

КАЛИНИНГРАДСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Г.Н. ЕЛЬЦИНА

**ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ ГОРНЫХ ПОРОД
(КРАТКИЙ КУРС ПЕТРОГРАФИИ БЕЗ МИКРОСКОПА)**

КАЛИНИНГРАД

2002

УДК 551.1.4.

Ельцина Г.Н. Определитель горных пород (краткий курс петрографии без микроскопа): Учебное пособие / Калининградский университет. – Калининград, 2002- 147 с. – ISBN 5-230-08826-5.

Приведены главные сведения об основных горных породах, необходимые для их визуального определения. Наличие алфавитного указателя и классификационно-генетических таблиц позволяет быстро ориентироваться и находить описание нужной породы.

Пособие предназначено для самостоятельной работы студентов негеологических специальностей по изучению основных горных пород и может использоваться при освоении курсов по осадконакоплению и морской геологии, литологии и петрографии, на лабораторных занятиях по общей геологии и полевой геолого-геоморфологической практике.

Может быть полезно учителям и учащимся средних школ и всем, кто интересуется природным камнем.

Библиогр.: 11 назв.

Печатается по решению редакционно-издательского Совета Калининградского государственного университета.

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук, профессор В.В. Орленок.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук Г.С. Харин.

ISBN 5-230-08826-5

©Калининградский государственный
университет

ПРЕДИСЛОВИЕ

Существующие учебники по общей геологии рассчитаны на студентов геологических специальностей, изучающих петрографию. Именно поэтому в них отсутствует достаточно информативный раздел о горных породах. Географы, в программе курса по общей геологии которых значится определение горных пород, не имеют и пособия по лабораторным работам, в котором были бы в достаточной степени освещены вопросы петрографии. Пожалуй единственным в этом плане является практикум Е.Ф. Барской и Г.И. Рычагова (1971), который в учебном фонде библиотек давно отсутствует.

Настоящая работа – это попытка создать подобие прекрасной книги для неспециалистов «Краткая петрология без микроскопа» В.Н. Лодочникова (1933), которая имела лишь одно посмертное издание (1956), давно исчезла из учебного фонда, во многом устарела. Работа призвана дать возможность познакомиться с основами петрографии и диагностировать основные горные породы на основании классификационно-генетических характеристик, а не уповая на память. Пособие снабжено алфавитным указателем, а в приложении приведен определитель горных пород, составленный В.Ф. Барской и Г.И. Рычаговым (1971). Автор выражает глубокую благодарность за помощь и оформление работы аспирантке КГУ Михневич Г.С.

Детальное исследование горных пород предполагает использование целого комплекса различных методов. Но, всегда и везде их предваряет макроскопическое наблюдение породы, при котором отмечаются такие ее признаки как: слоистость, ее размеры, тип, границы между слоями, плоскости раздела, характер знаков на плоскостях напластования, следы жизни и т.д., что дает для познания породы и условий ее формирования несравненно больше, чем самые изощренные лабораторные исследования. Спе-

циалист-географ обязан уметь делать эту работу профессионально.

Земную кору составляют разнообразные горные породы, изучением которых занимается *петрография*. Горным породам свойственно определенное постоянство химического и минералогического состава и строения. Они могут быть моно- и полиминеральными. Систематика имеющегося в природе множества горных пород базируется на изучении геологических процессов, в результате которых они образуются. Однако, следует помнить, что и различные явления могут привести к формированию одной и той же породы. И все же, есть все основания разделить горные породы на три главные классификационные группы: на магматические, осадочные и метаморфические образования. Названные генетические группы обычно достаточно обособлены, но в отдельных случаях все же могут иметь весьма условные границы, что отражает существующие в природе взаимосвязи. Так, например, может нивелироваться и даже исчезнуть, грань между магматическими и метаморфическими породами. Образование пирокластических туфов есть результат промежуточных процессов между вулканизмом и формированием рыхлого осадочного материала. Диагенетическое преобразование осадочных пород сравнимо с процессом метаморфизма. Поэтому классификации горных пород условны или ограничены весьма крупными группировками, между которыми всегда имеются переходные типы пород.

Изучение любой горной породы требует ответа, по крайней мере, на три вопроса: из чего она состоит, как сложена и каковы формы нахождения ее в природе. Именно эти вопросы составляют содержание *описательной петрографии*¹. Итак, для распознавания горной породы ее следует отнести

¹ «Петра» по-гречески означает «скала». В славянских языках понятие «горная порода» выражается одним словом: «горнина» (по-чешски), «скала» (по-польски), «камнина» (по-сербски).

к одной из трех классификационных групп (магматические, осадочные, метаморфические). Делается это на основании знаний о минеральном составе, строении, форме и условиях залегания породы. Затем, опираясь на более конкретные сведения, возможно, определить ее семейство, род, вид.

I. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Магматические горные породы образуются в результате остывания магмы. При застывании магмы на глубине формируются *интрузивные* породы. При остывании излившейся на поверхность лавы формируются *эффузивные* породы. В трещинах возникают *жильные* породы; являясь, по сути, интрузивными образованиями, они могут иметь структурные особенности свойственные как интрузивным, так и эффузивным образованиям. Каждая глубинная магматическая горная порода имеет своего излившегося эффузивного аналога, с примерно аналогичным химическим составом.

1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

По содержанию кремнекислоты (SiO_2) магматические породы условно подразделяются на четыре группы: ультраосновные – менее 45, основные – 55-45¹, средние – 55-65 и кислые – более 65% SiO_2 . Это деление учитывает суммарное количество SiO_2 во всех силикатных минералах; например, содержание кремнекислоты в *кварце* – 100%, а в *оливине* – не более 42%. Кроме кремнекислоты в составе магматических пород имеются окислы: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , H_2O и др., но классификационное значение из них имеют только щелочноземельные и щелочные компонен-

¹ В ряде случаев пограничными между основными и средними породами принимается значение SiO_2 равные 52%.

ты, на содержании которых основываются некоторые классификации. В соответствии с ними возможно выделение щелочных пород, основой которых являются щелочные полевые шпаты и замещающие их фельдшпатыды (*нефелин, лейцит, содалит* и др.), которым могут сопутствовать *щелочные амфиболы* и *пироксены*. По содержанию SiO_2 щелочные породы соответствуют средним и основным.

Химический состав разных классификационных групп магматических пород коррелируется с их минеральным составом. Ультракислые породы, в которых содержание SiO_2 превышает 75%, характеризуются исключительным обилием кварца. Кварц является основным породообразующим минералом кислых пород. В средних породах нет *кварца* и *основных плагиоклазов*; для основных – типичны *основные плагиоклазы* и возможно присутствие *оливина*; в ультраосновных породах нет *плагиоклазов*, а породообразующими минералами являются мафические *пироксены, оливин* и др.

2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

2.1. Причины минерального разнообразия

Предполагается, что в недрах земли имеются только два родоначальных типа магмы: кислая гранитная и основная базальтовая, из которых, соответственно, образовались ультракислые и ультраосновные (крайние) породы. Смешивание этих магм дало промежуточные разновидности пород. Существующее множество горных пород объясняется *дифференциацией магмы*, сущность которой заключается в следующем. При остывании магма расщепляется в жидком состоянии (ликвирует) на две несмешивающиеся фазы, представляющие собой эмульсию. При застывании такой расщеплённой магмы образуются породы, в которых распределение темных и

светлых минералов соответствует этим фазам. В данном случае различия в химическом (и минеральном) составе формирующихся пород отражает вариации температуры в различных частях магматического очага. Процесс разделения магмы на две фазы принято называть *магматической дифференциацией*.

Магматическая дифференциация осуществляется в два этапа. На первом этапе образуются крупные кристаллы, которые оказываются тяжелее вмещающей их магмы, и поэтому опускаются вниз. Так в нижней части интрузивных тел скапливается *оливин* и другие тяжелые минералы. Однако, локально может происходить вторичное плавление сформировавшихся тяжелых минералов, что ведет к образованию в разных частях магматического бассейна магм различного химического состава. Выделившиеся из расплава, но остающиеся в нем, минералы непрерывно взаимодействуют и образуют изоморфные ряды.

Однако, расплав и кристаллы могут взаимодействовать иначе: минерал, образовавшийся на начальном этапе остывания магмы, опустившись в область высоких температур, начинает разрушаться и преобразуется в новый минерал, например, *оливин*, реагируя с расплавом дает *пироксен*. В результате магма эволюционирует и начальный состав ее минеральных фаз оказывается отличным от минерального состава полностью сформировавшейся породы. Эта дифференциация первой фазы называется *кристаллизационной*. На начальных этапах кристаллизационной дифференциации формируются мономинеральные породы (*дунит*, *пироксенит*), позднее образуются *габбро*, *сиениты*. Конечным продуктом кристаллизационной дифференциации является гранитная магма, дающая кислые породы группы *гранита*.

Вторая фаза дифференциации связана с продвижением магмы к земной поверхности, при котором происходит контактовая перекристаллизация

вмещающих магму пород. Этот процесс, получивший название **ассимиляции**, также ведет к формированию новых типов магм и магматических горных пород. Глубокая ассимиляция заканчивается формированием новых пород, минеральный состав которых не соответствует изначальному составу магмы.

Таким образом, разнообразие магматических горных пород объясняется процессом дифференциации (магматической и кристаллизационной) магмы и ассимиляцией, причем последняя ведет не только к преобразованию магм, но и к изменениям в контактирующих с интрузией породах¹.

2.2. Минералы магматических пород

Изверженные горные породы состоят преимущественно из силикатов (исключение составляют окисные и сульфидные руды). Их главные породообразующие минералы *кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены*. Они составляют до 93% минерального вещества горной породы. Достаточно часто, но в ограниченных количествах, в них присутствуют *оливин, нефелин и лейцит*. Из акцессоров наиболее типичны *апатит и циркон*. Если минерала в породе много, он включается в ее название как прилагательное (кварцевый, оливиновый и т.д.); если мало – используется определение «содержащий» (кварцсодержащий, оливинсодержащий и т.д.).

2.2.1 Породообразующие минералы

¹ Сведения по минералогии, приведенные в пособии, предполагают обязательное знакомство студента с «Определителем минералов» (Ельцина, 1995), в котором дано достаточно обстоятельное описание основных (116) минералов.

Полевые шпаты – наиболее широко распространенная минеральная группа, слагающая около 60% массы земной коры. В химическом отношении это сложные алюмосиликаты K, Na, Ca, Ba. В чистом виде полевые шпаты встречаются довольно редко. Наиболее известны из них: калиевый полевой шпат *ортоклаз* (KAlSi_3O_8), натровый – *альбит* ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) и кальциевый – *анортит* ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Много чаще встречаются изоморфные смеси этих компонентов. Натрово-кальциевые полевые шпаты именуется *плагиоклазами*. Альбит и ортоклаз часто образуют своеобразное прораствание друг в друга: когда в основной минерал, слагающий кристалл, вырастают «червячки» другого. Эти вроски называются ***пертитовыми***.

Калиевые полевые шпаты могут быть моноклинными (*ортоклаз, санидин*) и триклинными (*микроклин, анортоклаз*). Уверенное распознавание калиевых полевых шпатов возможно только при изучении их оптических свойств под микроскопом.

Плагиоклазы принято называть номерами. Например, N57 означает, что в данном плагиоклазе содержится 57% анортитовой молекулы. Плагиоклазы служат основой классификации магматических горных пород и соответственно делятся на кислые, средние и основные (табл. 1).

Таблица 1

N п/п	Групповое название	Индивидуальное название	Содержание, %		NN плагиок- лаза
			альбита	анортита	
1.	Кислые плаги- оклазы	Альбит (натровый) Олигоклаз	100-90 90-70	0-10 10-30	0-10 10-30
2.	Средние пла- гиоклазы	Андезин	70-50	30-50	30-50
3.	Основные пла- гиоклазы	Лабрадор (каль- циево-натровый) Битовнит Анортит (кальцие- вый)	50-30 30-10 10-0	50-70 70-90 90-100	50-70 70-90 90-100

Калиевые полевые шпаты типичны для пород, богатых щелочами – *гранитов, сиенитов, липаритов, трахитов* и т.д. Плагиоклазы присутствуют практически во всех обычных (т.е. нещелочных) породах, причем кислые свойственны кислым, средние – средним, основные – основным породам.

В магмах с избыточным содержанием щелочей, где для кристаллизации полевых шпатов не хватает кремнекислоты, вместо них выкристаллизовываются минералы богатые щелочами (но обедненные SiO_2), которые называются **заместителями полевых шпатов**. Наиболее распространенными из них является *нефелин* (NaAlSiO_4), бесцветный, иногда розовый гексагональный минерал с твердостью 5,5. Он образует вкрапленники в лавах в виде шестигранных призм и неправильных зерен. Встречается нефелин в *сиенитах* и других щелочных породах. Минерал похож на кварц.

Кварц – один из наиболее распространенных в земной коре минералов с простой формулой - SiO_2 . Однако, существует ряд полиморфных модификаций SiO_2 , из которых три главные имеют самостоятельные названия: кварц, тридимит и кристобалит. Общий ход полиморфных изменений в ряду при увеличении температуры от 573 до 1713 °C идет по схеме:



в области низких температур (120-270 °C) α -модификации тридимита и кристобалита переходят в β -модификации. Во всех случаях процесс обратим.

Устойчивые при температуре ниже 870 °C модификации α - и β -кварца принято называть просто *кварцем*. Минерал может кристаллизоваться в двух изогониях. Тригональный низкотемпературный кварц (α -кварц) образует удлиненные призмы; сюда относятся все гидротермальные разновидности и горные хрустали. Тригональный высокотемпературный кварц (β -

кварц) кристаллизуется в виде бипирамид. Это основной широкораспространенный кварц магматических пород. При охлаждении высокотемпературный кварц обязательно переходит в низкотемпературный. Этот переход сопровождается резким уменьшением объема.

