

Министерство образования Российской Федерации

Ухтинский государственный технический университет

**Основы кристаллооптики
и микроскопический анализ.**

Методические указания

к лабораторным работам по дисциплинам «Петрографии» и «Литологии» 1-2 курсов
(направление 511000-«Геология» специальности 08500 и 080300)

ДК [553.086+552.086] (075.8)

К75

Кочетков О.С. Основы кристаллооптики и микроскопический анализ: Методические указания. – Ухта: УГТУ, 2004. - 35 с.: ил.

Методические указания предназначены для ознакомления студентов с теоретическими основами кристаллооптики при проведении лабораторных работ по микроскопическому анализу в аспекте учебных дисциплин «Петрография» и «Литология» для направления «Геология» – 511000 (специальности ГНГ 080500 и ГФ 080300) 1-го и 2-го курсов.

Методические указания рассмотрены и одобрены кафедрой Общей геологии от 14.12.98г., протокол № 3 и предложены для издания Советом специальности ГНГ от 18.01.99г., протокол № 3.

Рецензент: кафедра геологии СГУ, кандидат г.-м.н., Остащенко Б.А.

Редактор: кафедра общей геологии УГТУ, доктор г.-м.н., профессор Копейкин В.А.

В методических указаниях учтены предложения рецензента и редактора.

План 2004 г., позиция 135.

Подписано в печать 23.01.04г. Компьютерный набор.

Объем 35 с., тираж 50 экз. Заказ №176.

Введение.

Учебно-методические указания предназначены для студентов – бакалавров направления «Геология» - 511000 (специальности 080500, 080300), т.е. геологов нефтегазовых промыслов, геофизиков и геологов – разведчиков нефтяных и газовых месторождений, по микроскопическому анализу, диагностике минерального состава горных пород в шлифах и в иммерсионных препаратах, определению характера пористости и трещиноватости горных пород, измерению величины зёрен, пор и трещин.

Под минеральным составом понимается совокупность главных и второстепенных породообразующих минералов горной породы, текстурно-структурные особенности минерального агрегата, что позволяет, в свою очередь, определить генетический тип породы, особенности её формирования и вторичных изменений. Эти признаки далеко не всегда возможно определить при визуальном наблюдении горной породы в керне или штуфе, т.е. по каменному материалу скважин и естественных обнажений.

При этом понятие «минерал» трактуется в широком объёме его содержания, по академику Вернадскому В.И., с некоторыми современными уточнениями (Кочетков, 1989; Поваренных, 1992). Исходя из него минерал существует в трёхфазном состоянии: газовом, жидком и твёрдом. Твёрдые минералы подразделяются на аморфные и кристаллические. К аморфным прежде всего относятся вулканические стёкла, металлоидные выделения окислов и гидроокислов, глинистых минералов, а также метамиктные образования как продукты распада кристаллического вещества.

Минеральное твёрдое вещество может диагностироваться только в проходящем свете, может быть в той или иной степени прозрачным для световых лучей, проходящих через оптическую систему поляризационного микроскопа и минеральные зёрна в шлифах или иммерсионных¹ препаратах.

Газовая и жидкая минеральные фазы наблюдаются в шлифах чаще всего в виде пузырчатых включений в твёрдой фазе, аморфной или кристаллической.

Шлифы и иммерсионные препараты предназначены для изучения и измерения оптических характеристик только прозрачных минералов с помощью поляризационного микроскопа. Поэтому настоящее учебное пособие содержит краткие сведения по кристаллооптике, о свойствах светового луча в кристаллических средах, об устройстве по-

¹ Иммерсионный препарат-шлиф, в котором вместо канадского бальзама жидкости с определенным для каждой показателем светопреломления.

ляризационного микроскопа и, наконец, последовательности операций по диагностике минеральных зёрен под микроскопом.

1.СКАЛЯРНЫЕ И ВЕКТОРНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТВЁРДЫХ МИНЕРАЛОВ.

Твёрдые минералы служат главной составляющей горной породы, минерального агрегата, имеющей кристаллическую или аморфную структуру. Они могут «залечивать» трещины в горных породах, образуя прожилки и жилы. Таким образом, твёрдые минералы – это кристаллические или аморфные вещества. Кристаллические минералы в отличие от аморфных характеризуются определёнными физическими свойствами, которые подразделяются на скалярные и векторные.

СКАЛЯРНЫЕ – свойства, не зависящие от направления в кристалле, и характеризующие те или иные способности кристалла вещества в целом: (температура плавления, электропроводность, плотность и др.).

ВЕКТОРНЫЕ – свойства, которые изменяются в качественном и количественном отношении в зависимости от направления в кристалле (твёрдость, светопреломление и др.). Оптические векторные свойства характеризуют особенности прохождения света или светового луча через кристалл (двупреломление, плеохроизм и др.) или светоотражение с изменением направления в кристалле, по которому распространяется луч света. Они определяются: 1) симметрией кристаллической решётки (КР) данного минерала; 2) плотностью упаковки и химизмом ионов и атомов, составляющих структуру кристалла.

Симметрия КР определяется координацией упорядоченного расположения атомов. Например, кубическая сингония кристаллов характеризуется одинаковыми межатомными расстояниями по всем направлениям в кристаллической решётке, чего нет в других сингониях. Межатомные расстояния (d) определяют плотность ионно-атомной упаковки, а чем они меньше, тем плотнее упаковка. Наконец, химический тип атома или иона определяется его строением и энергетикой, отчего зависит прозрачность кристаллического вещества.

Если взять источник света и получить от него направленный луч, то в этом луче, состоящем из фотонов, световые колебания будут происходить в плоскости, перпендикулярной лучу, но в разных направлениях и с разными амплитудами(рис.1).

В воздухе луч света будет распространяться так же, как и в пустоте, со скоростью 300000 км/сек. Однако, если направить луч света на кристаллическую пластинку или кристалл прозрачного минерала, то в таком случае луч света, войдя в кристалл, резко уменьшает свою скорость, т.к. минеральное вещество имеет плотность упаковки атомов (ионов) во много раз больше таковой у воздуха. Хотя скорость света резко снижается, луч света продолжает распространяться в кристалле прямолинейно, лишь отклоняясь от

первоначального направления в воздухе на определённый угол преломления света. И

чем больше плотность упаковки в направлении его распространения, тем меньше скорость светового луча. Каждая элементарная ячейка кристаллической решётки характеризуется линейными размерами, или параметрами по высоте (c) и по ширине (a и b). В кубической сингонии $a = b = c$; в тетрагональной - $a = b \neq c$; в ромбической - $a \neq b \neq c$. Тогда скорость света (U) будет находиться в обратной зависимости по отношению к плотности упаковки в направлении распространения луча света и к межатомному расстоянию (d) по тому же направлению. Обратная величина скорости света (I/U) характеризуется как показатель преломления (n): $I/U = n$. Т.к. скорость U распространения света в кристалле зависит от направления, то и n будет меняться с изменением направления луча света в кристалле. Исключение составляют кристаллы кубической сингонии, в которой скорость света по всем направлениям одинакова. Следовательно, в кубических кристаллах будет иметь место лишь один n . Кубические кристаллы являются в этом отношении аналогами аморфных (твёрдых) веществ, имеющих также один n . Такие оптические среды называются изотропными. Близки к ним жидкие и газовые минеральные вещества. Они тоже изотропны (в спокойном состоянии). В противоположность им кристаллы иных сингоний, иной симметрии характеризуются анизотропностью оптической среды, т.е. её неоднородностью, и поэтому скорость света в них изменяется с изменением направления, тем самым меняется и n . Что происходит в кристалле с лучом света? Его структура меняется, а именно, луч света в анизотропном кристалле в соответствии с симметрией энергетического поля упорядочивает световые колебания до параллельных в одной плоскости, т.е. луч света поляризуется. Таким образом, поляризованный световой луч тот, у которого световые колебания совершаются в одной плоскости, перпендикулярной направлению луча света. Луч света в анизотропном кристалле поляризуется и одновременно распадается на два луча, поляризованных во взаимоперпендикулярных плоскостях, линией пересечения которых служит направление распространения этих лучей в кристалле (рис.2). Причём в кристалле с одним единичным направлением (это кристаллы тетрагональной, тригональной и гексагональной сингоний, т.е. средней категории) имеется одно направление, а именно единичное, распространяясь вдоль которого луч света не распадается на два луча, благодаря сравнительно высокой симметрии в расположении энергетических полей атомов в плоскости, перпендикулярной этому направлению, т.к. ему соответствуют L_3, L_4, L_6 порядка (рис.2). Такой луч света распространяется в кристалле также, как и в воздухе, и именуется обыкновенным лучом, обозначаясь N_0 . Он сохраняется при разложении входящего луча в кристалл средних син-

гоний на 2 поляризованных луча. Второй, поляризованный, луч называется необыкновенным, т.к. он в отличие от обыкновенного луча не подчиняется оптическим законам Снеллиуса (N_e).

