных и прежде всего полевых шпатов. Зерно ортоклаза или микроклина при выведенном анализаторе, если затронуто процессами разрушения имеет сероватую окраску, оно как бы покрыто тончайшей пылью. Особенно это хорошо видно, если рядом в шлифе имеется кварц, который вообще не подвержен вторичному разрушению, он всегда в шлифе чистый и прозрачный. Пыльца на зернах калиевых полевых шпатов называется п е л и-т о м а сам процесс п е л и т и з а ц и е й. Другая картина наблюдается у плагиоклазов. При их разрушении образуется не пелит, а с е р и ц и т- скопление мельчайших и тончайших чешуек мусковита. Частично серицит образуется и при разрушении калиевых полевых шпатов, но с е р и ц и т и з а ц и я в них проявлена незначительно. У плагиоклазов она может быть проявлена частично и тогда еще можно видеть полисинтетические двойники, либо зерно плагиоклаза серицитизировано полностью. Этот процесс характерен для более кислых плагиоклазов. Плагиоклазы же среднего и основного состава при разрушении замещаются агрегатом мелких бесформенных зерен эпидота, цоизита и альбита. Этот агрегат называется с о с с ю р и т о м, а процесс – с о с с ю р и т и з а ц и е й плагиоклаза.

2 Описание порообразующих минералов

2.1 Минералы в шлифе бесцветные [1, 2, 3]

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Моноклинный. Показатель преломления 1,520-1,529. Оптически положительный. Угасание $\text{сNp}=37^0$. Спайность весьма совершенная. Интерференционная окраска как у кварца. В шлифе бесцветен или окрашен гидроокислами железа.

Барит BaSO_4

Ромбический. Показатель преломления 1,636-1,648. Двупреломление 0,012. Угасание прямое. В шлифе бесцветен. Часты зернистые агрегаты. Характерен для рудных жил и образует самостоятельные жилы. Может присутствовать в песчаниках, известняках, в миндалинах вулканитов.

Ортоклаз $(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$

Моноклинный. Показатель преломления 1,519-1,526. Двупреломление 0,007. Оптически отрицательный. Очертания ортоклаза иногда ясно кристаллографические в порфировых породах., таблитчатые, но чаще неправильной формы. В шлифе спайность видна либо в одном направлении, либо по взаимно перпендикулярным направлениям. Продукты выветривания придают ортоклазу мутноватый характер. В чистом виде он водянопрозрачный (а д у л я р). От кварца отличается отсутствием волнистого угасания, меньшим показателем преломления и сероватой окраской. Шагреневая поверхность слабая. Полоска Бекке при подъеме тубуса микроскопа передвигается на канадский бальзам. Интерференционная окраска серая и ниже, чем у кварца. Образует простые широкие двойники и тогда при вращении столика микроскопа одна половина зерна гаснет, а другая просветляется. При разрушении превращается в к а о л и н и т (в шлифе неразличимую муть). Этот процесс называется п е л и т и з а ц и е й

ортоклаза. Серицит и мусковит при разложении ортоклаза образуются в небольшом количестве. От нефелина и кордиерита может быть отличим только точными оптическими методами. Ортоклаз очень легко спутать с несдвойникованным олигоклазом. Главное отличие в этом случае по показателям преломления методом Бекке – у ортоклаза показатель меньше, чем у олигоклаза и бальзама, а значит полоска Бекке будет с ортоклаза уходить.

Микроклин (K,Na) AlSi₃O₈

Триклинный. Белый, зеленый (а м а з о н и т). Показатель преломления 1,523-1,530. Двупреломление 0,007. От ортоклаза микроклин отличается практически только в скрещенных николях. Угасание от 5 до 20° в зависимости от того, на каких плоскостях спайности замеряются трещины спайности: если на 010 угасание до 20°, если на 001 – 5°. Интерференционная окраска серовато-белая и белая первого порядка. Наиболее надежным отличием микроклина от ортоклаза является наличие под микроскопом у микроклина резко выраженной решетчатой структуры. Это связано с тем, что все зерно микроклина состоит из огромного количества веретенообразных волокон, угасающих не одновременно и пересекающихся по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Но при иных срезах в шлифе может проявляться и только одно положение волокон. Появление решетки связано с полисинтетическим двойникованием. Не решетчатый микроклин практически не отличим от ортоклаза, т.к. все остальные оптические свойства у них одинаковы. Часто наблюдается как макро-, так и микро прорастания полевых шпатов кварцем с образованием пегматитовой структуры. Калиевый полевой шпат прорастает длинными взаимно параллельными столбами кварца, носящими характер скелетного кристалла. Поперечные срезы остроугольные, в совокупности напоминают древнюю клинопись. Если такие прорастания мелки и могут изучаться под микроскопом, то такая порода называется микропегматитом. Тонкий, несколько радиальнолучистый агрегат

мельчайших зерен образует породу, называемую **гранфром** или **микрорельзитом**. Иногда наблюдается прорастание ортоклаза нефелином. Присутствие тончайшей железной слюдки, образующейся за счет частичного разложения присутствующего в полевых шпатах ничтожного количества железистого силиката $\text{FeAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ в образце и в шлифе может придавать микроклину розоватую окраску.

Пренит $\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

Показатель преломления 1,615-1,665. Двупреломление 0,035. Угасание прямое. Образует агрегаты таблитчатых кристаллов, лучистые, волокнистые агрегаты. Спайность ясная. Интерференционная окраска нормальная, иногда аномальная. Особенно характерно то, что при скрещенных николях наблюдается «паркетовидный» характер минерала. Часто образует двойники, похожие на микроклин. Присутствует как вторичный минерал в пустотах изверженных пород вместе с датолитом и цеолитами. В авгитовых гнейсах, кристаллических сланцах, роговиках.

Санидин $(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$

Моноклинный. Показатель преломления 1,517-1,526. Двупреломление 0,007. Оптически отрицательный. Угасание $0-5^\circ$. Водянопрозрачный, стекловидный, без продуктов выветривания. Трещины спайности почти или совсем незаметны. Интерференционная окраска серая, серовато-белая первого порядка. Санидин входит в состав излившихся пород, особенно в состав липаритов, трахитов, и их туфов.

Плагиоклазы (Известково-натровые полевые шпаты).

Это изоморфные смеси двух крайних компонентов – альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и анортита $\text{Ca},\text{Na},\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, которые смешиваются в самых различных соотношениях как в жидком, так и в твердом состоянии. Каждой разновидности плагиоклазов Е.С.Федоровым присвоены номера: альбиту

№10, олигоклазу №25, андезину №50, лабрадору №75, битовниту № 75, анортиту №90-100. Все плагиоклазы триклинной сингонии. Таблитчатые или образуют неправильные зерна. Цвет в образцах белый, зеленоватый, зеленый, почти черный, иногда красноватый. плагиоклазы обычно образуют полисинтетические двойники. Спайность совершенная под углом около 87° . В шлифе плагиоклазы бесцветны, часто водянопрозрачны. Показатели преломления разные, у одних они меньше, чем у канадского бальзама, у других равны или немного выше. У альбита он 1,528-1,538, у олигоклаза 1,541- 1,546, у андезина 1, 553-1,557, у лабрадора 1,555-1,563, у битовнита 1,564-1,573, у анортита 1,575-1,588. Двупреломление 0,007-0,013. В скрещенных николях интерференционная окраска близка к кварцевой: серовато-белая, а у анортита желтоватая. Полисинтетические двойники всегда имеют параллельные границы между полосками, т.е. полоски двойников не бывают клинообразными. Существует характерная черта у двойникования: чем кислее плагиоклаз, тем тоньше полоски двойников, чем ближе к анортиту, тем полосы двойников шире. Под действием внешних агентов – давления, пневматолита, выветривания разные плагиоклазы изменяются по-разному. Кислые плагиоклазы – альбит, олигоклаз-альбит, олигоклаз превращаются в мусковит, серицит, каолинит. Одновременно выделяется кремнекислота в виде кварца, иногда опала. Более основные плагиоклазы разрушаются с образованием эпидота, цоизита, реже кальцита и вторичного чистого альбита. Такой агрегат зерен называется с о с с ю р и т о м.