Слюды в химическом отношении представляют собой водные алюмосиликаты калия, лития или натрия, имеют листоватую структуру, в которой атомы Al могут частично замещаться Mg и Fe. Порообразующими являются только калиевые разновидности слюд. Слюды, содержащие только алюминий, называются *мусковитами*, магнезиальные – *флогопитами*, железистые – *лепидолитами*. Магнезиальные и железистые слюды могут образовывать изоморфные смеси, именуемые *биотитами*.

Самым характерным признаком слюд является их совершенная в одном направлении спайность, проявляющаяся в форме кристаллов: больших тонких пластин – лейст. *Мусковит* ($K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$) особенно часто встречается в гранитах, пегматитах. Особенно много его в грейзенах. Чешуйчатый мелкий мусковит с шелковистым блеском называется *серицитом*. **Серицитизация** – процесс гидротермального изменения пород.

Биотит ($K_2O \cdot 6(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$) черная железомagneзиальная слюда, от мусковита отличается черным, темно-зеленовато-черным цветом. В толстых пластинках биотит не прозрачен. Встречается в гранитах, а также в метаморфических сланцах, где часто переходит в *хлорит*. Может замещать *амфиболы* и *пироксены*.

Флогопит – магнезиальная слюда ($K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$), от биотита отличается более светлой желтовато-бурой или красновато-бурой, иногда серебристой с зеленоватым оттенком, окраской. В толстых пластинках минерал темно-бурый. Наиболее светлые разновидности флогопита визуально неотличимы от мусковита. Флогопит типичен для контактово-

метосоматических образований и пегматитовых жил, а также кристаллических сланцев.

Оливины – большая группа породообразующих минералов с общей формулой R_2SiO_4 , где радикалы представлены, главным образом, Mg^+ и Fe^{++} , но может присутствовать Mn и некоторые другие элементы. В изоморфном ряду оливинов минералы выделяются по содержанию Fe_2SiO_4 ¹. Наиболее распространенным является оливин, который встречается как в интрузиях (*габбро, перидотит*), так и в эффузивных (*базальт, андезит*) породах. Минерал обнаружен и в метеоритах. Оливин прозрачен, или просвечивает на краях, со стекляннм блеском, в куске бутылочно-зеленый или черный². Минерал практически не встречается с кварцем.

Амфиболы и пироксены. Общая формула этих минералов $R'SiO_3$, где радикал представлен Mg, Ca, Fe^{++} , Fe^{+++} , Al и другими элементами. В амфиболах, в отличие от пироксенов, присутствует вода или летучие элементы (F, Cl и др.). Для минералов обеих групп характерны призматические удлиненные кристаллы с хорошей спайностью в двух направлениях. Как амфиболы, так и пироксены могут образовывать ромбические и моноклинные кристаллы, но последние распространены более широко. Ромбические амфиболы встречаются много реже, чем ромбические пироксены. В зернистых массах они не различимы визуально.

Диагностика групп базируется на следующих признаках: угол призматической спайности амфиболов – около 87° . Пироксенам свойственны короткостолбчатые кристаллы; у амфиболов кристаллы удлинены, вплоть до волокон. Минералы обеих групп темные, однако бывают и довольно светлые (синие, желтые, бурые, серые) *амфиболы*, но наиболее распространенные – *пироксены*.

¹ 0-10% - форстерит, 10-30% - оливин, 30-50% - гиалосидерит, 50-70% - горнолит, 70-90% - феррогорнолит, 90-100% - фаялит.

² Прозрачная ювелирная разновидность оливина называется *хризолитом*.

ны темно-зеленые, зеленовато- и синевато-черные разности с шелковистым, а на плоскостях спайности — перламутровым блеском; черта у амфиболов зеленовато-серая, красновато-коричневая и черная. *Пироксены* имеют преимущественно темно-серую до черной окраску, а черта у них более слабая, светлая, серовато-зеленая.

Амфиболы входят в состав сиенитов, диоритов, амфиболитов. Они легко разрушаются, переходя в хлорит, и др. минералы. Наиболее распространенным темноцветным минералом интрузивных (*пироксенита, перидотита, диабаз, габбро, монцонита*) и эффузивных изверженных пород является обычный пироксен — *авгит*. Щелочные пироксены — *эгирины* — характерны для *нефелиновых сиенитов и пегматитовых пород*. При разрушении пироксены переходят в *амфиболы, хлорит, биотит* и другие минералы.

2.2.2. Практические советы для определения минерального состава магматических горных пород.

1. Светлыми минералами являются полевые шпаты, кварц и нефелин.

Полевые шпаты отличаются от кварца, нефелина, оливина присутствием ступенчатой спайности, в то время как излом у кварца и у оливина раковистый, как у толстого стекла. Различать полевые шпаты сложно, но в ряде случаев — возможно. Плаггиоклазы часто образуют полисинтетические двойники, которые можно видеть невооруженным глазом и под лупой. Для этого следует наклоняя кристалл плаггиоклаза в разные стороны, уловить момент когда зерно по плоскости спайности как бы распадается на более светлые и матовые параллельные полосы. У *плаггиоклазов* проявляется несколько таких полос, что отражает полисинтетический характер двойников, а у *ортоклазов* — только одна, что соответствует простому двойнико-

ванию двух зерен. При использовании 8^x лупы в ортоклазах на блестящей поверхности спайности можно обнаружить мелкие замутненные плагиоклазовые включения, (или, напротив, блестящие включения на матовой поверхности). Подвергшиеся вторичным изменениям замутненные плагиоклазы в большинстве имеют белую и зеленовато-белую окраску, а ортоклазы – красную, буровато-желтую, светло-бурую, буровато-серую и никогда не бывают темными.

Нефелин, в противоположность кварцу, никогда не дает четкого раковистого излома, в палеотипных породах он замутнен и окрашен в «грязные» желтые, красноватые, зеленоваты и серые цвета. Блеск у нефелина всегда более жирный и уж никак не стеклянный, как у кварца, и твердость значительно ниже (5,5-6,0). В гранитах *зерна кварца* обычно напоминают затертые стекляшки. В породах, испытавших давление, кварц теряет стеклянный вид, становится белым и матовым и трудно отличим от полевых шпатов.

2. Из окрашенных минералов проще всего диагностировать *биотит*. От лейст бурого и черного цвета, часто с бронзовым отливом, кончиком ножа легко отделяются еще более тонкие гибкие листочки, которые можно без усилия разрезать ножом.

Оливин бывает настолько мелким, что его сложно различить даже под сильной лупой, но при достаточном навыке в породе можно уловить специфический оливинный («фисташковый») оттенок. В более крупных зернах оливина возможно наблюдать неровный раковистый излом, как у кварца, и типичный оливково-зеленый, желто-зеленый, а иногда и черный цвет. Этот минерал присущ габбро, базальтам, перидотитам, дунитам.

Амфибол и *пироксен*. Легко отличаются от биотита более высокой твердостью, от оливина – наличием спайности. Однако, различить амфибол и пироксен удастся далеко не всегда. Как уже говорилось, их основной

диагностический признак – угол спайности. При весьма сходных блестящих ровных спайных изломах у пироксенов трещины спайности пересекаются под прямым углом, что приводит к наличию в минерале и породе участков с миниатюрным ступенчатым изломом. Короткостолбчатые кристаллы пироксенов имеют 8-угольные поперечные сечения и темносерую окраску. У амфиболов плоскости спайности пересекаются под углом 124° , что объясняет отсутствие прямоугольных форм в изломе. Кристаллы их несколько удлинены, но имеют столбчатую форму с 6-угольными поперечными сечениями. Цвет чаще всего зеленовато-черный.

3. Идентификации горных пород в значительной мере способствует знание основных минеральных ассоциаций.

Кварц является минералом кислых магматических пород. Как породообразующий он отсутствует в горных породах бедных кремнеземом и особенно в тех которые богаты щелочами. Кварц не встречается с *нефелином*, *лейцитом*, почти не встречается с *оливином*¹.

Калиевая слюда (биотит, флогопит, мусковит) как первичный материал не ассоциирует с роговой обманкой и пироксеном. В ассоциации с этими минералами слюда всегда вторична. В породах обогащенных натрием биотит обычно замещен роговой обманкой и пироксеном.

Роговая обманка обычно сопровождается *титанитом*, может зонально сростаться с пироксеном, причем в породах богатых натрием пироксен облекает роговую обманку, а в обогащенных кальцием породах, напротив: роговая обманка облекает пироксен.

Оливин редко встречается с роговой обманкой, ортоклазом; не встречается в кварцевых и кварцсодержащих породах (за исключением гранита рапакиви и сибирских траппов).

¹ Исключение представляют: граниты рапакиви и сибирские траппы, где могут присутствовать железистые оливины.

2.2.3. Второстепенные и вторичные минералы

Из акцессорных минералов для магматических пород наиболее характерны рудные *магнетит*, *титаномагнетит*, *хромит* и *пирит*. Прозрачные акцессоры чаще всего бывают представлены *флюоритом*, *апатитом*, *турмалином*, *сфеном*. Из них флюорит является гидротермальным или пневматолитовым минералом, главным образом, щелочных изверженных пород и пегматитовых жил. *Апатит* типичен для зоны контакта жильных образований с вмещающими породами. *Турмалин* – минерал преимущественно кислых пород, имеет легко запоминающийся облик. Это призматические кристаллы с грубой штриховкой. *Циркон* – акцессор преимущественно гранитов и сиенитов с характерными, обычно короткопризматическими кристаллами, имеющими четырех- и восьмигранными поперечными сечениями. Для сиенитов, диоритов и некоторых других пород достаточно типично присутствие *сфена* в виде плоских клиновидных зерен (редко – призматических) бурого, желтого и зеленого цвета.

К вторичным минералам магматических пород относятся новообразования, которые являются продуктами разрушения породообразующих и акцессорных минералов. Их образованию способствуют выветривание и метаморфизация. Вторичные минералы могут образовываться посредством кристаллизации из водных растворов при остывании магмы. В порядке убывания значимости это: *эпидот*, *хлорит*, *серпентин*, *цеолит* и т.д. *Эпидот* – минерал «канареечно» желтого цвета, образуется в результате разрушения (*соссюритизации*) основных плагиоклазов; *хлорит* – продукт преобразования (*хлоритизации*) биотита, амфиболов, пироксенов, вулканических стекол и др. железистых минералов; *серпентин* образуется в процессе *серпентинизации* оливина и авгита; цеолиты развиваются по поле-

вым шпатам и замещающим их минералам, но могут формироваться и в пустотах (порах, кавернах, трещинах) базальтовых лав.

3. СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Горная порода как минеральный агрегат характеризуется определенным строением или структурой и текстурой.

Структура отражает степень кристалличности породы, величину минеральных зерен, их форму и огранку. Именно в таком смысле пользуются понятием в России, ближнем зарубежье, славянских государствах, Германии. Однако, в английской, французской и др. литературе термины «структура» и «текстура» применяют буквально в противоположном смысле, а в английских изданиях, кроме того, строение может обозначаться общим термином «fabric» (сооружение).

Текстура указывает на характер сложения минерального агрегата, т.е. на взаимное расположение составных частиц (частей) породы. Породы разного генезиса обычно имеют различные структуры и текстуры, поэтому эти понятия имеют важное диагностическое значение. Бывают случаи, когда структура и текстура настолько сближаются, что конкретизировать каждое их понятий не представляется возможным.

3.1. Структуры магматических пород

Условия застывания магмы фиксируются размерами и формой возникающих кристаллов. В потоках эффузивов застывание осуществляется настолько быстро, что основная масса лавы раскристаллизоваться не успевает и застывает в виде стекла, формируя **стекловатую структуру** (рис. 1).



а

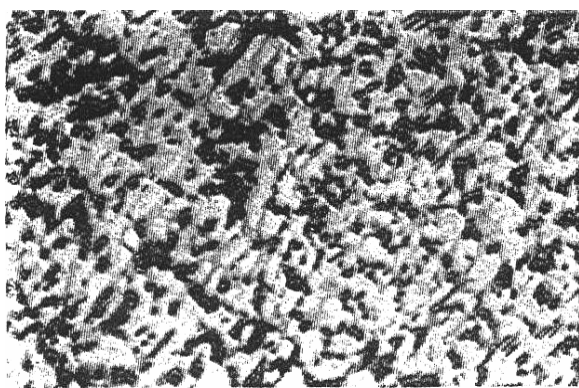


б

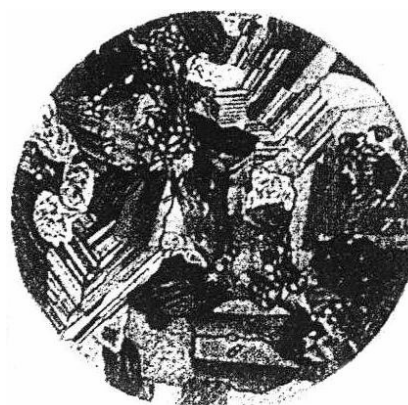
Рис. 1. Стекловатая структура: а – без увеличения, б – под микроскопом

При полной раскристаллизации магмы, что происходит при ее застывании на глубине, возникает **полнокристаллическая структура** (рис. 2).

Между этими крайними типами структур, свойственных, соответственно эффузивным и интрузивным породам, существуют многочисленные **неполнокристаллические** породы. В стекловатой массе могут быть многочисленные центры кристаллизации – зародыши кристаллов, именуемые **микролитами**. При незначительном содержании микролитов структуру называют **витрофировой**. При примерно одинаковом содержании стекла и микролитов структура называется **андезитовой**. Зрительно витрофировая структура напоминает войлок (рис. 3.).