Таким образом, в кристаллах средней сингонии входящий луч света распадается на 2 взаимоперпендикулярных поляризованных луча, обыкновенный и необыкновенный (N_0 и N_e).

В кристаллах ромбической, моноклинной и триклинной сингоний, т.е. сингоний низшей категории, луч света распадается также на 2 взаимоперпендикулярных луча, которые называются необыкновенными, т.к. оба не подчиняются законам Снеллиуса. В этих кристаллах имеют место 2 направления, распространяясь вдоль которых, луч света не разлагается на два (рис. 3). Пространственная фигура распространения света в кристалле может быть изображена в виде сфероида, построенного на векторах скорости светового луча, либо на “обратных” векторах, перпендикулярных направлению луча света и друг другу, и отвечающих величинам (линейным) показателей преломления. В таком случае в кубической сингонии прямые и “обратные” вектора, проведенные из центра кристалла, который принимается за “источник света”, будут иметь по разным направлениям одинаковую величину. Получится сферическая пространственная фигура (шар), построенная на равных векторах, прямых и “обратных”.

В случае средних сингоний каждый из прямых векторов скоростей света (N_0 или N_e для одного входящего луча) имеет свою величину. Поверхность, построенная на векторе N_e ($\max \rightarrow \min = N_0$), с одной стороны, будет иметь вид двусосного эллипсоида (эллипсоида вращения), выражая изменения N_e от некоторой величины до величины N_0 . С другой стороны, поверхность, построенная на прямом векторе N_0 , имеющем одинаковую величину по всем направлениям в кристалле, будет сферой. Чтобы избавиться от двойной “векторной” поверхности, Френель, французский физик, использовал упомянутые выше “обратные” вектора, отвечающие показателям преломления N_0 и N_e , для построения одной «оптической» поверхности. В итоге получился один эллипсоид вращения. Иными словами, Френель заменил вектора скорости света на вектора светопреломления, которые ориентированы относительно первых перпендикулярно, отражая направление и амплитуду световых колебаний поляризованных лучей. Вектор светопреломления по своей величине находится в обратной зависимости к световому вектору соответствующего поляризованного луча в кристалле. Относительно друг друга вектора светопреломления N_0 и N_e ориентированы под прямым углом, что даёт возможность использовать их для построения одной, а не «двойной» (в случае световых векторов), поверхности, характеризующей линейно-векторное изменение показателей преломления N_0 и N_e в любом направлении светового поляризованного луча, мысленно исходящего из центра

кристалла. В итоге получим поверхность эллипсоида вращения. Такая поверхность получила название оптической индикатрисы для кристаллов сингоний средней категории. Продольная ось оптической индикатрисы обозначается как N_e , перпендикулярная ей – как N_o , то есть символы осей соответствуют

обозначениям показателей преломления в виде «обратных» векторов. Ось N_e одновременно служит и оптической осью оптической индикатрисы и совпадает с единичным направлением в кристалле, т.е. с главной осью симметрии- L_p , где $p = 3,4,6$.

Если в кристаллах оптическая ось одна (кристаллы средней сингонии), то они называются оптически одноосными. Причём, если ось оптической индикатрисы N_e больше N_0 , то кристалл характеризуется как оптически положительный, если N_e меньше N_0 , то – как оптически отрицательный. Кристаллы низших сингоний (три и больше единичных направления) имеют оптическую индикатрису в виде трёхосного эллипсоида с двумя оптическими осями, вдоль которых входящий луч света не распадается на два поляризованных луча, а следовательно, проходит как луч обыкновенный. Они располагаются бисимметрично относительно оси оптической индикатрисы, принимаемой за главную, обозначаемую как $N_g(N_{e1})$. Такая ось оптической индикатрисы обычно ориентирована по удлинению кристалла, совпадает с L_2 или располагается в плоскости симметрии P .

В случае отсутствия в кристалле элементов симметрии она совпадает с удлинением кристалла или направлена перпендикулярно плоскости спайности. Плоскость, проходящая через оптические оси и через главную ось оптической индикатрисы, называется плоскостью оптических осей. А угол между оптическими осями обозначается как $2U$, который может быть меньше или больше 90° . В первом случае кристалл характеризуется как оптически положительный ($N_g > N_0$), во втором – как оптически отрицательный ($N_g < N_0$). Причём ($N_0 = N_m$), а $N_{e2} = N_p$ (средний, по величине, показатель преломления $-N_m > N_{e2}$, т.е. $> N_p$).

В кристаллах средних сингоний с главной осью оптической индикатрисы совпадает в зависимости от сингонии ось симметрии 3-го, 4-го или 6-го порядка. При условии проявления максимальной плотности упаковки атомов по этому направлению и соответственно минимальной скорости света получим для кристалла максимальную величину N_0 . И, в противном случае, минимальная плотность обуславливает максимальную скорость света и минимальную величину N_0 в числовом и векторном выражениях. Для оптически положительных кристаллов разность показателей преломления $N_e - N_0 > 0 = \Delta N$.

Для отрицательных соответственно: $N_0 - N_e > 0 = \Delta N$.

ΔN – называется величиной дупреломления и отражает наличие разности хода между лучами N_0 и N_e вошедшего в кристалл светового луча.

Для оптически двуосных кристаллов низших сингоний имеем, как ранее отмечалось, трёхосный эллипсоид оптической индикатрисы. В нём векторы показателей пре-

ломления (п.п.) имеют следующие символы:

N_g - главная ось оптической индикатрисы и отвечающий ей показатель преломления.

N_p – ось о.и., перпендикулярная N_g в плоскости оптических осей.

N_m - ось о.и., перпендикулярная N_p и N_g , отвечает показателю преломления обыкновенного луча.

Максимальная величина двупреломления соответствует разности N_g-N_p для оптически положительных двuosных кристаллов и N_p-N_g для оптически отрицательных.

2. ОЗНАКОМЛЕНИЕ С ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ МИКРОСКОПОМ И ПРИНЦИПАМИ ЕГО УСТРОЙСТВА.

Поляризационный микроскоп не следует путать с биологическим. Поляризационный он потому, что исследование минералов и других прозрачных объектов ведётся в поляризованном свете. Этот свет получается из естественного нормального света, идущего от какого-либо источника, с помощью оптических линз и зеркал. Нами используются следующие марки микроскопов: МП-2, МП-5, МИН-5 – с поступлением света от внешнего источника света; МИН-8 от вмонтированного в микроскоп (в штатив) источника света. Луч падает на зеркало, отражается и проходит в нижний поляризатор. Поляризатор представляет собой в старых марках микроскопов трубчатую обойму с призмой Николя². Она состоит из разрезанного по определённой плоскости очень прозрачного кристалла кальцита, называемого исландским шпатом, который затем снова склеивается канадским бальзамом с п.п. =1,537. Когда луч света достигает нижней поверхности Николя, он, входя в призму, распадается на 2 взаимно перпендикулярных поляризованных луча, благодаря ориентации нижней поверхности призмы параллельно плоскости оптической оси. Так как кальцит оптически отрицателен и одноосен, то показатель преломления N_o больше N_e : $N_e = 1,498$, $N_o = 1,648$. Дойдя до наклонной под 45^0 к направлению луча плоскости разреза, склеенного бальзамом, луч N_e испытывает полное отражение, т.к. его $n < n$ канадского бальзама. Отражённый луч поглощается обоймой призмы. Луч N_o беспрепятственно проходит в верхнюю половину призмы. В итоге на выходе из поляризатора мы получим луч света N_o , поляризованный в одной плоскости, которая называется плоскостью поляризации нижнего поляризатора (P_1) и проходит через оптическую ось оптической индикатрисы кристалла кальцита.

Вывод: за счёт преобразования света в нижнем поляризаторе на выходе из него мы имеем поляризованный луч света, у которого колебания совершаются строго в одной плоскости, направленной вертикально.

² Поляризатор с призмой Николя называют также просто «ником»

Обойма нижнего поляризатора градуирована на 360° , что позволяет при вращении призмы Николя вокруг вертикальной оси определить угол поворота плоскости поляризации P_1 . Принято устанавливать призму Николя, ориентируя плоскость поляризации P_1 выходящего луча параллельно вертикальной плоскости – P_0 , проходящей через тубус и штатив микроскопа (отметка на обойме поворота призмы - 0° или 180°).

Правильность такой установки плоскости поляризации проверяют с помощью шлифа с лейстами биотита, срезанными под косым (до прямого) углом к плоскости спайности, благодаря чему трещины спайности хорошо заметны в шлифе. Лейсту биотита устанавливают поворотом столика микроскопа так, чтобы трещины спайности были параллельны вертикальной плоскости билатеральной симметрии микроскопа – P_0 . Затем поворачивают обойму призмы Николя до тех пор, пока лейста не получит максимальную интенсивность окраски плеохроизма. Последний момент означает взаимную параллельность P_0 и P_1 .

