

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

АТЫРАУСКИЙ ИНСТИТУТ НЕФТИ И ГАЗА

Кафедра «Геология»



КУРС ЛЕКЦИИ

по дисциплине: «Петрография»

специальность: 050706 - «Геология и разведка месторождений
полезных ископаемых»

Диаров М.Д. - академик, доктор геолого-
минералогических наук

Калимова Н.Т.- доцент АИНиГ

Издание первое

Атырау-2006

ПРОГРАММА

курса «Петрография»

Содержание учебных занятий по петрографии

1.1. Содержание и задачи петрографии. Значение и положение петрографии среди других наук. Особенности петрографии осадочных пород. Методы изучения горных пород. Краткие сведения из истории развития петрографии.

1.2. Понятие о горных породах. Основные генетические типы горных пород.

1.2.1. Магматические горные породы. Эффузивные и интрузивные породы. Формы залегания магматических тел. Структуры и текстуры магматических пород. Химический и минеральный состав. Классификация магматических пород. Описание пород.

1.2.2. Метаморфические породы. Виды метаморфизма: термальный, контактовый, гидротермальный, региональный и динамометаморфизм. Состав, структуры и текстуры метаморфических пород.

Классификация метаморфических осадков. Описание метаморфических пород: глинистые сланцы, амфиболиты, кварциты, мрамор, гнейсы, гранулиты, эклогиты.

1.2.3. Осадочные породы и их классификация. Обломочные, химические, органогенные породы. Средний химический состав осадочных пород. Схема осадочной дифференциации по Л.В. Пустовалову.

Механическая и химическая дифференциация. Классификация обломочных пород. Структуры и текстуры осадочных пород.

Схема экзогенных процессов. Схема образования изверженных, осадочных и метаморфических пород. Круговорот отложений литосферы.

1.2.4. Основы кристаллооптического метода исследования минералов. Понятие о свете. Преломление света. Изотропные и анизотропные минералы. Двойное лучепреломление.

Оптическая индикатриса. Ориентировка оптических индикатрис в кристаллах различных сингоний. Правило индикатрисы.

Поляризационный микроскоп. Призма Николя. Устройство микроскопа. Правила работы с микроскопом. Подготовка микроскопа к работе. Шлифы.

Понятие об иммерсионном методе.

Основные проблемы петрографии и пути их решения.

Содержание и задачи петрографии

Петрография (петрология) – наука геологического цикла, в задачу которой входит всестороннее изучение горных пород.

«Петра» в переводе с греческого означает «скала, камень», отсюда петрография – описание камней. Всесторонним изучением горных пород и занимается петрография. Она изучает минеральный состав, химический состав горных пород, их строение, происхождение, геологические условия залегания, взаимоотношения между различными породами, а также изменение горных пород с течением геологического времени.

Изучение минеральных парагенезисов составляет основу петрографии. Оно позволяет понять физико-химические условия происхождения горных пород и их геологическое положение. Петрография является одной из важных геологических дисциплин, на которой базируется учение о полезных ископаемых.

Под петрологией в настоящее время понимают науку, занимающуюся, главным образом, происхождением магматических и метаморфических пород. В полных курсах петрографии обычно выделяют специальный курс «Петрография осадочных пород». Существует еще

особая отрасль петрографии – техническая петрография, изучающая технические камни, продукты силикатного и металлургического производства.

Петрография тесно связана с геологией, минералогией, геохимией, с учением о полезных ископаемых, а также физикой, химией и другими науками. Без детальных петрографических работ в настоящее время невозможно проведение геологических и металлогенических исследований.

Цели и задачи петрографии осадочных пород

Детальное петрографическое изучение осадочных пород необходимо для решения как теоретических, так и практических задач.

1. Только изучение пород дает возможность правильно их определять, называть и точно описывать. Даже выполняя два первых требования, геологи и теперь еще зачастую не выполняют третье. В результате геологические работы заполнены названиями пород, не дающими представления об их составе и свойствах, и тем самым непригодными ни для стратиграфических представлений, ни для выяснения условий их образования, ни для промышленной оценки. Не всегда еще и сейчас выполняются два первые требования, и геологи нередко называют доломиты известняками или иногда описывают их даже как песчаники. Такое небрежное отношение к якобы слишком «простым» осадочным породам в свое время дорого обошлось нашей стране. Разыскивая слои бедных желваковых фосфоритов, не замечали мощных пластовых их залежей, принимая их за песчаники, яшмы и другие породы. Аллюминиевую руду – бокситы, не посмотрев в микроскоп, принимали за песчаники, граувакки, яшмы или за бедные железные руды.

2. Изучение осадочных пород позволяет уточнить, а иногда и установить стратиграфию осадочных толщ.

По одной фауне, без учета осадочных пород, точные стратиграфические сопоставления теперь вообще невозможны.

При изучении толщ, лишенных фауны, стратиграфические сопоставления могут делаться только методами петрографии осадочных пород, которые иногда дают результаты не худшие, чем дало бы сопоставление по фауне. Примеры этого можно найти о минералах, об органогенных обломках, о текстурах, о песчаных и иных породах.

Очень большое значение получил метод «минералогического анализа» или сопоставления горизонтов по редким или руководящим минералам. Этот метод широко применяется там, где бурят глубокие скважины, особенно при нефтяной разведке. Успешное применение его в промышленности немало способствовало развитию петрографии осадочных пород.

3. Физико-географическая среда прошлых времен (палеогеография) может быть выяснена только путем изучения осадочных пород с учетом всех геологических и палеонтологических данных. Знание ее для определенного района и времени является обязательным условием современных научных поставленных поисковых работ, так как образование осадочных пород и полезных ископаемых всегда только связано с определенной средой.

Бесполезно искать соль там, где были болота при влажном климате, или искать угли там, где, по нашим данным, простиралось глубокое море или раскаленная пустыня.

4. Лишь внимательное петрографическое изучение месторождения осадочного полезного ископаемого, его минералов, строения взаимоотношений с окружающими породами, их составом и особенностями может дать сведения о его качестве, благонадежности, условиях образования и т.д., т.е. сведения, необходимые для его

разработки и при поисках того же ископаемого в других районах. Без такого изучения нельзя обосновать и важные инженерно-геологические заключения.

Для определения условий образования, практических свойств и иногда стратиграфических сопоставлений обломочных пород и глин применяется метод разделения их на определенные части (фракции) по величине (механический или гранулометрический анализ). Эта работа выполняется для более грубых зерен просеиванием через сита, для более мелких – отмучиванием (оседанием) в воде, для мельчайших, измеряемых микронами, - обычно особыми центрифугами.

Широко применяется для определения отдельных мелких зернышек, часто неопределимых **в шлифах, иммерсионный метод**, заключающийся в точном определении показателей преломления путем погружения зернышек в специальные жидкости с разными показателями преломления. Еще шире он применяется при изучении осадочных пород, как основной прием минералогического анализа. Минералогический анализ обычно имеет целью не определение породы и ее состава, как иногда ошибочно думают, тем более, что чаще всего он используется для определения лишь ничтожных примесей к породе (доли %). Но он имеет очень большое значение и широко используется для решения вопросов стратиграфии – путем сопоставления разрезов по извлекаемым из их пород отдельным редким минералам, и вопросов палеогеографии, исходя из того, что те же характерные минералы дают указания, откуда шел принос обломочного материала в область отложения осадка.

В последнее время все большее значение приобретают **пять новых методов, используемых, прежде всего, для изучения глин, представления о сущности и составе которых до применения этих методов были очень неясными.**

1. **Термический анализ основывается на том, что при нагревании выделение воды и существенные изменения структуры происходят у разных минералов при разных температурах и сопровождаются реакциями поглощения или выделения тепла. При нагревании минералов в особом приборе температура этих реакций регистрируется записывающим аппаратом в виде кривых, характерных и различных для разных минералов.**
2. **Рентгенографический метод заключается в том, что в результате облучения порошка кристаллического минерала или породы в полученном спектре наблюдаются определенные линии, характерные для данного минерала и не наблюдаемые у аморфных тел.**
3. **Электронный микроскоп начинает получать очень широкое применение, так как он дает увеличение в 25000 и даже 100000 раз, тогда как в поляризационном микроскопе увеличение обычно не превосходит 800 раз. Значение таких увеличений видно из того, что породы, считавшиеся ранее аморфными вследствие своей кажущейся изотропности, оказались образованными из зерен, обладающих ясно выраженной кристаллической формой, которая иногда настолько характерна, что позволяет отличать одни глинистые минералы от других и различать их в смешанных глинах.**
4. **В самое последнее время достигнуты большие успехи в применении метода окрашивания глин определенными красителями, причем разные глинистые минералы окрашиваются в разные цвета, что позволяет в известной степени различать их даже в смесях. Другой,**

уже давно известный метод различения минералов с помощью их окрашивания основывается на воздействии на минерал реактива, вступающего в реакцию с минералом и оставляющего на его поверхности цветную пленочку. Эти методы носят название **хроматического анализа** и применяются для различения карбонатных минералов.

Еще мало применяется электрографический анализ, основанный на изучении интерференционных явлений при рассеянии электронов от кристаллических решеток изучаемого вещества. Однако, он быстро развивается и скоро будет играть важнейшую роль при изучении таких трудных минералов, как глины, так как (по Звягину) он, видимо, дает «возможность непосредственно определять элементарные ячейки решеток».

Химический анализ и его разновидность – анализ микрохимический – известны давно и широко применяются при изучении всех осадочных пород. Микрохимический анализ отличается от обычного тем, что он применим для изучения маленьких зернышек путем получения под микроскопом характерной реакции, указывающей на присутствие в зерне определенного элемента.

В последнее время с накоплением большого количества аналитических данных все большее значение начинают получать почти не использовавшиеся у нас ранее методы анализов математически-статистического и связанного с ним графического. Ранее, когда изучение осадочных пород лишь начиналось, петрографу было не трудно получать очень ориентировочные средние величины из трех-четырёх анализов, которые могли оказаться в его распоряжении. Теперь же, когда анализы исчисляются сотнями, а результаты обобщения должны быть достаточно точными, обобщения уже нельзя производить старыми примитивными

способами, не используя научных методов, разработанных математикой и статистикой.

Давно известны, но все еще недостаточно используются теперь значительно усовершенствованные методы **макроскопических наблюдений**, в том числе наблюдений макротекстурных особенностей пород – слоистости, ее размеров, типов, границ между слоями, плоскостей разделения, условий залегания знаков на поверхности слоев, конкреций, их формы, состава и расположения, аутигенных брекчий, следов размыва или осушения, галек, раковин, их частоты и расположения в разрезе и на поверхности слоев, следов растений, ползающих и роющих животных и пр., которые часто дают гораздо больше для познания породы и условий ее образования, чем самые изощренные лабораторные исследования.

Некоторые сведения из истории развития петрографии

В качестве самостоятельной ветви геологических знаний петрография начала обособляться с середины XIX века, с момента введения в практику исследований горных пород поляризационного микроскопа. Микроскопическое изучение горных пород широко раздвинуло рамки исследований и послужило толчком к интенсивному изучению их состава и строения. Этот период принято называть описательным (физиографическим) направлением в петрографии. Первый учебник петрографии был составлен в 1866 году немецким ученым Ф. Циркелем. В России впервые петрографические описания пород с применением микроскопа были опубликованы в 1867г. А.А. Иностранцевым и И. Блюммелем, затем в 1869г. А.К. Карпинским. В 1923г. появилась капитальная работа Г. Розенбуша, заложившая основы систематики горных пород.

Параллельно совершенствовались методы кристаллооптических исследований, в развитие которых большой вклад внес Е.С. Федоров (1891г.), разработавший оригинальную методику определения оптических констант породообразующих минералов с помощью сконструированного им прибора, названного федоровским столиком. Методика Е.С. Федорова получила дальнейшее развитие в работах его учеников и последователей – В.В. Никитина, А.К. Болдырева, А.Н. Заварицкого, и в настоящее время широко применяется петрографами нашей страны и зарубежными специалистами.

Особенно большой вклад в развитие петрохимических исследований внес А.Н. Заварицкий, усовершенствовавший метод пересчета химических анализов и разработавший новую химическую классификацию магматических пород.

Региональные геолого-петрографические исследования проводились Ю.А. Билибиным, Г.Д. Афанасьевым, О.А. Воробьевым, В.С. Коптевым-Дворниковым, Е.К. Устиевым, Ю.А. Кузнецовым.

В 20-30-е годы петрография осадочных пород выделилась в качестве самостоятельной ветви петрографической науки. В результате детального изучения древних осадочных толщ и современных осадков появились теоретические обобщения, посвященные изучению основных закономерностей процессов осадкообразования. К ним относятся работы Н.М. Страхова, Л.В. Пустовалова, М.С. Швецова и др.

Из казахстанских ученых следует отметить труды академика К.И. Сатпаева, А.Ж. Машанова, Е.А. Анкинович и др.

Понятие о горных породах

Как мы уже сказали, петрография – наука о горных породах. Земная кора сложена различными минеральными агрегатами, называемыми горными породами. Они могут быть мономинеральными (мрамор) или

полиминеральными (гранит). Минеральный состав каждой горной породы более или менее одинаков. Химический состав ее зависит от того, из каких минералов она состоит.

Горная порода образуется в определенных геологических условиях. Эти условия влияют на форму ее залегания, характер и взаимоотношения составляющих ее минералов (структур).

Каждая горная порода отличается от других пород также и по физическим свойствам: цвету, плотности, механической прочности, плавкости и др.

Таким образом, горная порода – это агрегат более или менее количественно и качественно постоянных минеральных зерен, отличающихся определенным строением, физическими свойствами и геологическими условиями образования.

Основные генетические типы горных пород

По своему происхождению все горные породы разделяются на три большие группы:

1. **Магматические**, - связанные с процессами магматической деятельности.
2. **Осадочные**, - связанные с экзогенными процессами.
3. **Метаморфические**, - образующиеся в результате коренного преобразования магматических и осадочных пород.

Все сторонним изучением горных пород занимается петрография. Подсчитано, что литосфера на 95% сложена магматическими и метаморфическими породами и только 5% составляют осадочные породы. В то же время последние покрывают 75% земной поверхности и только 25% ее занято магматическими и метаморфическими породами.

Магматические горные породы

Магматические процессы совершались во все геологические эпохи и приводили к образованию огромных масс изверженных горных пород.

По условиям образования различают, прежде всего, две главные группы этих пород:

1. **Эффузивные** (экструзивные), т.е. излившиеся на земную поверхность в виде лав или застывшие в непосредственной близости ее в условиях низкого внешнего давления.
2. **Интрузивные**, застывшие на глубине под высоким давлением в виде больших грибообразных, пластообразных, неправильной формы массивов.

Эффузивные породы при быстром остывании не успевают полностью раскристаллизоваться и потому в своем составе в том или ином количестве содержат вулканическое стекло и часто обильные округлые пустоты (в пузыристых лавах), свидетельствующие о выделении газообразных продуктов вследствие резкого уменьшения внешнего давления.