Соссюрит бесцветный, малопрозрачный. Часто основные плагиоклазы переходят в альбит, Это процесс а л ь б и т и з а ц и и. Наиболее доступными методами для оперативного определения. плагиоклазов являются оптические..

Нефелин(Na,Ka)AlSiO₄

Гексагональный, оптически отрицательный. Показатель преломления 1,529–1,547. Двупреломление 0,003-0,005. Образует либо зерна неправильной формы, либо неправильной формы шестиугольные или четырехугольные

кристаллы, либо заполняет промежутки между другими минералами. Спайность видна только в очень тонких шлифах. В шлифе абсолютно бесцветный. Иногда видна слабая шагреновая поверхность. В скрещенных николях обладает слабой низкой интерференционной окраской, более низкой, чем у полевых шпатов. Угасание прямое.

Встречается в щелочных горных породах – нефелиновых сиенитах, тефритах, фонолитах, часто полностью замещая альбит. Не встречается одновременно с кварцем, т.к. при избытке кремнезема переходит в альбит.

Канкринит ($6 \text{ Na, Al, SiO}_4 \cdot \text{Ca}(\text{HCO}_3)$)

Гексагональный, оптически отрицательный. Показатель преломления 1,490-1,524. Двупреломление 0,023-0,029. Спайность весьма совершенна. В шлифе бесцветный. Интерференционная окраска яркая сине-красная. Очень похож на мусковит и серицит. Сернистый или сульфатный канкринит, встреченный на Урале среди нефелиновых сиенитов, легко спутать с ортоклазом. Постмагматический. Иногда образует каемки вокруг зерен нефелина. К сульфатному канкриниту близок **вишневит** с хорошей спайностью, сложным двойникованием, светлосиней интерференционной окраской, встреченный на Южном Урале в сопровождении полевых шпатов.

Кварц SiO_2

Тригональный. Оптически положительный. Показатель преломления 1,544 – 1,553. Двупреломление 0,009. Выделяются разновидности кварца – альфа – кварц и бета-кварц. Образуются они при разных температурах и давлениях, на разных глубинах, о чем уже было сказано ранее (1). Кварц в горных породах образует зерна неправильной формы, заполняет промежутки между другими минералами. Кварц – самый распространенный минерал в земной коре. Огромная роль принадлежит кварцу в сложении терригенных обломочных пород – песчаников, алевролитов. В этих породах он присутствует в виде округлых, хорошо окатанных песчинок, сцементированных кремнистым,

карбонатным или глинистым материалом. Здесь мы говорим о кварце магматических и метаморфических пород. Зерна кварца часто присутствуют в скелетных формах, прорастающие зерна и кристаллы полевых шпатов в пегматитах и гранофирах. В этих случаях вроски кварца часто имеют клиновидную форму и тогда пегматит очень напоминает древнюю клинопись. Спайности у кварца нет. В шлифе под микроскопом он бесцветен, прозрачен, всегда очень чистый, т.е. не загрязнен вторичными новообразованиями. В скрещенных николях имеет интерференционную окраску от белой первого порядка до темносерой в зависимости от того, как ориентирована в зерне оптическая ось по отношению к плоскости среза в шлифе.. Особая отличительная особенность кварца – это его волнистое угасание. В скрещенных николях зерно кварца угасает не срезом полностью все, а как бы отдельными участками и потемнение переходит постепенно от одного участка зерна к другому. Но это бывает не всегда. Можно часто видеть и одновременное угасание минерала. И в этом случае его очень легко спутать с ортоклазом. Тогда приходит на помощь определение показателя преломления по полоске Бекке. У кварца показатель преломления больше, чем у канадского бальзама и значит полоска будет перемещаться на минерал. У ортоклаза показатель меньше и полоска будет перемещаться на бальзам. Кварц часто содержит большое количество включений газов и жидкостей в виде мелких пузырьков, располагающихся то в виде полос, то в полном беспорядке. Шагреневая поверхность отсутствует. Если шлиф толще, чем положенные 0,3 мм., кварц будет иметь желтоватую окраску. При раздроблении, т.е. катаклазе зерна, оно распадается на множество более мелких, каждое из которых угасает по-своему. Получается агрегатное угасание. Такая структура называется м о з а и ч н о й.

Отличия от сходных минералов: от полевых шпатов – отсутствием продуктов выветривания, показателем преломления, спайностью и одноосностью, от кордиерита – отсутствием спайности, одноосностью и отсутствием плеохроичных оболочек. Если окатанные или частично окатанные зерна

кварца сцементированы агрегатом ксеноморфных мелких бесформенных выделений кварца, в результате чего сформировалась единая кварцевая порода, то такая порода называется **к в а р ц и т о м**. Кварц легко замещает органические соединения – древесину, скопления костей животных. При полном замещении так образуются **в т о р и ч н ы е к в а р ц и т ы**. Чистый прозрачный кварц при условии отсутствия сростков нескольких кристаллов, двойникования, инородных включений называется **г о р н ы м х р у с т а л е м**. Но собственно кристаллическим кварцем и его «семейство» не ограничивается. Сюда входят халцедон, опал, тридимит, кварцин, лютецит, кристобалит.

Халцедон SiO_2

Образует конкреционные формы, цемент в песчаниках, присутствует в пустотах и трещинах магматических пород, замещает окаменелости. В шлифе бесцветный. Показатель преломления 1,533 – 1,539. Оптически двуосный, угол оптических осей до 40° . Оптически положительный. Образуется при более низких температурах, чем кварц. Часто замещает кварц в известняках, слагает панцири диатомей в диатомитах. Главная составная часть кремней и кремнистого цемента в песчаниках.

Опал $\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$,

Скрытокристаллический, происхождение гипергенное. В цементе песчаников, опок, кремней, образует панцири диатомей, скелеты радиолярий, спиккули губок.

Тридимит.

Встречается в пустотах излившихся пород – обсидианов, липаритов, трахитов, андезитов. Показатели преломления – 1,469-1,473. Оптически положительный. может переходить в кварц.

Кристобалит.

Обнаруживает полисинтетическое двойникование. Показатель преломления 1,483-1,487. Одноосный, оптически отрицательный.

Брусит $Mg(OH)_2$

Гексагональный. Показатель преломления 1,566-1,585. Двупреломление 0,019. Оптически положительный. Угасание прямое. Обладает весьма совершенной спайностью. В шлифе бесцветный или зеленоватый. Оптически одноосный. Присутствует в филлитах и сланцах, в доломитах и кристаллических известняках, сопровождает магнезиальные минералы, присутствует в некоторых серпентинитах. От талька, мусковита, гипса отличается одноосностью, от хлорита и магнезита – большой силой двупреломления.

Кальцит $CaCO_3$ [4]

Показатель преломления 1,658-1,716. Оптически отрицательный. Угасание прямое. Двупреломление 0,172-0,180. Встречается обычно в виде зерен неправильной формы, образующих агрегаты от мелко- до крупнозернистых. Редко встречаются кристаллики, ограниченные плоскостями ромбоэдра. Часты органогенные структуры, оолиты и сферолиты. Спайность весьма совершенна, плоскости спайности дают трещины, косо пересекающиеся друг с другом под углом 75° в разрезах, перпендикулярных к спайности. Обычны полисинтетические двойники, особенно частые в метаморфических известняках. Шагреновая поверхность меняется от очень резко выраженной до почти незаметной при вращении столика микроскопа. Получается т.н. «мерцание» при вращении столика микроскопа при включении только поляризатора. В связи с высоким показателем преломления интерференционная окраска белая или розовая, но с перламутровыми переливами или проявляются разноцветные искорки. По краям отдельных зерен могут проявляться яркие цвета интерференции. Кальцит легко

замещается кварцем с образованием кремней, роговиков, маршаллитов. Главная область распространения – осадочные и метаморфические известняки, магматические и метаморфические породы. Часто выполняют миндалевидные пустоты в вулканитах совместно с цеолитами (миндалекаменная текстура). Образует самостоятельные жилы или совместно с кварцем, слагая т.н. «листвениты». Жилы лиственитов бывают золотоносными. Эти породы часто приурочены к массивам серпентинитов и формируются в процессе метасоматических преобразований последних.