Поляризованный луч, проходя через круглое окно предметного столика микроскопа в отсутствии шлифа, попадает в объектив и затем - в верхний поляризатор (при условии его введения в оптическую систему микроскопа), который также представляет собой призму Николя с плоскостью поляризации – P_2 (фиксированной перпендикулярно P_0), именуемой анализатором.

Если P_1 нижнего поляризатора установлена с помощью биотита параллельно P_0 , то P_1 будет перпендикулярна P_2 . В таком случае верхний поляризатор, (при отсутствии шлифа) будет гасить входящий в него поляризованный луч. Подобное взаимоположение нижнего и верхнего поляризаторов называется “скрещёнными Николями”, или при замене Николей поляроидами (см. ниже) – “скрещёнными поляризаторами”. Можно изменить это положение до положения P_1 параллельно P_2 ($P_1 \parallel P_2$), вращая обойму нижнего поляризатора на 90° . Тогда при параллельности плоскостей поляризации P_1 и P_2 поляризованный луч будет проходить беспрепятственно через нижний и верхний поляризаторы, попадая в окуляр микроскопа, а затем - в глаз наблюдателя как белое световое поле. При скрещённых поляризаторах луч света не пропускается верхним поляризатором (анализатором), уничтожается, и глаз наблюдателя в окуляре видит чёрное поле. Поляризованный луч, вышедший из нижнего поляризатора имеет интенсивность меньшую, чем вошедший, поэтому необходимо его сделать более концентрированным, для чего служит апертурная линза, которая вставляется над нижним поляризатором. Выше её может вводиться линза Лазо. Она предназначена для ещё большей концентрации светового пучка (луча). Она бывает необходима в случае наблюдений слабо прозрачных минералов или при получении так называемой коноскопической фигуры кристалла (изображения – “отпечатка” оптических осей анизотропного кристалла в виде расходящихся чёрных “изогир или чёрного креста). Получение коноскопии требует включения линзы

Бертрана, которая помещается над анализатором (нами она из-за сокращённой учебной программы в диагностических целях не применяется).

Объективы микроскопа имеют на своём тубусе гравировку, где обозначена кратность увеличения объектива в виде 2,3,45 со знаком умножения (x). Аналогичная гравировка есть на окулярах. Общее увеличение микроскопа получим, умножая соответствующие числа окуляра и объектива. Например: объектив – 20 x, окуляр – 8 x – общее увеличение наблюдаемого предмета будет составлять 160 раз.

Окуляр бывает снабжён перекрестием в центре поля за счёт взаимоперпендикулярных двух нитей. Одна из нитей ориентируется вращением окуляра параллельно плоскости поляризации P_1 нижнего поляризатора. Таким образом, нити займут при наблюдении вертикально – горизонтальное положение. В окуляре помещается при необходимости круглое стекло с окулярной линейкой или окулярной сеткой, используемых как относительный масштаб для измерения минеральных зёрен.

Тубус микроскопа, внизу и вверху которого соответственно располагаются объектив и окуляр, имеет подъёмные макрометрическое и микрометрическое устройство с боковыми винтами ручной настройки.

Шлиф зажимается металлическими лапками на столике микроскопа. Последний имеет градуированный лимб. Вместо лапок может быть установлен препаратодитель, куда вставляется шлиф. Для лучшей контрастности изображения используются разные приёмы. Например, уменьшается отверстие диафрагмы конденсорной системы, включающей в себя нижний поляризатор, апертуру, линзу Лазо и диафрагму, или изменяется положение системы по вертикали с помощью винтового устройства. Диафрагму имеют некоторые объективы (9 x у МИН-8 и др.). В более современных микроскопах типа МИН-8 или ПОЛАМ вместо призм Николя в качестве поляризаторов используются поляроиды.

Поляроид – плёнка из одинаково ориентированных микрокристаллов искусственного полииодида, нанесённая на стекло. Благодаря параллельной ориентации микрокристалликов вдоль одной оси оптической индикатрисы поляроид пропускает из светового потока фотоны с примерно близкими колебаниями к плоскости оси оптической индикатрисы. Таким образом, из светового луча только одна его часть проходит через поляроид, вторая часть с колебаниями, близкими к нормали относительно оси, отражается и не пропускается. На выходе из поляроида получаем строго поляризованный луч света. По сравнению с призмой Николя поляроиды по своему устройству просты, при этом можно менять ориентировку их оптической индикатрисы и в верхнем, и в нижнем поляризаторах (МИН-8, ПОЛАМ).

При наблюдениях под микроскопом лучше всего использовать для освещения дневной свет или лампы «дневного света», что обеспечивает равномерность освещения

поля шлифа и отсутствие дополнительных оттенков у цветных минеральных зёрен как бывает при электроосвещении. В микроскопе МИН-8 используются для получения «дневного света» синие светофильтры, позволяющие получить тот же эффект. Над поляридом, а также у объектива 9 х есть диафрагмы, которые позволяют увеличить контрастность изображения.

Освещённость объектива под микроскопом любой марки регулируется за счёт изменения положения отражающего свет зеркала. Необходимо добиваться максимальной освещённости шлифа или препарата. В случае правильного положения осветительной системы и равномерного освещения шлифа на покровном стекле видно круглое световое пятно, в противном случае оно имеет эллипсовидную форму.

Современная марка поляризационного микроскопа – ПОЛАМ. Он имеет в одной обойме несколько объективов, которые сменяют друг друга при вращении обоймы. Кроме того, у него имеется стереоскопическая окулярная система: 2 окуляра, как в бинокле, сопряжены друг с другом по фокусировке и дают «объёмное» изображение зёрен в шлифе. В остальном он близок к МИН-8. Он снабжён специальной автономной лампой большой мощности с усилителем – регулятором освещённости.

3. ПРОВЕРКИ МИКРОСКОПА.

Перед началом наблюдений производится проверка и юстировка объёмных и подвижных устройств микроскопа:

а) проверяется осветительная система на прохождение через неё светового луча (полное открытие диафрагмы, ориентация лампы, зеркала, линз).

б) затем проверка равномерности освещённости светового поля при выведенном анализаторе (при этом могут быть затемнения светового поля, обусловленные введёнными диафрагмами, линзой Бертрана, смещением апертурной линзы и линзы Лазо, или плохой центровкой осветительной системы (лампы, отражательного зеркала, отсутствием осветительного светофильтра);

в) проверяется центровка объектива, с помощью центрировочных винтов;

г) апробируется свободный ввод компенсатора в специальную диагональную относительно вертикальной плоскости микроскопа щель, расположенную несколько выше места крепления объектива;

д) проверяется крепление «лапок» на столике микроскопа на предмет удержания шлифа от самопроизвольного смещения.

Специального объяснения требует центрировка объектива. Для этого устанавливается шлиф, фокусируется объектив на минеральном поле шлифа. Затем вращением столика микроскопа определяется центр вращения на минеральном поле и фиксируется

по какому-либо микрообъекту (точное включение и т.д.). Путём осторожного вращения центрировочных винтов микрообъект как сходный «центр вращения» совмещается с перекрестием нитей окуляра, т.е. серединой освещённого минерального поля. Тем самым центровка объектива завершена.

После проведённых проверок на столике устанавливается шлиф покровным стеклом вверх и прижимается лапками. Вместо «лапок» может быть установлен препаратоловодитель, в который вставляется шлиф.

В необходимых случаях перед установкой шлифа производится измерение линейного масштаба делений окулярных линейки и сетки при определённом объективе.

4. ПОРЯДОК ИЗМЕРЕНИЯ МАСШТАБА ЛИНЕЙКИ И СЕТКИ ОКУЛЯРА И ВЕЛИЧИНЫ ЗЁРЕН В ШЛИФАХ ПОД МИКРОСКОПОМ.

Для этого используется объект-микрометр, представляющий собой металлическую пластинку с глазком, в которой находится микролинейка длиной в 1мм, разделённая на 100 делений кладётся на столик микроскопа и закрепляется. Объектив лучше всего использовать в 9 х и окуляр (8х и 5х) со вставленными окулярной линейкой или сеткой. При конкретном сочетании объектив-окуляр (9х и 5х) объектив наводится и фокусируется в глазке на линейку объект-микрометра и замеряется величина деления окулярной линейки относительно делений линейки объект-микрометра, цена которых – 0,01мм. Фокусировка объектива производится сначала по пылинкам на поверхности стеклянного глазка, а затем с осторожным опусканием фокусируемой плоскости ниже до её совмещения с плоскостью изображения линейки.

Пример измерения.

2 деления окулярной линейки (сетки) соответствуют 15 делениям линейки объект-микрометра, следовательно, цена одного деления окулярной линейки (сетки)-х будет:

$$x = 15 \text{ дел.} * 0,01 : 2 = 0,075 \text{ мм}$$

$$1 \text{ деление} - 0,075 \text{ мм}$$

Размер зёрен в шлифе:

$$- 2 \text{ дел.} * 0,075 = 0,15 \text{ мм}$$

$$- 0,2 \text{ дел.} * 0,075 = 0,015 \text{ мм}$$

единичные зёрна размером 3-4 дел. * 0,075 = 0,22 – 0,30 мм

Преобладают зёрна размером 0,5-1,5 дел. * 0,075 = 0,037-0,112 мм

5. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ДИАГНОСТИКА МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ.