Процессы образования магматических пород

Пегматиты, как геологические тела образуются из остаточных силикатных растворов, в которых происходит концентрация летучих компонентов (фтор, хлор, бор и др.). Процессы образования пегматитов с летучими компонентами в растворенном виде протекают в верхней части магматических тел при высоких давлениях. Они наблюдаются в виде жил или неправильной формы тел, характеризующихся необычайной крупнозернистостью минеральных агрегатов.

Пневмолито-гидротермальные процессы, по существу являются постмагматическими. Явления пневматолита (пневма – по-гречески «газ»)

возникают, когда расплавы, насыщенные летучими компонентами, кристаллизуются в условиях пониженного внешнего давления. Из-за этого происходит парообразование и дистилляция (перегонка) вещества. Образуются при извержениях у дневной поверхности или застывают на средних глубинах.

На средних глубинах летучие соединения устремляются к вмещающим породам и, химически реагируя с ними, при этом происходит так называемый контактовый метаморфизм. Наиболее интенсивные изменения происходят среди контактирующих с магматическими массивами известняков и других известковых пород. В результате реакции в этих случаях образуются так называемые **скарны**, состоящие преимущественно из силикатов меди, железа, алюминия и др. Химический состав их показывает, что источником для их образования послужили как вмещающие породы (известняки, доломиты и др.), так и составные части магмы. В связи со скарнами образуются иногда крупные месторождения железа (гора Магнитная), вольфрама и других металлов.

При изливании лав на поверхность можно наблюдать образование продуктов возгона (сублимации) таких минералов, как самородная сера, нашатырь, минералы бора и др.

Гидротермальные процессы в глубинных условиях развиваются в кровле, на некотором удалении от непосредственного контакта с изверженными породами.

Остаточные паробразные растворы, используя для своего продвижения системы трещин, возникающих при внедрении магмы в кровле магматических очагов, постепенно охлаждаются, сжижаются, превращаясь в горячие водные растворы – **гидротермы**. Наиболее благоприятные условия для проявления гидротермальных процессов создаются на средних глубинах (до 3-4 км от поверхности). Главная масса

гидротермальных образований пространственно и генетически связана с интрузивами кислых пород (гранитов, гранодиоритов и др.).

Сфера циркуляции растворов, начинаясь почти от верхних частей магматических очагов, достигает иногда поверхности земли. В районах проявления недавнего вулканизма до сих пор действуют горячие минерализованные источники, отличающие кремнистые осадки с весомыми количествами сернистых соединений Hg, Sb, As, Pb, Cu и др.

По мере удаления от магматических очагов гидротермальные растворы встречают все меньшие и меньшие внешние давления; температуры снижаются предположительно от 400⁰С до нескольких десятков градусов. По преобладанию тех или иных ассоциаций минералов эти образования совершенно условно делят на высоко-, средне- и низкотемпературные.

Формы минеральных тел зависят от конфигурации выполняемых пустот, отчасти от состава горных пород. В составе выполнения трещин образуются прерывистые жилы, корни которых иногда залегают в верхних частях магматических пород.

При отложении минералов в мельчайших порах и пустотах образуются **вкрапленники**. Если растворы на своем пути встречают химически легко реагирующие породы (например, известняки), то возникают часто неправильной формы **метасоматические залежи**. Минеральный состав гидротермальных месторождений многообразен. Из гидротермальных месторождений добываются:

- редкие металлы W, Mo, Sn, Bi, Sb, As, Hg, Ni, Co;
- цветные металлы Cu, Pb, Zn;
- благородные металлы Au, Ag;
- радиоактивные элементы U, Ra, Th.

Формы залегания магматических пород

Магматические горные породы слагают огромные пространства земной коры. Формы их залегания зависят от количества интрузируемого материала и геологических особенностей района. Выделяют согласные формы залегания магматических пород, когда магма внедрилась согласно напластованию осадочных пород (лакколиты, лополиты, факолиты, жилы), и несогласные формы залегания, независимые от напластования осадочных пород (батолиты, штоки, дайки, интрузивные жилы, вулканические неки и др.).

Батолитами называются громадные, неправильной формы массивы интрузивных пород, занимающие по площади более 100 км^2 ; в длину они иногда достигают 1000 км.

Предположение о том, что батолиты являются бездонными телами, в настоящее время опровергается наблюдениями.

Областями распространения батолитов являются горы Средней Азии, Алтай, Украинский кристаллический массив и др. За границей батолиты огромных размеров известны в Южной Америке, в Канаде, на Аляске и многих других местах.

Массивы по площади до 100 км^2 называются **штоками**. Они имеют округлую или эллипсообразную форму в поперечном сечении и на глубине связаны с батолитами. Для батолитов и штоков характерно распространение в складчатых зонах.

Из других секущих вмещающие породы интрузивных пород следует отметить интрузивные жилы, образующиеся в результате проникновения магмы в трещины.

Дайками называются секущие интрузивные жилы, вертикальные и с крутым падением; контакты их параллельные. Дайки и жилы имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Как

правило, они бывают сильно вытянуты в длину (по простиранию), иногда на многие километры.

Мелкие жилоподобные ответвления от штоков и даек называются **апофизами**, они сравнительно быстро выклиниваются во вмещающих породах.

Вулканическими **некками** или **жерловинами** называются вертикальные каналы, по которым двигалась лава от магматического очага к кратеру. При разрушении вулкана они образуют останцы столбчатой формы.

Лакколиты имеют куполообразную или грибообразную форму; они образуются вязкими магмами, которые, распространяясь по слоистости, приподнимают вышележащие породы. Примерами лакколитов могут служить небольшие горы в окрестностях Пятигорска (Бештау, Железная, Машук и др.), гора Аю-Даг в Крыму. В одних случаях крышка лакколита из осадочных пород может быть сохранена (гора Машук), в других – на поверхность выходят магматические породы.

Лополиты в отличие от лакколитов имеют вогнутую чашеобразную форму.

Факолиты образуются в складчатых структурах и представляют собой чечевицеобразные тела в сводах и мульдах смятых пород.

Если легкоподвижная магма распространяется вдоль напластования осадочных пород, то образуются интрузивные залежи, пластовые интрузии или силлы.

Формы залегания эффузивных пород зависят от типа излияния магмы и ее вязкости. Вытекающая из кратера жидкая лава стекает по конусам вулканов, и, спускаясь, заполняет пониженные участки поверхности с образованием покровов и потоков. Покровы возникают в результате трещинных излияний на сравнительно ровную поверхность. Площади, занимаемые покровами, исключительно велики. Они находятся

в Сибири, Индии, Исландии, Северной и Южной Америке, мощность их достигает более 1 км.

Если лава вязкая и малоподвижная, то при выходе на поверхность она не растекается, а образует купола и конусы. Во время извержения вулкана Мон-Пеле на острове Мартиника в 1902г. образовался обелиск застывшей лавы высотой около 300 м.

При охлаждении магматических пород происходит их раскалывание по определенным направлениям с образованием кусков характерной формы – **отдельностей**; направления, по которым происходит это раскалывание, называются **трещинами отдельности**.

Для интрузивных пород характерны глыбовая, пластовая, параллелепипедальная и матрацевидная отдельности.

Структуры и текстуры магматических пород

Под структурой понимают особенности строения горной породы, зависящие от степени кристалличности, формы, размера и взаимоотношений зерен минералов. Текстура горной породы показывает, как минеральные агрегаты распределены в пространстве, т.е. показывает сложение породы.

Как уже отмечалось, в зависимости от условий образования магма может кристаллизоваться полностью, частично или образовать стекловидную породу. В связи с этим различают полнокристаллические, полукристаллические и стекловатые структуры. Первые характерны для интрузивных пород, вторые – для эффузивных (и некоторых гипабиссальных), третьи – для лав.

Полнокристаллические, зернистые структуры интрузивных пород свидетельствуют о медленной, спокойной кристаллизации под покровом вышележащих пород. Среди зернистых структур можно выделить

крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые. Выделяют также равномернозернистые и порфировидные структуры. Порфировидной называется такая структура, когда среди основной, обычно мелкозернистой массы, рассеяны крупные вкрапленники минералов, например, полевого шпата.

По степени идиоморфизма минералов для соответствующих пород выделяют следующие виды структур: **аплитовую, габбровую, гранитную** и др. Также можно различать: **аллотриоморфнозернистую** структуру, характеризующуюся отсутствием собственных кристаллических очертаний, когда минералы имеют идиоморфные или почти идиоморфные очертания (габбро).

Когда минералы проявляют различный идиоморфизм по отношению друг к другу, структуру называют **гипидиоморфнозернистой**. Так, гипидиоморфнозернистая структура гранита характеризуется идиоморфизмом цветных минералов к полевым шпатам, а последних – к кварцу.

Среди прочих структур интрузивных пород следует отметить **пегматитовую**, возникающую при одновременной кристаллизации двух минералов, закономерно прорастающих друг в друга. Примером такой структуры служит письменный гранит, при образовании которого происходила одновременно кристаллизация полевого шпата и кварца.

Пойкилитовая структура отличается прорастанием одного крупного минерала мелкими зернами других минералов.

Кристаллизация эффузивных пород начинается еще до излияния на поверхность. Минералы, образовавшиеся в первую стадию кристаллизации магмы и плавающие среди основной нераскристаллизованной массы, при излиянии и быстром охлаждении образуют вкрапленники – **порфиновые выделения или фенокристы**. Эти вкрапленники рассеяны среди скрытокристаллической и стекловатой массы, не успевшей

закристаллизоваться. Так образуется характерная только для эффузивных пород **порфировая структура**.

Микролиты (т.е. зародыши минералов) могут присутствовать в стекле в различных количествах. Если их много, а стекла мало, структуру называют **интерсертальной**; при малом количестве микролитов и преобладании стекла образуется **витрофировая** или стекловатая структура; примером последней может служить обсидиан.

Полнокристаллические, зернистые породы обычно имеют массивную текстуру. Для некоторых излившихся пород характерны флюидальная текстура, связанная с течением магмы, и миндалевидная текстура, обязанная присутствию пустот (миндалин), выполненных кальцитом, цеолитами и другими минералами.

Различают также такситовую текстуру, образующуюся при расположении минеральных скоплений в виде отдельных пятен.

Химический и минеральный состав магматических пород

Химический состав магматических пород разнообразен. В том или ином количестве они содержат почти все химические элементы. Главнейшими элементами, из которых состоят магматические породы, являются следующие: O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Ti, H. Они носят название петрогенных элементов. Химический состав магматических пород выражается в весовых процентах окислов.

Следует отметить, что средний химический состав магматической породы не соответствует составу магмы, из которой она образовалась. Это объясняется тем, что многие составные части магмы (вода, углекислота, соединения кальция, фтора и прочие летучие соединения) при ее излиянии и застывании уходят из нее и не фиксируются в минералах пород.

Минеральный состав магматических пород также весьма разнообразен. Наибольшим распространением пользуются полевые шпаты, кварц, амфиболы, пироксены, слюды, в меньшей степени – оливин, нефелин, лейцит, магнетит, апатит и др. минералы.

Среди минералов различают главные породообразующие минералы, слагающие основную массу породы, и второстепенные минералы, присутствующие в меньшем количестве (могут и отсутствовать). Главными породообразующими минералами являются кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, лейцит, нефелин, пироксены, оливин и некоторые другие.

Выделяют еще и акцессорные минералы. Присутствующие в небольшом количестве в виде редкой, но характерной примеси, например, циркон, титанит, ортит и др. Иногда в породах присутствуют и рудные минералы (магнетит, хромит, пирит, пирротин и др.), но количество их в большинстве случаев очень невелико.

Минералы, богатые кремнием и алюминием, называются **малическими** (Al, Si), они имеют светлую окраску. Таковы полевые шпаты, кварц, мусковит и др. Минералы, содержащие магний и железо, называются **мафическими** (Mg, Fe) или **фемическими**; они темноокрашенные, к ним принадлежат пироксены, амфиболы, биотит, оливин.

При отсутствии цветных минералов или при их малом содержании породу называют **лейкократовой**, т.е. светлой. Если цветных минералов много, породу называют **меланократовой**, т.е. темной.

Минералы магматических пород разделяются по происхождению на **первичные** (магматические) и **вторичные**. Первичные минералы образуются в результате кристаллизации самой магмы. Вторичные минералы образуются за счет первичных в последующие этапы существования пород. Например, плагиоклазы (первичные) при

разложении дают серицит, цеолиты (вторичные); пироксены и амфиболы (первичные) замещаются хлоритом и эпидотом (вторичные). Типичными процессами вторичного минералообразования являются серитизация, каолинизация, хлоритизация, серпентинизация и т.д. В последнее время к вторичным минералам относят лишь те, которые образовались благодаря выветриванию породы. Минералы, образовавшиеся в породе после ее затвердевания под действием гидротермальных или других послемагматических процессов, относят к **послемагматическим или эпимагматическим**.

Классификация магматических пород

В результате изменений, которым подвергаются магматические породы с течением времени, они имеют различное состояние, называемое фазой породы. Различают первичную, диагенетическую и зеленокаменную фазы.

Помимо геологического признака, магматические горные породы можно классифицировать по минеральному и химическому составу (табл.)

Классификация магматических пород

Группа	Интрузивные (глубинные)	Эффузивные (излившиеся)		Минералы		
		слабо измененные	сильно измененные	главные	второстепенные и акцессорные	вторичные
I. Ультраосновные	Дунит Перидотит Пироксенит	—	—	Оливин (100—85%), пироксен (0—15%) Оливин (70—30%), пироксен (30—70%) Оливин (<10%), пироксен (100—90%)	Магнетит, ильменит, хромит, шпинель, пирротин (~1—3%)	Серпентин, уралит, хлорит, тальк
II. Основные	Габбро	Базальт	Диабаз (или базальтовый порфирит)	Основные плагиоклазы (50—70%), пироксены (25—50%), реже оливин (5—10%), роговая обманка и биотит	Ортоклаз, кварц, апатит, магнетит, титанит, ильменит, пирротин, пентландит (~1—6%)	Альбит, хлорит, уралит, тальк, серицит
III. Средние	Дiorит	Андезит	Порфирит (или андезитовый порфирит)	Средние плагиоклазы (50—70%), роговая обманка (10—20%), реже биотит (10—15%), пироксены	Кварц (0—15%), калиевый полевой шпат (0—6%), апатит, титанит, магнетит (~1—2%)	Серицит, каолинит, цоизит, хлорит, карбонаты
б) с калиевыми полевыми шпатами	Снегит	Трахит	Ортофир	Калиевый полевой шпат (50—70%), кислый плагиоклаз (10—30%), роговая обманка, реже биотит (10—20%)	Кварц (0—5%), циркон, титанит, апатит, магнетит (~1—2%)	Серицит, каолинит, хлорит

Продолжение таблицы

Группа	Интрузивные (глубинные)	Эффузивные (излившиеся)		Минералы		
		слабо измененные	сильно измененные	главные	второстепенные и акцессорные	вторичные
IV. Кислые	Гранит	Ланарит	Кварцевый порфир	Кварц (25—35%), калиевый полевой шпат (35—40%), кислый плагиоклаз (15—25%), биотит (5—15%), реже мусковит (0—3%), роговая обманка	Апатит, циркон, магнетит, турмалин (~1—2%)	Серицит, каолинит, хлорит
V. Щелочные	Нефелиновый снегит	—	—	Калиевый полевой шпат (55—65%), нефелин (15—30%), щелочные пироксены и амфиболы (10—25%), реже биотит	Циркон, титанит, апатит, магнетит (~2%)	Серицит, каолинит, хлорит, цеолиты

При характеристике породы главное значение имеет присутствие или отсутствие таких минералов, как кварц, полевые шпаты, фельдшпатаиды и цветные минералы. Точное определение минерального состава под микроскопом дает возможность установить и химический состав породы.