От доломита и магнезита трудно отличим. Особая разновидность кальцита - - и с л а н д с к и й ш п а т, обладающий очень сильным двойным лучепреломлением. Поэтому именно этот минерал использовался для изготовления поляризаторов и анализаторов в поляризационных микроскопах на заре их создания. Позже они были заменены полимерными пленками.

Доломит. $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Показатель преломления 1,680-1,726. Магний часто замещается железом. Оптически отрицательный, угасание прямое по N_p . Двупреломление 0,180-- ,190. Часты зонарные структуры. Спайность, шагреневая поверхность, рельеф, интерференционная окраска как у кальцита. В метаморфических доломитах часты полисинтетические двойники. Двойниковые полосы параллельны короткой диагонали ромбоэдров. Очень сходен с магнезитом.

Магнезит. MgCO_3

Показатель преломления 1,700-1,726. Оптически отрицательный, угасание прямое как у доломита. Двупреломление 0,191-0,199. Образует агрегаты неправильных зерен. Часто зерна настолько мелки, что образуются микрокристаллические фарфоровидные агрегаты. Спайность, шагреневая поверхность, рельеф, интерференционная окраска как у кальцита. Магнезит иногда образует метаморфические крупнокристаллические породы,

тонкодисперсные белые агрегаты в трещинах серпентинитов, входит в состав лиственитов. От кальцита и доломита отличается только химическим путем.

Сидерит FeCO_3 .

Показатель преломления как у магнезита. Оптически отрицательный, угасание прямое. Двупреломление 0,234-0,243. Образует агрегаты разной крупности зерен. Иногда образует оолиты, сферолиты. В шлифе бесцветный или сероватый. Шагреневая поверхность, резко выражена и при вращении столика микроскопа не исчезает как и рельеф, что отличает сидерит от остальных карбонатов. Спайность, интерференционная окраска как у кальцита и доломита. Иногда образует полисинтетические двойники, двойниковая плоскость параллельна длинной диагонали ромбического сечения. Показатель преломления как у магнезита.

Апатит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \text{Ca}(\text{F},\text{Cl},\text{OH})_2$.

Гексагональный. Оптически отрицательный. Угасание прямое. Показатель преломления 1,630–1,667. Двупреломление 0,001-0,005. Образует столбчатые и игольчатые кристаллы, иногда зерна неправильной формы или короткостолбчатый. Встречается в виде радиальнолучистых агрегатов. В шлифах наблюдаются его мелкие микролиты. В удлиненных кристаллах видно их четкое разделение поперечными трещинами на отдельные сегменты, смещенные относительно друг-друга. Поперечные сечения шестиугольные. В шлифе совершенно бесцветный и прозрачный. В вулканических породах апатит наоборот, мутный и плеохроичный. Имеет высокий рельеф и ясную шагреневую поверхность. Угасание прямое. От сходных везувиана, мелилита, геленита, турмалина. отличается отсутствием окраски, высоким показателем преломления, слабым двупреломлением, от цоизита несовершенной спайностью, от силлиманита и тремолита характером удлинения и силой двупреломления, от циркона – меньшим показателем преломления и слабым двупреломлением. От зернистых полевых шпатов – резким рельефом и

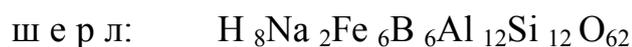
одноосностью, от нефелина – большим показателем преломления. Присутствует во многих магматических и метаморфических породах, в осадочных терригенных породах, в фосфоритах.

Эвдиалит и эвколит $\text{Na}_{13}(\text{CaCl})(\text{Ca,Fe})_5(\text{SiZr})_{20}\text{O}_{52}$.

У эвколита еще в составе присутствует CeOH . Эвдиалит гексагональный, эвколит дитригональный. Показатели преломления: у эвдиалита 1,614, у эвколита – 1,648. Эвдиалит оптически положительный, эвколит – оптически отрицательный. Двупреломление 0,001-0,010. Эти два минерала образуют изоморфный ряд. Минералы образуют короткопризматические или таблитчатые ромбоэдрические кристаллы, либо округлые зерна. Цвет минералов красный различных оттенков, каштаново – бурый. В проходящем свете минералы почти бесцветные, желтоватые, красноватые. Интерференционная окраска от бледножелтой до карминово – красной. Характерные особенности: плеохроизм, слабое двупреломление, парагенез у эвдиалита с полевыми шпатами, нефелином, эгирином, щелочной роговой обманкой, лампрофиллитом; у эвколита – с микроклином, нефелином, титанитом, астрофиллитом, щелочной роговой обманкой, альбитом.

Группа турмалина.

Выделяются три типа этого минерала: ш е р л (железистый турмалин), д р а в и т (магнезиальный турмалин), э л ь б а и т (литиевый турмалин). По химическим свойствам все турмалины являются боросиликатами. Их химический состав:



Показатели преломления 1,625-1,650. Двупреломление 0,021-0,029. Кристаллы обычно длинно- и короткопризматические, иногда бочкообразные, веретенообразные. Игольчатые и длинностолбчатые кристаллы собираются в

радиально-лучистые агрегаты. В шлифе дравит и шерл окрашены в коричневые, иногда синие или зеленые цвета различных оттенков с резко выраженным плеохроизмом. Эльбаит бесцветный или очень слабо окрашен.. Бывает пятнистая абсорбция. Показатели преломления от 1, 625 до 1,668. Угасание прямое. Оптически одноосные, отрицательные. Могут переходить в биотит и хлорит. Характерен для кристаллических сланцев, магматических породах. особенно в пегматитах, в гнейсах, слюдяных сланцах. Спайность отсутствует, ясный плеохроизм, яркая интерференционная окраска, высокий рельеф – таковы отличительные особенности турмалинов.

Везувиан $\text{HCa}_2\text{Al}(\text{SiO}_4)$.

Тетрагональный. Показатель преломления 1,701–1,723. Оптически отрицательный. Угасание прямое. Образует призматические кристаллы и неправильные зерна в зернистых известняках и контактово-метасоматических породах вместе с гранатом, диопсидом, волластонитом, эпидотом. Окрашен в бурые цвета. В шлифе почти бесцветный, красноватый или синеватый. Тогда заметен слабый плеохроизм. Рельеф и шагреновая поверхность резко выражены. Интерференционная окраска аномальная – желто-бурая, лазурно-синяя, буровато-сиреневая, аномальный везувиан очень сходен с цоизитом и клиноцоизитом.

Корунд Al_2O_3 .

Гексагональный. Показатель преломления 1,760 – 1, 774. Оптически отрицательный. Угасание прямое. Двупреломление 0,008-0,009. Образует призматические или остропирамидальные формы, боченкообразные, иногда таблитчатые и зерна неправильной формы. Образует полисинтетические двойники. Надо иметь ввиду, что из-за высокой твердости в шлифе корунд может быть несколько толще. Спайность очень редко может проявляться. Бесцветен или бурый, желтый, зеленый, синий (сапфир), красный (рубин). В шлифе часто бесцветен или слабо окрашен и тогда плеохроичен. Рельеф и

шагреновая поверхность резко выражены. Интерференционная окраска как у кварца, но высших порядков. Может переходить в мусковит, шпинель, кианит, силлиманит. В гранитах, сиенитах, пегматитах, вторичных кварцитах, кристаллических известняках, в хлоритоидных породах. В магматических породах никогда не встречается совместно с первичным кварцем.

Циркон $ZrSiO_4$.

Тетрагональный. Показатель преломления 1,924 – 1,993. Оптически положительный, двупреломление 0,044-0,062. В шлифе бесцветный, рельеф и шагреновая поверхность чрезвычайно резкие. Угасание прямое, удлинение положительное. Интерференционная окраска яркая третьего и четвертого порядка. В шлифах циркон можно увидеть в гранитах, сиенитах, часто в виде включений в других минералах. Образует очень мелкие призматические кристаллики с округленными, как бы оплавленными концевыми пирамидками, либо яйцевидные зерна.