5.1. О структурах, текстурах и минералах горных пород в шлифах.

Шлифы могут быть различных пород: магматических, осадочных, метаморфических. Магматические делятся на стекловатые, эффузивные, содержащие 10 и более % % стекла, интрузивные - полнокристаллические, состоящие из зёрен кристаллов различных минералов. Эти зёрна могут иметь полную огранку (на срезе видны контуры граней) и облику кристалла соответствует его срез в шлифах. Такие зёрна с огранкой называются –эвгедральные. Так, полевые шпаты часто имеют эвгедральные очертания зёрен. В осадочных перекристаллизованных горных породах доломит имеет ромбовидные формы (в шлифе). Если зёрна имеют 2 и более граней, но не полностью огранены – это субгедральные зёрна. Зёрна без огранки, или с одной гранью - ангедральные

Эвгедральные и субгедральные зёрна характеризуют магматические породы и, частью, метаморфические горные породы (г.п.). Ангедральные зёрна характерны для осадочных г.п., в первую очередь механогенных, а также для некоторых метаморфических (продукты бластеза). Для того чтобы не ошибиться делают зарисовки структуры породы в шлифе. Структура - соотношение зёрен по их форме, ориентации и размерам.

Текстура - соотношение агрегатов минеральных зёрен (в шлифе: слоев алевритовый+слоек псаммитовый– слоистая текстура).

Гранулометрическая структура: осадочных механогенных пород:

- | | |
|-----------------------------|---------------------------------|
| 1) <0,001мм - пелитовая, | 2) 0,001 - 0,1мм – алевритовая, |
| 3) 0,1 – 1,0мм, псаммитовая | 4) 1,0мм – псефитовая. |

В перекристаллизованных хомогенных горных породах (известняках), ангидрит-гипсовых г.п. зёрна имеют субгедральные полигональные формы, размер>0,1мм – структуры перекристаллизации. Кальцит, гипс, как породообразующие минералы, имеют осадочное происхождение. Однако, при метаморфизме зёрна могут приобретать большую величину (5 и более мм в диаметре) и обуславливают появление пойкилитовой структуры. Так, из карбонатных осадочных пород получают мраморы, т.е. метаморфические карбонатные породы. При изучении шлифов необходимо определить минеральный состав породы, её происхождение. Форма зёрен при этом служит важным генетическим признаком, позволяя:

- 1) отличить полно- и неполнокристаллические идиоморфнозернистые магматические породы от сходных по составу, но сложенных аллотиморфными минеральными зёрнами обломочных пород;
- 2) определить степень катагенетических изменений в виде кайм регенерации кварцевых, полевошпатовых зёрен;
- 3) различать сугубо кластическую структуру осадочной породы от зубчатой кварцевой структуры парапороды и т.д..

В осадочных горных породах, механогенных, т.е. обломочных, главный породо-

образующий минерал, как правило, - кварц, а также – полевые шпаты. Например: кварцевые песчаники (или псаммиты)-более 90% кварца, песчаники олигомиктовые – 2 компонента, иногда 3, как главные породообразующие минералы (кварц +полевые шпаты>10%), полимиктовые (4 и более минеральных компонентов), в том числе обломки пород (полевые шпаты + кварц + роговая обманка + пироксен + хлорит + биотит + обломки магматических и метаморфических пород).

Хемогенные осадочные г.п. состоят из кальцита, доломита, гипса, ангидрита, осаждающихся из природных истинных растворов.

Глинистые породы, состоящие из глинистых минералов с пелитовой структурой (глинистые пелиты). Их минералы: каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, смешанно-слоистые глинистые минералы, в которых элементарная ячейка включает пакеты (кристаллохимические) 2-3 глинистых минералов, например: гидрослюда-монтмориллонит.

5.2. Диагностика (определение) минералов в шлифах.

1. После проведённых проверок, центрировки, наладки освещения микроскопа, определения положения плоскостей поляризации P_1 и P_2 производится просмотр шлифа и определяется структура породы, преимущественно при одном нижнем поляризаторе:

а) стекловатая – совершенно однородная минеральная масса без заметной зернистости, изотропная или спорадически аномально слабо анизотропная;

б) зернистая – полнокристаллическая бластоватая (зёрна без огранки, ангедральные) ангедральная структура.

2. Определение признаков, микроструктурных (микрослойков, микрошлихов и др.).

3. Выделение составляющих минеральных компонентов (по окраске, форме зёрен и др. признаки):

а) главных породообразующих, с суммарным содержанием более 10% площади шлифа,

б) второстепенных (1-10),

в) аксессуарных (единичных зёрен) <1%

В итоге определяется число и класс минеральных компонентов. После этого первым диагностируется один из главных породообразующих компонентов, обозначаемый как минерал 1. Диагностика минералов требует набора микроскопических характеристик зёрен каждого минерала (форма, окраска, спайность, оптические константы). Эти характеристики набираются в трёх положениях оптической системы микроскопа.

1. Исследование в поляризованном свете без анализатора, или положение 1-ое при одном поляризаторе. Определяются: окраска минерала, характер плеохроизма, форма зёрен, трещины спайности, показатели преломления, псевдоабсорбция.

2. Исследование в поляризованном свете с анализатором, или положение 2-ое: при скрещенных поляризаторах. Определяются: у зёрен их изотропность или анизотропность, величины максимального двупреломления ($N_g - N_p$), удлинение у эвгедральных субгедральных зёрен, угол погасания и знак удлинения, «осность» плеохроизма, наличие двойникования и оптических аномалий (дисперсия оптических осей «волнистое» погасание у минеральных зёрен).

3. Исследование в сходящемся свете с анализатором (коноскопия) – определяется осность и оптический знак минерала (+,-), величина угла оптических осей (для оптически двуосных кристаллов).

Показатель преломления (п.п.) – N.

N – определяется путём сравнения с «N» канадского бальзама (к.б.)

«N_{к.б.}» = 1,537.

Величину «N» определяют при 8х–м увеличении окуляра и 20 х–м увеличении объектива, т.к. чётко видна полоска Бекке.

В шлифах «N» - определяется приблизительно – относительная величина «N». Точная величина «N» определяется в иммерсионной жидкости. В шлифах «N» наблюдают по эффектам: шагреновой поверхности рельефа, поведению световой полоски Бекке на границе двух сред, зёрна минерала и канадского бальзама, зёрен двух минералов, дисперсионному эффекту Лодочникова В.Н. Все минералы по «N» и рельефу разделены на 7 групп (табл.1).

Гр.	N зерна	рельеф	Шагреновая поверхность	минерал
I	1,41-1,51	высокий отрицательный	резкая	флюорит
II	1,51-1,53	низкий отрицательный	слабая	К-полево-шпат, альбит
III	1,53-1,54	очень низкий положительный	нет	кварц
IV	1,54-1,60	низкий, положительн.	слабая	плагиоклазы
V	1,60-1,65	средний, положительн.	средняя	мусковит
VI	1,65-1,75	высокий, положит.	резкая	пироксен
VII	1,75	очень высокий положит.	очень резкая	гранат

В шлифе: если $N_{мин.} > N_{к.б.}$, то рельеф положительный

Если $N_{мин.} < N_{к.б.}$, то рельеф отрицательный

5.3. Рельеф минеральных зёрен.

Рельеф минеральных зёрен характеризует величину показателя преломления минерального зерна относительно п.п. канадского бальзама. Поэтому необходимо всегда изучать рельеф зерна в контакте с канадским бальзамом или в контакте с минеральными зёрнами, у которых п.п. близок или равен канадскому бальзаму. К таким минеральным зёрнам можно отнести кварц, плагиоклазы, у которых п.п. очень близок к п.п. канадского бальзама (1,54-1,55), но немного больше его, т.е. рельеф низкий положительный. У зёрен ортоклаза и микроклина п.п. немного менее п.п. канадского бальзама, т.е. рельеф низкий отрицательный. Рельеф выражается, во-первых, в степени чёткости видимого контура зерна, во-вторых, в наличии шагреновой поверхности у зёрен.

Шагрень прекрасно выражена у граната. Главное и постоянное значение имеет степень чёткости контура зерна.