Для химической характеристики породы показательное содержание кремнекислоты SiO_2 . На этом основании принято условное разделение магматических пород на следующие группы:

Ультраосновные....	менее 45% SiO_2
Основные	от 45 до 52% SiO_2
Средние	от 52 до 65% SiO_2
Кислые	от 65 до 75% SiO_2

В отдельную группу выделяются щелочные породы, характеризующиеся значительным содержанием щелочей (до 20%) и меньшим по сравнению с кислыми породами количеством SiO_2 (около 40-55%).

Ультраосновные породы

Ультраосновными (или ультрабазитами, или гипербазитами) породы названы потому, что содержат всего около 40 — 45% SiO_2 . Они богаты окислами железа и магния при почти полном отсутствии глинозема и щелочей. Все ультраосновные породы тяжелые, плотность их около 3,0 — 3,4. Они состоят исключительно из цветных (мафических) минералов: оливина, пироксенов и роговой обманки. Отсюда и окраска их темно-зеленая, буровато-черная до черной. Второстепенными и акцессорными минералами являются: хромит, магнетит, ильменит, самородная платина и др.

Ультраосновные породы преимущественно глубинные, они представлены перидотитами, дунитами, пироксенитами и горнблендитами, излившиеся аналоги их встречаются крайне редко.

Перидотиты — обычно среднезернистые породы темно-зеленого, темно-серого или черного цвета, состоящие преимущественно из оливина и пироксена при преобладании оливина (название породы происходит от старого названия оливина — «перидот»).

Дуниты состоят почти исключительно из одного оливина (90 — 100%). Цвет породы желтовато-зеленый, при разрушении оливина (серпентинизация) становится темно-зеленым и черным. Строение зернистое. Часто содержат магнетит, хромит, иногда платину.

Пироксениты — породы, в которых пироксен резко преобладает над оливином ($\approx 95\%$ пироксена). Они черного цвета, средне- и крупнозернистые, тяжелые.

Горные породы, состоящие из серпентина, называются **серпентинитами**; они представляют собой плотные с неровным изломом породы зеленого цвета различных оттенков, иногда почти черные. Массивы серпентинитов, как правило, окружают выходы ультраосновных пород.

Базальты — наиболее распространенная из всех излившихся пород. По внешнему виду это темные, темно-серые или черные, плотные или мелкозернистые породы, обладающие большой прочностью. Название произошло от эфиопского слова «базал», что значит «кипяченый», — базальты рождены в жерлах вулканических аппаратов. Минеральный состав базальтов аналогичен габбро. Они состоят из авгита, основного плагиоклаза и вулканического стекла. В меньшем количестве могут присутствовать псевдоромбические пироксены, оливин (оливиновые базальты), магнетит и ильменит.

Диабазы (или базальтовые порфириды) в отличие от базальтов более сильно изменены вторичными процессами, в них интенсивно развиты хлоритизация, уралитизация, сосюритизация, альбитизация. Благодаря развитию уралита и хлорита они имеют темно-зеленый цвет, поэтому отнесены к зеленокаменной фазе.

Диабазы — обычно тонкозернистые плотные породы порфировой структуры. Во вкрапленниках находятся удлиненные кристаллы плагиоклаза или авгит. Часто наблюдается шаровая отдельность.

Средние породы

Средние породы содержат по сравнению с основными больше кремнекислоты (52-65%) и меньше цветных минералов (около 25%). Плотность их около 2,7-2,9. Они подразделяются на породы с плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами.

Диориты — серые, темно-серые или зеленовато-серые зернистые интрузивные породы. В состав диоритов входят плагиоклаз (андезин, олигоклаз) и роговая обманка, реже пироксен и биотит. На долю плагиоклаза приходится около 70%, он обычно таблитчатой формы серо-белого, серого или зеленоватого цвета. Роговая обманка образует удлиненные, иногда призматические кристаллы темно-зеленого или черного цвета; количество ее может достигать 20%, биотита до 10%.

Андезиты — очень распространенная эффузивная порода темно-серого, серого или черного цвета. Строение андезитов порфировое. В порфировых выделениях присутствует плагиоклаз, обычно свежий, белый (в отличие от порфиритов), хорошо заметный на общем сером фоне породы. Цветные минералы представлены авгитом, реже роговой обманкой и биотитом. Основная масса чаще всего полукристаллическая. Порода на ощупь шероховатая.

Порфириты (или андезитовые порфириты) аналогичны по составу, строению и формам залегания андезитам, но представляют собой сильно измененные породы. Цвет порфиритов темно-серый или темно-зеленый. Порфировые вкрапленники плагиоклаза в отличие от вкрапленников андезита кажутся мутными, грязно-серыми.

Сиениты — глубинные средние породы. Названы по Сиене (Асуан) в Египте. Окраска их светлая, обусловленная цветом полевых шпатов. Главные породообразующие минералы — калиевый полевой шпат (микроклин, ортоклаз) — 50 — 70%, кислый плагиоклаз (№ 10 — 30) — 10 — 30%, роговая обманка (нормальные роговообманковые сиениты) — до 15%, реже присутствует биотит (до 10%) и пироксен; кварц отсутствует или встречается в очень незначительном количестве. Из второстепенных минералов (~ 2%) могут присутствовать титанит, циркон, магнетит, апатит ортит.

Трахиты представляют собой свежие излившиеся аналогии сиенитов. Они шероховаты на ощупь, откуда и получили свое название («трахит» по-гречески — шероховатый). Окраска трахитов белая, желтоватая, сероватая, буроватая. Структура порфиристая. На фоне основной стекловатой массы, плотной или мелкопористой выделяются небольшие вкрапленники полевого шпата. Цветных минералов немного (биотит, роговая обманка).

Ортофиры (бескварцевые порфиры, ортоклазовые порфиры или просто порфиры) отличаются от трахитов степенью измененности. Минеральный и химический состав их одинаковый. Порфиристые вкрапленники представлены ортоклазом, который всегда выглядит мутным, тусклым, вследствие каолинизации и серицитизации. Порода имеет более темную по сравнению с трахитами окраску: красновато-бурую или буро-зеленую.

Граниты (от латинского «гранум» — зерно) — интрузивные полнокристаллические светлые породы. Макроскопически в граните можно различить кварц, полевой шпат и слюду (обычно биотит, значительно реже мусковит), иногда присутствует роговая обманка.

Кварц ксеноморфен, встречается в виде серых, белых или дымчатых зерен со стеклянным блеском. Полевые шпаты таблитчатой или неправильной формы; цвет их белый, серый, розовый до мясо-красного. От цвета полевого шпата зависит и общая окраска гранитов. Полевые шпаты представлены микроклином, ортоклазом и кислым плагиоклазом (обычно олигоклазом). Биотит образует мелкие пластинчатые кристаллы черного цвета. Наиболее распространенными являются граниты с биотитом — биотитовые граниты, реже встречаются биотит-мусковитовые (или двуслюдяные) и мусковитовые граниты.

Липариты являются неизменными излившимися аналогами гранитов. Они имеют тот же минеральный состав, что и граниты, но калиевый полевой шпат обычно представлен более высокотемпературной разновидностью — санидином. В отличие от зернистой структуры гранитов липариты имеют порфиристую структуру.

Кварцевые порфиры отличаются от липаритов степенью измененности. Структура их также порфиристая, окраска более темная, обычно бурая, красно-бурая, серо-зеленая.

Нефелиновые сиениты — крупнозернистые глубинные породы, представляющие собой крайне щелочные разновидности сиенитов. От сиенитов они отличаются более низким содержанием кремнекислоты, полным отсутствием кварца, присутствием нефелина и большим содержанием щелочных амфиболов и пироксенов. Главными минералами являются калиевые полевые шпаты (55 — 65%), нефелин (15 — 30%), эгирин (10 — 20%), щелочные амфиболы, иногда биотит. Для нефелиновых сиенитов характерно присутствие апатита и различных цирконо- и титаносиликатов (эвдиалит, титанит и др.), которые иногда становятся породообразующими минералами (2 — 4%).

Метаморфические горные породы

Благодаря движениям земной коры осадочные и магматические горные породы могут подвергнуться воздействию высокой температуры, большого давления и различных газовых и водных растворов. Естественно, что при этом они начнут изменяться. Совокупность процессов, приводящих к изменению горных пород, называется **метаморфизмом**.

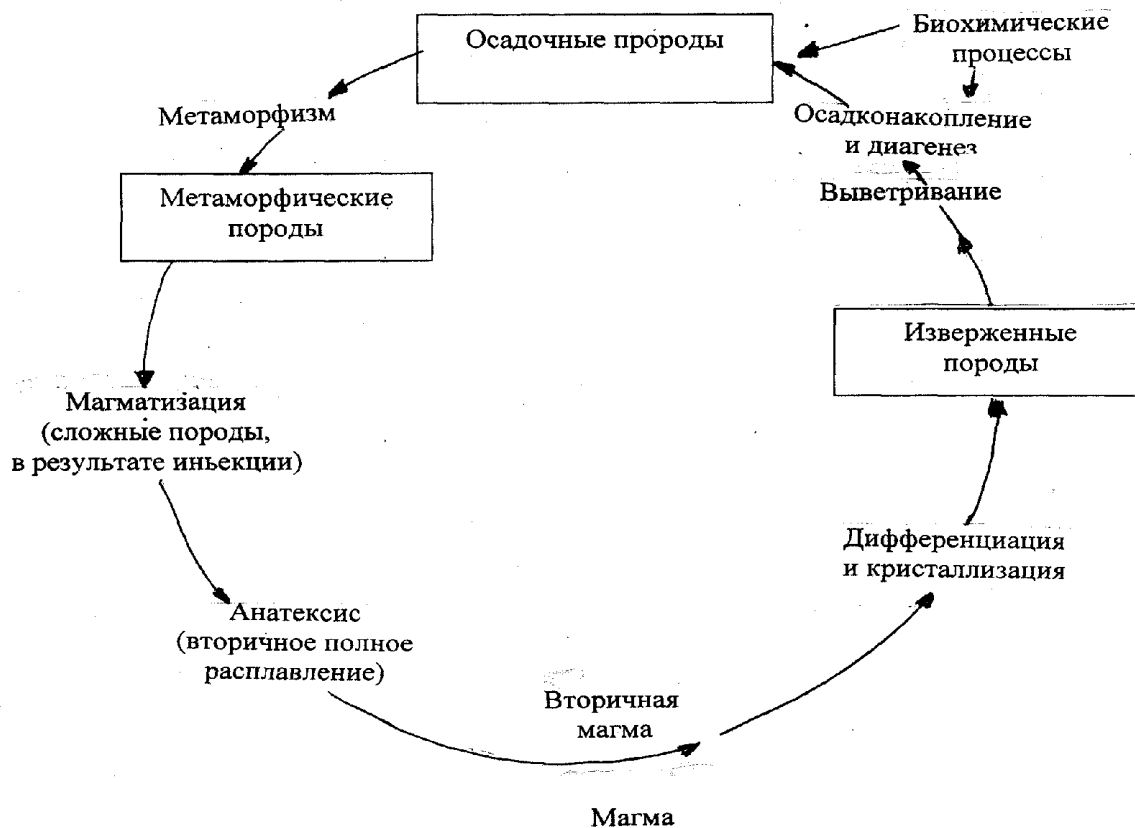
Метаморфизм горных пород зависит от следующих факторов: температуры, давления, состава пород и состава газовых и водных растворов, если они участвуют при метаморфизме.

Источниками тепла являются: 1) процессы радиоактивного распада элементов; 2) высокие температуры в связи с геотермическим градиентом; 3) близость расплавленных пород. Вероятно, что второй и третий источники тепла также являются следствием радиоактивного распада. Давление вызывается тяжестью вышележащих пород и горообразовательными процессами.

Механизм метаморфических процессов заключается в обезвоживании, перекристаллизации и действии разнообразных метасоматических явлений. Метаморфизм может быть без привноса вещества, когда химический состав метаморфической и исходной породы одинаков, и с привносом вещества, когда химический состав метаморфической породы существенно иной. Примером первого случая может быть простая перекристаллизация породы, второго — различные метасоматические преобразования.

Общая схема образования изверженных, осадочных и метаморфических пород показана на рис.

Схема образования изверженных осадочных и метаморфических горных пород



Виды метаморфизма

В зависимости от преобладания того или иного фактора различают несколько видов метаморфизма.

Термальный метаморфизм связан с изменением горных пород под влиянием температуры (обжиг, закалка, частичное изменение минерального состава и структуры – перекристаллизация).

Динамометаморфизм, или дислокационный метаморфизм, возникает при погружении горных пород на значительные глубины и при процессах складкообразования. В первом случае он связан с общим гидростатическим давлением вышележащих пород, во втором – с направленным давлением (стрессом). Благодаря динамометаморфизму, происходит изменение структуры и частично минерального состава.

Контактовый метаморфизм связан с воздействием внедряющихся магматических масс на вмещающие породы (температура, растворы). Если газовые и водные растворы действуют не только в зоне контакта, но и за ее пределами, говорят о **пневматолитовом** или **гидротермальном метаморфизме**. В этом случае метаморфические явления заключаются в метасоматической переработке горных пород с изменением их химического и минерального состава. Если растворы действуют вдоль трещин или жил, которые являются наиболее ослабленными и удобными

для проникновения направлениями, то метаморфизм называют **околотрещинным или околосильным**.

Региональный метаморфизм происходит на больших глубинах в результате совместного воздействия на горные породы высокой температуры, давления и послемагматических растворов.

Региональный метаморфизм захватывает обширные участки земной коры, включающие разнообразные горные породы. Явления регионального метаморфизма особенно распространены в древних и наиболее глубоко погруженных породах. Так, наиболее сильно метаморфизированные породы известны среди древних континентальных щитов (Фенноскандия, Алдан, Украинская плита, Канада, Индия, Австралия, Центральная Африка, Южная Америка и др.). Региональному метаморфизму подвержены и осевые части более молодых (например, палеозойских) горных хребтов, где обнажаются наиболее глубокие зоны геосинклиналей.

Как мы увидим ниже, представителями глубокометаморфизированных пород являются гнейсы. Среди них нередко можно видеть полосчатые гнейсы, строение которых обусловлено послойным внедрением гранитного или пегматитового материала. Это явление называют инъекцией, а процесс, связанный с этим явлением, - **инъекционным метаморфизмом**.

В сущности, он является одним из выражений регионального метаморфизма. Полагают, что благодаря большому количеству инъекций образуются сложные горные породы – магматиты (их образование называется магматизацией).