Мусковит $(HF)_4K_2(Al,Fe)_6Si_6O_{24}$

Моноклинный. Показатель преломления 1,587 – 1,611. Оптически отрицательный. Удлинение положительное. Двупреломление 0,037-0,041. Химический состав непостоянный. По данным Трегера присутствуют: TiO_2 , Cr_2O_3 , MnO , NiO , F , Li_2O , Cs_2O , Rb_2O , BeO . Обычно встречается в виде листочков неправильной формы, их агрегатов, тонко- и мелкочешуйчатые их агрегаты – серицит, образующийся за счет калиевых полевых шпатов. В шлифе бесцветный, иногда светлозеленоватый. Ясно видна шагреновая поверхность а при вращении столика микроскопа почти полностью исчезает при положении спайности перпендикулярно к сечению поляризатора. Плеохроизм отсутствует. Интерференционная окраска очень чистая, яркая высших цветов второго порядка (желтая, красная, сине-зеленая). Угасание прямое. Мусковит особенно широко распространен в метаморфических породах – гнейсах, слюдистых сланцах, филлитах. Важную роль играет в

гранитах, пегматитах, грейзенах. От биотита отличается отсутствием плеохроизма.

Лепидолит $(\text{H,F})\text{Na}_2\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}$.

Моноклинный. Показатель преломления 1,537 – 1, 566. Двупреломление 0,027-0,031. Оптически отрицательный. Угасание от 0 до 6°. Удлинение положительное. Двупреломление 0,027-0,031. Обычно образует листочки неправильной формы. Спайность как у мусковита. Бесцветный, персиково-розовый, зеленоватый, в шлифе бесцветный. Интерференционная окраска яркая середины третьего порядка. Может образовывать полисинтетические двойники, двойники прорастания. Присутствует в гранитных пегматитах, высокотемпературных жилах. Характерен парагенез с турмалином, бериллом, топазом, кварцем, альбитом. От мусковита отличается углом угасания (обычно 6-7 градусов).

Апатит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \text{Ca}(\text{F,Cl,OH})_2$

Гексагональный. Показатель преломления 1,654-1, 667. Двупреломление 0,001-0,005. Оптически отрицательный. Угасание прямое. Часто вытянут по вертикальной оси, образует столбчатые, игольчатые кристаллы или неправильной формы зерна. В кристаллических известняках и сланцах образует зернистые агрегаты. Встречаются и радиально-лучистые агрегаты. В шлифах можно увидеть и его микролиты. Столбчатые кристаллы поперечными трещинами делится на отдельные части, часто смещенные относительно друг – друга. В шлифе абсолютно бесцветный, прозрачный. Иногда в связи с обилием различных включений бурый. В излившихся породах мутный и плеохроичный. Рельеф и шагренева поверхность ясные. Угасание прямое. В породах обычно присутствует в совершенно свежем виде. От сходных везувиана, геленита, мелилита, турмалина отличается отсутствием окраски, значительным показателем преломления, слабым двупреломлением; от цоизита – несовершенной спайностью; от силлиманита и

тремолита – оптическим характером удлинения и силой двупреломления; от зернистых полевых шпатов – резким рельефом; от нефелина – большим показателем преломления. В магматических и метаморфических породах. Может формировать самостоятельные месторождения (Кольский полуостров).

Группа серпентина $H_4(Mg,Fe)_3Si_2O_8$ (5)

Моноклинный. Образует плотные волокнистые (х р и з о т и л) или листоватые (а н т и г о р и т) агрегаты. Хризотил образует параллельно-тонковолокнистые кристаллы вплоть до нитевидных, приуроченных к трещинам в серпентинитах, причем ориентированы агрегаты хризотила перпендикулярно к стенкам трещин, от которых волокна хризотила росли. Эта картина хорошо наблюдается и под микроскопом в прозрачных шлифах. При высокой трещиноватости породы с образованием сети трещин формируются месторождения хризотил-асбеста. Основная часть породы в этом случае сложена антигоритом. Серпентин с зернистой структурой называется с е р п о ф и т о м. Это микрозернистое скопление антигорита, обычно приуроченное к зонам тектонического скольжения блоков серпентинита. Формула у всех разновидностей серпентина одина.

Хризотил

Ромбический. Угасание прямое, Показатель преломления 1,493-1,557, двупреломление 0,007. Оптически положительный. Удлинение положительное. В шлифе бесцветен. Интерференционная окраска не выше светложелтой первого порядка. Сходен с тремолитом, антофиллитом, крокидолитом, у которых показатель преломления выше, а у тремолита еще и косое угасание.

Антигорит

Ромбический. Показатель преломления 1,562-1,573. Двупреломление 0,007. Оптически отрицательный. Угасание прямое., удлинение положительное. Образует бесформенные зерна или листоватые и листовато-волокнистые агрегаты. В шлифе бесцветный, иногда слабо зеленоватый и тогда слегка плеохроирует. Образуется за счет пироксенов - энстатита, гиперстена, авгита; за счет оливина. Сопровождается хризотилом, серпофитом, тальком, магнетитом, хромитом, пикотитом, от сходных хлоритов отличается полным отсутствием аномальных интерференционных окрасок.

Тальк $(\text{OH})_2\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)_2$.

Моноклинный. Показатель преломления 1,575-1,590. Двупреломление 0,030. Оптически отрицательный. Угасание прямое.

Образует листочки, чешуйки. В шлифе бесцветный. Присутствует в тальковых сланцах, талько-хлоритовых сланцах, в перидотитах и серпентинитах, как вторичный минерал в ассоциации с пироксенами, серпентинами, хлоритом, тремолитом, доломитом, магнезитом.

Цеолиты (1,2).

Это целая группа минералов, тесно связанных между собой химическим составом. Все они являются водными алюмосиликатами натрия, калия, кальция, бария, реже стронция. Кристаллизуются в различных сингониях, являясь продуктами разрушения полевых шпатов, лейцита, нефелина, сидерита. Цеолиты выполняют пустоты в изверженных породах – базальтах и габбро, в вулканитах могут выполнять пустоты миндалевидной формы и тогда текстура называется миндалекаменной. В контактовых зонах цеолиты имеют гидротермальное происхождение. Встречаются вместе с кальцитом, пренитом, датолитом. Образует пластинчатые и радиально-лучистые агрегаты. Показатели преломления у всех минералов группы цеолитов очень низкие, ниже показателя преломления канадского бальзама. Это: 1,480-1,490. В группу

входят: анальцит, шабазит, натролит, томсонит, стильбит, филлипсит и др. В шлифе цеолиты бесцветны, двупреломление близко к двупреломлению кварца.

2.2 Минералы в шлифе преимущественно окрашенные

Группа амфиболов [1, 3]

Минералы этой группы состоят из большого количества магнезиально-железистых минералов, образующих друг с другом твердые растворы. Форма кристаллов близка к гексагональной с углом между плоскостями спайности 124° . В моноклинных амфиболах угасание от 0° до 25° . Двупреломление 0,025. Типичные цвета амфиболов в шлифе: зеленый, желтый, бурый. Иногда бесцветные. В щелочных роговых обманках часты синие и фиолетовые цвета. Плеохроизм резко выражен. Амфиболы подвержены выветриванию с образованием вторичных хлорита, волокнистой роговой обманки (уралит), биотита, антигорита, талька. По характеру кристаллизации амфиболы делятся на три группы: ромбические, моноклинные и триклинные. Главная роль принадлежит моноклинным амфиболам.

Антофиллит $(\text{OH})_2(\text{Mg,Fe})_7(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$

Ромбический. Показатель преломления 1,615-1,676. Двупреломление 0,016-0,025. Оптически положительный. Угасание прямое. Образует столбчатые, призматические, волокнистые агрегаты. Тонковолокнистые разновидности образуют т.н. антофиллит-асбест. Спайность весьма совершенная. В шлифе желтоватый, красновато-бурый, желтовато-зеленый, иногда бесцветный. Плеохроизм в окрашенных разновидностях очень ясный. Присутствует в метаморфических породах – антофиллитовых сланцах, в контактах с гранитами. При разрушении переходит в тальк.