В целях отличия отрицательного и положительного рельефов используется световой эффект отражения проходящего луча на контакте зерна диагностируемого минерала и вмещающей среды (канадского бальзама или близкого ему по п.п. зерна известного минерала). Этот световой эффект носит наименование полосы Бекке. Механизм её образования объясняется следующим образом. На границе сред с разными п.п.: N_0 (предметное стекло), N_1 и N_2 (минерала) действует закон полного внутреннего отражения световых лучей. Согласно этому закону, если луч света, переходящий из среды с большим п.п. в среду с меньшим п.п. ($N_1 > N_2$), отклоняется от нормали к поверхности раздела в точке его перехода на равный или больший угол $i_{пр}$ (N_2), чем угол i падающего луча (N_1), то при этом ($i < I_{пр}$) наступает момент полного внутреннего отражения светового луча в среде N_1 . Чем больше разность $N_1 - N_2$, тем меньше критическая величина N_1 , при котором происходит полное внутреннее отражение луча. В шлифе контакт двух зёрен ($N_1 > N_2$) имеет вид вертикальной полосы (рис. 4). При нахождении поверхности среза в фокусной плоскости наблюдения лучи света, идущие от источника света через предметное стекло ($N_0 < N_{1,2}$) ввиду действия закона внутреннего отражения, создают большую концентрацию света, т.е. большую освещённость, в приконтактной зоне со стороны высокопреломляющего минерала. В итоге создаётся приконтактная кайма повышенной освещённости, называемая полоской Бекке. При вертикальном смещении фокусной плоскости наблюдения шлифа путём вращения микрометрического винта тубуса микроскопа смещается относительно контактовой границы двух сред (влево и вправо) более светлая полоска, именуемая полоской Бекке. Правило смещения таково:

1. Если N_1 первого зерна больше N_2 второго зерна (канадский бальзам и др.), тогда при поднятии тубуса, т.е. при увеличении расстояния h между шлифом и объективом зерно с N_1 собирает от контакта к середине зерна отражённые лучи, что выражается в движении полоски Бекке от контакта внутрь зерна с N_1 .

Само зерно как бы просветляется. Напротив, при уменьшении расстояния h при опускании тубуса полоска Бекке смещается от контакта на зерно с мень

шим п.п.- N_2 (канадский бальзам или другой минерал).

2) Если N_1 зерна меньше N_2 второго зерна (канадский бальзам или другой минерал). В таком случае канадский бальзам или другой минерал ведёт себя как зерно с N_1 в первом случае, собирая лучи на себя, и тогда при увеличении h полоска Бекке смещается на канадский бальзам.

Таким образом, общее правило смещения полоски Бекке: она смещается при увеличении расстояния h на среду с большим N .

Полоска Бекке видна лучше на контакте зёрен бесцветных минералов и при небольшой разности в Δ « N » ($N_1-N_2=0,10-0,20$).

Поведение полоски Бекке лучше наблюдать при следующих действиях:

- а) прикрывается рабочая диафрагма над нижним поляризатором
- б) немного опускается осветительная система,
- в) немного сбивается фокус вращением микрометрического винта,
- г) полоска Бекке при поднятии тубуса (или опускании столика МИН-8) бежит в сторону среды с большим « N ».

Используемая нами градация рельефа:

Низкий рельеф , когда контур зерна слабо виден на границе с канадским бальзамом и наличие зерна зачастую проверяется включением анализатора, он может быть положительный или отрицательный. В 1-ом случае $N_{\text{мин.}} > N_{\text{к.б.}}$, во 2-ом случае $N_{\text{мин.}} < N_{\text{к.б.}}$. Полоска Бекке трудно различима. Положительный рельеф – $N_{1,2}$ у минерала от 1,537 до 1,556 (кварц, плагиоклазы).

Отрицательный - $N_{1,2}$ у минерала от 1,537 до 1,520-1,510 (альбит, калиевые полевые шпаты: ортоклаз, микроклин).

Рельеф средний, положительный, характеризуется чётким контуром зерна в виде тонкой оконтуривающей линии. $N_{1,2} = 1,560-1,620$ (мусковит, в виде бесцветных листочков и лейст).

Рельеф средний, отрицательный – заметно меньше канадского бальзама, колеблется от 1,500 до 1,480 (кальцит, доломит, у которых меньший п.п. – $N = 1,498$). Полоска Бекке в обоих случаях хорошо видна.

Рельеф положительный высокий – характеризуется очень резким контуром в виде широкой чёрной полосы и выпуклости зерна, п.п. $> 1,62$ (гранат, минералы группы эпидота). К минералам с высоким положительным рельефом относятся кальцит и доломит., у которых второй п.п. – N_2 значительно больше канадского бальзама, $N_0=1,656$, у доломита $N_0=1,68-1,69$. Благодаря очень большой величине двупреломления, $\Delta N_0 > 0,15$, при повороте столика микроскопа, рельеф резко меняется от высоко положительного до

низко отрицательного, при этом зерно просветляется. Такой эффект очень характерен именно для карбонатных зёрен.

Рельеф отрицательный, высокий, - $N < 1,48$ (флюорит, $N = 1,434$, опал $N = 1,46$). Зерно «проваливается» относительно окружающего канадского бальзама.

5.4. Порядок определения п.п. – N и рельефа минеральных зёрен.

При одном поляризаторе переводим наблюдаемое зерно в середину поля окуляра, используя для надёжности наблюдения объектов 20*. Включаем анализатор:

1. Зерно при вращении столика остаётся тёмным, т.е. сечение изотропное, п.п.-один. Для зерна рельеф и п.п. определяются относительно канадского бальзама в любом положении зерна. Только по контуру определяем примерную величину п.п. (например рельеф положительный, низкий).

2. Зерно анизотропно-четырежды погасает при повороте столика на 360^0 . В этом случае ставим зерно на погасание, поворачивая столик микроскопа, и определяем N_1 по краю зерна, примерно параллельному плоскости поляризации P_1 . Затем, определив N_1 (например, рельеф отрицательный, низкий), поворачиваем зерно вращением столика на 90^0 до следующего погасания и определения N_2 (например, рельеф положительный, низкий). Подобная схема изменения рельефа наблюдается у зёрен альбита. Значительно более резкая смена рельефа, от высокого положительного до среднего отрицательного наблюдается у зёрен кальцита и доломита.

6. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ДИАГНОСТИКИ ЗЁРЕН ОДНОГО МИНЕРАЛА ПОД МИКРОСКОПОМ В ШЛИФЕ.

1. Напомним, что наблюдением при одном поляризаторе определяются: форма и величина зёрен, их собственная окраска, наличие плеохроизма у окрашенных зёрен, трещины спайности, характер включений, рельеф и показатели преломления зерен. В наблюдаемом срезе: а) у изотропных зёрен-один показатель преломления, б) у анизотропных зёрен-два, за исключением срезов, перпендикулярных оптической оси минерала (один п.п.).

Изотропность и анизотропность минералов в зёрнах определяется включением временным анализатора с последующим поворотом столика по наличию или отсутствию двупреломления, фиксируемого в виде интерференционной окраски ($N_g - N_p = \Delta N$), интенсивность которой определяет величину двупреломления с помощью номограммы Мишеля-Леви. Если его нет-зерно остаётся чёрным, непросветляющимся, т.е. сечение зерна изотропное. Если двупреломление есть, то зерно просветляется при повороте столика на 360^0 четырежды. При этом интерференционная окраска зерна может быть от се-

рой и белой до жёлтой (слабоинтенсивной) и полихромной, когда от краёв зерна к середине наблюдается смена всех цветов спектра (сильноинтенсивной).

Кроме того, при одном поляризаторе определяется наличие непрозрачных зёрен (рудные зёрна). Они видны в шлифе как чёрные, непросвечивающие зёрна эвгедрального до ангедрального облика. У зёрен прозрачных анизотропных минералов, имеющих собственную окраску, или цвет, наблюдаемый в шлифе, может проявляться плеохроизм. Плеохроизм или дихроизм, - наблюдается в проходящем свете при одном нижнем поляризаторе, как изменение окраски зерна минерала при повороте столика микроскопа, а, следовательно, и зерна относительно P_1 . Окраска зерна меняется по интенсивности или цвету и достигает, соответственно, максимума или минимума, иного цвета при параллельности плоскости поляризации (P_1) и одной из осей оптической индикатрисы в срезе зерна минерала, т.е. при его повороте относительно P_1 на 90^0 . Таким образом, изменение окраски происходит четырежды при повороте на 360^0 .

Примеры. 1. Биотит имеет зелёный или коричневый цвет в шлифе и сильно плеохроирует в сечениях, где видны трещины спайности. Когда они \parallel плоскости поляризации P_1 , интенсивность окраски максимальна, но при повороте зерна на 90^0 - она минимальна. В этом случае схема плеохроизма такова: N_g - тёмная окраска, N_p - светлая окраска.

2. Турмалин - также имеет зелёный или коричневый цвет в шлифе. Однако интенсивность окраски при плеохроизме меняется по схеме обратной биотитовой: N_g - слабоинтенсивная окраска, N_p - сильноинтенсивная окраска. Положение осей оптической индикатрисы определяют с помощью компенсатора при включённом анализаторе, трещины спайности слабо проявлены или не заметны. В случае эвгедральных и, частью, субгедральных зёрен, имеющих хорошо выраженное удлинение благодаря параллельным боковым границам, зёрна получают интенсивную окраску плеохроизма при ориентации их $\parallel P_2$ анализатора.

3. Роговая обманка - ось N_g не параллельна трещинам спайности, а составляет с ними угол α , равный 10^0 - 25^0 (косое погасание при включённом анализаторе). Она имеет плеохроизм в светлозелёных и синеватых тонах по биотитовой схеме.