Крайняя степень метаморфизма заключается в частичном или полном расплавлении горных пород с образованием вторичной магмы. Эти процессы носят название **палигенеза или анатексиса**.

Среди процессов глубинной метаморфической переработки большое значение имеют поднимающиеся газовые и жидкие растворы, привносящие щелочи и кремнезем и вызывающие метасоматоз и перекристаллизацию. Совокупность всех этих процессов ведет, в конце концов, к образованию пород типа гранита и называется **гранитизацией**.

В настоящее время одни геологи считают граниты интрузивными породами, другие полагают, что они образуются путем гранитизации (ультраметаморфизма).

По всей вероятности, гранитные породы докембрийских щитов являются следствием гранитизации. Они занимают большие площади, нередко слоисты, полосчатые, имеют постепенные переходы к гнейсам и залегают среди них. Граниты более молодых горных сооружений возникли в результате внедрения магматических пород. Гранитные тела имеют здесь сравнительно небольшие размеры, массивны, залегают среди различных, иногда слабо метаморфизированных пород и имеют интрузивные контакты. Нужно отметить, что и в этом случае

магматический гранитный расплав, возможно, образуется в результате местного (локального) плавления на глубине.

Существует еще один вид метаморфизма – **регрессивный** (ретроградный) метаморфизм или диафторез. Он возникает в том случае, когда глубокометаморфизированные породы подвергаются воздействию более низкотемпературных процессов (например, карбонатизация и процесс образования гидроксилсодержащих минералов). Регрессивный метаморфизм происходит при более низких температурах и давлении, чем обычный прогрессивный метаморфизм.

Состав, текстуры и структуры метаморфических пород

Исходным материалом для образования метаморфических пород являются осадочные и магматические породы. Поэтому формы залегания метаморфических пород должны быть похожи на формы залегания этих пород.

В процессе метаморфизма порода может сильно изменить свой состав, но первоначально осадочные породы сохраняют пластовую форму, а магматические - форму интрузии или покровов. Этим иногда пользуются для распознавания происхождения метаморфических пород. Конечно, форма осадочных или магматических пород часто нарушается в результате сдавливания, разрывов и прочих нарушений, которые сопровождают явления метаморфизма. Если удастся установить происхождение метаморфической породы за счет осадочной, то ей дается название с приставкой «пара», - если за счет магматической – «орто» (например, парагнейсы, ортогнейсы).

Химический состав метаморфических пород разнообразен и зависит в первую очередь от состава исходных пород. Однако, состав метаморфизированной породы может существенно измениться по сравнению с исходной под влиянием привносимых растворами веществ и метасоматических процессов.

Минеральный состав метаморфических пород также разнообразен, они могут состоять из одного минерала, например, кварца (кварцит), кальцита (мрамор), или из многих сложных силикатов. Главные породообразующие минералы представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами, пироксенами и амфиболами. Наряду с ними присутствуют типично метаморфические минералы: гранаты, андалузит, дистен, силлиманит, кордиерит, сканолит и некоторые другие. Характерны, особенно для слабо метаморфизированных пород, тальк, хлориты, актинолит, эпидот, цоизит, карбонаты.

Среди материалов особенно распространены листоватые, чешуйчатые и пластинчатые, что связано с приспособлением их к условиям кристаллизации при сильном давлении. Это выражается, прежде всего, в развитии **сланцеватости** метаморфических пород. Сланцеватая текстура характеризуется тем, что породы распадаются на тонкие плитки

или пластинки. Она является следствием расположения минералов плоскими поверхностями параллельно друг другу.

Из других текстур метаморфических пород различают: **полосчатую** – проявляющуюся в чередовании различных по составу полос. Образующихся при наследовании текстур осадочных пород или в результате инъекции; **пятнистую** – при наличии в породе участков (пятен), отличающихся по составу, цвету, устойчивости к выветриванию; **массивную** – при отсутствии ориентировки породообразующих минералов; **плёчатую** – когда под влиянием стресса порода собрана в мелкие складки; **очковую** – представленную более или менее округлыми или овальными агрегатами среди сланцеватой массы породы; **катакластическую** – отличающуюся раздроблением и деформацией минералов.

Структуры метаморфических пород возникают в процессе перекристаллизации в твердом состоянии, или кристаллобластеза.

Итак, в процессе регионального метаморфизма породы приобретают **полосчатость**, выражающуюся в чередовании прослоев или полос пород, отличающихся содержанием главных породообразующих минералов, и **кристаллизационную сланцеватость**, обусловленную закономерной параллельной ориентировкой слюд – биотита и мусковита. Ориентировка последних одновременно плоскопараллельная и линейнопараллельная, так что на плоскостях сланцеватости отчетливо можно видеть **линейность**. При наличии в гнейсах порфиروبластов полевого шпата; последние также бывают ориентированы параллельно простиранию сланцеватости.

Классификация метаморфических пород

Продукты метаморфизма можно выделять по его видам, различая породы гидротермального, контактового, дислокационного и регионального метаморфизма. В недавнем прошлом большое распространение имели воззрения, согласно которым земная кора по интенсивности метаморфических явлений разделялась на три зоны. У. Грубенман и С. Ван-Хайз, исключив область экзогенных процессов, выделяли:

- 1) **Эпизону** – верхнюю зону с умеренными температурами, небольшим общим давлением и значительным направленным давлением (стрессом). Для этой зоны характерны глинистые и хлоритовые сланцы, а также другие сравнительно слабо метаморфизированные породы.
- 2) **Мезозону** – среднюю зону, для которой характерны высокая температура, значительное общее и интенсивное направленное давление. За счет глинистых сланцев и филлитов в этой зоне развиваются различные кристаллические сланцы и гнейсы.

3) **Катазону** – нижнюю зону с очень высокой температурой, высоким общим давлением и низким направленным давлением. Для нее характерны гнейсы и некоторые другие породы.

Следует отметить, что такое разделение по зонам с учетом лишь фактора глубинности не может быть признано правильным. Оно не учитывает состава пород, влияния интрузий и тектонических процессов. Поэтому понятия эпизоны, мезозоны и катазоны указывают не столько на глубину формирования пород, сколько на степень их метаморфизма.

В настоящее время большинство геологов придерживаются классификации метаморфических горных пород по метаморфическим фациям, изучение которых проведено П. Эскола, Д.С. Коржинским и другими учеными. Метаморфические фации выделяются ими на основании изучения парагенезиса минералов. Классификация по фациям построена по названиям характерных для той или иной фации пород. Так, например, выделяют фацию филлитов и зеленых сланцев, амфиболитовую фацию, гранулитовую фацию и др.

Описание метаморфических пород

Породы гидротермального, пневматолитового (грейзены и др.) и контактового метаморфизма (скарны) были охарактеризованы выше, при описании процессов минералообразования. Серпентиниты, или змеевики, являющиеся продуктом гидротермального метаморфизма пород, рассмотрены при описании ультраосновных пород.

Ниже приводится описание наиболее распространенных пород, главным образом, регионального метаморфизма (от менее метаморфизированных к более метаморфизированным).

Глинистые сланцы представляют начальную стадию метаморфизма глинистых пород. В них хорошо выражена сланцеватость, они легко раскалываются на плитки. Цвет глинистых сланцев серо-зеленый, серый, бурый до черного. В воде не размокают.

Глинистые сланцы частично состоят из минералов, перекристаллизованных с образованием серицита, биотита, хлорита, новообразований кварца и др., но содержат и глинистые минералы. Часто присутствуют углистые вещества.

Филлиты – несколько сильнее метаморфизированные глинистые породы. Они полнокристаллические, тонко сланцеватые. Цвет их очень разнообразен: зеленоватый, серый, черный. Филлиты состоят из серицита, хлорита, биотита, кварца и полевого шпата, причем наибольшее распространение имеют серицит и кварц. Плоскости сланцеватости, благодаря развитию тонких чешуек серицита, имеют шелковистый блеск. Иногда филлиты содержат вкрапленность пирита, граната, андалузита (хиастолита). По сравнению с глинистыми сланцами филлиты более плотные породы.

Филлиты так же, как и глинистые сланцы, особенно широко распространены в молодых складчатых сооружениях (Кавказ, Карпаты, Средняя Азия и др.).

Разновидности филлитов и глинистых сланцев, хорошо раскалывающиеся на тонкие и ровные плитки, носят название **кровельных сланцев**. Они плотны, вязки, водонепроницаемы.

Благодаря этим свойствам кровельные сланцы служат хорошим материалом для покрытия зданий. Месторождения таких сланцев известны на Кавказе.

К сланцеватым породам верхних горизонтов метаморфических свит относятся широко распространенные тальковые, хлоритовые, серицитовые, актинолитовые и другие сланцы. В зависимости от преобладания тех или иных минералов выделяют хлорито-эпидотовые и прочие разновидности.

Хлоритовые сланцы представляют собой сланцеватые или чешуйчатые породы, состоящие преимущественно из хлорита, а также актинолита, талька, слюды, эпидота, кварца и других минералов. Цвет их зеленый, на ощупь жирные, твердость небольшая. Хлоритовые сланцы часто содержат магнетит в виде хорошо образованных кристаллов (октаэдров).

Тальковые сланцы состоят в основном из мелких гибких листочков талька. Цвет их белый, серый, зеленоватый, царапаются ногтем. В зависимости от состава выделяют несколько разновидностей. Почти чистые тальковые сланцы называются тальковым камнем, последний широко применяется как хороший огнеупорный и кислотоупорный материал. Месторождения его известны на Урале.

Тальковые и хлоритовые сланцы произошли благодаря метаморфизму основных магматических пород и порфиринов. Аналогичные породы образуются также при гидротермальной переработке этих пород и серпентинитов. Среди отмеченных пород часто присутствует карбонат кальция, сланцы в этом случае носят названия известково-хлоритовых, тальково-карбонатных и т.п.

Кристаллические сланцы – более глубоко метаморфизированные сланцеватые породы. Все кристаллические сланцы – зернистые породы; глинистые минералы, серицит, хлорит и многие другие минералы в них перекристаллизованы, так как в условиях более значительных давлений и высоких температур все эти минералы оказались неустойчивыми. Кристаллические сланцы характеризуются сланцеватостью, нередко плейчатостью. Некоторые минералы в них (слюда, дистен) ориентированы в одном направлении, перпендикулярно действию стресса.

Породообразующими минералами кристаллических сланцев являются слюды (мусковит, биотит), кварц, гранат (альмандин), дистен, графит и др.

Наиболее распространены **слюдяные кристаллические сланцы**. Они состоят из слюды и кварца. Если присутствует мусковит, они носят

название мусковитовых сланцев, если слюда представлена биотитом – биотитовых. При одновременном присутствии биотита и мусковита сланцы называются двухслюдяными.

Кроме слюд в кристаллических сланцах часто присутствуют изометрические зерна граната красного или красновато-фиолетового цвета (альмандина). В этом случае сланцы называются слюдяно-гранатовыми или гранато-слюдяными. Иногда породу переполняет дистен, который в виде голубых листоватых кристалликов хорошо виден на общем сером фоне природы. Это дистеновые, слюдяно-дистеновые и прочие разновидности дистеновых кристаллических сланцев. Часто дистеновые сланцы, прослой которых иногда достигают более 2 м мощности, могут служить ценным керамическим сырьем для огнеупорных или кислотоупорных изделий.

Распространение кристаллических сланцев очень широкое. Ими в значительной мере представлены докембрийские породы в Восточной Сибири (Енисейский кряж, Саяны, Забайкалье, Алдан, Витимское нагорье), в Карелии, на Кольском полуострове, Украине. Они также характерны для глубоких зон молодых геосинклиналей и встречаются в Средней Азии, в Казахстане, на Алтае, Урале и Центральном Кавказе. Богатые дистенсодержащие сланцы известны в Патомском нагорье и Мамско-Чуйском районе в Восточной Сибири и Карелии.

Среди кристаллических сланцев, иногда переслаиваясь с ними, залегают амфиболиты, мраморы, кварцы, характерные примерно для тех же метаморфических фаций.

Амфиболиты – плотные или сланцеватые породы, состоящие в основном из роговой обманки и полевого шпата (плаггиоклаза), кроме того, в них могут присутствовать кварц, эпидот, гранат и другие минералы. Цвет амфиболитов серо-зеленый, зеленый до темно-зеленого, почти черного.

По происхождению различают ортоамфиболиты и параамфиболиты. Первые образуются за счет основных и средних магматических пород и имеют нередко жильную форму залегания (например, при метаморфизме диабазовых даек). Параамфиболиты могут образоваться при метаморфизме осадочных пород, в частности, магнезиальных мергелей. В подавляющем большинстве случаев по геологическим и геохимическим признакам удается установить первично магматическое происхождение амфиболитов (образуются при метаморфизме основных эффузивов и зеленокаменных пород).

По сравнению с кристаллическими сланцами амфиболиты менее распространены, образуя среди них пластовые залежи и жиллообразные тела.

Кварциты представляют собой массивные плотные зернистые породы, состоящие, главным образом, из кварца. Они очень прочны и отличаются большой твердостью и сопротивляемостью выветриванию.

Цвет кварцитов преимущественно серый. Образование их связано с метаморфизмом кварцевых песчаников.

Кварциты находят главное применение как сырье для производства огнеупорного кирпича – динаса. В этом случае они должны быть чистыми и содержать 96-99% SiO_2 . Большое значение кварциты имеют как прочный облицовочный материал. Широкой известностью пользуются кварциты Карелии, например, шокшинские кварциты, добываемые близ Шокши (к югу от Петрозаводска). Они имеют как обычно темно-красный цвет и очень красивы в полировке. Шокшинским кварцитом облицована верхняя часть Мавзолея В.И. Ленина в Москве. Также очень красив розовый белорецкий кварцит, разрабатывающийся на Алтае.

Очень важными в промышленном отношении являются **железистые кварциты**, представляющие собой кварцитовые породы, в изобилии содержащие мелкую вкрапленность гематита и магнетита. Иногда они содержат целые прослой гематита.

Железистые кварциты являются первоклассной железной рудой. Они разрабатываются в месторождениях Кривого Рога на Украине. Железистые кварциты (джеспилиты) Кривого Рога представляют собой тонкослоистые полосчатые породы темно-красного цвета. Возраст их докембрийский. В отличие от криворожских, железистые кварциты Курского магнитной аномалии содержат в большом количестве магнетит, чем гематит (магнетитовые кварциты). Запасы железной руды в районе Курской магнитной аномалии очень большие, Здесь находятся крупнейшие по запасам месторождения: Яковлевское, Гостищенское, Лебединское, Михайловское и др. Бассейн КМА занимает площадь около 120 тыс. км² в районе Курска и Белгорода. Архейские породы фундамента представлены гнейсами, гранитами, магматитами. Железистые кварциты, слюдистые и филлитовидные сланцы принадлежат к протерозою. Рудоносный комплекс перекрыт отложениями палеозойского и мезозойского возраста. Небольшие месторождения железистых кварцитов известны в восточном Саяне и Забайкалье.

Среди кварцевых пород выделяют так называемые **вторичные кварциты**, возникающие в результате гидротермальной переработки кислых и средних магматических пород. Вторичные кварциты распространены в Казахстане, где с ними связаны месторождения корунда и андалузита, а также золоторудные и медно-молибденовые месторождения.