Роговая обманка обыкновенная $(\text{OH})_2\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22})$

Моноклинная. Показатель преломления 1,618-1,701. Двупреломление 0,019-0,026. Оптически отрицательная. Угасание 0 - 25°. Спайность под углом 124° выражена очень хорошо. Образует кристаллы, сильно вытянутые в длину, или бесформенные зерна. Волокнистая разность называется уралитовой роговой обманкой. В шлифе окрашена в зеленые и коричневые цвета различной интенсивности. Плеохроизм синеватый или буро-зеленый, желтовато-зеленый, светло-желтый. Первичная в магматических породах среднего и кислого состава, в различных метаморфических породах – гнейсах, кристаллических сланцах. Бесцветная в шлифе роговая обманка называется э д е н и т о м. Он характерен для кристаллических известняков, доломитов, контактовых пород в парагенезе с биотитом, гранатом, шпинелью.

Тремолит и актинолит $(\text{OH})_2\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$.

Моноклинные. Показатель преломления 1,613-1,655. Двупреломление 0,022. Оптически отрицательные. Угасание 10-20°. Удлинение положительное. В шлифе тремолит бесцветный, либо зеленый, образует удлиненные кристаллы, длинностолбчатые, волокнистые, радиально-лучистые агрегаты. Актинолит окрашен в шлифе в светло- и темнозеленые цвета, либо буровато-зеленые. Спайность под углом 124°. Интерференционная окраска различная первого и второго порядка. Плеохроизм ясный в окрашенных разностях. Образуются часто при переходе оливина в серпентин в серпентинитах. Т р е м о л и т встречается в кристаллических известняках, кристаллических сланцах, серпентинитах, пироксенитах. В эпизоне переходит в тальк.

А к т и н о л и т характерен для кристаллических сланцев мезозоны и эпизоны вместе с пироксенами, хлоритом, эпидотом, кальцитом, доломитом. Может присутствовать в лиственитах вместе с кальцитом, кварцем и альбитом, в диабазах, туфах, габбро. Всегда вторичный, эпимагматичный. От андалузита отличается косым угасанием. От эпидота отличается более низкой

интерференционной окраской, отсутствием синих цветов интерференции, от турмалина – положительным удлинением, спайностью и косым угасанием.

Н е ф р и т - это микрокристаллический спутанно-волокнистый актинолит.

Очень вязкий.

С м а р а г д и т - это изумрудно-зеленый актинолит, тонкопризматический. В габбро, в эклогитах.

Куммингтонит $(\text{OH})_2(\text{Fe},\text{Mg})_7(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$.

Моноклинный. Показатель преломления 1,645-1,686. Двупреломление 0,025-0,029. Оптически положительный. Угасание $10-20^\circ$. Удлинение положительное. Столбчатый, волокнистый. В шлифе слабо желтоватый. Входит в состав железистых кварцитов. От актинолита отличается большим показателем преломления, от антофиллита косым угасанием и двойникованием.

Грюнерит

Формула та же, что у коммингтонита. Моноклинный. Показатель преломления 1,657-1,717. Двупреломлени 0,042-0,057. Оптически отрицательный. Угасание $10-15^\circ$. Удлинение положительное. Плеохроизм от бесцветного до светложелтого или зеленоватого. Рельеф и шагреневая поверхность резкие. Образует бурые листовато-лучитсые агрегаты, в слюдяных сланцах. С грюнеритом сходен совершенно бесцветный амфибол **к и е в и т**, присутствующий в гранитах рапакиви.

Рибекит $(\text{OH})_2\text{NaFe}_2\text{Fe}_3(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$

Моноклинный. Показатели преломления 1,693-1,697. Двупреломление 0,003. Оптически отрицательный. Угасание 5° . В шлифе окраска крайне разнообразна: желто-зеленая, синеватая, синяя с фиолетовым оттенком, индигово-синяя. Рельеф, и шагреневая поверхность резко выражены. Интерференционная окраска сходна с окраской самого минерала. Рибекит

почти всегда связан с щелочными магматическими и метаморфическими породами: гранитами, сиенитами, эссекситами, щелочными липаритами, рибекитовыми порфирами, трахитами, рибекитовыми гнейсами, с контактово-метаморфическими породами. Разновидность рибекита к р а к и д о л и т.

Арфведсонит $(\text{OH})_2\text{Na}_3\text{Fe}_4(\text{Al,Fe})(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$

Моноклинный. Показатель преломления 1,686-1,708. Двупреломление 0,005-0,036. Угасание от 10^0 до 41^0 . Удлинение отрицательное. Часто шестоватые агрегаты, иногда таблитчатые, или в зернах. В шлифе окрашен разнообразно, с резко выраженным плеохроизмом. В зависимости от направлений в зерне окраска арфведсонита может быть: буроватой, желтоватой, зеленовато-желтой, синей и лавандово-синей, сине-зеленой, серо-фиолетовой, очень темнозелено-синей. Рельеф и шагреневая поверхность резко выражены. может переходить в зеленый эгирин.

Глаукофан. $(\text{OH})_2\text{Na}_2(\text{Mg,Fe})_3(\text{Al,Fe})_2\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$

Показатель преломления 1,638-1,668. Двупреломление 0,013. Оптически отрицательный. Угасание $4-6^0$. Удлинение положительное. Образует призматические кристаллы, столбчатые агрегаты. В шлифе цвет синий до фиолетового. Резко выражен плеохроизм. Глаукофан может преобразовываться в смесь хлорита с альбитом с примесью гематита и эпидота, или же в зеленую роговую обманку. Сам же он получается как продукт преобразования пироксенов и других амфиболов. Характерен только для метаморфических пород – амфиболитов, филлитовых гнейсов, эклогитов, кристаллических известняков, серпентинитов. Парагенезис: омфациит, титанит, лаусонит, гранат, актинолит, эпидот, клиноцоизит, мусковит. Часто образуется в контактах с изверженными породами в результате привноса из магмы щелочей (оболочки глаукофана вокруг зерен уралитовой роговой обманки).

Группа пироксенов [1]

Выделяются ромбические и моноклинные пироксены. Ромбические (энстатит, гиперстен) и моноклинные (клиноэнстатит, клиногиперстен, диопсид, геденбергит, пижонит, авгит, эгирин, эгирин-авгит, жадеит). У всех пироксенов спайность по призме под углом 87° . Наиболее распространен темноокрашенный а в г и т. Но авгит может быть и светло- окрашенным. Это т.н. п и ж о н и т. Минералы группы пироксенов связаны друг с другом постепенными переходами. В шлифе пироксены либо бесцветны, либо светлоокрашены. Плеохроизм слабый с изменением цвета, а не густоты одного цвета. Резкий плеохроизм наблюдается у эгирина и других щелочных пироксенов, окрашенных в зеленый или желтый цвет. Может быть и фиолетово-коричневая окраска в случае, если минерал обогащен двуокисью титана. При разрушении переходит в амфибол и далее в хлорит.

Энстатит (включая бронзит) – $(Mg, Fe)SiO_3$

Ромбический. Показатель преломления 1,653-1,674. Двупреломление 0,005-0,009. Угасание прямое. Удлинение положительное. Образует короткопризматические кристаллы, но чаще неправильные зерна. Спайность под углом 88° между трещинами спайности двух направлений. В шлифе бесцветный. Интерференционная окраска белая первого порядка. При разрушении переходит в серпентин (бастит). Характерный минерал ультраосновных пород и некоторых серпентинитов, реже встречается в излившихся породах среднего и кислого состава. встречен в метеоритах.

Клиноэнстатит $(Mg, Fe)SiO_3$.

Показатель преломления 1,654-1,660. Двупреломление 0,009. Угасание 22° . Оптически положительный. Бесцветный или слабо желтоватый в шлифе.

Гиперстен.

Формула та же. Показатель преломления 1, 678-1,731. Двупреломление 0,010-0,016. Угасание прямое. Удлинение положительное. Спайность под углом 88° . Интерференционная окраска желтая до оранжевой первого порядка. Входит в состав норитов, чарнокитов.

Клиногиперстен. $(Mg,Fe)SiO_3$. Моноклинный. Показатель преломления 1,713-1,730, двупреломление 0,017. Оптически положительный. Угасание 46° . Найден в метеоритах. Присутствует в чарнокитовых гранитах, диоритах.