Спайность - она наблюдается в шлифе только у минералов с весьма совершенной и совершенной спайностью. К таким минералом, в первую очередь, относятся слюды, хлориты, полевые шпаты, карбонаты амфиболы, пироксены. Спайность может быть выражена в виде сплошных тонких параллельных линий-трещинок, или в виде прерывистых параллельных линий-трещинок (иногда 2-3). Так проявляется спайность по одному направлению. Две серии перекрещивающихся параллельных линий-трещинок указывает на наличие спайности по двум непараллельным направлениям.

Включения. В мономинеральных зёрнах могут наблюдаться газо-жидкие включения и включения иных твёрдых минералов. Первые, как правило, изотропны, овальные

по форме и имеют очень низкий N , вторые изотропны и анизотропны, форма различная, N чаще всего выше N вмещающего минерала. Нередко их много и они имеют одинаковую ориентацию (реликтовая структура замещения) или беспорядочно ориентированы («гелицитовая» структура.)

2. Наблюдение при скрещенных поляризаторах (анализатор включён). Определяем, в первую очередь, изотропность и анизотропность сечения зерна минерала:

а) при изотропном сечении зерно остаётся тёмным при его вращении, это характерно для аморфных веществ, кристаллических веществ кубической сингонии и анизотропных, в случае, если сечение \perp главной оптической оси. В этом случае для оптически двуосных кристаллов однозначно определяется показатель N_m , в случае оптически одноосных кристаллов однозначно - N_0 .

б) анизотропные минералы имеют интерференционную окраску, обусловленную разностью хода луча $N_g - N_p = \Delta N$ (величина двупреломления). Чем больше величина ΔN , тем выше интерференционная окраска, которая изменяется в зависимости от величины ΔN от серой до перламутровой и белой высшего порядка.

Например, у полевых шпатов рельеф положительный, низкий и имеет незначительную разницу между N_g и N_p , двупреломление $\Delta N=0,007$, которому соответствует интерференционная серая окраска. У карбонатов разница между N_e и N_0 до 0,15-0,17, поэтому рельеф изменяется от среднего отрицательного до высокого положительного, а и.о. очень высокая, перламутровая, до белой высшего порядка. ΔN характеризует величину двупреломления минерала в миллимикронах.

Кварц имеет двупреломление $\Delta N=0,009$, белую и.о. низкого порядка. Таким образом, величина двупреломления ΔN служит диагностическим признаком при определении минерала. Для его количественной характеристики служит номограмма Мишеля-Леви. Номограмма представляет собой графическую систему зависимостей толщины шлифа и величины двупреломления, выраженной в спектре разложения белого света I-го, 2-го, 3-го порядков, характеризуемого количественной величиной ΔN . По вертикальной оси ординат откладываются показатели толщины среза (0,1, 0,2, 0,3 и т.д. мм). По горизонтальной оси абсцисс от нулевой отметки наращиваются величины ΔN . Искомую величину ΔN при известной толщине среза (m) найдём, идя по горизонтали толщины (m) до пересечения с цветовой гаммой и.о., наблюдаемой в поле окуляра. Затем от этой точки по диагонали поднимаемся до верхней кромки номограниц, где указана соответствующая величина ΔN .

Нормальный шлиф имеет толщину среза 0,03 мм, при ней полевые шпаты, кварц имеют серую, до белой и.о. При некотором увеличении толщины среза зёрна этих же

минералов окрашиваются в более высокие цвета, от жёлтого до красного, и выше, что свидетельствует об увеличении ΔN . Поэтому все определения следует проводить при нормальной толщине шлифа.

Для отличия белой окраски низшего порядка от белой окраски высшего порядка ($>0,1$) поступают так: зерно помещается в центре поля при включённом анализаторе, который затем поворачивается на 90^0 , когда $P_1 \parallel P_2$, а зерно достигает максимума просветления. Если после поворота анализатора зерно станет коричневатым, то мы имеем дело с белой окраской низшего порядка (кварц, альбит). Если зерно останется белым, то интерференционная окраска имеет высший порядок (карбонат). Такое определение необходимо тогда, когда зерно лишено контактов с канадским бальзамом или близким к нему по двупреломлению минералам.

При скрещенных поляризаторах, таким образом, определяется величина двупреломления по интерференционной окраске (и.о.), затем-наличие двойников, например, полисинтетических двойников у полевых шпатов. У удлинённых призматических или столбчатых зёрен определяется угол погасания между P_1 и удлинением (с). Если угол равен 0^0 - прямое погасание, если не равен нулю-косое погасание. При этом используется компенсатор, который позволяет определить положение осей оптической индикатрисы N_g или N_p относительно удлинения зерна. Вариант 1-ый: $P_1 \parallel c \rightarrow$ погасание прямое; вариант 2-ой $P_1 \neq c \rightarrow$ погасание косое. Если с N_g - удлинение положительное, с N_p - отрицательное.

3. Делается вывод о минерале по совокупности признаков, т.е. определяется наименование минерала, отсюда его состав, свойства. Приведём конкретный пример диагностики минерала: Минерал №1 - главный пороодообразующий (50 - 60 %%).

1. При одном поляризаторе. Бесцветные зёрна: форма зёрен - ангедральная, от угловатых до угловато-округлённых. Спайность отсутствует. N - низкий, положительный. Включения в зёрнах не заметны, каймы регенерации вокруг зёрен не наблюдается.

2. При двух скрещенных поляризаторах зёрна обнаруживают анизотропность, т.е. должно быть 2 показателя преломления у каждого среза анизотропного минерала. Выбираем зерно с максимальной и.о., т.е. наибольшей величиной ΔN , ставим его на погасание (первая ось оптической индикатрисы $\parallel P_1$), выводим анализатор и по полоске Бекке определяем относительную величину N_1 (низкий положительный). Затем поворачиваем столик на 90^0 (вторая ось оптической индикатрисы $\parallel P_1$) и определяем N_2 (низкий положительный). Вводим анализатор и определяем и.о. $\Delta N=0,009$ (белая и.о.). Двойники не наблюдаются. Погасание нормальное. Вывод : кварц.

7.ИММЕРСИОННЫЕ ЖИДКОСТИ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ В МИКРОСКОПИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКЕ МИНЕРАЛОВ.

Иммерсионные жидкости – жидкости, имеющие определённый п.п. Изготавливаются наборы иммерсионных жидкостей, которые состоят обычно из 98 пробирочек, в каждой из них жидкость имеет определённый п.п. при 20⁰С. Диапазон измеряемых п.п. в пределах от 1.408 до 1.780,

Точность измерений $\pm 0.001-0.002$.

Вводится температурный поправочный коэффициент – К.

Сравнивается п.п. жидкости и минерала в подготовленном препарате.

Преимущества метода: 1) замеры п.п. у минеральных зёрен в иммерсионных препаратах производятся с высокой точностью для диагностики минералов. Преимущества перед методом шлифового анализа и в том, что нет необходимости в изготовлении шлифов, т.к. любой объём породы, дроблёной и растёртой до порошка, в малом количестве (единицы миллиграммов) просматривается и диагностируется в иммерсии.

Для диагностики необходим микроскоп (в полевых условиях используется дорожный поляризационный микроскоп, проверенный набор иммерсионных жидкостей и справочник для определения минералов в иммерсионных жидкостях).

При бурении скважин в иммерсионных препаратах можно просматривать шлам (измельчённый). Причём, как правило, в препарат попадает 2-3 и более минеральных компонентов, составляющих г.п. в шламовом обломке. Каждый из них требует своей диагностики. Необходимо учитывать количественное соотношение минералов в препарате, что выполняется путём подсчёта минеральных компонентов в виде зёрен.

7.2.Измерение п.п. в иммерсионных жидкостях.

1. Подготовленный микроскоп должен иметь опущенную конденсорную систему с поляризатором, снаряжён объективом 20^x и окуляром с сеткой.

2. Изготовление препарата.

На предметное стекло помещают несколько зёрен исследуемого минерала (или из шлифа, или дробят породу), размер зёрен 0.05-0.3мм (растирать в ступке). Препарат накрывают покровным стеклом 5x5мм.

Рядом с краем покровного стекла помещают каплю с иммерсионной жидкостью с определённым п.п. (предположительно близкого N исследуемого минерала). Действием капиллярных сил она втягивается под покровное стекло. Излишки иммерсионной жидкости около покровного стекла необходимо собрать фильтровальной бумагой, которую помещаем в чашку Петри (закрытый сосуд).

В препарате не должно быть пузырьков воздуха.