Мрамор представляет собой зернистую метаморфическую породу, состоящую из одного минерала – кальцита. По крупности зерна выделяют мелко-, средне-, крупнозернистые мраморы. Они образуются при перекристаллизации известняков. Цвет белый, встречаются также голубые, розовые, полосчатые, пятнистые и прочие мраморы; твердость их небольшая. С разбавленной соляной кислотой мраморы бурно реагируют даже на холоде.

При перекристаллизации доломитов образуются доломитовые мраморы, цвет их обычно слегка желтоватый. С соляной кислотой они реагируют, только в порошке. Мрамор, содержащий небольшое количество граната, пироксена, шпинели, а иногда и других минералов, называется **кальцифиром**.

Как уже было отмечено выше, в контактах мрамора с гранитоидами нередко образуются ценные в промышленном отношении породы – скарны. Мрамор является прекрасным облицовочным и электроизоляционным материалом. Белые, тонкозернистые однородные мраморы – лучший материал для скульптурных работ. Мраморы имеют значительное распространение на Урале (Коелгинское, Прохоро-Баландинское и другие месторождения), в Грузии и Армении (цветные мраморы), в Средней Азии (Газганское), в Карелии около Петрозаводска. Мраморы и мраморизованные известняки широко распространены в древних метаморфических породах Сибири, на Алтае и в других местах. За границей лучшие скульптурные мраморы находятся в Греции и Италии (Каррара).

Гнейсы – глубокометаморфизированные породы, характеризующиеся более или менее отчетливым сланцеватым строением. Состоят из кварца, полевого шпата и цветных минералов. Наиболее распространены биотитовые и роговообманковые гнейсы. В гнейсах часто присутствуют мусковит, пироксен, гранат, ставролит, силлиманит, кордиерит, дистен, графит и другие минералы. По присутствию того или иного минерала выделяют гранатовые, силлиманитовые, ставролитовые, кордиеритовые, графитовые, гранато-ставролитовые, гранато-кордиеритовые и прочие гнейсы. Для гнейсов типична полосчатая текстура, вызванная чередованием полос светлых минералов (полевые шпаты, кварц) и темных (биотит). В этом их главное внешнее отличие от гранитов, на которые они очень похожи. Некоторые гнейсы отличаются присутствием крупных кристаллов полевого шпата среди более мелкозернистой массы (очковые гнейсы).

Гнейсы характерны для самых глубоких метаморфических осадочных пород (пара-гнейсы) и изверженных пород (орто-гнейсы).

Между гнейсами и гранитами существуют взаимные переходы, связанные с процессами гранитизации. Промежуточные породы, в которых в той или иной степени выражена полосчатая текстура, называются **гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами**.

Гнейсы, как условно полагают, связанные с инъекцией магматического, обычно гранитного, материала, называются **инъекционными**. Они отличаются грубой полосчатостью, иногда пятнисты и зональны. Близкими к ним породами являются магматиты, происхождение которых достоверно не выяснено: либо они произошли вследствие обильного внедрения кварцево-полевошпатового материала вдоль плоскостей сланцеватости, либо образовались при метаморфизме

литологически разнородного материала, смятого в складки. Возможно, что при раздельном плавлении разнородного материала в зоне ультраметаморфизма первым плавился материал, отвечающий по составу гранитам. Этот расплавленный материал при последующей консолидации и создал прерывистые, иногда причудливые прослои и жилы гранитного или пегматитового состава – магматиты. Иногда тонкие прожилки аплитового состава во вмещающей породе сильно изогнуты (птигматиты).

Гнейсы широко распространены среди древних метаморфических пород. Ими сложены значительные площади в Восточной Сибири и Карелии. Вместе с кристаллическими сланцами они распространены на Урале, Украине, в Средней Азии и других местах. Кристаллический фундамент Русской платформы представлен в основном гнейсами.

Гнейсы находят применение как строительный материал (щебень, бутовый камень), но уступают по прочности гранитам, так как более легко выветриваются.

Гранулиты – глубокометаморфизированные мелкозернистые породы кварцево-полевошпатового состава, часто с гранатом. Сланцеваты или массивны, нередко содержат графит. Гранулиты образуются, главным образом, за счет аркозовых и других песчаников. Характерны для докембрийских метаморфических толщ Карелии, Алдана и других районов.

Эклогиты типичны для глубоких зон метаморфизма. Состоят из зеленого пироксена (олифацита) и граната. Образуются эклогиты в безводных условиях на большой глубине и при высоком давлении за счет пород типа габбро. Встречаются редко. Известны на Полярном и Южном Урале.

В заключение нужно отметить особую группу метаморфических пород, образовавшихся под действием динометаморфизма и разрывных тектонических нарушений в зоне дробления. Сюда относятся **катаклазиты**, представляющие собой раздробленные вследствие стресса породы. Дроблению и деформациям подвержены не только участки породы, но и слагающие ее минералы. При разрывных нарушениях горные породы, помимо раздробления, перетираются при перемещении вдоль нарушений и при этом уплотняются. Благодаря этому образуются тонкоперетертые плотные породы, которые носят название **милонитов**. В отличие от катаклазитов для милонитов характерна большая степень дробления материала. Милониты встречаются в зонах разломов, сбросов, надвигов и других дизъюнктивных нарушений.

Региональный метаморфизм и связанное с ним минералообразование

Вследствие тектонических перемещений целые области верхних участков земной коры могут оказаться в глубинных условиях, т.е. в

условиях сильно повышенных температур и давлений, или в условиях мощного проявления горообразовательных процессов. В этих условиях весьма существенно меняется минералогический и химический состав горных пород и руд, а также их свойства и внешний облик.

Образовавшиеся в экзогенных условиях богатые водой соединения превращаются в безводные или бедные водой (опал → кварц, лимонит → гематит, магнетит) минералы. Одновременно происходит перекристаллизация вещества (например, органический известняк превращается в мрамор).

Сами породы под влиянием сильных динамических процессов (воздействий) превращаются в кристаллические сланцы, способные раскалываться на пластинки и плитки (глинистые сланцы, слюдяные сланцы, аспидные сланцы, гнейсы и др.).

Среди месторождений по генетическим типам выделяются:

1. **Метаморфизованные месторождения**, т.е. месторождения, существовавшие до момента метаморфизма (например, осадочные месторождения железа и марганца).
2. **Метаморфические месторождения**, возникшие лишь в процессе метаморфизма как осадочных, так и изверженных пород (нахождение в метаморфических толщах графита за счет органических остатков и др.).

Осадочные горные породы

Осадочные процессы происходят в водных средах: реках, озерах, морях. В морских бассейнах эти процессы во все геологические эпохи приводили к образованию огромной толщи осадочных горных пород. Среди них различают:

1. **Механические осадки.** Образуются при размыве продуктов выветривания и переотложения водными потоками химически активных стойких минералов и обломков пород в виде галечника, гравия, песков и песчаных глин в речных долинах и водных бассейнах. Если размыву подвергаются продукты выветривания месторождений или пород, содержащих химически стойкие ценные минералы, то они в результате повторных перемылов и перераспределения материала по удельному весу в речных долинах образуют россыпи, имеющие часто промышленное значение. Таковы, например, россыпные месторождения золота, платины, алмазов и др.

2. **Химические осадки.** Возникают, главным образом, в озерах и морских бассейнах. Выпадение осадков может происходить различными способами (путями):

- путем кристаллизации насыщенных солями растворов;

- путем осаждения свертывающихся в виде гелей коллоидных образований;
- путем накопления продуктов жизнедеятельности органического мира и самих органических остатков.

Процессы выветривания выражаются, прежде всего, в механическом разрушении пород и руд вследствие колебаний температуры. Происходит химическое разложение выветривающихся минералов под влиянием дождевой и поверхностной воды, содержащей в растворенном состоянии кислород, углекислоту и другие газы, вследствие чего она обладает довольно сильной окисляющей и растворяющей способностью.

Нерастворимые продукты химического выветривания образуют так называемые остаточные месторождения, представляющие преимущественно гидроокислы и гидросиликаты.

Когда химическому выветриванию подвергаются какие-либо месторождения полезных ископаемых, возникающие остаточные образования носят название шляп (железных, марганцевых, гипсовых и др.).

За счет выщелачивания ряда компонентов содержание остающихся полезных ископаемых в этих шляпах гораздо выше по сравнению с неразложившимися первичными рудами, т.е. залегающими ниже уровня грунтовых вод.

Важно отметить, что некоторые выщелачиваемые металлы, особенно медь, а также серебро, цинк и др., переносимые просачивающимися водами в виде растворов к низам зоны окисления, т.е. к уровню грунтовых вод, вступают в реакции с первичными рудами или химически активными боковыми породами (известняками). В медно-сульфатных месторождениях в этих случаях образуется зона вторичного сульфидного обогащения со значительно повышенным содержанием меди.

Образование кристаллических осадков наблюдается во многих усыхающих озерах и внутренних морях, в которых в условиях сухого теплого климата поверхностное испарение превалирует над притоком пресной воды. Кристаллизация солей наступает при некотором пересыщении водных растворов. Последовательность выделения минералов при прогрессирующем испарении определяется составом растворов, концентрацией компонентов и температурой растворов. Последовательность кристаллизации минералов детально изучена Вант-Гоффом, Н.С. Курнаковым.

Образование коллоидальных осадков связано с тем, что при выветривании пород образующиеся соединения переносятся текучими водами не только в виде истинных растворов, но также в виде коллоидных растворов – золей, устойчивых в пресных водах. Коллоиды – дисперсные системы с частицами размером 10^{-7} - 10^{-5} см. Эти растворы, попадая с

поверхностными водами в морские бассейны, подвергаются коагуляции под влиянием электролитов, содержащихся в больших количествах в морских водах в виде ионов растворенных солей. Коагуляция (свертывание, сгущение) – слипание коллоидных частиц при их столкновении. Так себя ведут коллоидные растворы окислов железа, марганца, кремния и др.

Образующиеся гели (студенистые осадки, состоящие из дисперсных систем с жидкой дисперсной средой) вместе с приносимыми речными водами глинистыми частицами, мелким обломочным материалом и остатками морских организмов отлагаются на дне прибрежных зон бассейнов в виде прослоев или более мощных правильных по форме пластов.

К органогенным или биогенным осадкам, образующимся в результате сложных процессов жизнедеятельности организмов, относятся известняки, состоящие из скелетных образований морских животных, диатомиты, сложенные преимущественно кремнистыми скелетами диатомей, каустобиолиты (каустос – по-гречески «горючий»), возникшие главным образом за счет растительных и отчасти животных организмов (например, ископаемые угли, горючие сланцы, нефти, горючие газы, твердые битумы и т.д.).

Органогенные осадки могут возникать путем накопления скелетов отмирающих животных (ракушняки) или тканей высших или низших растений (торф, сапропель). Они могут также являться результатом самой жизнедеятельности организмов, например, анаэробных бактерий, разлагающих органические остатки или сульфаты, в процессе чего, в конце концов, образуются скопления серы. Наконец, за счет продуктов жизнедеятельности бактерий могут возникать желвакоподобные образования. При последующем перерождении одни из этих осадков превращаются в неорганические продукты (фосфориты известняки), другие остаются органическими продуктами (каменные угли, нефти).

Классификация обломочных пород

Размер обломков, мм	Характер обломков и сложение				Основные структуры
	Рыхлые		Сцементированные		
	Обломки остроугольные	Обломки окатанные	Обломки остроугольные	Обломки окатанные	
Более 1000	глыбы	крупные валуны			
1000-100	мелкие глыбы	валуны			
100-10	щебень	галечник			



10-2	дресва	гравий	брекчия	конгломерат	Псефитовые (грубообломочные)
2-0,1	песок		песчаник		
0,1-0,01	алеврит		алевролит		
Менее 0,01	Пелит (глина)		аргиллит		
					Псаммитовые (песчаные)
					Алевритовые (иловатые)
					Пелитовые (глинистые)

Состав и строение осадочных горных пород

(кварц, халцедон, опал, каолинит, монтмориллонит, глауконит, карбонаты, сульфаты, хлориды)

Компоненты	Породы				
	Глинистые сланцы	Песчаники	Известняки	Доломиты	Сланцы – 82%, известняки – 6%, песчаники – 12%
SiO ₂	58,1	78,33	5,19	3,24	57,95
Ti O ₂	0,65	0,25	0,06	-	0,57
Al ₂ O ₃	15,4	14,77	0,81	0,17	13,34
Fe ₂ O ₃	4,02	1,07	0,54	0,17	3,47
FeO	2,45	0,3	-	0,06	2,08
MgO	2,44	1,16	7,89	20,84	2,65
CaO	3,11	5,5	42,57	29,58	5,89
Na ₂ O	1,3	0,45	0,05	-	1,13
K ₂ O	3,24	1,31	0,33	-	2,86
H ₂ O	5,0	1,63	0,77	0,3	3,23
P ₂ O ₅	0,17	0,08	0,04	-	0,13
CO ₂	2,65	5,03	41,54	45,54	5,38
SO ₃	0,64	0,07	0,05	-	0,54
BaO	0,05	0,05	-	-	-
C	0,8	-	-	-	0,66

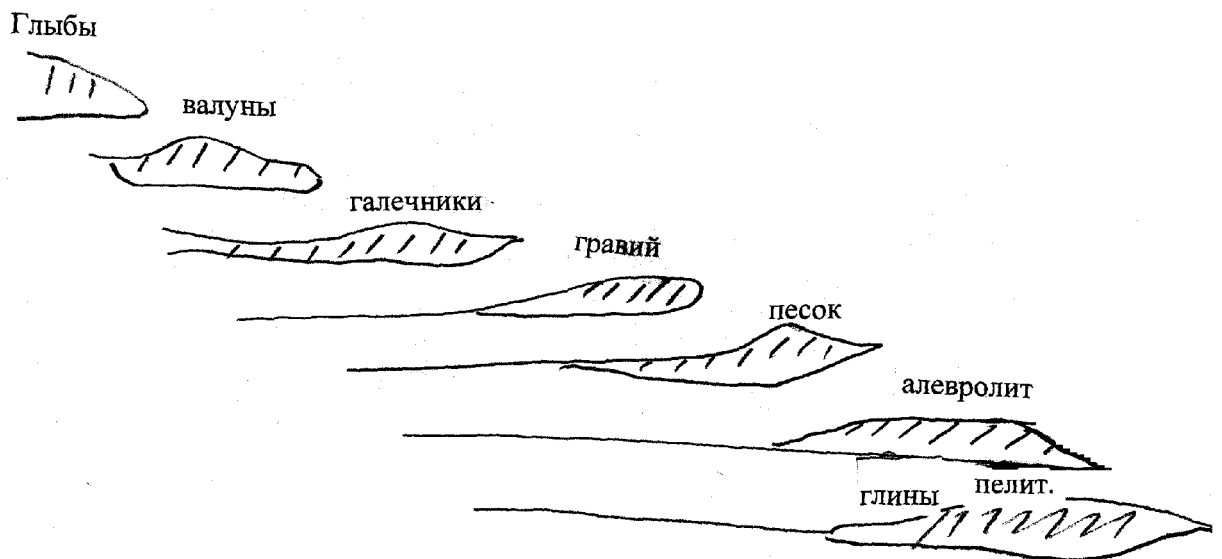
Σ	100	100	100	100	100
----------	-----	-----	-----	-----	-----