а



б

Рис. 2. Полнокристаллическая структура (гранит): а – без увеличения, б – под микроскопом

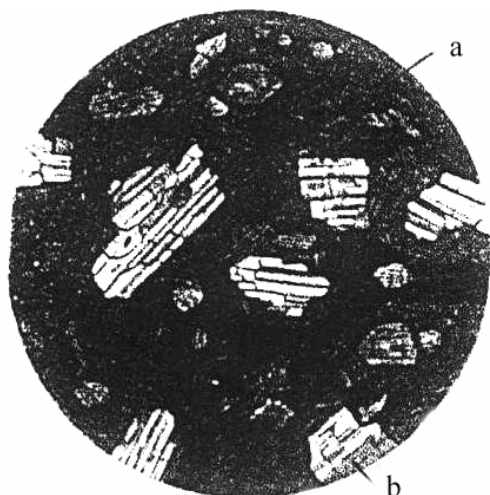


Рис. 3. Андезитовая структура (андезит): а – стекловатая масса, б – микролиты. Увеличение $\times 8$

Если стекла мало, и оно сохранилось лишь в промежутках между микролитами, говорят о **долеритовой (диабазовой)** структуре, характерной для многих диабазов, в которых промежутки между удлиненными кристаллами плагиоклазов заполнены не стеклом, а пироксеном или хлоритом.

Ясно выраженная структура потоков, когда все микролиты ориентированы в одном направлении, называется

флюидальной. Все перечисленные структуры сформировались на земной поверхности в один прием – при застывании порции лавы.

Полнокристаллические структуры различаются по степени огранки кристаллов. Если кристалл хорошо образован, т.е. обладает собственной формой, его называют **идиоморфным**. Если же минерал не обнаруживает огранки, а отображает форму соседствующих с ним минералов, он называется **ксоморфным** (обладающим чужой формой). Соответственно именуются и структуры: **идиоморфными** и **ксоморфными**. При относительном идиоморфизме зерен говорят о **гранитовой (гипидиоморфно-зернистой)** структуре (рис. 2). Довольно часто встречаются **пойкилитовые** структуры, в которых в очень крупные зерна одного минерала без всякой ориентировки проросли мелкие зерна других минералов. Не менее часто можно наблюдать **пегматитовую (гранофировую)** структуру, в основе которой лежит ориентированное прораствание кварца и ортоклаза, которое может быть нескольких типов: письменное – при поперечной или полигональной ориентировке; пертитовое – альбит прорастает в калиевый шпат в

виде коротких червеобразных прожилков, именуемых *пертитовыми вростками*.

Условия кристаллизации магмы контролируют величину кристаллов. Если магма твердеет медленно, создаются наиболее благоприятные условия для формирования крупных кристаллов. Возникающие структуры могут быть *равномерно-* и *неравномернозернистыми*, а по величине зерен: гигантозернистые, с «зернами», поперечник которых измеряется дециметрами и даже метрами, грубозернистые – более 5, среднезернистые – 5-1 и мелкозернистые – менее 1 мм. Эти структуры легко различимы визуально. При очень мелком (микроскопическом) кристалле выделяют микрозернистые структуры. Если же под микроскопом обнаруживается общая картина кристаллического строения, но отдельные зерна не различимы структура именуется криптозернистой.

На начальном этапе остывания магмы формируются самые крупные кристаллы. Вырвавшаяся на поверхность лава застывает быстро и кристаллы не успевают сформироваться. В этом случае на фоне любой из неполнокристаллических структур сохраняются крупные хорошо ограненные кристаллы первой генерации – *порфировые выделения (порфирины, фенокристы, вкрапленники)*. Так возникает *порфировая структура*, которая соразмерна величине фенокрист может быть макропорфировой и микропорфировой (рис. 4). Кроме того, часто выделяют порфировидную или *гранитпорфировую структуру*, в которой основная масса раскристаллизована.

Другие структуры, которых существует множество, встречаются значительно реже.

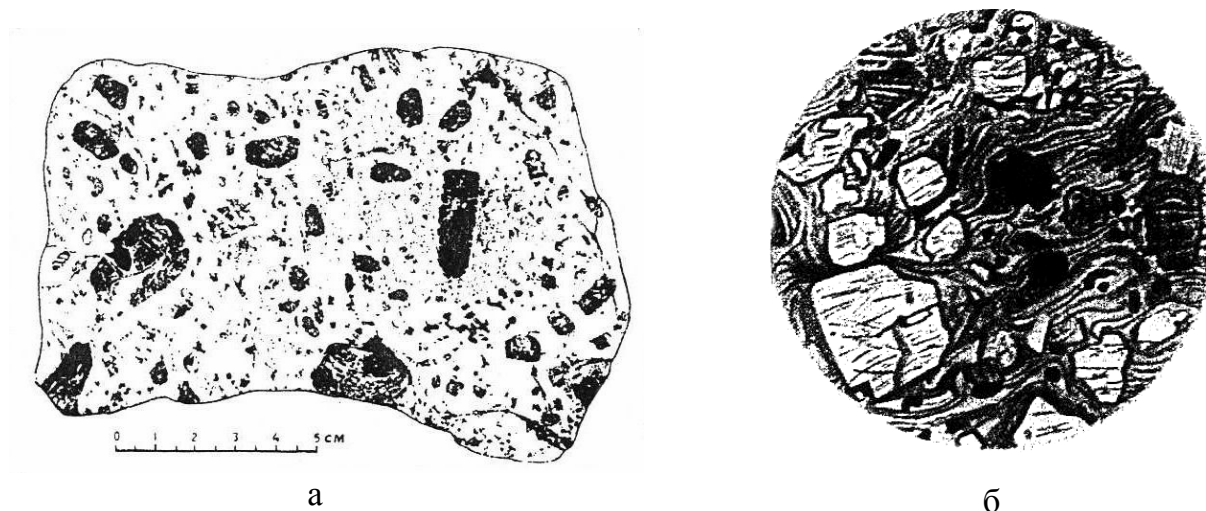


Рис. 4. Порфировая структура:
а – порфирит, б – кварцевый порфир под микроскопом

3.2. Форма породообразующих минералов в магматических горных породах

Кварц - бипирамидальный кристалл, состоящий из двух ромбоэдров. В гранитах грани кристаллов не развиты, т.е. ксероморфны.

Полевые шпаты – изометрические таблитчатые и призматические кристаллы. Плагииоклазы – таблитчатые, призматические и даже игольчатые; в кислых породах – зерна плагииоклазов наименее изометричны. Часты двойники.

Слюды – лейсты, чешуйки, блестки.

Пироксены – короткопризматические кристаллы со спайностью по призме под углом 87° . Удлиненные кристаллы редки и обычно свойственны натровым пироксеном (эгирину, авгиту).

Амфиболы – удлиненные, вплоть до игольчатых и волокнистых (актинолит, тремолит), кристаллы со спайностью под углом 124° . Вторичные амфиболы, образовавшиеся по пироксену, сохраняют очертания пироксена.

Оливин – грани сильно корродированы и кристаллы имеют вид овальных и округлых зерен.

Фельдшпатиды: нефелин образует слабо удлинённые призмы и толстые таблички, минерал ксероморфен, но может сростаться со щелочным полевым шпатом. Лейцит – изометричен. Содалит образует тонкие прожилки вторичного генезиса в нефелине.

3.3. Текстуры магматических пород

Взаимное расположение частиц в породе может быть обусловлено как внутренними причинами, связанными с особенностями кристаллизации, так и с внешними факторами, воздействующими на излившиеся массы.

Эндогенные текстуры разделяются на *однородные, шлировые (такситовые)* и *сферические*. Если минеральные компоненты распределены в породе равномерно, т.е. порода повсеместно однородна по минеральному составу и строению, то она характеризуется и *однородной текстурой*. Это самая распространённая текстура зернистых и порфировых пород. В породах со *шлировой (такситовой)* текстурой имеются участки различные по минеральному составу или структуре, или одновременно различные и по составу, и по структуре. Горные породы неоднородного строения называют *такситами*.

В породах со *сферической (или шаровой) текстурой* минералы располагаются концентрически вокруг некоторых центров, причем отдельные кристаллы в пределах концентрических зон могут располагаться радиально. Таким образом, в породе формируется концентрически зональное и, отчасти, радиальное строение. Примером может быть текстура гранита рапакиви, где округлые порфирины ортоклаза обрастают каймой из олигоклаза, а иногда еще и оторочены биотитом.

Текстуры эффузивов также могут быть однородными и такситовыми. Особенно распространены **параллельные текстуры**, которые возникают по различным причинам, но чаще всего – как результат течения магмы. текстура наблюдается как в зернистых, так и в порфировых породах. Ее легко выявлять при наличии минералов вытянутого габитуса, которые лежат в одной плоскости и при этом часто параллельны, как, например, биотит.

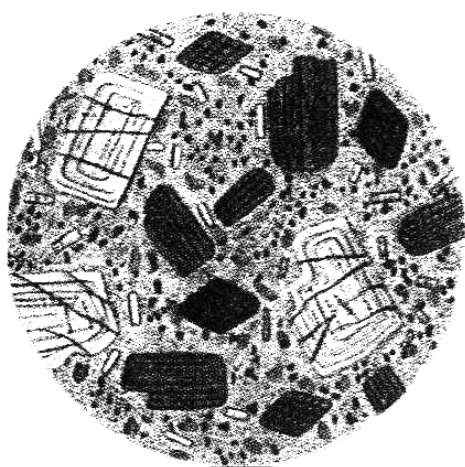


Рис. 5. Трахитовая текстура (трахит) под микроскопом

Ориентированное движение особенно часто и четко проявляется во флюидальной текстуре эффузивов, где удлиненные микролиты полевого шпата ориентированы по направлению течения магмы. Эта текстура типична для *трахитов* и называется **трахитовой** (рис. 5). Она встречается и в интрузивных аналогах трахитов – в щелочных и нефелиновых сиенитах, где называется

трахитоидной. Однако в глубинных кристаллических породах (полосчатое габбро, нефелиновые сиениты и др.) полосчатость является следствием первичной неоднородности магмы.

Полосчатый и гнейсовидный облик является следствием перекристаллизации и механической деформации зерен при метаморфизации породы. В таких случаях часто возникают **очковые** и **волокнистые текстуры**.

Кроме того, принято выделять плотные компактные **массивные** и **пористые текстуры**. Для изверженных пород массивные текстуры наиболее типичны. На них часто накладываются признаки метаморфизации: параллельность, рассланцевание. Изверженные пористые породы редки (при застывании на глубине поры обычно возникают в процессе роста кристал-

лов, когда формируются друзы, жеоды, неполностью заполняются трещины. Но впоследствии при вторичных процессах эти пустоты выполняются кальцитом).

Пористость эффузивов возникает в результате выделения из магмы пузырьков газа. В зависимости от количества пустот различают *пористую, пузыристую, шлаковую* и *немзовую* текстуры эффузивных пород. В древних лавах поры обычно заполнены кремнеземистыми минералами (кварцем, опалом, халцедоном), цеолитами, карбонатами, что создает своеобразные *миндалекаменные текстуры*.

Как уже отмечалось, нередко весьма затруднительно разделить структуру и текстуру породы. Например, говорят как о центрических, брекчевидных текстурах, так и структурах. Существуют текстуры, которые можно наблюдать только при полевых исследованиях так как «частицы», слагающие породы, могут быть очень велики, например, *шаровые* и *подушечные текстуры* лав.

4. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Формы залегания магматических пород определяются ходом магматического процесса и могут быть разделены на тела интрузивного и эффузивного характера.

4.1. Интрузивные тела

Интрузивные формы образуются в ходе замещения ранее существовавших пород в магматическом очаге и обрушения его кровли. Это прежде всего штоки и батолиты. При внедрении магмы в трещины и между слоями пород под напором возникают согласные с напластованием (силлы, лакко-

литы, факолиты, лаполиты) и несогласные (дайки, жилы, апофизы, некки, бисмалиты и др.), т.е. секущие слои горных пород, тела.

Штоки и **батолиты** представляют собой огромные глубинные тела, постепенно сужающиеся кверху и несогласные по отношению к вмещающим породам. Разница между ними определяется только размерами: если площадь верхней поверхности тела не превышает 200 км^2 , оно классифицируется как шток; при более значительных размерах форма относится к разряду батолитов. Особенно распространены штоки и батолиты гранитного состава. В зоне контакта тела с окружающими породами обнаруживаются *роговики* – контактово-метаморфические породы. Проникая в виде апофиз во вмещающие породы, гранитная магма преобразуется и дает *лампрофиды, аплиты и пегматиты*.

Гранитная магма может проникать в боковые породы на достаточно значительные расстояния, осуществляя при этом на больших площадях их перекристаллизацию. При этом возникают *мигматиты* – породы, в которых измененное вещество боковой породы и гранитный материал настолько перемешаны, что границу интрузии провести невозможно. В толще мигматитов можно наблюдать зоны гранитов и явно метаморфических пород. Это тот наглядный случай, когда магматический процесс срачивается с метаморфическим.

Напорные тела классифицируются, главным образом, по соотношению их размеров. Так, размер **лакколитов** в средней их части составляет примерно $1/7$ - $1/8$ поперечника их основания. Таким образом, лакколит имеет караваяобразную форму; часто она осложнена апофизами и разрывами. Лакколиты – образования преимущественно платформенных областей. Лакколитообразные тела, но более мелкие и образовавшиеся при орогенезе, особенно в антиклинальных зонах, именуются **факолитами**. **Лаполиты** имеют форму, напоминающую гигантские вогнутые чаши, которые

могли образовываться при проседании нижележащих пород под тяжестью магмы. *Силлы* или *пластовые интрузии* очень напоминают эффузивные покровы, но залегают они обычно внутри пирокластических пород, что можно наблюдать, исследуя современные вулканические образования.