1. Включаем анализатор, вращаем столик микроскопа, наблюдаем препарат. Варианты

наблюдений: а) минерал может оказаться изотропным (не просветляется при скрещённых николях), тогда выключаем анализатор и в проходящем свете с помощью полоски Бекке сравниваем п.п. минерала и жидкости, руководствуясь правилом перемещения полоски Бекке. б) если, включив анализатор, обнаружим, что минерал анизотропен, выбираем разрез с наивысшими цветами интерференции. Такой разрез, как правило, параллелен плоскости оптических осей, в которой во взаимно перпендикулярных направлениях располагаются N_g и N_p , как максимальный и минимальный п.п. зёрна. Определяем наименование осей в данном разрезе (с помощью компенсатора), для этого ставим зерно на погасание.

Хлорит, пироксен, карбонат, мусковит.

ХЛОРИТ – анизотропен.

Рельеф – средний, положительный, N_g – 1.56-1.62

Рельеф - средний, положительный, N_p – 1.56-1.62

Спайность совершенная, облик кристаллов пластинчатый, плеохроирует преимущественно в разных оттенках зелёного цвета.

$\Delta N=0.007$, погасание практически прямое, в отдельных образцах интерференционная окраска синяя, $\Delta N=0.01$

РОГОВАЯ ОБМАНКА – анизотропен.

Рельеф – высокий, положительный, N_g и $N_p > 1.562$.

Цвет зелёный, характерен плеохроизм, спайность совершенная, облик призматический погасание косое, с $N_g=12^0-18^0$.

$\Delta N=0.020-0.30$ (актинолит, обыкновенная роговая обманка).

2. Поворачиваем с помощью столика зерно на 45^0 , т.е. до положения максимального просветления зерна минерала. Вводим компенсатор.
 3. Если наблюдаем и.о. понизилась, то оси оптической индикатрисы у зерна ориентированы, хотя и параллельно, но с разными знаками (N_g и N_p , N_p и N_g).
 4. Поворотом на 45^0 устанавливаем снова одну из определённых по знаку осей параллельно P_1 нижнего поляризатора. Включив анализатор, по полоске Бекке сравнивают п.п. взятой оси (например, N_p) с п.п. жидкости.
 5. Если одна из сред имеет больший п.п., то меняют жидкость в направлении сближения п.п. сред: небольшим кусочком фильтра оттягиваем жидкость из под покровного стекла, промываем препарат спиртом. Или готовим новый препарат.
- По мере сближения п.п. яркость световой полоски Бекке и контрастность изображения контура уменьшаются, зёрна становятся трудно или почти невидимыми. Они словно

растворяются в ней. При достижении равенства п.п. жидкости и N_p данного зерна полоска Бекке испытывает дисперсию света и окрашивается, (она состоит как бы из двух цветных полосок). При перемещении тубуса (столика) цветные полоски движутся в разные стороны. Это принимается за равенство п.п. двух сред в средней части спектра (условно). Сочетания цветных полосок следующие: красная-зеленовато-голубая; оранжевая-синеvато-голубая; жёлтая-синяя.

Второй п.п. анизотропного зерна (в данном случае- N_g) определяется в том же сечении зерна после поворота столика микроскопа на 90^0 , и смены жидкости в сторону повышения п.п. избираемого № жидкости, т.е. её п.п. устанавливается по величине дву-преломления, т.е. и.о. зерна. Средний п.п., в случае оптически двуосного минерала, определяют в разрезах с самой низкой интерференционной окраской или находят как среднее арифметическое $N_m = N_g + N_p / 2$.

При подъёме тубуса красная полоска (оранжевая, жёлтая-аналогично) перемещается на высокопреломляющую среду, а синяя на низкопреломляющую.

ПРИМЕРЫ. КВАРЦ – SiO_2 $N_0 = 21.544$

$N_e = 1.553$

$\Delta N = 0.009$

Иммерсионные

жидкости: № 38 и 39

Цвета интерференции: белые, серые.

Окраска в шлифе: - бесцветный, плеохроизма – нет; рельеф – низкий, положительный, шагреня нет, одноосный положительный, спайности не имеет.

МУСКОВИТ – $KAl_2 [(OH, F)_2] AlSi_3O_{10}$ - анизотропен, бесцветен.

Рельеф – высокий, положительный $N_g > 1.562$

Рельеф – средний, положительный $N_p < 1.562$ (1.552)

Спайность весьма совершенная.

Прямое погасание (с $N_g = 0^0$).

Облик: листовато-пластинчатый.

Плеохроизм не отмечается.

$\Delta N = 0.045$

КАРБОНАТЫ (кальцит, доломит) – анизотропен, бесцветен.

Рельеф – высокий, положительный $N_0 > 1.562$

Рельеф – средний, отрицательный $N_e = 1.50 - 1.48$

Спайность совершенная.

Интерференционная окраска перламутровая, высокого порядка.

Для арагонита характерно отсутствие спайности и $N_e = 1.530$, т.е. весьма мало отличается от п.п. канадского бальзама (низкий отрицательный рельеф по N_e).

КАЛЬЦИТ – $CaCO_3$

Бесцветный, иногда с жёлтым, розовым, серым оттенком;

Форма: зёрна неправильной, лапчатой формы.

Редко идиоморфные. Спайность совершенная по ромбоэдру.

Одноосный, отрицательный.

Часты полисинтетические двойники.

$$n_0 = 1.658$$

$$n_e = 1.486$$

$$\Delta = 0.172$$

ДОЛОМИТ – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

бесцветный, буроватый, зеленоватый, серый;

спайность совершенная, видна редко;

форма – идиоморфные «ромбики».

Ромбоэдры имеют зональное строение,

в центре-включения рудного минерала или глинистого;

одноосный, отрицательный.

Двойники редки.

$$n_0 = 1.679-1.703$$

$$n_e = 1.500-1.520$$

$$\Delta = 0.178-0.185$$

СИДЕРИТ – FeCO_3

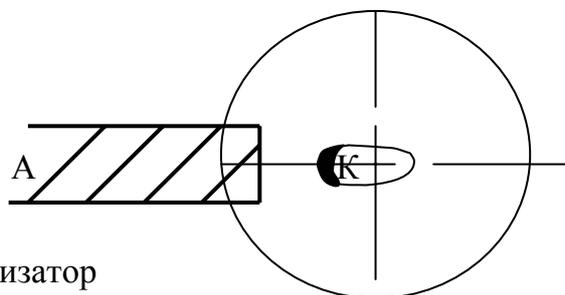
Серый, с зеленоватым или буроватым оттенком. Нередки ромбовидные формы зёрен.

Спайность совершенная.

$$N_0 = 1.875$$

$$N_e = 1.633$$

Применение метода: “Эффект косого освещения” при объективе 8-10^x



A – анализатор

K – зерно

$$n_{\text{мин}} > n$$

Когда зерно и жидкость имеют близкие п.п., наблюдается цветная реакция. Сто-
рона зерна, обращённая к заслонке, окрашивается в синий цвет, а противоположная сто-

рона в красный цвет.

ПРИМЕР.

Лёгкая фракция псаммита (песка) состоит главным образом из кварца, кислых полевых шпатов, слюдистых минералов. После заполнения препарата жидкостью с п.п., близким к кварцевому (1.544-1.553), и введения заслонки, можно сразу установить, какие, из находящихся в поле зрения зёрен относятся к кварцу (цветная реакция), слюде (тень на стороне заслонки), полевым шпатам (тень на противоположной стороне от заслонки).

В жидкости с п.п.=1.675 – отличается кальцит от доломита

В карбонатах – «косые» разрезы; в них определяется:

кальцит $N_e' = 1.566$

доломит $N_e' = 1.587-1.591$

сидерит $N_e' = 1.742$

Для тяжёлой минеральной фракции используется с п.п.≈ 1.700, в которой удаётся отделить:

корунд	}	$N > 1.700$
дистен		
ставролит		
ксенотим		
монацит		
эпидот		
сфен		
анотаз		
брукит		
рутил		
циркон		
гиперстен		
сидерит		

от пироксена

амфибола

турмалина

апатита

топаза

барита

$N < 1.700$

андалузита

биотита

кальцита

доломита

ангидрита и др.

В лёгкой фракции бесцветные зёрна: $N < 1.540$ – ортоклаз

микроклин

кислые плагиоклазы

опал, гипс

$N > 1.540$ - кварц

средние плагиоклазы

слюды

Диагностика карбонатов. Приготовить из исследуемого карбоната препарат, заполнить его жидкостью с п.п.=1.658. В любом зерне карбоната исследуют больший п.п. Если он равен или очень близок к п.п. жидкости-перед нами кальцит. Если он выше, берут жидкость с п.п.=1.681. Если показатель минерала равен или незначительно выше этой величины, он определяется как чистый доломит.

Минералы гр. кальцита – одноосны, отрицательны, характеризуются сильным двупреломлением, совершенной спайностью по ромбоэдру.

У карбонатов группы кальцита почти все обломки правильной ромбовидной формы и симметричное или почти симметричное погасание.

В группе арагонита спайность выражена значительно хуже, или отсутствует, поэтому до половины всего количества зёрен в препарате имеет неправильную форму.

8. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ШЛАМА.