Средний состав осадочных пород

Схема осадочной дифференциации по Л.В. Пустовалову

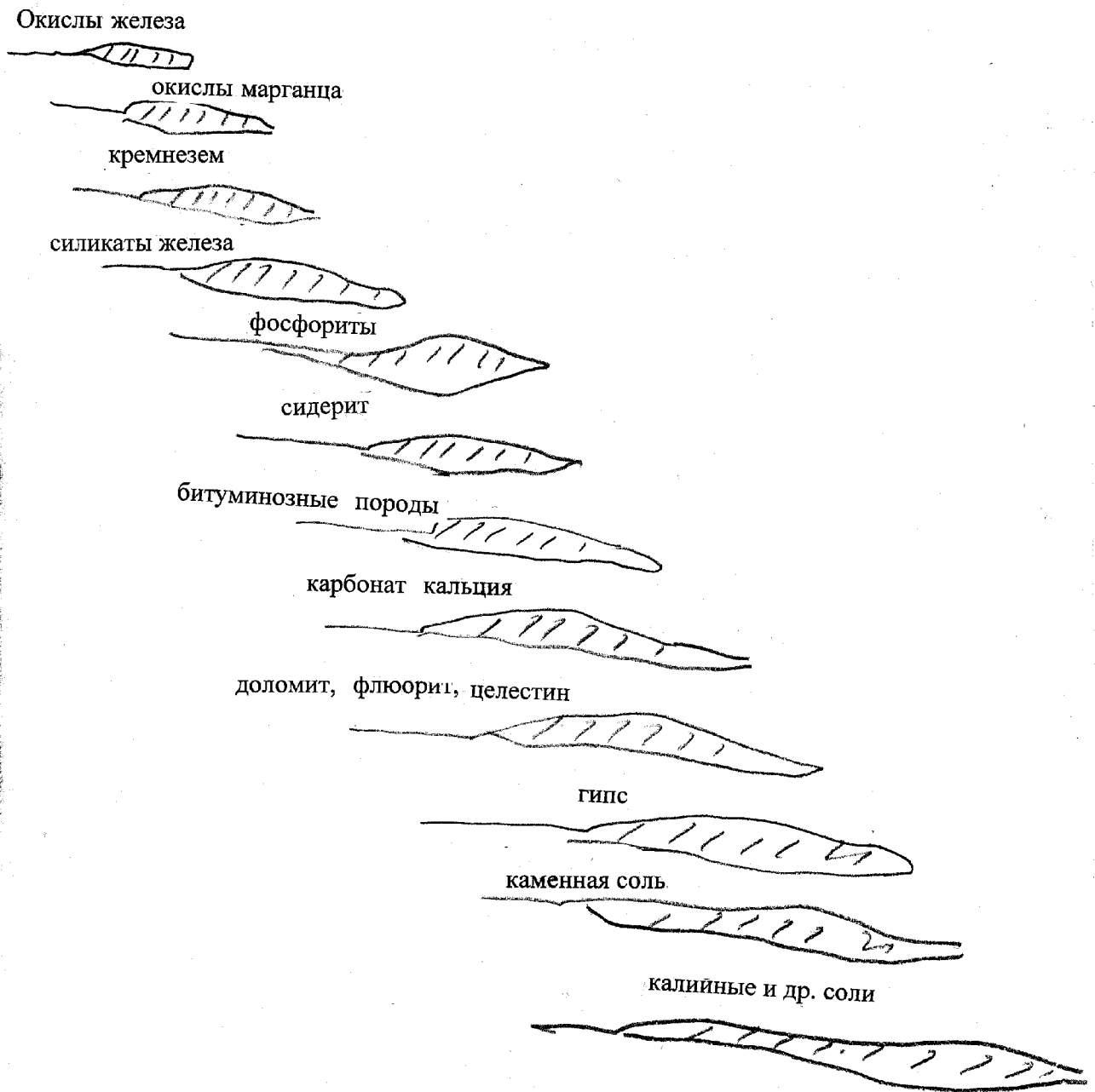
Механическая дифференциация

Последовательность осаднения в зависимости от гидродинамических условий:



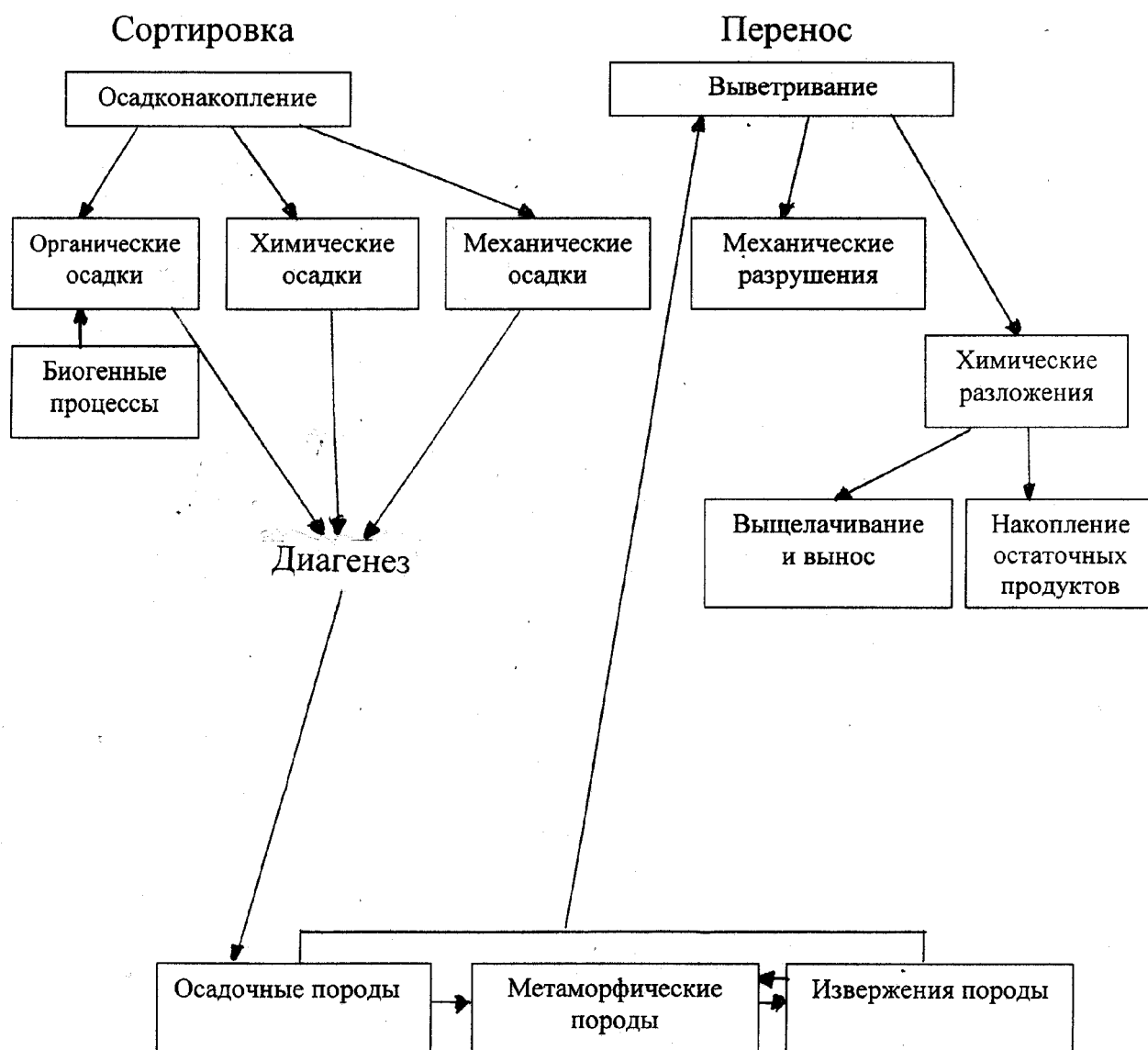
Химическая дифференциация

Последовательность осаднения в зависимости от гидрохимических условий (из растворов, по концентрации, температуре, давлению, кислотности или щелочности среды):



Осадочные горные породы образуются в результате разрушений и последующего отложения разнообразных продуктов выветривания магматических и метаморфических (а также осадочных) пород.

Схема экзогенных процессов (на поверхности земли и в гидросфере)



Основы кристаллооптического метода исследования минералов в шлифах

Кристаллооптический метод изучения горных пород основан на использовании поляризованного света, применяемого в поляризационных микроскопах, современные модели которых дают увеличение свыше 1000 раз. Кристаллооптический метод требует знания основ оптики и геометрической кристаллографии, без чего сущность оптических явлений, наблюдаемых под микроскопом, не будет понятна.

Основные положения кристаллооптики

1. Понятие о свете

Свет – сложное природное явление, представляющее собой, с одной стороны, непрерывный поток материальных частиц – фотонов, характеризующихся определенной энергией и количеством движения, с другой стороны, - волновое электромагнитное колебание, возникающее при изменении напряжений электрического и магнитного векторов. Оба вектора равны между собой, взаимно перпендикулярны к направлению распространения света.

Если в каждую единицу времени направления колебаний электрического и магнитного векторов меняются так, что в направлении распространения светового луча одновременно происходит поступательное и вращательное движение этих векторов при постоянной скорости их колебаний, то такой свет называется обыкновенным или естественным (рис. а). Если колебания световых волн совершаются только в одной определенной плоскости, такой свет называется плоскополяризованным или просто поляризованным (рис. б).

Плоскость, в которой происходят колебания световых волн, называют плоскостью колебаний Q, перпендикулярная к ней плоскость P – плоскость поляризации. Плоскополяризованный свет возникает либо при отражении от гладкой поверхности (частичная поляризация), либо при прохождении света через кристалл.

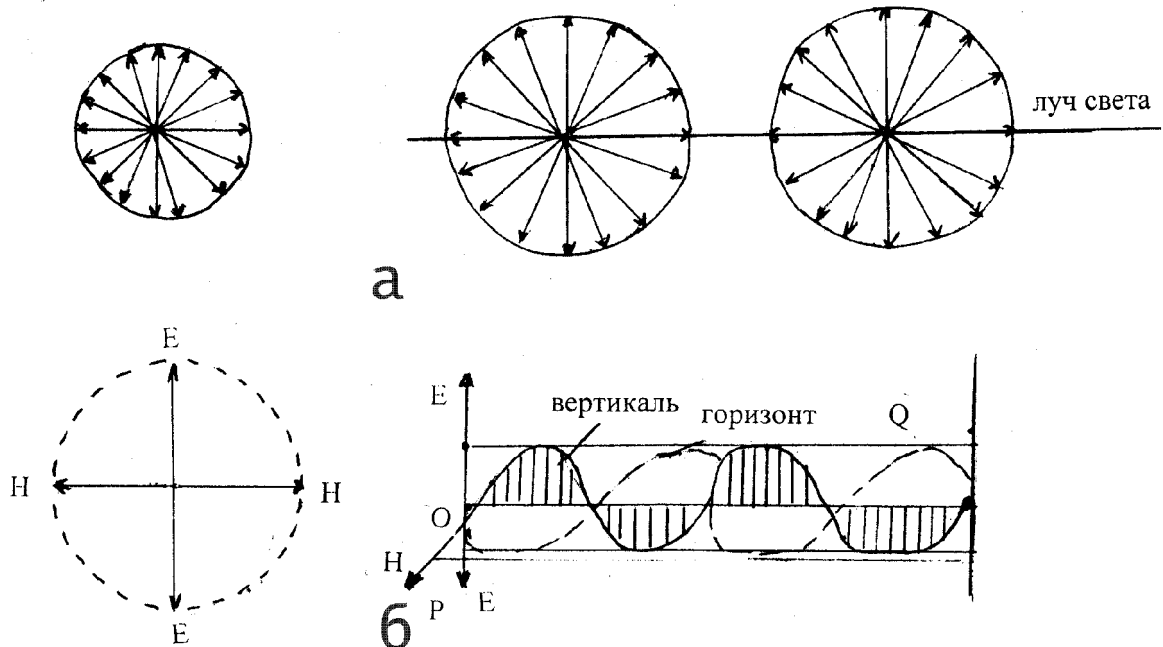


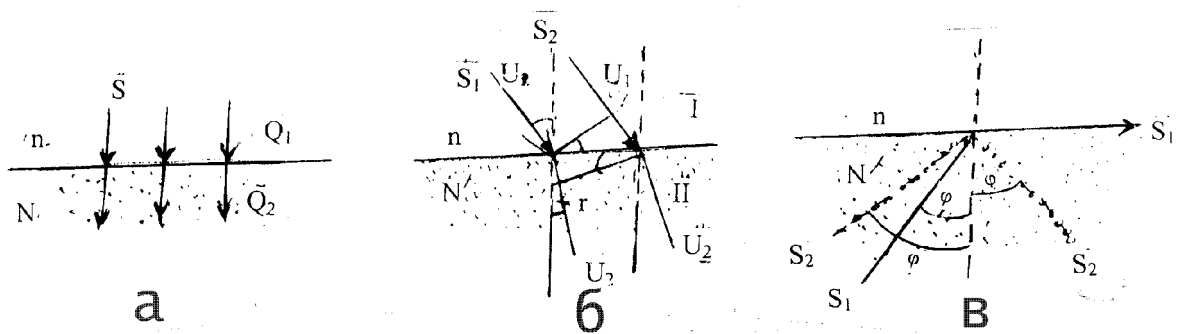
Схема электромагнитного колебания

а - естественного света, б – плоскополяризованного света, E – вектор электрического напряжения, H – вектор магнитного напряжения

Преломление света

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

Если луч падает нормально (перпендикулярно) к границе раздела двух сред, то при переходе из одной среды в другую он изменит только скорость, сохранив направление (рис., а). Если луч падает косо к границе раздела двух сред, то при переходе из одной среды в другую луч изменит и скорость, и направление. Угол между падающим лучом и перпендикуляром к плоскости раздела двух сред называется углом падения.



Преломление лучей на границе двух сред

а – при нормальном падении лучей к границе раздела;

б – при наклонном падении лучей;

в – явление полного внутреннего отражения

Согласно закону Снеллиуса-Декарта:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} = \text{const}$$

Для данных двух сред отношение синуса угла падения к синусу угла преломления есть величина постоянная, равная отношению скорости распространения света в среде I (v_1) к скорости распространения света в среде II (v_2). Это отношение обозначается буквой Π и называется показателем преломления среды II относительно среды I.

Отношение скоростей света в воздухе (или пустоте) v_0 к скорости света в данной среде v_1 называется показателем преломления данной среды. Показатель преломления – величина отвлеченная и для минералов всегда больше единицы.

$$\text{Если } \frac{v_0}{v_1} = \Pi_1; \frac{v_0}{v_2} = \Pi_2, \text{ то } \frac{\Pi_2}{\Pi_1} = \frac{v_1}{v_2}$$

или показатели преломления двух сред обратно пропорциональны скоростям света в этих средах.