Что касается несогласных форм, то они имеют достаточно крутые борта и секут вмещающие породы. *Дайки* – это жилы, но более правильной формы и внушительных размеров. *Некки* – наполнения жерл вулканов. Если магма сосредоточена только в периферийной части тел, а центральная часть заполнена материалом вмещающих пород, форма являет собой *кольцевую жилу*. Узкие удлиненные тела, протыкающие слои снизу вверх, как стержень, именуется *бисмалитами* и т.д.

4.2. Эффузивные формы

Эффузивные тела могут формироваться как *экструзии* (т. е. выдавливанием вязкой кислой, а отчасти и средней магмы) и как *эффузии* (при спокойном излиянии жидкой основной и ультраосновной магмы) на поверхность. Среди них различают дайки, покровы и потоки трещинных излияний; потоки и покровные проплавления кровли; формы центральных извержений, в т.ч. некки, выступы и купола, конусы и иглы.

Структурные признаки магматических пород жестко контролируются формами их залегания. Причина такой согласованности заключается в скорости охлаждения и кристаллизации расплава. Именно это положение объясняет, почему жильные (и вообще небольшие) интрузии занимают промежуточное положение между интрузивными и эффузивными породами. Обнаруживая связь с глубинными интрузиями, они могут быть кристаллическими и по составу соответствовать изначальной магме (асхистовые или нерасщепленные породы), и могут быть порфировидными и несколько от-

личными по составу от глубинной магмы (диасхистовые или расщепленные).

Кроме того, различают такие жильные образования как аплиты, лампрофиры и пегматиты.

Аплиты – магматические жильные лейкократовые (светлоокрашенные) микрокристаллические породы. Аплит – жильный аналог гранита, однако, аплитами могут быть и другие породы: диорит – аплит, габбро – аплит и др.

Лампрофиры – магматические жильные меланократовые (темноокрашенные) темно-серого и черного цвета породы. Лампрофиры имеют полнокристаллическую порфировую структуру, получившую название лампрофировой, в которой порфировые выделения представлены цветными минералами.

Пегматиты – крупно- и грубокристаллические породы, залегающие в форме жил, линз, гнезд и т.п., проявляющие четкую связь с глубинными телами, но содержащие много минералов пневматолитового генезиса (с H_2O , F, B, Cl и др. летучими). Содержат повышенные концентрации редких и рассеянных элементов. Обычно граниты с пегматитовой структурой называют пегматитами, но следует помнить, что пегматитовыми могут быть другие породы, например: сиенит – пегматит, габбро – пегматит и др.

5. ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Сведения, изложенные в этом разделе, согласуются с данными табл. 2 и дополняют их. Номера, после названий соответствуют графам таблицы, в которые вписаны породы.

5.1. Кислые породы

5.1.1. Группа гранита – липарита – кварцевого порфира

Граниты (1,3) – интрузивные абиссальные и гипабиссальные породы¹, сложенные преимущественно кварцем (более 20%), щелочным полевым шпатом, кислыми плагиоклазами и каким-нибудь минералом из группы слюд, амфиболов и пироксенов. Различают «нормальные» граниты с калиевыми полевыми шпатами и кислыми плагиоклазами и щелочные граниты, в которых плагиоклазы отсутствуют. Кварц в гранитах обычно хорошо огранен. Щелочные полевые шпаты представлены ортоклазом, микроклином, анортоклазом; плагиоклазы – олигоклазом и альбитом. Плагиоклазы гранитов чаще всего выветрелые, поэтому в породе обнаруживаются и продукты их изменения – вторичные каолин и серицит.

Из окрашенных минералов в гранитах чаще других присутствует биотит. Он может содержать различные включения. Разлагаясь биотит переходит в хлорит, что придает минералу зеленоватый оттенок. Биотит может прорасти мусковитом. Из пироксенов типичны авгит, гиперстен, эгирин. При выветривании пироксенов возникают хлорит и серпентин, поэтому выветрелые пироксены, как и биотит, приобретают зеленоватый оттенок. Амфиболы (роговая обманка и др.) встречаются редко. Обычно это единичные неправильной формы зеленоватые и буровато-зеленые зерна. Часто роговая обманка образовывается по пироксену.

Акцессорные минералы: рудные (магнетит, ильменит, гематит, пирит), сфен, рутил, циркон, апатит, гранаты, турмалин.

¹ Выходы гранитных пород преимущественно связаны с докембрийскими образованиями (Балтийский и Украинский щиты, Пайхой), но могут иметь место и в молодых горных системах (Кавказ, Забайкалье).

Магматические горные породы

Генезис	Структуры	Характер залегания	Минеральный состав	Окраска		Светлая, пестрая				
				Полевые шпаты	ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ					
Щелочные калиевые, калиево-натровые, натровые полевые шпаты (преобладают)										
Щелочные полевые шпаты (преобладают)	Щелочные полевой шпат Кислый плагиоклаз				Нефелин					
Кварц	с кварцем	без		с кварцем	без	с кварцем				
Оливин	безоливиновые									
	1	2		3	4	5				
Биотит	Гранит щелочной	Сиенит щелочной		Гранит, гранодиорит	Сиенит	Нефелиновый сиенит				
Амфиболы										
Пироксены										
Жильные	Микро- и мелкокристаллические, порфировидные	Мелкие интрузивные тела, жилы, силлы, дайки и прочие	Жильные аналоги интрузивных пород	Асхистовые	гранит щелочной	сиенит щелочной	гранит, гранодиорит	сиенит	МИКРО - сиенит нефелиновый	
			Диахистовые	Щелочной гранит-	Щелочной сиенит-	Гранит-, гранодиорит-	Сиенит-	Нефелиновый сиенит-	- ПОРФИР	
Эффузивные	Порфировые, стекловатые, афанитовые, некристаллические	Эффузивные покровы, потоки, купола. Реже - мелкие неглубоко залегающие интрузии.	Эффузивные аналоги интрузивных пород	Кайнотипные	Стекловатые и афанитовые					
					Перлит, пемза, обсидиан, пехштейн					
				Палеотипные	Щелочной липарит	Щелочной трахит	Риолит Липарит	Трахит	Фонолит	
					Порфиры					
Окраска					щелочные		ортофир, альбитофир	нефелиновый		
					кварцевый	бекварцевый			кварцевый	
Окраска					Белая, красноватая, серая светлая, зеленоватая					

Таблица 2

Серая, зеленовато-серая				Темно-серая до черной					
(И ФЕЛЬДШПАТИДОВЫЕ)									
Плагиоклазы (преобладают)						Без полевых шпатов (и фельдшпатидов)			
Плагиоклаз (50%) Щелочной полевой шпат (50%)		Кислые и средние плагиоклазы		Основные плагиоклазы Фельдшпатиды					
с кварцем	без	с кварцем	без	безкварцевые					
				с оливином	без	с оливином	без	с оливином	
6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Гранодиорит Кв. монцонит	Монцонит	Гранодиорит Кварцевый диорит	Диорит	Габбро Норит				Дунит	
									Тералит (нефелин. габбро)
гранодиорит, кв. монцонит	монцонит	гранодиорит, кв. диорит	диорит	габбро, норит	Тералит		Пикриты, пикритовые порфириты		
Гранодиорит-, кв. монцонит-	Монцонит-	Гранодиорит-, кв. диорит-	Диорит-	Габбро-, норит-	Диабаз Долерит				
породы:									
Андезитовый обсидиан				Базальтовый обсидиан, шлаки					
Дацит Латит	Латит	Дацит	Андезит	Базальт, долерит	Тефрит, авгит				Базанит
		Порфириты							
кварцевый	монцонитовый	гранодиоритовый	диоритовый	эффузивный диабаз	с нефелином				
Обычно темная				Темная: серая, зеленовато-черная и черная					

По мере увеличения в гранитах количества кислых плагиоклазов, а именно, когда их становится больше, чем ортоклаза, породу относят к переходной от гранита к кварцевому диориту и называют *гранодиоритом* (3, 6, 8).

Бесполевошпатовая гранитная порода, состоящая из кварца и светлой слюды, называется *грейзен*. Грейзен может быть отнесен и к контактово-метаморфическим образованиям, так как он суть продукт изменения гранитов под действием паров воды, газов, фтористых и хлористых соединений, обеспечивающих *грейзенизацию* – процесс превращения полевых шпатов в светлую литиевую слюду – лепидолит. В грейзенах может присутствовать касситерит, топаз, турмалин.

За счет неравномерного распределения разных минералов гранитные породы могут иметь пятнистую окраску.

Наиболее часто граниты залегают в форме батолитов, штоков, лаколитов и жил.

Структура гранитов кристаллически-зернистая (рис.2) (гранитовая, гипидиоморфно-зернистая), может быть равномерной (крупно-, средне- и мелкозернистой), гнейсовидной и пегматитовой, причем последняя наиболее характерна для аплитовых и пегматитовых жил.

Аплит – тонкозернистый жильный аналог гранита с идиоморфной или гранулитовой структурой, в минеральном составе которого обнаруживаются микроклин, олигоклаз, кварц, мусковит, гранат или топаз, турмалин. Описание *пегматитов* дано в разделе 4.2.

Гранитные породы являются отличным строительным и облицовочным материалом.

Липариты и *кварцевые порфиры* являются эффузивными аналогами гранитов. И липариты и кварцевые порфиры нераскристаллизованные представители гранитной магмы. *Кварцевые порфиры* (1,3) – палеотипные

породы в значительной мере измененные вторичными процессами. Порфировые выделения в них могут быть представлены кварцем и ортоклазом (рис. 4). *Липариты* (1-3) – кайнотипные аналоги гранитов. Это свежие кайнозойские породы; выделения в них представлены ортоклазом (санидином), причем они менее четко очерчены.

Стекловатые эффузивы известны под названием *обсидиан*, *пехштейн*, *смоляной камень* (1-4). Породы похожи на стекло, окраска их разнообразна, характерен жирный и смоляной блеск (рис. 1). Стекло с массой мелких сфероидальных образований называют *перлитом*, пузыристую стекловатую породу – *немзой*.

5.2. Щелочные породы

5.2.1. Группа сиенита – трахита – ортофира

Сиенит (2,4) – интрузивный представитель группы. От гранита он отличается отсутствием кварца и большим разнообразием окрашенных минералов. Различают сиениты пироксеновые, амфиболовые и слюдяные. Авгитовые сиениты с ортоклазом и основным плагиоклазом называют *монцонитами* (7). Сиениты делятся на нормальные ортоклаз – плагиоклазовые и щелочные, не содержащие плагиоклазов. Встречаются также *сиенитовые аплиты* и *сиенитовые пегматиты*. Полевые шпаты в сиенитах обнаруживают ***пертитовые вроски***. Плагиоклазы – кислые, чаще всего представлены олигоклазом, реже – олигоклазом, альбитом и совсем редко – андезином. Роговая обманка, как в гранитах, обыкновенная, но щелочные сиениты содержат щелочные роговые обманки. Пироксены представлены авгитом и диопситом, а в наиболее щелочных разновидностях – эгирином и эгирин-авгитом. Биотит окрашен в темнорусый или зеленый цвет.

Акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит, магнетит, ильменит, гематит. В щелочных сиенитах может присутствовать темнобурый гранат – меланит.

Структуры сиенитов гипидиоморфнозернистые, порфировые и гнейсовидные. Породы слагают штоки, лаколиты, жилы по размерам менее значительные, нежели гранитные. Встречаются сиениты много реже гранитов.

Трахиты и **ортофиры** (2,4) – эффузивные аналоги сиенита. Трахиты (2) кайнотипные аналоги сиенитов. Это светлые белесо-серые мелкопористые с характерным шероховатым изломом породы. Палеотипные *порфиры* (ортофиры, альбитофиры, кератофиры (4)), более темные. Мафические минералы в них хлоритизированы. Для трахитов и ортофиров характерна трахитовая структура (рис. 5). Между липаритами и трахитами выделяют переходные *трахи-липариты*, отличительной особенностью которых является присутствие кварца, как в основной массе, так и в выделениях. В других переходных породах – *трахи-дацитах* – содержится много кислого плагиоклаза. Трахиты, ортофиры, альбитофиры и кератофиры породы довольно редкие.

Трахи-липаритовые породы используются как кислотоупорный и строительный материал.

5.3. Группа нефелиновых пород

Нефелиновый сиенит (5) отличается значительным содержанием нефелина и щелочных полевых шпатов (ортоклаза, анортоклаза, альбита). Плагиоклазы же играют второстепенную роль. В *нефелиновом монцоните* (7) содержится примерно поровну ортоклаза и основных плагиоклазов. Темные минералы в этих породах представлены щелочными амфиболами и пироксенами. Темные породы, в которых полевой шпат представлен ис-

ключительно лабрадором, называется *тералитом* (нефелиновое габбро, 11, 12). Нефелин, разлагаясь, преобразуется в цеолиты. Биотит, обычно, сильножелезистый темнобурый; пироксен представлен эгирином и авгитом; амфиболы – темнобурые, зеленовато-голубые, голубовато-зеленые. Обычный набор акцессорных минералов: меланит, сфен, апатит, железистые минералы.

В нефелиновом сиените может присутствовать кальцит. Крупнокристаллический нефелиновый сиенит Кольского полуострова называют *хибинитом*. К бесполовошпатовым нефелиновым породам относится *уртит*. В состав уррита помимо нефелина (85%), входят эгирин, апатит и др.

Эффузивные кайнотипные аналоги нефелиновых сиенитов – *фонолиты* (5), монцонитов – *латиты* (6,7), тералитов – *тефриты* (11). Палеотипные аналоги: *порфиры* и *порфириты* соответствующего состава.