Диопсид $Ca,MgSi_2O_6$, **Геденбергит** $Ca,FeSi_2O_6$.

Показатели преломления : у диопсида 1,657-1,727. Двупреломление 0,031, угасание $37-44^{\circ}$. У геденбергита показатель преломления 1,737-1,751. Двупреломление 0,018.

Угасание $46-48^{\circ}$. Чистые миналы этих минералов образуют непрерывный ряд твердых растворов. Д и о п с и д образует бесцветные или зеленые различных оттенков короткопризматические кристаллы или зерна неправильной формы. Спайность совершенная под углом 87° . Иногда образует полисинтетические двойники. В шлифе бесцветный или светлозеленый. Плеохроизм слабый. Рельеф и шагреневая поверхность выражены резко. Интерференционная окраска желтая второго порядка. Угасание прямое. Г е д е н б е р г и т отличается более интенсивной зеленой окраской при слабом плеохроизме, более высокими показателями преломления, более слабым двупреломлением, Интерференционная окраска в пределах цветов первого порядка. При разрушении диопсид преобразуется в тремолит или актинолит. Оба минерала характерны для областей контактового метаморфизма. Парагенез – гранат, волластонит, везувиан. Встречается в гнейсах, кристаллических сланцах, пироксеновых и пироксен-амфиболовых породах.

Пижонит $m\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2 n(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$.

Моноклинный. Показатель преломления 1,698-1,744. Двупреломление 0,021-0,033. Оптически положительный. Угасание 22-45°. Удлинение положительное. Спайность под углом 87°. Бесцветный, иногда слабо плеохроичный. Интерференционная окраска – низкие и высокие цвета второго порядка.

Авгит $m\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{SiO}_3)_2 n(\text{Al,Fe})_2\text{O}_3$.

Моноклинный. Показатель преломления 1,707-1,737. Двупреломление 0,025. Угасание 45-54°. Образует короткостолбчатые кристаллы с четырехугольными или восьмиугольными поперечными сечениями. Но часто в породах присутствует в виде неправильных зерен. Спайность совершенная с углом между линиями спайности 87°. В шлифе авгит слабо буроватый, коричневый иногда с фиолетовым оттенком, иногда зеленоватый. Плеохроизм слабый, Рельеф и шагреневая поверхность выражены резко. Интерференционная окраска второго порядка. Угасание в прдольных сечениях прямое. Разновидности - д и а л л а г , о м ф а ц и т , т и т а н а в г и т . У последнего угасание 40-50°, он встречается вместе с нефелином. В процессе преобразований авгита получается хлорит, серпентин, волокнистый зеленый амфибол (у р а л и т).

Эгирин $\text{Na,FeSi}_2\text{O}_7$

Моноклинный. Показатель преломления 1,770-1,836. Двупреломление 0,037. Оптически отрицательный. угасание 2-8°. Спайность под углом 87°. В шлифе яркозеленый. Плеохроизм очень резкий от травяно-зеленого до синезеленого. Очень высокие рельеф и интерференционная окраска. Встречается в щелочных магматических породах.

Жадит $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$.(5)

Моноклинный. Показатель преломления 1,655-1,667. Двупреломление 0,012. Угасание $30-35^\circ$. Удлинение положительное. Образует тонкошестоватые агрегаты, спутанноволокнистые до плотных. Спайность под углом 87° . В шлифе бесцветный. При разрушении переходит в тремолит, иногда уралитизируется с одновременным образованием олигоклаз-альбита. Встречается исключительно в метаморфических породах в составе эклогитов, серпентинитов, роговообманковых сланцев, метаморфических известняков. От спутано-волокнистого актинолита - н е ф р и т а - отличается большим показателем преломления, большим углом угасания.

Рутил TiO_2 .

Тетрагональный. Показатель преломления 1,616-1,903. Двупреломление 0,287. Оптически положительный. Угасание прямое. Образует игольчатые, длиннопризматические, иногда волосовидные кристаллы. Характерны коленчатые, сердцевидные двойники, скелетно-сетчатые формы (с а т е - нит). Образует полисинтетические двойники. Спайность ясная. В шлифе обычно окрашен в коричневый, желтоватый, реже в фиолетовый цвет. Интерференционная окраска белая высшего порядка. Плеохроизм ясный, но не резкий. Как первичный встречается в гранитах, андезитах, в метаморфических породах – гнейсах, слюдяных сланцах, амфиболитах, филлитах, глинистых и известковистых породах. Как вторичный продукт образует иглы в биотите, ассоциирует с кварцем, кальцитом, топазом. Сходен с касситеритом и цирконом.

Группа хлорита [2, 3]

Хлориты представляют собой твердый раствор двух минералов – серпентина $\text{H}_4(\text{Mg,Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_9$ и амезита $\text{H}_4(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{SiO}_9$. Моноклинные, как и слюды, но отличаются от них меньшим показателем преломления и меньшим двупреломлением. Угасание прямое кроме клинохлора. Цвет хлоритов

зеленый, часто плеохроичный. Спайность весьма совершенная. Подразделяются хлориты на две группы: о р т о х л о р и т ы (клинохлор, пеннин, делессит, кочубейт, прохлорит) и л е п т о х л о р и т ы (шамозит, турингит).

Клинохлор [3]

Оптически положительный Показатель преломления 1,571-1,597. Двупреломление 0,004-0,011. Образует различного размера чешуйки. Под микроскопом зеленый, плеохроичный. Входит в состав слюдистых сланцев, в парагенезисе с тальком, антигоритом, флогопитом. Является продуктом разложения биотита, амфиболов, пироксенов. От других хлоритов отличается косым угасанием, от пеннина еще и большим двупреломлением.

Кочубейт

Разновидность клинохлора, богатая Cr_2O_3 . Плеохроирует от желтовато-красного до синевато-красного.

Пеннин.

Показатель преломления 1,575-1,583. Оптически положительный. Угасание прямое. Спайность весьма совершенная. Цвет зеленый или зеленоватый. Плеохроизм от зеленого до почти бесцветного, иногда от зеленого до буровато-красного. Интерференционная окраска от ржаво-бурой до индигово-синей.

Биотит $(HF)_4K_2(Mg,Fe)_6F_2Si_6O_{24}$

Моноклинный. Показатель преломления 1,574-1,638. Оптически отрицательный, Угасание $0-3^0$ Двупреломление 0,033-0,066. Богатый железом биотит называется л е п и д о м е л а н о м. Спайность биотита весьма совершенная. Угасание прямое. Плеохроизм от светложелтого до темнокоричневого, почти черного. Интерференционная окраска очень

высокая второго или третьего порядков. Биотит охотно срастается с амфиболами, пироксенами, мусковитом, хлоритом. При потере части калия и железа увеличивается содержание водорода и тогда биотит переходит в зеленый хлорит. При гидратации биотита он переходит в в е р м и к у л и т.

Волластонит CaSiO_3

Моноклинный. Показатель преломления 1,629-1,535. Двупреломление 0,014. Оптически отрицательный. Угасание в продольных срезах прямое, в косых - 32° . Образует столбчатые, таблитчатые, волокнистые агрегаты. Спайность совершенная под углом 84° . В шлифе бесцветный. Встречается в метаморфизованных известняках, слюдяных сланцах, в авгитовых гнейсах, в нефелиновых сиенитах часто совместно с гранатом, диопсидом, эпидотом, кальцитом.

Андалузит Al_2SiO_5

Ромбический. Показатель преломления 1,633-1,647. Двупреломление 0,007. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Кристаллы в поперечных сечениях почти квадратные. В шлифе светлорозовый или бесцветный окрашенный слабо плеохроирует. Резко выражены рельеф и шагреновая поверхность. Часто присутствует углистое вещество. Иногда переходит в силлиманит, иногда в кианит. Встречается особенно часто в контактах глинистых сланцев и гранитов, в гнейсах, слюдяных сланцах вместе с силлиманитом и кианитом, с кордиеритом, гранатом, во вторичных кварцитах с корундом, кварцем и серицитом. Переполненный углистым веществом андалузит называется х и а с т о л и т о м. Углистые частички сосредоточены во внутренних частях кристаллов, образуя своеобразный черный крест.