Луч света при переходе из среды с меньшим показателем преломления в среду с большим показателем преломления в соответствии с законом преломления приближается к перпендикуляру, проведенному к плоской границе двух сред, при обратном ходе – отклоняется от него.

При некотором угле падения φ , называемом предельным, преломленный луч скользит вдоль границы раздела двух сред (рис., в). Если угол падения φ_1 больше предельного, падающий луч не выходит за границы раздела, претерпев полное внутреннее отражение. В этом случае угол падения равен углу отражения.

Чем больше разница между показателями преломления обеих сред, тем меньшую величину имеет предельный угол и тем большая часть лучей, падающих на границу двух сред, получит полное внутреннее отражение. Указанное явление вызывает на стороне среды с большим показателем преломления концентрацию лучей в виде узкой световой полоски, которая позволяет устанавливать относительную величину показателей преломления сравниваемых сред и таким образом служит целям диагностики минералов.

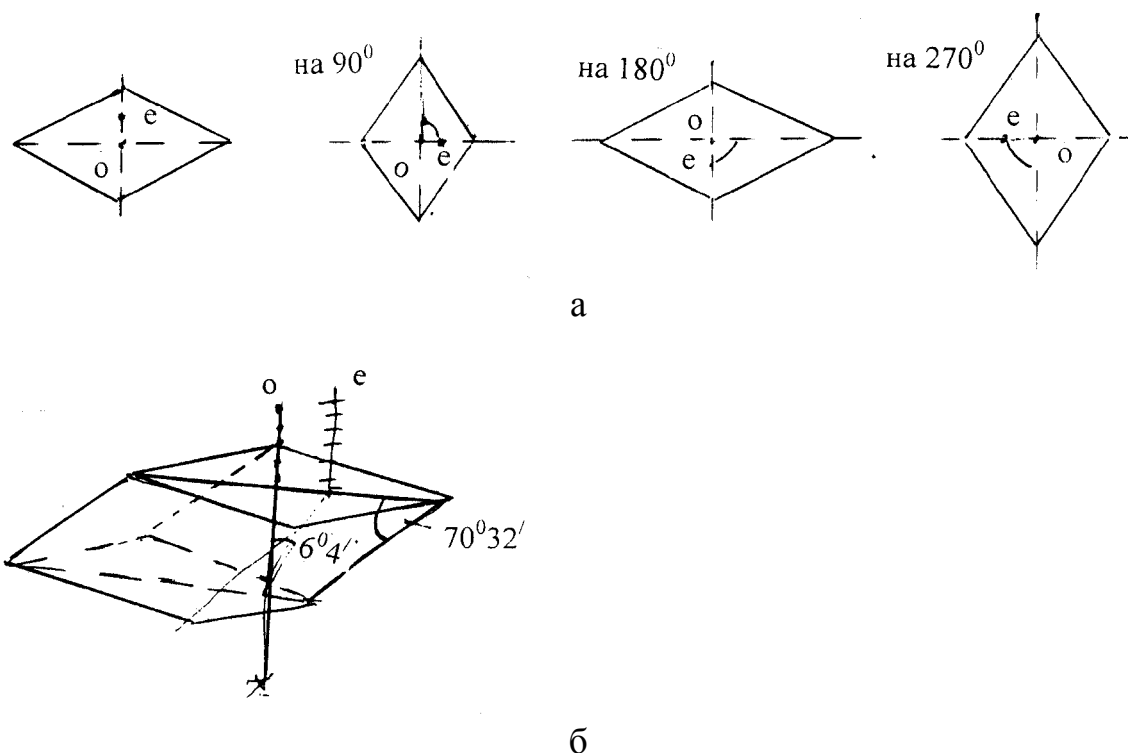
Изотропные и анизотропные минералы

Все минералы делятся на оптически изотропные (равносвойственные) и анизотропные (неравносвойственные). К оптически изотропным относятся минералы аморфные и минералы кубической сингонии ($a = b = c$; $\beta = \alpha = \gamma = 90^\circ$). В скрещенных николях минералы под микроскопом темные во всех направлениях. К анизотропным - минералы средних и низших сингоний.

Двойное лучепреломление

Важнейшим свойством оптической анизотропной среды (кристаллов средних и низших сингоний) является способность поляризовать свет – разлагать свет на две волны, электромагнитные колебания которых совершаются в двух взаимно перпендикулярных плоскостях с различными скоростями и, следовательно, с различными показателями преломления.

Эффект разложения одного луча на два, названный двойным лучепреломлением, или двупреломлением, был обнаружен в 1659г. датским ученым Э. Бартолином в кристалле прозрачного кальцита (исландского шпата). Было замечено, что при рассмотрении через кристалл какого-либо небольшого предмета, например, точки на бумаге, видно не одно, а два изображения. При вращении кристалла одно изображение остается неподвижным, тогда как другое при повороте кристалла на 360° описывает вокруг первого небольшую окружность.



Двупреломление в ромбоэдре исландского шпата

а – положение лучей обыкновенного (о) и необыкновенного (е) при вращении кристалла; б – направление лучей обыкновенного и необыкновенного при прохождении через кристалл

Такое явление возможно в том случае, если один луч проходит через кристалл, не меняя направление (точка О неподвижна), тогда как другой луч преломляется и идет по отношению к первому под некоторым углом (точка е описывает окружность).

Выйдя из кристалла, оба луча сохраняют направление, параллельное первоначальному, но оказываются поляризованными во взаимно перпендикулярных плоскостях (Зб).

Следовательно, один луч имеет постоянный показатель преломления, его называли обыкновенным и обозначили η_0 , другой луч имеет переменный показатель преломления, его называли необыкновенным и обозначили η_e .

В кристаллах средних сингоний существует направление, где $\eta_0 = \eta_e$, при прохождении вдоль которого луч не испытывает двупреломления. Это направление совпадает с осью симметрии $L_4L_3L_6$ и называется оптической осью кристалла. Кристаллы средних сингоний оптически одноосны.

Условно принято при $\eta_0 > \eta_e$ кристалл считать оптически положительным, при $\eta_0 < \eta_e$ – отрицательным.

При прохождении света через кристаллы низших сингоний в любых направлениях образуются два луча, скорости которых изменяются в зависимости от направлений, т.е. оба луча оказываются необыкновенными.

Установлено, что кристаллы низших сингоний имеют три характерных показателя преломления: N_g , N_m , N_p , (*grand* – большой, *moyen* – средний, *petit* – малый) и две оптические оси.

Таким образом, кристаллы низших сингоний оптически двуосны. Если $N_g - N_m > N_p$, то кристаллы считаются оптически положительными, если $N_g - N_m \leq N_p$, - оптически отрицательными.

Оптическая индикатрисса

Оптические свойства кристаллов изображаются с помощью оптической индикатриссы.

Оптическая индикатрисса - вспомогательная поверхность, имеющая форму шара или эллипсоида. Каждый радиус-вектор индикатриссы пропорционален величине показателя преломления той волны, колебания которой совершаются в направлении этого вектора (свет распространяется в направлении, перпендикулярном к направлению колебания волн). Таким образом, оптическая индикатрисса наглядно выражает связь между величинами показателей преломления и направлением колебаний световых волн в данном сечении кристалла.

Оптическая индикатрисса кристаллов кубической сингонии

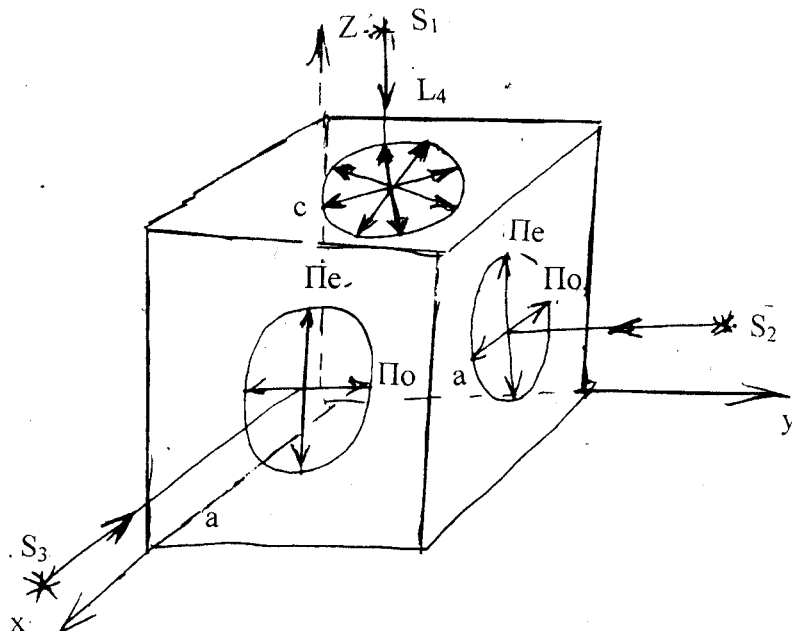
Оптические свойства кристаллов кубической сингонии, показатель преломления которых постоянен, характеризуются индикатриссой, имеющей форму шара с радиусом, пропорциональным величине показателя преломления.

Оптическая индикатрисса кристаллов средних сингоний

Для кристаллов средних сингоний оптическая индикатрисса имеет форму эллипсоида вращения, ось вращения которого соответствует показателю преломления, совпадающему с единичным направлением в кристалле.

Принцип построения оптической индикатриссы для кристаллов средних сингоний рассматривается на примере тетрагонального кристалла. Лучи S_1 , S_2 , S_3 падают на различные грани кристалла и концы векторов, в направлении которых происходят колебания световых волн, проходящие через каждую грань. Луч S_1 , где $a_x = a_y$, идущий вдоль единичного

направления L_4 , обеспечивает изотропность сечения. Поэтому световые волны. Соответствующие лучу S_1 , проходя через кристалл, будут совершать колебания во всех направлениях с одинаковой скоростью. Двойное лучепреломление здесь отсутствует.

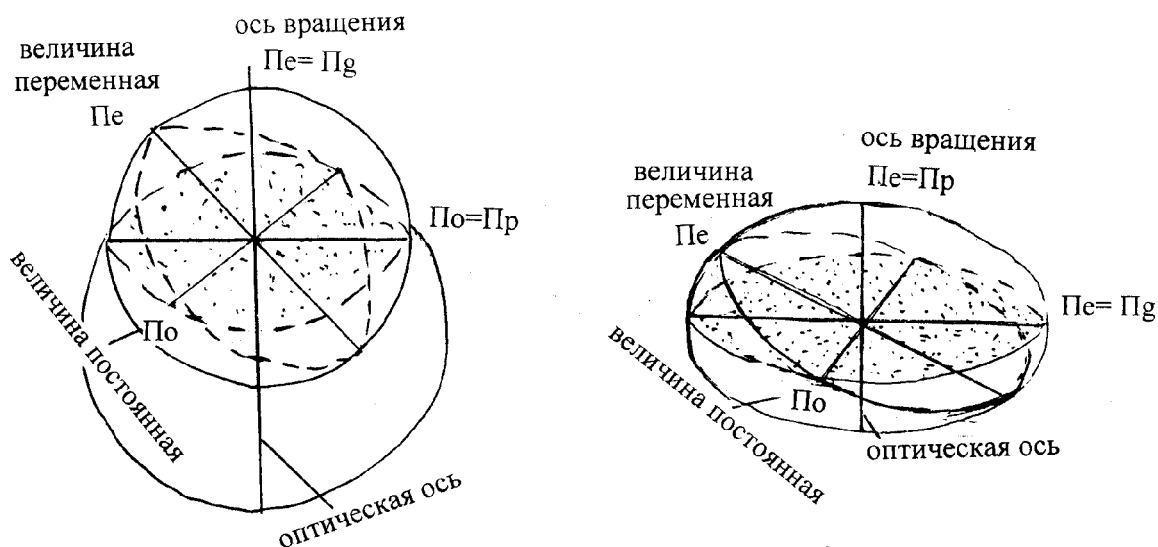


Лучи S_2, S_3 , перпендикулярные к вертикальным граням призмы, которые характеризуются $a_x = a_y \neq a_z$. Это неравенство обуславливает разложение обыкновенного света на две поляризованные волны, колеблющиеся во взаимно перпендикулярных направлениях с разной скоростью и различными показателями преломления.

Фигура, характеризующая изменение показателя преломления на гранях призмы, представляет собой эллипс с двумя неравными осями.

Переместив мысленно в центр кристалла плоские изображения, характеризующие изменение показателей преломления на его гранях и объединив их общей поверхностью, получим оптическую индикатрису, которая в данном случае будет иметь форму эллипсоида вращения.

В кристаллах средних сингоний совпадает с осью вращения индикатриссы.

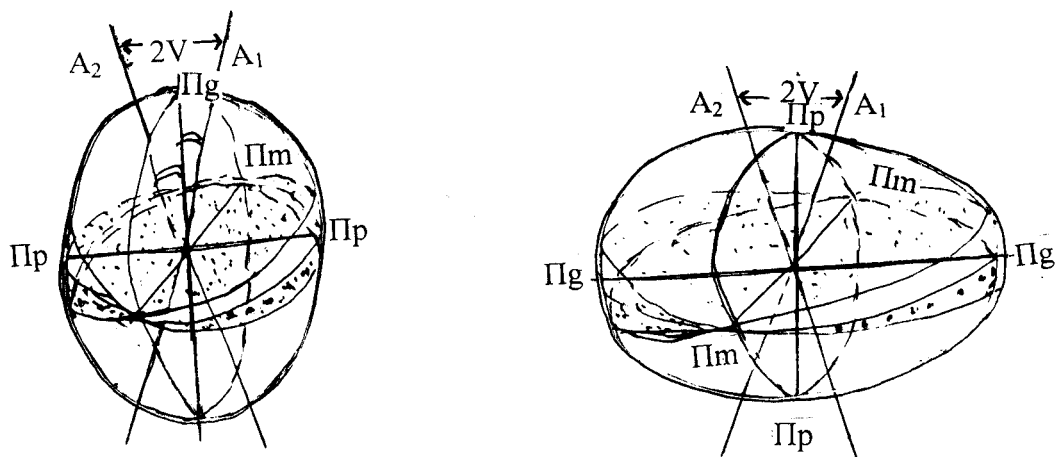


Оптическая индикатрисса одноосных кристаллов – положительных (+) и отрицательных (-)

Оптическая индикатрисса одноосных оптически положительных кристаллов имеет форму эллипсоида, удлинённого по оси вращения, где η_e соответствует η_g . Индикатрисса оптически отрицательных кристаллов имеет форму сплюснутого эллипсоида, для которого η_e соответствует η_p . Эллиптическое сечение индикатриссы, проходящее вдоль оптической оси, называется главным сечением и характеризуется крайними значениями показателей преломления η_e и η_o . Разность η_e и η_o даёт максимальную величину двупреломления оптически одноосного кристалла.