5.4. Средние породы

5.4.1. Группа диорита – андезита

Диорит (9) является интрузивным представителем средних пород с кислым плагиоклазом. Кварц и биотит в диоритах присутствует не всегда и, обычно, в количестве единичных зерен. При наличии достаточно ощутимого количества кварца породу называют *кварцевым диоритом* (9). В диоритах окрашенные минералы представлены идиоморфными зернами роговой обманки, часто сдвойникованными под углом около 125° , и авгита. В хорошо ограненных зернах авгита наблюдаются восьмигранные сечения с хорошей призматической (под углом около 87°) спайностью. В крупнокристаллических диоритах возможно видеть своеобразное срастание пироксена и амфибола: вокруг авгитового ядра оторочка из бурой ро-

говой обманки. Вполне вероятно и вторичное происхождение роговой обманки.

Структура диоритов гипидиоморфнозернистая, гранитовая, иногда – порфировидная. Типичная окраска – серая и зеленовато-серая, но встречаются и темносерые, почти черные диориты. Диориты не образуют значительных скоплений – их наиболее характерные формы залегания жилы и мелкие интрузии.

Андезит (9) – эффузивный аналог диорита. Название породы определено наличием в ней андезина. В виде микролитов в породе присутствуют авгит и роговая обманка. Структура андезитов при увеличении напоминает войлок плагиоклазовых (андезиновых) иголочек, пропитанный стекловатой массой. В породе обычно повсеместно наблюдаются переходы от андезитовой структуры к трахитовой и стекловатой (рис. 3, 5). Породы темные.

Андезиты связаны постепенными переходами с дацитами (андезито-дациты) и базальтами (андезито-базальты).

Палеотипные аналоги андезитов – *порфириты* (9). Вторичные процессы проявляются в образовании эпидота, кальцита, хлорита, за счет чего измененные порфиритовые породы приобретают зеленоватые и сероватые оттенки.

Андезитовые лавы имеют широкое распространение.

5.5. Основные породы

5.5.1. Группа габбро – базальта – диабаза

Габбро (10) типичная основная интрузивная порода. Она сложена основным плагиоклазом (от анортита до лабрадора) и пироксеном (чаще монаклинным) или вторичным амфиболом (роговой обманкой). Плагиоклазы

часто соссюритизированы. Разновидности габбро, в которых пироксен представлен бронзитом и гиперстеном, именуются *норитами*. Габбро и нориты с оливином называются оливиновыми. Типичным для габбровых пород полевым шпатом является лабрадор. Нормальное габбро содержит 35-50% мафических минералов, но нередко встречаются отклонения от нормы как в сторону аплитов, так и лампрофиров. Из пироксенов в габбро чаще всего присутствует авгит, по которому может образовываться роговая обманка и биотит. Но наиболее распространенным продуктом изменения пироксенов являются серпентин и хлорит. В породе часто присутствуют округлые зерна и деформированные кристаллы оливина, обычно серпентинизированного. Так как превращение оливина в серпентинит идет при увеличении объема, от серпентиновых зерен радиально расходятся микротрещины, выполненные тем же серпентином.

Редко, но все же встречаются кислые кварцевые габбро с ортоклазом, именуемые ортоклазовыми.

В качестве аксессуаров присутствуют ильменит, магнетит, апатит, сфен.

Габбро – кристаллически-зернистые породы. Их структуры определяются по идиоморфности светлых и темных минералов; если темноцветы более идиоморфны, нежели плагиоклаз структура называется габбровой. Если же плагиоклаз идиоморфнее пироксена – структура именуется диабазовой. В породах может присутствовать гнейсовая полосчатость, когда светлые полосы чередуются с темными линзочками обогащенными титаномагнетитом. Происхождение габбровой полосчатости кристаллизационное. Семейство габбровых пород весьма многочисленно. Сюда относятся темные практически ультраосновные *рудные габбро*, мономинеральные *лабродориты* и *анортизиты*, а также переходные к диабазам – *габбро-диабазы* и к сиенитам – *габбро-сиениты* и другие разновидности.

Габбровые породы имеют широкое распространение и служат прекрасным строительным материалом. Месторождения рудных габбро разрабатываются с целью добычи титаномагнетита (Урал, Сибирь, Финляндия).



Рис. 6. Базальт (увеличено). Видны двойники лабрадора и шестигранники пироксенов.

Базальт (10) – самый распространенный эффузивный кайнотипный аналог габбро. В кайнозойских лавах лабрадор и пироксен присутствуют примерно в одинаковых количествах (рис. 6). Базальт с заметным количеством оливина называется *оливиновым*. В целом, базальты черные плотные стекловатые и полнокристаллические¹ породы. Полнокристаллические базальты

называются *долеритами* (10). Базальтовые тела представлены потоками, покровами, куполами, реже – жилами. Для них весьма характерна столбчатая отдельность, получившая название базальтовой. Между наслоениями разных извержений в стратифицированных толщах могут присутствовать прослой туфов. Наружная часть базальтовых форм обыкновенно полностью стекловатая, однако, базальтовые стекла – тахилиты и гиаломеланы – по причине более легкой раскристаллизации основной магмы встречаются много реже, чем кислые.

Застывший материал древних подводных вулканических извержений отличается присутствием хлорита, придающим базальтовым породам зеленую окраску, на основании чего они выделены в группу «зеленоокаменных

¹ Легкоподвижные основные лавы способны раскристаллизовываться и при относительно быстром охлаждении.

пород»¹. Но эффузивные *диабазы* встречаются очень редко. Обычно же палеотипными эффузивными аналогами габбро являются порфириты, во вкрапленниках которых может быть оливин, реже – плагиоклаз и авгит.

5.6. Ультраосновные породы

Ультраосновные породы представлены преимущественно интрузивными разновидностями. Их общими характерными признаками являются темная окраска и практическая мономинеральность. Типичными представителями ультраосновных интрузивных пород считаются пироксениты (13), дуниты и перидотиты (14).

Пироксенит – яснокристаллическая порода, состоящая, главным образом, из пироксена с незначительной примесью роговой обманки, оливина, шпинели, магнетита, ильменита, хромита и др. минералов. При амфиболизации пироксенит преобразуется в *горнблендит*. Пироксенит и горнблендит – тяжелые, плотные очень темные (черные, зеленовато-черные, иногда сероватые и буроватые) породы.

Перидотит – оливиновая порода, отличающаяся от пироксенита только значительным содержанием оливина.

Дунит – оливиновая порода (до 97% оливина) с примесью магнетита, колчедана, обычно серпентинизированная.

Жильные разновидности пироксенита, перидотита и дунита называются *пикритами* (с микрокристаллической структурой) и *пикритовыми порфиритами* (с порфировидной структурой). Пикритовые породы генетически связаны с диабазами.

¹ Если пустоты в зеленокаменных породах выполнены кальцитом, кварцем, цеолитами их называют *мандельштейнами*. Аналогичные породы, но с альбитовыми

Наличие эффузивных аналогов ультраосновной магмы проблематично.

II. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

1. СТАДИИ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Геологические тела, образовавшиеся в условиях поверхностных температур и давлений из продуктов физического и химического выветривания, жизнедеятельности организмов и садки солей в перенасыщенных водоемах сложены *осадочными горными породами*. В самом общем виде формирование осадочных пород осуществляется по схеме: образование осадочного вещества – его перенос – накопление осадка – преобразование осадка в осадочную горную породу. Перечисленные процессы образуют три стадии. Первая стадия, включающая образование осадочного вещества, именуется стадией *гипергенеза* (выветривания); вторая, объединяющая перенос и осаждение осадочного вещества – стадией *седиментогенеза* (осадконакопления); третья стадия, в результате которой осадок преобразуется в осадочную горную породу, называется *диагенезом*. Общий термин формирования осадочной породы носит название *литогенез*.

Литогенез контролируется климатом, рельефом и геотектоническим режимом территории, причем основным фактором является климат. Именно поэтому осадочные горные породы запечатливают климатические условия, контролирующие процессы литогенеза. Принято выделять нивальный, гумидный и аридный типы литогенеза.

Нивальный (или ледовый) тип характеризуется преобладанием физического выветривания, а следовательно, скоплением рыхлого обломочного, в

ми выделениями в виде микролитов и мелких вкраплений именуют *спилитами*. Для спилитов характерна шаровая и подушечная отдельность.

том числе и ледникового материала. Диагенез проявляется в уплотнении осадка. Это простейший тип литогенеза.

Гумидный тип литогенеза более сложен. В зоне его проявления развито и физическое и химическое выветривание. Спектр образующихся пород разнообразен: обломочные, глинистые, углистые, глиноземистые, железистые, марганцовистые, фосфатные, кремнистые, карбонатные. Процессы диагенеза сложны. Гумидный тип литогенеза был и остается господствующим на Земле.

Аридный тип литогенеза отличается преобладанием физического выветривания, но процессы осадконакопления и диагенеза в зонах его проявления сложны и разнообразны. Здесь формируются различные обломочные породы, долмиты, сульфаты, галогены и др. соли, а также породы гумидных территорий – карбонатные, кремнистые, фосфатные и др.

Перечисленные типы литогенеза зональны. С областями былой и современной вулканической деятельности связан аazonальный вулканогенно-осадочный тип литогенеза.

За стадией диагенеза следует стадия **катагенеза**, в которую происходит уплотнение, изменение минерального состава и, отчасти, строения породы. В дальнейшем, в глубоких слоях земной коры в области высоких температур и давлений порода метаморфизуется. При воздымании территории и выходе породы на дневную поверхность она выветривается и разрушается.

2. КОМПОНЕНТЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Обычно составные части осадочных пород подразделяют на аллотигенные, аутигенные, вулканогенные, космогенные и органические остатки.

Аллотигенные компоненты это компоненты привнесенные из областей питания. Они составляют основную массу обломочных и ряд глинистых пород, а в виде примесей встречаются во всех породах. Это могут быть все минералы, но чаще всего аллотигенные компоненты это наиболее устойчивые из них. Это кварц, полевые шпаты, каолинит, гидрослюда, лимонит, слюда, обломки горных пород. Набор аллотигенных минералов осадочной породы отражает минеральный состав питающей провинции. Аллотигенный характер определяется по окатанности или угловатости зерна: в зависимости от степени механической обработки в водной и воздушной среде зерна могут иметь слегка сглаженные углы, но могут приобрести и идеальную сферическую форму.

Аутигенные минералы возникли на месте («in situ») на разных стадиях формирования осадочной породы. Среди них наиболее значимы карбонаты, сульфаты, соли; довольно часто присутствуют хлориты, окислы и гидроокислы железа, марганца, алюминия, минералы группы кремнезема, фосфаты и др. Аутигенные минералы являются основными в карбонатных, фосфатных, глиноземистых, железистых, марганцевых породах, солях, в таких образованиях как конкреции; стабильно присутствуют в глинистых породах и часты в цементе обломочных образований. Аутигенный характер минерала определяется по идиоморфной форме кристаллов, образовавшийся в пустотах и неправильной и гипидиоморфной формы и мельчайшим размерам зерен в хомогенных породах и в цементе обломочных пород. Об аутигенном характере свидетельствуют оолиты, сферолиты, vyplnenie пустот и замещение минералов.

Возникая в породе (или осадке) аутигенные материалы являются показателями физико-химических условий среды.

Так, например, окислы и гидроокислы железа и марганца формируются в окислительной обстановке при $pH > 2,3-3,0$ и положительных значениях

eH; опал – в кислых, слабокислых и нейтральных условиях, но устойчив и в слабощелочной среде; кальцит и доломит – в щелочной среде с $pH > 7,4$; сидерит – при $pH = 7,0-7,2$ в слабовосстановительной обстановке, вплоть до нейтральных и кислых условий; пирит – в резко восстановительной обстановке при отрицательных значениях eH; глауконит – в слабоокислительных вплоть до нейтральных условиях среды; каолинит – в кислой среде. Карбонаты, сульфаты, галлоиды являются показателями солености: доломит осаждается в интервале солености 4-15‰, гипс, ангидрит, барит – свыше 15‰, галит – около 25-27‰, калийно-магниевые соли – около 30-32‰.

Вулканический материал современных осадков представлен обломками вулканического стекла (обсидиана) и свежими зернами пироксенов, амфиболов, кварца, полевых шпатов, пепловых частиц (палагонита). При значительном содержании вулканогенной компоненты образуются эффузивно-осадочные (эдафогенные) породы. Вулканы поставляют много минерального вещества в растворенной форме (SiO_2 , Fe, Mn, Cu, As, Pb, Zn, Ag и т.д.), формируя своеобразные металлоносные осадки и породы.

Космогенный материал в осадочных породах должен быть представлен метеоритным веществом, таким как шарики никелистого железа, обнаруживаемые в современных илах глубоководных котловин, или продуктами их диагенеза. Однако, реально космическая составляющая в доголоценовых осадочных толщах не установлена.

Органические остатки – компонента, которая очень часто превышает 30-70% массы минерального вещества. Организмы оказывают огромное влияние на формирование осадочных пород. Они являются сорбентами и участвуют в геохимическом перераспределении всех элементов, а после смерти формируют мощные толщи пород (карбонатных, кремнистых, углистых). Между химическим и минеральным составом ныне живущих и

ископаемых форм могут наблюдаться несоответствия, обусловленные либо различным набором организмов в био- и танатоценозах, либо процессов диагенеза. Многие организмы, особенно черви, пропуская осадок через кишечник, полностью меняют его состав, структуру и текстуру на глубину до 60 см. Изучение по органическим остаткам особенностей строения организмов помогает выяснить условия формирования породы, т.е. приблизиться к выяснению истории Земли.