При бурении скважин поискового, параметрического характера стремятся как можно больше получить керны. Это позволяет построить сплошной георазрез по скважине, где будет менее всего каких-либо вероятностных признаков геохарактеристики. Например, большое значение имеет выявление стратиграфических межформационных перерывов. При сплошности отбора их пропустить трудно. В связи с высокой стоимостью глубокого бурения разведочных скважин керн берётся только в небольших количествах (20% и менее) и непосредственные геонаблюдения по керну заменяются исследованием минеральных продуктов разбуривания г.п. в виде шлама, а также комплексом ГИС (геофизических исследований скважин). В итоге, зачастую, георазрезы на нефтегазовых месторождениях в значительной мере несут элементы проблематичности, неоднозначности построений колонки. Причина, с одной стороны, в отсутствии керна, а с другой, в неоднозначности интерпретации данных ГИС и в получении неодинаковых петрофизических параметров по имеющимся кернам и шламам в разных лабораториях. Только в сопоставлении можно определить качество петрофизических определений. В этом отношении есть лаборатории высокого уровня по качеству определения, а есть и

низкого уровня. По одному и тому же образцу могут дать сильно различающиеся определения. В итоге, получается «разной» в интерпретации ГИС в совокупности с петрофизическими данными. Отсюда и возникают проблематичные элементы в построенном разрезе. Во избежание таких проблем, очевидно, необходимо:

1. Постоянная проверка петрофизических эталонов, т.е. качество анализов в центральных лабораториях.

2. Использование петрофизических анализов, выполненных в одной лаборатории и, желательно, одним исполнителем-аналитиком. Если у него будет ошибка, то она будет систематической, можно ввести поправочный к.

3. Использование для петрографических и минералогических исследований шлама. И именно в случае сверхглубоких и глубоких скважин, так как:

а) он заменяет керн, б) используется для получения геохимических данных самого различного характера, начиная от геохимии элементов и кончая геохимией углеводородов, в) изучение газовой фазы.

В этом аспекте конкретная задача-использование шлама для прогноза приближения к пласту-коллектору, насыщенному газожидкими УВ. Для анализа УВ, газовой фазы, используется инфракрасная спектральная, а также термографический анализатор газовых и жидких УВ в шламе. Это наряду с газовым каратажом.

Нацеливаясь на изучение шлама, нужно иметь в виду создание благоприятных условий режима бурения.

В первую очередь, это выражается в равномерной скорости бурения, во-вторых, в отборе шлама через равные промежутки времени. Для геохимических целей устанавливается интервал в пределах 1-2 часов для взятия шлама.

Для отбора шлама конструируется специальный стакан-отборник (элюатор). Это позволяет брать более концентрированную, относительно места взятия, пробу шлама.

Разработчики элюатора проверили эффективность и отметили, что распределение отобранных частиц шлама по размерам в пробе близко к таковому в потоке промывки раствора при равномерном режиме бурения. Это свидетельствует о достаточно высокой представительности отбора образцов. Созданный элюатор, в целом, подтвердил возможность использования шлама в целях построения георазреза, при условии нормального режима бурения. При одном и том же диаметре долота. Смена диаметров требует обязательного учёта сменной отметки при взятии шлама, т.к. будет меняться его гранулометрия.

8.1. Порядок, рекомендуемый по взятию и обработке шлама.

1. Необходимо наличие определённого диагностического оборудования и прибо-

ров. К ним относятся:

а) Поляризационный микроскоп

б) Набор иммерсионных жидкостей с проверенными жидкостями. Набор проверяется ежегодно. Для большей его сохранности пробирки должны иметь хорошо притёртые пробки, храниться при $t=10^0-15^0$, в тёмном месте. Кроме того, в этот набор включается НС1, металлическая игла, толстая и тонкая, пинцет, фильтровальная бумага, большой электромагнит.

Можно включать и другие химические реактивы, позволяющие в полевых условиях определить отдельные элементы или минералы и примеси битумов, когда это возможно. Однако, главным остаётся иммерсионно-микроскопический метод анализа. Приступая к работе, необходимо:

1. В обязательном порядке изучить в иммерсии минеральный состав буровых растворов. Как правило, это будут монтмориллонитовые глины с примесью барита или каких-либо иных утяжелителей. Их компоненты могут попасть в промывочные жидкости и загрязнять шлам.

2. Полученный шлам необходимо промывать.

3. Весь шлам в виде усреднённой пробы порядка 200г должен быть разделён по размерности составляющих обломков. Мерилем выделяемых гранулометрических классов должна быть, первоначально, оценка диапазона размерности частиц шлама, например, обломки от 10 до 0.1мм.

Гранулометрические классы рационально выделять те, которые приняты при классификации механогенных пород по размерности зерна. При этом, возможно, отделить и пелитовую фракцию путём отстоя в стакане промывочной жидкости в течение 1-2 час. В таком случае в осадок попадут наиболее крупные глинисто-агрегатные частицы, которые можно смотреть под микроскопом.

Размерность обломков зависит от:

1. Степени компетентности (хрупкости) самой горной породы.

2. Твёрдости главного породообразующего минерала горной породы.

Эти факторы в совокупности определяют попадание обломков г.п. в определённый гранулометрический класс.

Очень трудные и плотные горные породы, как окремнённые, собственно силицитовые (яшма, опока, кремни, фтониты, сливные песчаники) будут попадать в мелкозернистую фракцию. Более мягкие, с меньшей степенью компетентности и с меньшей твёрдостью будут попадать в более крупнозернистые фракции. Этому способствует хрупкость и пониженная твёрдость минеральных агрегатов, что относится к карбонатным г.п., аржиллитам. Менее сцементированные субстраты обломочных пород (песчаники, алевролиты) будут преимущественно накапливать свои частицы при бурении в соответ-

ствующих им гранулометрических фракциях. Большая часть глинистых г.п., не достигших уровня преобразования в аргиллит, будут давать в шламе наиболее тонкодисперсную составляющую, т.е. насыщать пелитовую фракцию.

Задачи: Определить главный составляющий компонент горной породы, тогда в одном гранулометрическом классе будет преобладать один обломочный компонент в виде г.п. или минерала. Например, яшма, или обломочный кварц, или агрегатные кальцитовые и доломитовые зёрна. Довольно высокая петрографическая однородность характерна для гранулометрического класса с главным составляющим компонентом. В процессе изучения шламовых проб необходимо вести учёт по размерности обломков, их качественному составу, последовательно, по мере поступления шлама.

При такой последовательности можно получить статистически значимые результаты количественных содержаний и объёма компонентов шлама. Возможны случаи: 1) шлам однородный, 2) шлам разнородный.

Однородный шлам в разных фракциях свидетельствует о прохождении бурением монопроходной пачки в разрезе.

Разнородный шлам – здесь, как правило, различные фракции будут представлены неодинаково 2-мя или 3-мя породными компонентами, но соотношение в каждой фракции будет изменяться. Самые редкие различия будут по соотношению компонентов между пелитовой, алевроито-псаммитовой и псефитовой фракциями. По соотношению компонентов можно определить в таком случае состав переслаивающихся пород в пройденном интервале.

При изучении горных пород (обломков шлама) первоначально необходим макроскопический-визуальный метод определения, который затем дополняется микроскопическим методом наблюдения, т.е. второй, детальный метод определения состава, используется в случае необходимости дополнительной диагностики и подтверждает макроскопическое определение.

Второй метод может применяться активно, когда бурение подходит к интервалам, где возможно проявление нефтегазоносности.

Микроскопически, в таком случае, рассматривая в иммерсии минеральные порошки определённых пород, наблюдаются зеленовато-жёлтые плёнки до коричневых битумов, указывающие на признаки нефтегазоносности. Для них характерна не зернистость, а гомогенность (однородность). Таким образом, на подходе к продуктивному горизонту наблюдаем признаки битуминозности.

В целом, шламовый анализ позволяет конкретно определить типы г.п., слагающих георазрез по скважине по-интервально с определением вещественного состава.

Библиографический перечень.

1. Винчел А.Н. Оптическая минералогия. М.: Главиздат, 1953.
2. Кочетков О.С. Минерал и его место в иерархии вещества. В кн. «Геология и экономика минерального сырья Тимано-Печорского региона», С.-П.: «Наука», 1989. с. 6-14.
3. Ларсен Е., Берман Г., Определение прозрачных минералов под микроскопом. М.: «Недра», 1965.
4. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород. С.-П.: «Недра», 1989.
5. Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. М.: «Недра», 1989.
6. Онищенко С.К. Методика исследования породообразующих минералов в прозрачных шлифах. М.: «Недра», 1971, 126с.
7. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минералов, Киев, «Наукова думка», 1966.
8. Поваренных А.С. Развитие представлений об основном объекте минералогии. В книге «Наследие А.Кремса-в трудах ухтинских геологов». Сыктывкар, 1992, с.156-161.
9. Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1954.
10. Справочник по литологии под ред. Вассоевича Н.Б., М.: «Недра», 1983.
11. Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., 1983.
12. Татарский В.Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М.: «Недра», 1965.
13. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1968.