Оптическая индикатрисса кристаллов низших сингоний

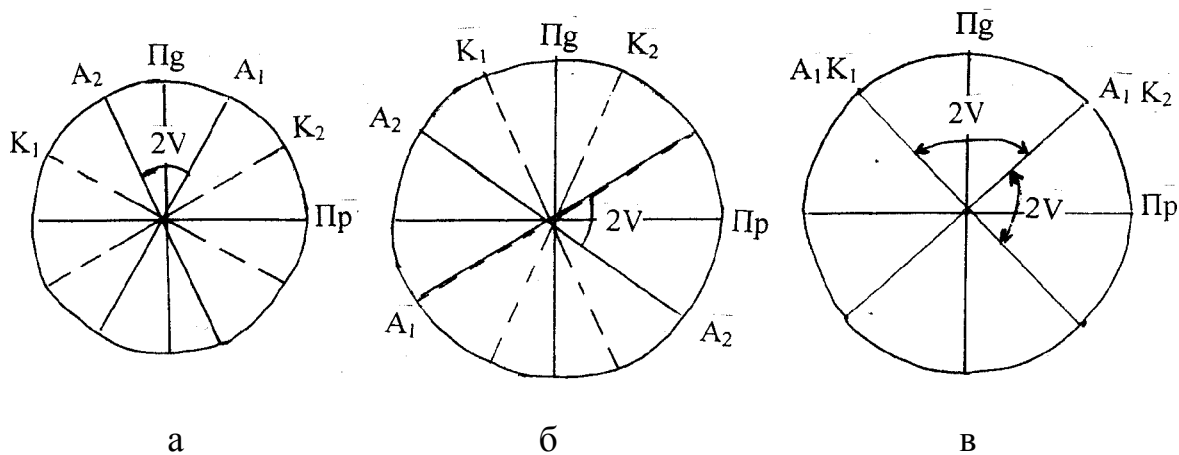
Внутренняя структура кристаллов низших сингоний характеризуется наличием не менее трёх единичных направлений, что определяет форму оптической индикатриссы в виде трехосного эллипсоида с тремя неравными взаимно перпендикулярными осями, соответствующими одному из главных показателей преломления.



Оптическая индикатрисса двuosных кристаллов – положительных (+) и отрицательных (-)

Геометрия трехосного эллипсоида определяет наличие симметрично расположенных двух круговых сечений, радиусы векторов которых равны среднему показателю преломления η_m . Перпендикулярно к круговым сечениям располагаются оптические оси кристалла A_1 и A_2 , при прохождении вдоль которых лучи испытывают двойное лучепреломление.

В оптически двuosных кристаллах различают три главных сечения: $\Pi_g\Pi_p$, $\Pi_g\Pi_m$, $\Pi_m\Pi_p$. В сечении $\Pi_g\Pi_p$ лежат оптические оси и поэтому оно называется плоскостью оптических осей. Ось Π_m перпендикулярна плоскости оптических осей. Острый угол между оптическими осями называется углом оптических осей и обозначается $2v$. Оси Π_g и Π_p являются биссектрисами этих углов. Если биссектриса острого угла Π_g , то кристалл относится к оптически положительным, если Π_p , - к оптически отрицательным. Если угол $2v = 90^\circ$, кристалл оптически нейтрален.



Разрез индикатриссы по плоскостям оптических осей для кристаллов

а – оптически положительного, б – оптически отрицательного,
в – нейтрального; A_1 и A_2 - оптические оси,
 K_1 и K_2 - соответствующие им круговые сечения

Ориентировка оптической индикатриссы в кристаллах различных сингоний

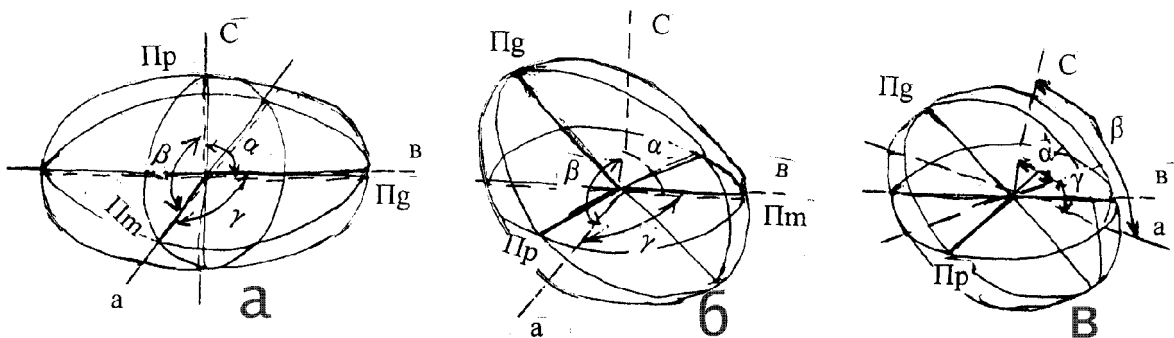
Под ориентировкой оптической индикатриссы понимается взаимное положение осей индикатриссы и кристаллографических осей. Ориентировка индикатриссы в кристаллах различных сингоний различна и поэтому является одной из важнейших констант минерала.

Ориентировка индикатриссы в кристаллах кубической сингонии произвольна, т.к. такие кристаллы не имеют единичных направлений.

Ориентировка индикатриссы в кристаллах средних сингоний однотипна. Ось вращения индикатриссы (ее оптическая ось) всегда совпадает с единичным направлением в кристалле $L_4L_3L_6$.

Ориентировка индикатриссы в кристаллах низших сингоний зависит от симметрии кристалла.

В кристаллах ромбической сингонии кристаллографические оси а, в, с взаимно перпендикулярны, $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$. Главные оси индикатриссы Π_g , Π_m , Π_p совпадают с кристаллографическими осями. Взаимное расположение осей индикатриссы и кристаллографических осей индивидуально для каждого минерала и является его константой.



Характер ориентировки оптической индикатриссы в кристаллах низшей сингонии

а – ромбической, б – моноклинной, в – триклинной

В кристаллах моноклинной сингонии углы между кристаллографическими осями $\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$. Вторая

кристаллографическая ось в перпендикулярна плоскости, в которой лежат оси «а» и «с». Одна из осей индикатриссы (чаще Π_m) совпадает с осью «в»; две другие образуют с кристаллографическими осями «а» и «с» некоторые углы.

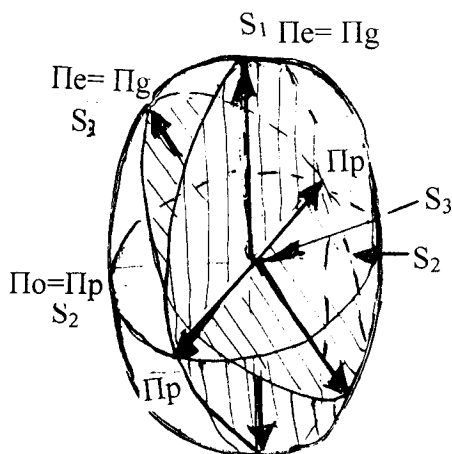
В кристаллах триклинной сингонии все углы между кристаллографическими осями $\alpha \neq \gamma \neq 90^\circ \neq \beta$. Оси симметрии отсутствуют. Все направления единичны. Ни одна из осей симметрии не совпадает с кристаллографическими осями. Величины углов между кристаллографическими осями и ближайшими к ним осями индикатриссы являются индивидуальной особенностью каждого минерала триклинной сингонии.

Правило индикатриссы

В.Н. Лодочников предложил так называемое правило индикатриссы, которое помогает понять оптические свойства минерала в различных сечениях. Сущность правила заключается в следующем: оптические свойства минерала в наблюдаемом разрезе характеризуются центральным сечением индикатриссы, перпендикулярным к направлению светового луча.

Зная форму и ориентировку индикатриссы и применяя правило индикатриссы, легко разобраться в оптических свойствах разных сечений минерала. Так, если световой луч идет через изотропный минерал или вдоль оптической оси анизотропного минерала, то он встретит на своем пути характеризующиеся постоянством показателя преломления, и, следовательно, отсутствием двойного лучепреломления.

Луч, идущий перпендикулярно к сечению индикатриссы, расположенному вдоль оптической оси одноосного минерала, или параллельно плоскости оптических осей двуосного минерала, встретит

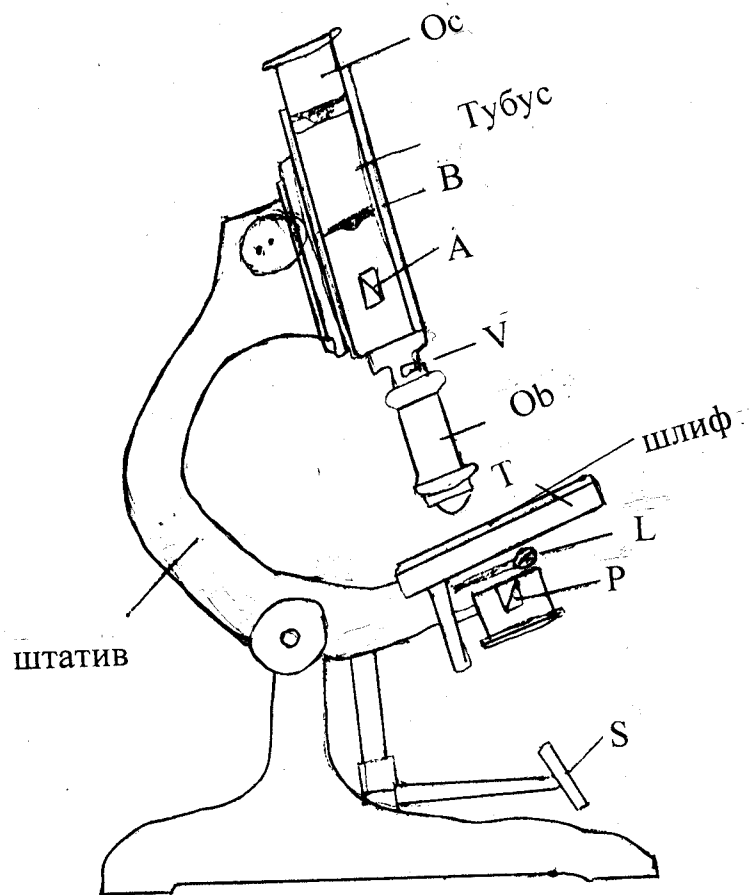


эллиптическое сечение индикатриссы, оси симметрии которого являются единственными направлениями, пропускающими колебания световых волн, а величины полуосей пропорциональны показателям преломления для данного направления. В этом сечении наблюдается максимальное двупреломление минерала.

Устройство микроскопа

Из специальных петрографических методов чрезвычайно широко используется кристаллографический метод, основанный на применении поляризованного света. Для этого служат поляризационные микроскопы различных систем, с помощью которых изучаются мелкие кристаллические зернышки минералов.

Микроскоп состоит из тубуса, где размещена система линз, предметного столика, зеркала, объектива и окуляра. В зависимости от характера изучения, желаемого увеличения зерен к микроскопу прилагается определенный набор объективов и окуляров.



- Ос - окуляр
- В – линза Бертрана
- А - анализатор
- V – место кварцевой пластинки
- Об - объектив
- Т - столик
- L – линза Лазо
- Р – поляризатор (вращается)
- S - зеркало

Подготовка микроскопа к работе

- Проводя подготовку микроскопа к работе, ставим его в вертикальное положение.
- Обычным порядком устанавливаем микроскоп и наводим свет при помощи специального осветителя или лампы.
- Проверяем, правильно ли вставлен окуляр и хорошо ли видны в нем нити.
- Вставляем объектив.
- Тщательно центрируем объектив.
- Тщательно проверяем окрашенность николей.
- Проверяем, перпендикулярны ли нити в окуляре и совпадают ли они с направлениями колебаний в николях.

Для изучения твердых магматических и метаморфических пород подготавливаются специальные препараты – шлифы.

Шлиф представляет собой срез (пластинку) горной породы толщиной около 0,03 мм, наклеенный на стекло. На такую пластинку горной породы сверху наклеивается тонкое, так называемое покровное стекло, предохраняющее ее от загрязнения. При изготовлении шлифов пользуются специальным клеем – канадским бальзамом.

Для изучения осадочных пород используется иммерсионный метод. Метод измерения показателя преломления минералов. Порошок изучаемого минерала погружается в различные жидкости с известными показателями преломления и подбирается жидкость, наиболее близкая по показателю преломления к данному минералу (наблюдается равномерное освещение поля). При подъеме тубуса микроскопа «полоска Бекке» распространяется в сторону минералов с большим показателем преломления. Иммерсионный набор жидкостей с известными показателями преломления обычно содержит более 60 жидкостей. Выпускается в заводских условиях.

Главнейшие проблемы петрографии

- Дальнейшее совершенствование методов петрографических исследований горных пород.
- Расширение области применения петрографических исследований при изучении природных процессов и их продуктов в земной коре.
- Выяснение условий образования месторождений полезных ископаемых путем детального изучения составов руд, вмещающих их горных пород.



- Путем проведения детальных петрографических исследований разработка новых критериев поисков месторождений полезных ископаемых.
- Расширение области применения слагающих нерудные и рудные полезные ископаемые минералов путем детального изучения их вещественного состава.

Литература

1. Машанов А.Ж. Кристаллография. Минералогия. Петрография. – Алматы, 2000г.
2. Миловский. Минералогия и петрография. – Москва, Недра.
3. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. – Москва, Недра..



ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Программа курса «Петрография»	2
Содержание учебных занятий по петрографии.....	2
Содержание и задачи петрографии.....	4
Цели и задачи петрографии осадочных пород.....	5
Некоторые сведения из истории развития петрографии.....	10
Понятие о горных породах	11
Основные генетические типы горных пород.....	12
Магматические горные породы.....	12
Процессы образования магматических пород.....	13
Формы залегания магматических пород.....	15
Структуры и текстуры магматических пород.....	17
Химический и минеральный состав магматических пород.....	19
Классификация магматических пород.....	21
Ультраосновные породы.....	23
Средние породы.....	25
Метаморфические горные породы.....	27
Виды метаморфизма.....	29
Состав, текстуры и структуры метаморфических пород.....	32
Классификация метаморфических пород.....	34
Описание метаморфических пород.....	35
Региональный метаморфизм и связанное с ним минералообразование.....	33
Осадочные горные породы.....	34
Классификация обломочных пород.....	37
Состав и строение осадочных горных пород.....	38
Схема осадочной дифференциации по Л.В. Пустовалову.....	39
Основы кристаллооптического метода исследования минералов в шлифах.....	42
Основные положения кристаллооптики.....	42
Преломление света.....	43



Изотропные и анизотропные минералы.....	45	
Двойное лучепреломление.....	45	
Оптическая индикатрисса.....	48	
Оптическая индикатрисса кристаллов кубической сингонии.....	48	
Оптическая индикатрисса кристаллов средних сингоний.....	48	
Оптическая индикатрисса кристаллов низших сингоний.....	50	
Ориентировка оптической индикатриссы в кристаллах различных сингоний.....	52	
Правило индикатриссы.....	53	
Устройство микроскопа.....	54	
Подготовка	микроскопа	к
работе.....	56	
Главнейшие проблемы петрографии.....	57	
Литература.....	58	