Наиболее важным в формировании осадочных пород являются кремнистые (радиолярии, губки, диатомеи) и карбонатные (фораминиферы, кораллы, водоросли, брахиоподы, гастроподы, цефалоподы, губки, мшанки, остракоды, кокколитофорида и др.) организмы. Позвоночные и два вида беззамковых брахиопод снабжают осадки фосфорнокислым материалом. Организмы дают начало торфу, ископаемым углям, нефти. Свидетельством жизнедеятельности организмов являются скопления экскрементов и капролитовые известняки полярных областей.

Чаще всего былая жизнь в породах представлена слепками и отпечатками организмов, а также следами их передвижения, например, ходов илюедов.

Ниже приводится краткая характеристика породообразующих организмов.

2.1. Кремнистые организмы (скелеты сложены SiO_2)

1. **Радиолярии.** Обычно микроскопические планктонные одноклеточные организмы с внешним опаловым скелетом, различной (шаровидной, эллиптической, конусовидной и т.д.) формы, часто с отростками и шипами. Известны с докембрия. Участвуют в формировании современных глубоководных радиоляриевых илов (рис. 7а).

2. **Губки** – бентосные животные с внутренним опаловым скелетом, состоящие из спикул (игл). Спикулы имеют полый осевой канал, который часто заполнен глиной, глауконитом и другими минералами. Губки известны с докембрия. В современных северных морях они участвуют в формировании илов в очень широком диапазоне глубин (рис. 7б).

3. **Диатомовые водоросли** – микроскопические растительные организмы, напоминающие коробку с крышкой; это обитатели и соленых и пресных вод; известны, начиная с каменноугольного периода, но их расцвет приходится на третичную и современную эпохи. Диатомовые водоросли формируют существенную часть диатомовых илов современных водоемов (рис. 7в).



Рис. 7а. Скелеты современных радиолярий (около $\times 125$, ник. 1, по Меррею и Филиппи)

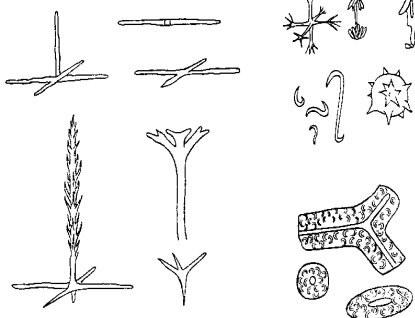


Рис. 7б. Спикулы кремневых губок

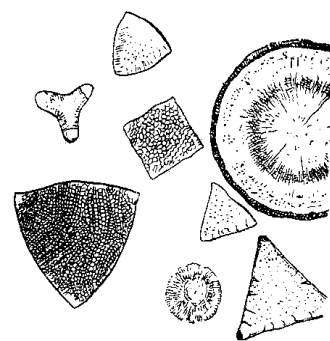


Рис. 7в. Современные диатомовые водоросли (около $\times 3000$, ник.1, по Кайе)

При диагенезе в древних толщах опал кремнистых организмов превращается в халцедон и кварц.

2.2. Карбонатные организмы (скелеты сложены CaCO_3)

1. **Фораминиферы** – донные и планктонные простейшие организмы с одно и многокамерными раковинами разной формы. Стенки раковин фораминифер сложены кальцитом, редко арагонитом. Бентосные формы мо-

гут состоять из сцементированных песчинок. Фораминиферы – очень широко распространенные организмы. Они слагают мощные толщи известняков, особенно мелового возраста; современные пелагические карбонатные илы и пески мелководий. Раковинки фораминифер обычно имеют хорошую сохранность (рис. 8).

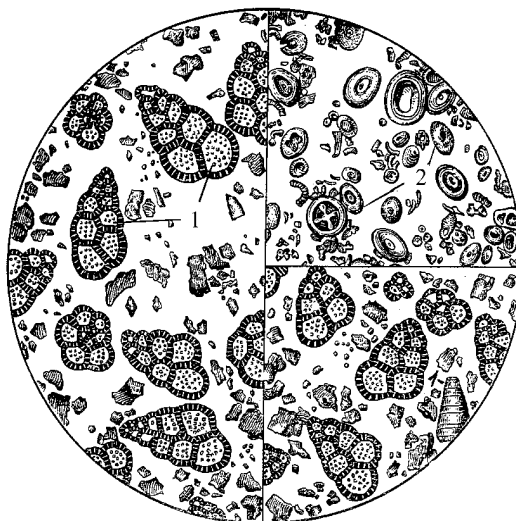


Рис. 8. Микроскопические раковинки, составляющие мел: 1 – фораминиферы; 2 – кокколитофориды

2. **Губки.** Известковые губки – обитатели теплых вод. Их спикулы (выросты) сложены кальцитом. Обогащенные губковыми спикулами осадки характерны для шельфов современного океана. Спикуловые известняки встречаются редко.

3. **Кораллы.** Особо важными являются рифообразующие кораллы, обитающие на небольших глубинах в теплых тропических водах. Скелеты кораллов сложены арагонитом и кальцитом. Эти организмы слагают мощные толщи коралловых известняков (начиная с кембрия), имеющих характерную органогенную структуру.

4. **Иглокожие.** Это бентосные животные с подкожным кальцитовым скелетом, состоящим из игл и пластинок, которыми организм словно нашпигован. Каждая игла и пластинка представлены одним кристаллом

кальцита. Наибольшее породообразующее значение имеют морские линии (криноидеи). Их остатки в породах присутствуют в виде члеников округлой, пятиугольной формы с осевым каналом (в поперечном сечении) или в виде цилиндров и прямоугольников (в продольном сечении). Криноидные известняки - распространенная литофация палеозойских отложений. Многоугольные ячеистые пластинки и иглы морских ежей типичны для карбонатных пород мезозоя. В Мировом океане остатки иглокожих формируют отложения на шельфах высоких широт.

5. **Мшанки.** Мшанки – бентосные организмы, рифостроители, имеющие арагонитово-кальцитовые скелеты. Обломки мшанок легко распознаются по мелкоячеистому строению, причем ячейки – овальные. Начиная с кембрия, мшанки присутствуют в отложениях любого возраста.

6. **Брахиоподы.** Донные животные с двухсторонней симметрией, раковины которых сложены кальцитом и арагонитом. У некоторых брахиопод имеются выросты в виде шипов, которые в поперечных сечениях имеют форму колец, а в продольных – заостренных палочек.

7. **Гастроподы.** Бентосные наземные и водные организмы со спиральной раковиной арагонитово-кальцитового состава. Организмы известны с палеозоя.

8. **Цефалоподы.** Морские свободноплавающие животные с прямой и спиральной кальцитово-арагонитовой раковиной (белемниты, наутилусы), известные с раннего палеозоя.

9. **Пелециподы.** Морские кальцитово-арагонитовые двустворки, известные с палеозоя.

10. **Остракоды.** Обитатели мелких морей и лагун, имеющие мелкие (до 1 мм) овальные и миндалевидные кальцитовые двустворчатые раковины. Породообразователи, появившиеся в палеозое и живущие ныне.

11. **Кокколитофориды** – морские планктонные микроскопические водоросли с известняковым панцирем, породообразователи, испытавшие расцвет в третичном периоде и живущие ныне (рис. 8).

12. **Синезеленые и зеленые водоросли** – морские мелководные растения с известковыми фрагментами. Образуют желваки (онколиты) и наросты (строматолиты), трубки с каналцами. Известны с протерозоя. Синезеленые водоросли были широко распространены в палеозое, мезозое, кайнозое; зеленые – живут ныне.

13. **Багряные водоросли** – морские мелководные_теплолюбивые мезокайнозойские рифообразователи. Образуют корки, наросты, желваки, сложенные кальцитом.

14. **Прочие органические остатки** – кости и зубы позвоночных, ушные косточки рыб (отолиты), углистые частицы, споры, пыльца, кутикула (кожица) и т.д., присутствующие в осадочных породах, породообразующего значения не имеют.

При визуальном определении принадлежности обломков рекомендуются использовать следующие положения:

1. Исследование вещественного состава малопродуктивно в отношении определения остатков карбонатных организмов по причине их удивительного многообразия, но обычно позволяет определить кремнистые, которых всего три группы (радиолярии, губки, диатомеи), и почти всегда позволяет идентифицировать фосфатный органогенный материал, который может принадлежать только костям и зубам позвоночных да двум видам брахиопод.

2. Раковины **пелеципод** и **брахиопод** в поперечных разрезах имеют форму удлинённых, слегка загнутых палочек; **членики криноидей** – круга, а в продольных разрезах – четырехугольников. Срезы **мшанок** по форме разнообразны, но в них имеются округлые пустоты. Раковинки мелких ор-

ганизмов – *остракод, фораминифер, диатомей, радиолярий* – отличаются хорошей сохранностью, но редко различимы без микроскопа в силу их малых размеров.

3. МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Из минералов магматических пород в осадочных толщах присутствуют преимущественно кварц, полевые шпаты и слюды. В подавляющем же большинстве породообразующие минералы осадочных пород – это новообразования, обычно простого химического состава. Различия осадочных и магматических минералов обусловлены условиями образования: осадочные минералы выпадают из истинных и коллоидальных растворов, т.е. в среде богатой кислородом. Галлоиды калия и натрия, сульфаты кальция и магния и др. образуют довольно крупные кристаллы; карбонаты магния и кальция дают зерна диаметром до 0,5-1,0 мм, хотя в пустотах и в случае перекристаллизации могут возникать и более крупные кристаллы.

Плохорастворимые осадочные минералы группы кремнезема, глинистые, водные окислы железа и алюминия из растворов выпадают преимущественно в виде коллоидов. Их гели раскристаллизовываются очень медленно и либо образуют микроскопические кристаллы, либо сохраняют коллоидно-дисперсное строение. Для минералов коллоидного происхождения характерны округлые формы (глобули, ооиды) и радиально-лучистое строение. Однако, со временем они могут приобретать яснокристаллическое строение, но глинистые минералы всегда сохраняют микрокристаллическое строение.

3.1. Породообразующие минералы

3.1.1. Группа кремнезема

Опал, $SiO_2 \cdot nH_2O$. Аморфен. Встречаются в виде сплошных и натечных масс, в качестве цемента, выполняет пустоты, образует глобули. Теряя воду переходит в халцедон и кварц. основная масса опала содержится в кайнозойских толщах; в мезозойских породах опала мало, в палеозойских — нет.

Халцедон, SiO_2 . Скрытокристалличен. Являясь продуктом раскристаллизации опала, связан с ним постепенными переходами. Бывает трудно отличим от микрокристаллического кварца. Иногда халцедон может быть смешан с гипсом.

Кварц, SiO_2 . Кристалличен. Осадочный низкотемпературный α -кварц тригонален. Образует идиоморфные кристаллы и зерна неправильной формы. Осадочный кварц является конечным продуктом раскристаллизации кремнезема. При своеобразных условиях выветривания кварцевые породы могут превратиться в «мучнистый кварц» или «маршаллит».

3.1.2. Карбонатные минералы

Группа карбонатных минералов характеризуется исключительно кристаллическим строением и разнообразным генезисом (химическим, биогенным, диагенетическим). При достаточном ознакомлении легко диагностируются с помощью соляной кислоты.

3.1.3. Глинистые минералы

Кристалличны, но кристаллы определяются долями микронов. По характеру строения глинистые минералы являются смешанно-слоистыми образованиями, причем они могут быть двуслойными (группы каолинита, галлуазита), трехслойными (группы монтмориллонита, иллита), с закономерным чередованием слоев разного типа (группа хлорита) и др.

По генезису глинистые минералы либо продукты разложения алюмосиликатов, либо производные их диагенеза. Их устойчивость, как и формирование, предопределены условиями среды. В кислой и нейтральной обстановках образуется каолинит; в щелочной среде, особенно при обилии в материнской породе железисто-магнезиальных минералов, кальцитовых плагиоклазов, вулканических стекол образуются минералы группы *монтмориллонита*. Меняя обстановку, глинистые минералы могут перестраиваться; так, образовавшийся в кислой среде на суше каолинит, попав в щелочную волю океана, переходит в монтмориллонит.

К группе гидрослюд относится широкораспространенный *глауконит*. Чаще всего минерал встречается в виде округлых мелких зерен, но может и выполнять пустоты и трещинки в минеральных зернах, раковинки фораминифер, капролиты и скелетные остатки, цементировать песчинки, образовывать тончайшие налеты. Кроме того, глауконит может развиваться по биотиту. Все это свидетельствует о разнообразии обстановок, в которых может образовываться глауконит. Глауконит используется как природный зеленый краситель, сырье для смягчения воды.

3.1.4. Сернистые соединения железа

Это *пирит* и *марказит* (FeS_2). В осадочных породах сульфиды железа обычно встречаются в тонкорассеянном виде, но могут встречаться и крупные конкреции. различить минералы возможно только по форме: пирит образует кубические кристаллы, а марказит – радиально-лучистые образования. Минералы формируются и сохраняются в восстановительных обстановках: в торфяных и угольных залежах, в условиях стагнации в морских бассейнах на глубине 2,0-2,5 см. Кроме того, на дне морей, озер, лиманов встречаются скопления тончайшего черного гелеобразного вещества, представляющего метастабильный минерал *гидротроилит* – $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$. В ряду сульфидов железа диагенез осуществляется в направлении: гидротроилит – марказит – пирит.

3.1.5. Окислы и гидроокислы железа

Из этой группы для осадочных пород наиболее характерны *гидрогетит*, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, разновидностью которого является *лимонит*. Минерал образуется посредством садки из растворов, в результате окисления *сидерита*, *пирита* и др. железистых минералов, а также при формировании коры выветривания. Минерал может образовывать цемент, оолиты, скорлуповатые и сплошные массы, псевдоморфозы.