Силлиманит Al_2SiO_5

Ромбический. Показатель преломления 1,657-1,684. Двупреломление 0,020-0,023. Оптически положительный. Угасание прямое. Обычно волокнистые

агрегаты. Встречается в кристаллических сланцах с кордиеритом, гранатом, шпинелью, отличается от тремолита прямым угасанием.

Оливин (хризолит) $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$

Ромбический. Показатель преломления 1,689-1,718. Двупреломление 0,037. Угасание прямое. В шлифе бесцветный или красноватый при большом содержании железа, часты трещины неправильных очертаний. Резко выражена шагреневая поверхность. Интерференционная окраска очень чистая второго порядка – желто-красно-синяя. Для оливина характерно превращение его в серпентин. Процесс серпентинизации идет от периферии зерна к его внутренним частям по трещинам. В трещинках отлагается параллельно волокнистый хризотил. Волоконца стоят перпендикулярно стенкам трещинок. В результате роста объема минералов в трещинках образуются новые трещинки, которые тоже заполняются хризотилом. В результате создается сетчатая или петельчатая структура, в петлях которой остаются участки, сложенные оливином. На конечном этапе все зерно оливина замещается волокнистым агрегатом хризотила. При этом процессе выделяется железо в виде мелких зернышек магнетита. В других случаях помимо хризотила при серпентинизации выделяется антигорит в виде листочков и тогда структура становится решетчатой.

В некоторых случаях вместо серпентина в оливине образуется тальк или и д д и н г с и т - $\text{H}_8\text{Mg,FeSi}_3\text{O}_{14}$. Это листоватый слюдистый минерал ржаво-бурого или зеленоватого цвета, ярко поляризующий и плеохроичный. Показатель преломления этого минерала 1,655-1,864. Угасание прямое. Двупреломление 0,035. От моноклинных пироксенов иддингсит отличается более высокой интерференционной окраской, прямым угасанием. Оливин принимает активное участие в сложении ультраосновных пород, встречается и в средних – в габбро, диабазах, базальтах. Парагенез с пироксенами, амфиболами, биотитом. Ближайшими сородичами оливина являются ф о р с т е р и т и ф а й а л и т, разницу между которыми можно выявить лишь

специальными оптическими методами. У файалита значительно более высокий показатель преломления – 1,804-1,864. Угасание прямое.

Шпинель $(MgFe)O \cdot (Al,Fe)_2O_3$.

В шлифе образует неправильные зерна. В шлифе либо бесцветна, либо зеленая (плеонаст). Показатель преломления 1,785. Резко выражена шагрeneвая поверхность. Разновидности шпинели:

герцинит (темнозеленый) и пикотит (Зеленовато-бурый). Герцинит содержит $FeAl_2O_4$, пикотит – Cr_2O_3 . Пикотит принимает участие в сложении перидотитов, дунитов, серпентинитов.

Группа эпидота

В состав этой группы входят: ромбический цоизит и моноклинные – клиноцоизит, эпидот, пьeмонтит, ортит.

Цоизит $Ca_2(Al,Fe)_3(OH)(SiO_4)_3$.

Показатель преломления 1,696-1,718. Двупреломление 0,005-0,009. Оптически положительный. Угасание прямое. Спайность совершенная. В горных породах чаще всего образует зерна неправильной формы. Резко выражены шагрeneвая поверхность и рельеф. Интерференционная окраска серая, ржаво-коричневая или индигово-синяя высоких порядков. Разновидность цоизита, обогащенная марганцем (тулит) имеет ярко выраженный плеохроизм в желтоватом, розово-красном, светло-розовом цветах. Цоизит характерен для метаморфических пород – гнейсов, амфиболитов, эклогитов. Образуется при разрушении плагиоклазов. От клиноцоизита отличается прямым угасанием.

Клиноцоизит и эпидот $Ca_2(Al,Fe)_3(OH)(SiO_4)_3$

Моноклинные. Показатели преломления: у клиноцоизита 1,750, у эпидота 1,753-1,776. Двупреломление 0,005-0,050 Угасание у клиноцоизита 12° , у эпидота $4-5^\circ$. Клиноцоизит оптически положительный, эпидот оптически

отрицательный. Оптические свойства этих минералов зависят от содержания в них железа. Клиноцоизит образует часто тонкозернистые агрегаты серовато-зеленого цвета, но иногда шестоватые агрегаты того же цвета или светлозеленого иногда красноватого. Эпидот окрашен в характерный фисташково-зеленый цвет. В шлифе клиноцоизит бесцветен, эпидот окрашен в светложелтый, иногда оранжевый цвета. Спайность проявляется в виде тонких трещинок параллельно удлинению зерен эпидота. Плеохроизм у эпидота лимонно-желтый, желтый. Шагреневая поверхность и рельеф очень резкие. Интерференционная окраска у клиноцоизита низкая – серая или серовато-белая, часто аномальная и тогда индигово-синяя. Для эпидота характерна пятнистая, крайне неравномерная интерференционная окраска высших порядков. Оба минерала являются вторичными в результате разрушения плагиоклазов, пироксенов и амфиболов. Входят в состав метаморфических пород – гнейсов, амфиболитов и других.

Кианит (дистен). $Al_2 SiO_5$

Триклинный. Показатель преломления 1,712-1,728. Двупреломление 0,012-0,016. Угасание косое до 30^0 . Образует широкотаблитчатые кристаллы с косыми четырех- и шестиугольных срезами, радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. Спайность совершенная в виде тонких трещинок. Никогда не встречается в магматических породах, только в метаморфических породах совместно с кварцем, мусковитом, гранатом, ставролитом, рутилом, корундом: в гнейсах, гранулитах, слюдяных сланцах, кианитовых сланцах. От силлиманита и андалузита отличается косым угасанием, цветом и плеохроизмом.

Ставролит $Fe(OH)_2(Al_2Si_5)_2$

Ромбический. Показатель преломления 1,741-1,763. Двупреломление 0,010-0,015. Оптически положительный. Угасание прямое. Часто образует призматические кристаллы, шестиугольные в поперечном срезе,

неправильной формы зерна. Часты двойники прорастания: кристаллы пересекаются друг с другом либо под прямым углом, либо под углом 60° . Часто ставролит содержит в себе включения кварца. Резко выражена шагреневая поверхность. плеохроизм четкий от светложелтого до красновато-бурого. Интерференционная окраска белая и желтоватая, поэтому она не отличается от собственной окраски минерала. Встречается в слюдистых сланцах, гнейсах. Парагенез с гранатом, кианитом, силлиманитом.

Сфен (титанит) CaTiSiO_5

Моноклинный. Показатель преломления 1,894- 2,054. Двуреломление 0,08-0,135. Угасание $47-57^{\circ}$. Сфен образует часто правильные кристаллы, или зерна неправильной формы. Угол между трещинками спайности 134° . В шлифе коричневый, красновато-коричневый, зеленоватый, редко бесцветный. Плеохроизм от светложелтого до красновато-бурого. Очень сильная шагреневая поверхность и рельеф. Интерференционная окраска высокая – белая высшего порядка. Как второстепенный минерал присутствует в гранитах, сиенитах, в метаморфических породах – гнейсах, амфиболитах.

Группа граната.

Все гранаты кубические. В группу граната входят шесть минералов:

пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, **альмандин** $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, **спессартит** $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, **андрадит** $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$, **уваровит** $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$.

Кристаллы или зерна неправильной формы. Макроскопически альмандин красный или желто-красный , пироп кроваво-красный до черного, гроссуляр желтоватый, зеленоватый, андрадит буроватый, уваровит изумрудно-зеленый. Показатели преломления 1,705 – 1,820. Характерны резкая шагреневая поверхность и рельеф. Андрадит, содержащий двуокись титана, называется м е л а н и том. Этот минерал часто зонален. Гранаты в горных породах при разрушении переходят в хлорит, биотит, амфибол, серпентин. эпидот, альбит. Альмандин обычно встречается в гранитах, андезитах, в гнейсах, гранулитах,

гранатовых амфиболитах, кристаллических сланцах. Гранаты часто переполнены включениями рутила, кварца. Пироп встречается в перидотитах, серпентинитах, иногда окружен радиально лучистой оболочкой зеленого цвета, состоящей из роговой обманки и полевого шпата. Гроссуляр – преимущественно в метаморфизованных известняках, спессартит – в гранитах, с топазом в пустотах риолита, в кварцитах.