3.1.6. Гидроокислы алюминия

Минералы этой группы имеют исключительно осадочное происхождение, но встречаются довольно редко, хотя может формировать промышленные залежи *бокситов* и *латеритов*. Они некристалличны, очень похожи на глины и надежно диагностируются физическими методами (рентгеновским и термическим).

3.1.7. Марганцевые окислы

Марганцевые минералы больших скоплений не образуют. Они встречаются в виде *дендритов*, корок, конкреций, «загара», реже – землистых масс. В осадочных породах наиболее часто присутствуют «вады» – порошковые смеси марганцевых минералов: *псиломелана* ($m\text{MnMnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), *пиролюзита* (MnO_2), *манганата* ($\text{MnO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

3.1.8. Фосфатные минералы

Фосфатные окисные минералы черные. Для их распознавания используют раствор молибденово-кислого аммония в азотной кислоте. Несколько капель этого раствора на фосфатной породе дают желтый осадок. Встречаются фосфаты в форме слоев, конкреций, зерен, оолитов, капролитов, зубов и костей позвоночных. Раковины таких пелеципод, как лингулы и оболюсы, также сложены фосфатами. Фосфатные образования – ценное минеральное удобрение.

3.1.9. Сульфатные минералы

Это гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ангидрит (CaSO_4), целестин (SrSO_4), барит (BaSO_4).

Гипс характерен разнообразием форм нахождения в природе. В трещинах встречаются волокнисто-игольчатые *селениты*. Довольно распространены пластинчатые, микрокристаллические, мелкокристаллические, сферолитовые разновидности гипса. Он может образовывать цемент песчаников, выполнять пустоты в известняках и доломитах, формировать прекрасные крупные кристаллы, двойники, в том числе и типа «ласточкин хвост» в

глинах и «гипсовая роза» в песках. По соседству с окисляющимся пиритом и марказитом обычно формируются мелкие кристаллики прозрачного гипса. Гипс выпадает в осадок в горько-соленых водоемах аридных зон, при воздействии сернокислых вод на карбонатные толщи. Небольшие прослойки и конкреции можно рассматривать как вторичные образования подземных сульфатных вод, мелкие кристаллики – как продукты окисления сульфидов.

Ангидрит, слагающий мощные толщи, обычно кристалличен, но встречаются и скопления пластинчатого и сферолитового облика. В результате гидратации ангидрит переходит в гипс. Это явление наблюдается в верхах ангидритовых толщ, изобилующих прожилками гипса.

Целестин – типично осадочный минерал, но встречаются редко и в виде таких выделений как волокна, удлиненные и радиально-лучистые кристаллы, выполняющие пустоты пород. Чаще всего целестин присутствует в доломитах, гипсах, солях. Выдержанных слоев, за редким исключением, не образуют. Минерал можно спутать с баритом, отличающимся значительно большим удельным весом.

3.1.10. Галлоиды

Минералы этой группы (*галит* – NaCl , *сильвин* – KCl , *карналит* – $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), как и сульфатные соли, в большинстве самосадочные, но отдельные их кристаллы и линзочки могут присутствовать и в других породах. Они легко растворяются в воде. Галит и сильвин различают по вкусу (соленый и горько-соленый соответственно); карналит при царапании металлом издает своеобразный скрип.

3.1.11. Цеолиты

Цеолиты встречаются в породах песчаных, глинистых, кремнистых и карбонатных породах в виде мелких призматических кристаллов и сферолитов. Они могут выступать в роли цемента. Чаще других в породах обнаруживаются *филлипсит*, *анальцит*, *мордонит*, *ломонит*. Цеолиты – ценные полезные ископаемые.

3.2. Непородообразующие осадочные минералы

Флюорит (CaF_2) – перемещается подземными водами из глубинных горизонтов к поверхности, где может формировать значительные скопления землистых масс (ратовкит). Образует он и мелкие кристаллики в пустотах. осадочный флюорит при растворении в крепкой серной кислоте выделяет HF , обладающий специфическим резким запахом, чем легко и диагностируется.

В виде единичных зерен, реже – незначительных скоплений, в породах могут обнаруживать новообразования полевых шпатов, минералов меди, свинца, цинка, самородные сера, медь, золото; галенит, пирит, халькопирит, халькозин, сфалерит и др. В литературе имеются сведения об осадочных выделениях очень многих минералов.

Битумы, обнаруживающиеся в осадочных толщах, свидетельствуют об общей нефтегазоперспективности разреза. В породах битумы заполняют пустоты. Они могут иметь вид жилок, пятен, могут быть равномерно рассеяны по породе. Битуминозные породы обладают специфическим запахом. Малые концентрации битумов обнаруживают вытяжкой в хлороформе.

4. КЛАССИФИКАЦИЯ И ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы, в большинстве своем, образования полигенные и отличаются широким диапазоном структурно-текстурных признаков. Это обстоятельство не позволяет создать единую их классификацию. Наиболее простым и удобным представляется деление осадочных пород на четыре генетические группы: обломочные, глинистые, химические и биогенные образования. Внутри этих групп классификация осуществляется на основании различных признаков.

4.1. Обломочные породы

В генетическом отношении обломочные породы сложены преимущественно продуктами физического выветривания. В соответствии с гранулометрическим составом они делятся на грубообломочные (более 1 мм в поперечнике), песчаные (1,0-0,1 мм) и алевритовые (0,1-0,01 мм). Одновременно учитывается и форма слагающих породу обломков (угловатые, окатанные), а также сложение породы: рыхлая, сцементированная или метаморфизованная (табл. 3).

При наименовании породы название дается по ведущей (более 50%) фракции, если же такой фракции нет, в название включается определение «разнозернистый», которое ставится перед названием преобладающей фракции. Например, сочетание «песок разнозернистый мелкозернистый» означает, что речь идет о рыхлой породе, в которой преобладает (но не достигает 50%) мелкий материал и присутствует материал других фракций, причем содержание ни одной из них не превышает мелкопесчаную фракцию.

Таблица 3

Классификационный определитель обломочных пород

Подгруппы (структур- ные)	Структурный признак		Окатанный материал		Угловатый и полуокатанный материал	
	Диаметр об- ломков, мм	Уточнение структуры	Рыхлый	Сцементирован- ный	Рыхлый	Сцементиро- ванный
Грубообломочные (псефитовые)	> 1000		Глыбы			
	1000-500	Крупные	Валуны	Валунник	Валуны	Валунник
	500-100	Мелкие				
	100-50	Крупные	Галька	Галечный конгломерат	Щебень	Щебнистая брекчия
	50-10	Мелкие				
	10-5	Крупные	Гравий	Гравийный конгломерат	Дресва	Дресвяная брекчия
	5-1	Мелкие				
Песчаные (псамми- ты)	1-0,5	Крупные	Пески	Песчаники		
	0,5-0,25	Средние				
	0,25-0,1	Мелкие				
Алеврито- вые	0,1-0,05	Крупные	Алевриты	Алевролиты		
	0,05-0,025	Средние				
	0,025-0,01	Мелкие				

Примечание: сцементированные окатанные и угловатые обломки образуют породу, именуемую «конглобрекцией».

4.1.1. Грубообломочные породы (псефиты)

Грубообломочные породы являются продуктами физического выветривания, могут быть поли-, олиго- и монокомпонентными (или -минеральными). Наиболее широко распространены полиминеральные разновидности пород.

Структуры – псефитовые и псаммитово-псефитовые. В сцементированных породах (конгломератах (рис. 9), брекчиях, конглобрекчиях) тип цемента, чаще всего, базальный и поровый, реже – каемочный, соприкосновения и др. Он может быть представлен глинистым, известковым, кремнистым, железистым, фосфатным, песчаниковым материалом.

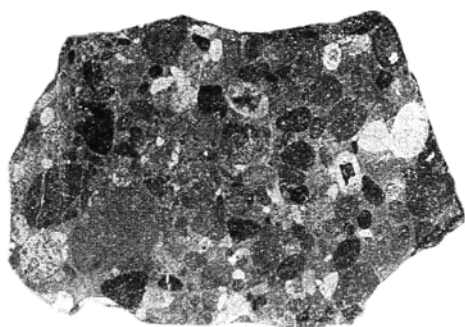


Рис. 9. Полированный образец конгломерата из Джархеча, Армении. Длина образца 19 см.

Залегают грубообломочные породы в форме слоев и линз, могут быть слоистыми (косо-, диагонально-) и массивными. Генезис грубообломочных образований весьма разнообразен. Гравийно-галечные отложения и конгломераты могут быть морскими, озерными, речными, ледниковыми, потоковыми, эоловыми. Щебнистые и дресвяные отложения и брекчии, в целом, имея самый различный генезис, преимущественно образуются же на склонах и берегах близ источника разрушения (т.е. поставки материала). В таких породах сортировка отсутствует. Особо следует отметить вулканические, тектонические и диагенетические брекчии, генезис которых определяется соответствующими процессами.

Все грубообломочные породы используются как строительные материалы.

4.1.2. Песчаные породы (псаммиты)

Это пески и песчаники. Наиболее широко распространенными компонентами псаммитов является кварц, полевые шпаты, обломки горных пород, редко – слюды и глауконит. Локально могут накапливаться промышленные концентрации полезных минералов в виде россыпных месторождений полезных ископаемых. Кроме того, песчаные породы часто обогащены органическим веществом. Псаммиты могут быть мономинеральными (кварцевыми, редко – полевошпатовыми и глауконитовыми), олигомиктовыми (кварцево-полевошпатовыми, полевошпатово-кварцевыми, глауконито-кварцевыми и т.д.). Полиминеральные разновидности представлены аркозами, граувакками и породами смешанного состава.

Согласно отечественным представлениям *аркозами*, т.е. аркозовыми песчаниками, называются связанные породы, состоящие из кварца, полевых шпатов (более 20%), слюды. Аркозы являются продуктами разрушения гранитов и гнейсов. Цемент в них обычно карбонатный и глинистый. *Граувакки* в современном понимании это песчаники, состоящие из кварца, полевых шпатов, слюды и обломков пород (более 20%). Цемент в них преимущественно глинистый. Между аркозами и граувакками существуют переходные разновидности. Породы, в которых обломки пород, кварц и полевые шпаты содержатся в количестве более чем 20%, относят к типу смешанных или к *аркозо-граувакк*.

Структуры песчаных пород **псаммитовые, псефитово-псаммитовые алевро-псаммитовые, пелитово-псаммитовые** и др. Текстуры – слоистые. Диагностика минерального состава часто может быть выполнена по цветовой гамме: кварцевые пески и песчаники – светлые, их ожелезненные разновидности – бурые и красно-бурые, аркозы – розовые и красные, граувакки – зеленовато-серые, темно-серые до черных, глауконито-

вые – зеленые. Генезис песчаных, как и грубообломочных, пород может быть самым различным. Горизонтальное и вертикальное распространение псаммитов весьма широкое.

Пески используются при производстве стекла, фарфора, фаянса, в металлургии, строительстве. Глауконит находит применение как природный зеленый краситель, смягчитель воды, бесхлорное калийное удобрение. Железистые песчаные породы могут быть сырьем для извлечения железа.

4.1.3. Алевритовые породы

Алевритовые породы от песчаных отличаются более мелкими размерами составных частиц и, как следствие, различиями в минеральном составе, где преобладают не только кварц и полевые шпаты, но и глинистые минералы, при присутствии слюд и глауконита. В них, так же как и в песчаных породах, различают моно-, олиго- и полимиктовые разности, выделяют те же типы цементации. **Структуры – алевритовые, пелитово-алевритовые, песчано-алевритовые. Текстуры – слоистые и массивные.**

Типичными представителями алевритовых пород являются *лессы* и илы современных водоемов. *Лесс* – буровато-серая, серая порода, в составе которой преобладают (60-95%) алевритовые частицы размерности 0,05-0,005 мм. Порода обладает высокой (50% и более) пористостью и своеобразной цементацией: порода «держит стенку»¹. В обнажениях лесс обладает столбчатой отдельностью и образует вертикальные откосы. Состав лесса преимущественно кварцевый, глинистая компонента незначительна, отчего осадок плохо смачивается водой.

¹ «Держать стенку» – после вертикальной зачистки склона порода не осыпается, в то время как для ее разрушения особых усилий не требуется.

Лесс имеет эоловое происхождение. Современные области его распространения тяготеют к периферии пустынь (Китай, Средняя Азия, Предкавказье, Украина). Удобренные лессы весьма плодородны (черноземы Украины). Из лесса изготавливают саманные кирпичи, а в Китае в лессовых откосах устраивают жилища.

Алевриты используются в строительстве.

4.1.4. Обломочные породы смешанного состава – супеси и суглинки

Это несцементированные, но связанные горные породы с переменным содержанием песчаного, алевритового и глинистого материала. Выделение этих пород связано с практической деятельностью в области инженерной геологии, в почвоведении. Это определяет молодой возраст (плейстоценово-голоценовый) этих образований. Их классификация основана на содержании песка, алеврита и пелита, а также на степени пластичности породы. Так к суглинкам относятся породы с содержанием глинистых частиц 10-30%, а к супесям – 5-10%. И суглинки и супеси типично полиминеральные и разномерные породы. Они пользуются широким распространением среди четвертичных континентальных, особенно ледниковых, литофаций и используются в производстве кирпича, бетона, грубой керамики (табл. 4).

4.1.5. Породы, переходные между обломочными и карбонатными, обломочными и углистыми

Эти породы классифицируются по аналогичной таблице 4 схеме. Для пород с карбонатной примесью принято пользоваться следующими терминами:

– известковистые – 5-25% кальцита (доломита),

- известковые – 25-50% кальцита (доломита),
- известняки песчаные – 50-75% кальцита (доломита),
- известняки песчанистые – 75-95% кальцита (доломита) и др.