Обыкновенный гранат – смесь альмандина, гроссуляра и меланита обычен в кристаллических сланцах, амфиболитах, эклогитах, пироксенитах. Чаще всего эта разновидность имеет в шлифе округлые очертания зерен.

2.3 Собственная окраска минералов и плеохроизм в шлифе

Красные до коричневого тона

Розовый – шпинель, пироп, альмандин, нозеан, ксенотим, эвдиалит, хризоберилл, андалузит, сапфирин, пьомонтит, родонит, гиперстен, пижонит, лепидолит.

Темнокрасный - астрофиллит.

Пурпурный – флюорит, корунд, пьомонтит

Лиловый – пьомонтит, глаукофан, дюмортьерит.

Лилово – коричневый – шерл, энстатит, титанавгит, клиногиперстен.

Бледно-коричневый – периклаз, вулканическое стекло, ксенотим, циркон, везувиан, магнезит, сидерит, апатит, титанит, акмит, куммингтонит, флогопит.

Бледный коричнево-желтый – жедрит, роговая обманка, хризотил, цинвальдит, клинтонит.

Желто-коричневый – рутил, анатаз, ортит, жедрит, биотит.

Бледный оливково-коричневый – шерл, биотит.

Оливково–коричневый – шерл, гётит, роговая обманка, биотит, стильпноомелан.

Желтовато – красный - пироклор, эвдиалит, астрофиллит, иддингсит.

Красно-коричневый – перовскит, пироклор, рутил, гематит, колумбит, титанит, брукит, ортит, биотит.

Коричневый – меланит, вулканическое стекло, ортит, акмит, биотит.

Темно-коричневый – колумбит, ортит, ильваит, биотит.

Желтые тона

Бледно-желтый – спессартин, беккелит, вулканическое стекло, ксенотим, мелилит, скаполит, доломит, магнезит, дравит, берилл, брукит, монацит, ставролит, сапфирин, лампрофиллит, кордиерит, пижонит, жадеит, куммингтонит, роговая обманка, хризотил, мусковит, флогопит, пеннин, стильпномелан, нонтронит.

Желтый – пикотит, пироклор, дравит, хондродит, пьмонтит, астрофиллит, шамозит.

Темно-желтый – дравит, псевдобрукит, ставролит.

Бледно-зеленовато-желтый – везувиан, монацит, Оливин, титанит, гиперстен, пеннин, вермикулит.

Зеленовато- желтый – рутил, анатаз, везувиан, эгирин, рибекит, прохлорит.

Оранжевый – оливин, астрофиллит, иддингсит.

Серо – желтый – дравит, ставролит, гиперстен, титанавгит, жедрит, куммингтонит, биотит,

Коричнево-желтый – дравит, брукит, ставролит, титанавгит, эгирин, пикотит.

Зеленые тона

Бледно-зеленый – борацит, нозеан, ксенотим, циркон, везувиан, корунд, хризоберилл, андалузит, сапфирин, гиперстен, клиногиперстен, пижонит, геденбергит, авгит, эгирин, жадеит, омфацит, куммингтонит, актинолит, паргасит, мусковит, шамозит.

Серо-зеленый – плеонаст, гиперстен, авгит, хризотил, прохлорит.

Бледно-сине-зеленый – геденбергит, авгит, эгиринавгит, актинолит, пеннин.

Бледно-желто-зеленый – хромшпинель, гроссуляр, андрадит, везувиан, корунд, берилл, клиногиперстен, геденбергит, авгит, фассаит, эгиринавгит, актинолит, глаукофан, роговая обманка, хризотил, пеннин, вермикулит, глауконит.

Желто-зеленый – хромшпинель, андрадит, пистацит, ортит, эгирин, глаукофан, роговая обманка, биотит, прохлорит, иддингсит.

Оливково-зеленый – авгит, роговая обманка, биотит.

Травяно-зеленый – эгиринавгит, эгирин, роговая обманка, хлорит.

Изумрудно-зеленый – герцинит, уваровит, эгирин.

Темно-зеленый – биотит, хлоритоид, тюрингит, стильпномелан.

Сине-зеленый – анатаз, роговая обманка, хлоритоид, арфведсонит.

Синие и фиолетовые тона

Бледно-синий – шпинель, гаюин, анатаз, корунд, кианит, хлоритоид, сапфирин.

Бледно-сине-фиолетовый – гаюин, корунд, флюорит, кордиерит, глаукофан, дюмортьерит.

Небесно-голубой – анатаз, корунд, лазурит, сапфирин, рибекит.

Серо-синий – анатаз, шерл, сапфирин, арфведсонит, хлоритоид.

Фиолетово-синий – глаукофан, дюмортьерит.

Темно-синий – корунд, сапфирин, глаукофан, рибекит.

Бледно-фиолетовый – флюорит, шерл, титанавгит, лепидолит.

Серо-фиолетовый – перовскит, шерл, титанавгит, глаукофан.

Коричнево-фиолетовый – перовскит, брукиит, титанавгит.

Темно-фиолетовый – флюорит (плавиковый шпат)

Список использованных источников

- 1.Афанасьева,М.А.**Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / М.А.Афанасьева [и др.];под ред. В.С.Попова и О.А.Богатикова. – М.: Логос, 2001. – 768с.:ил.
- 2.Лодочников,В.Н.**Главнейшие породообразующие минералы /В.Н.Лодочников. – М.: Мингеология СССР, 1955. – 126с.
- 3 Лучитский, В.И.** Петрография / В.И.Лучитский. – М.:Госгеолиздат, 1947. – 332с.
- 4 Кравцова,Л.И.** Кристаллооптика /Л.И.Кравцова,М.Н.Чукашева.– Свердловск, изд во Свердловского. горного института, 1961. – 221с.
- 5 Дубинин, В.С.** Петрография и петрология: учебное пособие/ В.С.Дубинин, И.В.Куделина. Оренбург ИПК ГОУ ОГУ 2009.- 195с.
- 6 Трегер, В.Е.** Таблицы для оптического определения породообразующих минералов /В.Е.Трегер.- М:Госгеолтехиздат, М. 1958- 175с.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 27
Актинолит 24
Альмандин 33
Андрадит 33
Андалузит 30
Антигорит 22
Антофиллит 23
Апатит 18,20
Амфиболы 23
Арфведсонит 25
Барит 12
Биотит 29
Бронзит 26
Брусит 17
Везувиан 20
Гипс 12
Гранат 33
Геденбергит 27
Гиперстен 26
Глаукофан 25
Гроссуляр 33
Грюнерит 25
Диопсид 27
Дистен 32
Доломит 18
Дравит 19
Жадеит 28
Кальцит 17
Микроклин 13
Мусковит 20
Нефелин 14
Оливин 30
Опал 16
Ортоклаз 12
Пеннин 29
Пироксены 26
Пижонит 27
Пироп 33
Плавиковый шпат 14
Пренит 29
Плагиоклазы 14
Пьемонтит 31
Рибекит 25
Рутил 28
Роговая обманка 24
Санидин 13
Серпентин 22
Серпофит 22
Сидерит 18
Силлиманит 30
Соссюрит 14
Спессаргин 33
Ставролит 32
Сфен 32
Тальк 22
Титанит 32

Канкринит 15	Тремолит 24
Кварц 15	Тридимит 16
Кианит 32	Турмалин 19
Клиноэнстатит 26	Уваровит 33
Клиногиперстен 27	Уралит 24
Клинохлор 29	Халцедон 16
Клиноцоизит 31	Хризолит 22
Кочубеит 29	Хризотил 22
Корун 20	Цеолиты 23
Кристобалит 17	Циркон 30
Куммингтонит 25	Цоизит 31
Лепидолит 20	Шерл 19
Магнезит 18	Шпинель 31
Меланит 33	
Эвдиалит 19	Эгирин 28
Эвколит 19	Энстатит 26
Эльбаит 19	Эпидот 31