Таблица 4

Классификационный определитель смешанных пород

Содержание частиц, % и др.			Название породы
Глинистых, <0,005 мм, %	Алевритовых, 0,1-0,01 мм, больше-меньше	Песчанистых, 0,1-1,0 мм, больше-меньше	
более 30	Больше	Меньше	Глина алевритистая
более 30	Меньше	Больше	Глина песчанистая
20-30	Больше	Меньше	Суглинок тяжелый алевритовый
20-30	Меньше	Больше	Суглинок тяжелый
10-20	Больше	Меньше	Суглинок легкий алевритовый
10-20	Меньше	Больше	Суглинок легкий
10-5	Больше	Меньше	Супесь алевритовая
10-5	Меньше	Больше	Супесь
менее 5	Больше	Меньше	Алеврит песчаный
менее 5	Меньше	Больше	Песок алевритовый

4.2. Пирокластические породы

Пирокластические породы занимают промежуточное положение между эффузивными и осадочными (обломочными, глинистыми). Они достаточно широко распространены как в континентальных так и в морских толщах самого разного возраста. Пирокластический материал поступает на поверхность Земли в результате эпизодической взрывной деятельности вулканов и представлен обломками разной величины: от пепловых частиц в сотые и тысячные доли миллиметра до глыб в несколько метров в поперечнике. В составе пеплов могут преобладать обломки стекла (витрокластические пеплы), кристаллов минералов (кристаллокластические пеплы) и

обломки эффузивных пород (литокластические пеплы). Основная масса вулканического материала накапливается близ вулканов, но тонкий пепел наземных извержений уносится на сотни тысяч километров. Осаждаясь достаточно быстро пирокластический материал образует чистые (почти без невулканических примесей) *туфы*, мощность толщ которых колеблется от нескольких метров до миллиметров. Таким образом, туфы – это сцементированные пеплы. Цементация их вторична, за счет гидротермальных растворов и выветривания. *Структуры туфов* делятся на *тонко- (менее 1 мм), мелко- (1,0-0,1 мм) и крупнообломочные (более 1 мм)*. Быстро разрушаясь, туфы образуют *монтмориллонитовые глины*.

В водной среде пепловый материал частично сортируется и разбавляется осадочным. Если осадочного материала немного, образуются *туффиты*. При увеличении содержания осадочного материала до 50% и более говорят о *туффогенно-осадочных* (вулканогенно-осадочных) образованиях, а при незначительном его содержании (10% и меньше) – об *осадочной породе с примесью вулканогенного материала*. При отсутствии единого взгляда на классификацию пирокластических пород эти четыре звена: туфы – туффиты – туффогенно-осадочные породы – осадочные породы с примесью туффогенного материала, выделяются геологами всего мира. В пределах каждого звена выделяют гранулометрические классы, которые, в основном, соответствуют градациям нормальных обломочных пород. Классификационный определитель пирокластических пород приведен в таблице 5.

Литифицированные туфовые породы делятся на спекшиеся и сцементированные. Спекшиеся туфы не имеют типичного цемента, образуются практически мгновенно, отчего близки к туфолавам, с которыми связаны постепенными переходами. *Ингимбриты* образуются при сильном вспени

Схема классификации пирокластических и смежных с ними

Размер обломков, мм	Лавокластические	Пирокластические (туфовые породы)														
		Пирокластические чистые - собственно туфовые (пирокластического материала свыше 90%)								осадочно-пирокластические - туффитовые (пирокл. м-ла 90-50%)						
		Рыхлые				Литифицированные		Рыхлые								
				Спекшиеся	Сцементированные - туфы											
>200	Лавовые брекчи (лавобрекчи)	вулк. глыбы (вулк. глыбы грубые)		агломерат	грубый - глыбовый	аглютинаты	туфы грубообломочные	туф грубый (глыбовый) - грубоагломератовый		туффитовый агломерат грубый (глыбовый)						
200-100		вулканический щебень	крупн. (вулк. глыбы и бомбы крупн.)					туф крупнощебенчатый - крупноагломератовый		туффитовый агломерат крупный (крупнощебен.)						
100-50			средн. (вулк. глыбы и бомбы мелкие)					туф среднещебенчатый - среднеагломератовый		туффитовый агломерат средний (среднещебен.)						
50-10			мелкий - лапилли					туф мелкощебенчатый - лапиллиевый (мелкоагломератовый)		туффитовый агломерат мелкий (лапиллиевый - мелкощебен.)						
2-10	Туфолиты	вулканический гравий (дресва, хрящ)				игнимбриты	туф крупнообломочный - гравийный		туффитовый гравий							
1-2		вулканический песок		грубый			туфы среднеобломочные, псаммитовые (песчаные)		туф грубопесч.		туффитовый песок		грубый			
0,5-1				крупный									туф крупнопесч.		крупный	
0,25-0,5				средний									туф среднепесч.		средний	
0,1-0,25				мелкий									туф мелкопесч.		мелкий	
0,01-0,1		вулканический пепел (вулк. пыль)		алевритовый			туфы пепловые		туф мелкообломочн. - алевритовый		туффитовый пепел		туффитовый алеврит			
<0,01	пелитовый			туф тонкообломочный - пелитовый		туффитовый пелит										

Таблица 5

(лавокластических, пирокласто-осадочных и др.) пород

		Осадочные породы с примесью пирокластического материала										
		пирокласто-осадочные (пирокл. м-ла 50-10%)					осадочные нормальные (пирокласт. м-ла менее 10%)					
Сцементирован-ные - туффиты		Рых- лые	Сцементированные				Рыхлые		Сцементи- рованные			
			из окат. об- ломков		из неокатанных обломков							
туффит грубоагломера- товый (глыбоватый)		туфощебень, туфогалечник	туфоконгломераты	валун- ные	глыбовые (гру- бообломочн.)	валун. и глыбов. на- копления	галечник и щебень	слаботуфогенные (с примесью туфового материала)	конгломерат валун. и брекчия глы- бов.			
туффит крупноагломе- ратовый (крупнощебен- чатый)									крупно- галечные		крупноблом- очн. (круп- нощебенч.)	
туффит среднеагломе- ратовый (среднещебен- чатый)									среднега- лечные		среднеоб- ломочн. (сред- не-щебенч.)	
туффит мелкоагломера- товый (лапиллиевый, мелкощебенчатый)									мелко- галеч- ные		мелко-обломоч. (мелко- щебенч.)	
туффит гравийный		фо- гра	туфогравелит				гравий		гравелит			
туффиты псаммитовые, песчаные	грубопесч.	туфопесок	туфопесчаники	грубозернистые			пески	слаботуфогенные (с примесью туфового материала)	песчаники	слаботуфогенные (с примесью туфового материала)		
	крупно-песч.			крупнозернистые								
	средне-песч.			среднезернистые								
	мелко-песч.			мелкозернистые								
туффиты пепло- вые	туффит алеври- товый	туфоа- леврит	туфоалевролит				алеври- ты		алевролиты			
	туффит пелито- вый	туфог- лина	туфоаргиллит				глины		аргиллиты			

вании лавы. *Аглютинаты* представляют скопление шлаков, бомб, лапиллей и др. обломков, спекшихся в результате вторичного разогрева. Цементированные туфы формируются как цементированные обломочные породы и аналогично классифицируются.

4.3. Глинистые породы

Около половины всех осадочных образований приходится на глинистые породы, наиболее известными из которых являются *глины* – породы, сложенные продуктами химического выветривания, размер частиц которых менее 0,01-0,001 мм. Являясь, по существу, обломочно-хемогенными образованиями, глины могут быть элювиальными (обломочными, первичными) и водноосадочными (вторичными). Толщи элювиальных глин характеризуются относительно однообразным минеральным составом, отсутствием слоистости и нередко сохраняются признаки реликтовых структур и даже обломки пелитизированных исходных пород. Водноосадочные глины отличаются ясной, иногда очень тонкой, слоистостью и меньшим единообразием минерального состава. В них могут присутствовать растительные остатки, битумы, песчано-алевритовый материал.

В земной коре глины залегают в виде слоев и часто формируют мощные толщи. Однако, нередко встречаются линзы, линзочки, комки, примазки глин в других породах. Глинистая порода характеризуется раковистым или землистым изломом. Глины, в которых присутствует песчаная или алевритовая примесь шершавые на ощупь называют тощими или сухими. Чистые жирные на ощупь глины именуются жирными. ***Структуры жирных глин – пелитовые, тощих – псаммито- и алевритовопелитовые.*** Жирные глины легко скатываются в колбаску, что говорит об их высокой пластичности. Это преимущественно молодые образования. В глубоких

слоях платформенных областей, в складчатых и геосинклинальных регионах распространены *аргиллиты* – твердые, обычно неразмокающие в воде глинистые породы¹.

В силу тонкой размерности глинистых минералов состав глин изучается посредством физических методов. В полевых условиях выполняется лишь его грубое предварительное определение. Но именно минеральный состав положен в основу наиболее распространенной классификации глинистых пород (табл. 6).

Таблица 6

Минералогическая классификация глинистых пород

Мономинеральные	Олигомиктовые	Полимиктовые
Каолинитовые (каолиновые)		каолинит-монотермитовые
Гидрослюдистые		каолинит гидрослюдистые
Монтмориллонитовые		бейделлит-монтмориллонитовые
Палыгорскитовые		бейделлит-гидрослюдистые
Монотермитовые		монмориллонит-гидрослюдистые
Бейделлитовые		гидрослюдистые (гидромусковит-гидробиотитовые, глауконит-гидромусковитовые и др.)
		хлорито-гидрослюдистые
		каолинит-хлорит-гидрослюдистые

4.3.1. Физические свойства глин

¹ Существуют размокающие аргиллиты, что вызвано аномалией их химического состава.

Физические свойства глин определяют применение этого ценнейшего полезного ископаемого. Ограничимся лишь кратким перечислением.

Пластичность – способность глины во влажном состоянии принимать любую форму и сохранять ее даже после высыхания. Степень пластичности определяется минеральным составом.

Связывающая способность – способность глины, не теряя пластичность, удерживать значительное количество непластичных веществ (то же, что абсорбционная возможность).

Способность поглощать воду – свойство, результатом которого является набухание, т.е. увеличение объема (на 45% и более). Набухающая глина приобретает липкость, т.е. постепенно теряет связанность и начинает прилипать к посторонним предметам. Предел поглощения воды для разных глин – 30-77%.

Водопроницаемость глин стремится к нулю, что способствует формированию горизонтов подземных вод.

Усушка и огневая усадка – способность уменьшать объем при высыхании на воздухе и обжиге. Максимальные усушки свойственны монтмориллонитовым глинам.

Огнеупорность – способность выдерживать высокие температуры, не плавясь. Глины делят на полуогнеупорные ($t^{\circ}\text{C}=1600-1650^{\circ}\text{C}$), огнеупорные (1650-1745) и высокоогнеупорные (более 1745°C). Наиболее высокоогнеупорны каолиновые глины. Монтмориллонитовые глины - легкоплавкие.

Температура спекания – температура, при которой глина, еще не растекаясь, спекается в звонкий черепок. Температура спекания обычно на $300-400^{\circ}\text{C}$ ниже температуры плавления.

Способность ионного обмена определяет сорбционные свойства глин, что позволяет разрабатывать системы внесения удобрения в почвы, ис-

пользовать глины как красители, поглотители органических соединений, как отбеливатель. Наиболее распространенными являются каолиновые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые мономинеральные и всевозможные полимиктовые глины.

4.3.2. Каолиновые глины

Каолиновые глины представляют собой кору выветривания преимущественно кислых кристаллических пород и сложены каолинитом. Они жирные, белые или очень слабо окрашенные. При растирании между пальцами в первичных каолинах обнаруживаются зернышки кварца, чего не наблюдается во вторичных глинах. Вторичные глины более пластичны, в них может присутствовать материал перемыва бокситов. Каолины обладают высокой температурой спекания ($1300-1400^{\circ}\text{C}$) и плавления (более 1700°C). Это ценнейшее полезное ископаемое, используемое для изготовления фарфора, фаянса, огнеупорного кирпича (шамота), в качестве наполнителя в бумажной, резиновой, мыловаренной, косметической отраслях, при производстве карандашей, для очистки масел, вин; в качестве добавок при фальсификации продуктов и т.д.

4.3.3. Гидрослюдистые глины

Гидрослюдистые глины по генезису близки каолиновым и связаны с ними переходными типами. Первичные разности являются корой выветривания силикатных пород, вторичные – осадки внутриконтинентальных и морских водоемов, озерные, лагунные, речные, ледниковые образования. К гидрослюдистым относят и глауконитовые разности глин, генезис которых связан с диагенезом морских осадков. Главные минералы гидрослюдистых

глин – гидрослюда (в т.ч. и глауконит). Макроскопически это довольно плотные пористые землистые однородные и слоистые породы, чаще серого, темно-серого, бурого цвета. Их сорбционная способность выше, чем у каолинов. Гидрослюдистые глины – сырье для изготовления грубой керамики: метлахской плитки, канализационных труб и мелиоративных труб; строительного кирпича, черепицы. Известковистые гидрослюдистые глины используются при производстве цемента, глауконитовые – как зеленый краситель. Монотермитовые разности каолиново-гидрослюдистых глин обладают высокой огнеупорностью (1700°C) и используются для производства тонкой керамики и шамота.

4.3.4. Монтмориллонитовые глины

Монтмориллонитовые глины (они же: сукновальные, отбеливающие, фулеровы земли) делят на *бентониты* и *флоридины*. Бентониты отличаются способностью сильно разбухать, увеличивая объем за счет поглощения воды. Первичные монтмориллониты генетически связаны с корой выветривания ультраосновных и средних эффузивов, обогащенных вулканическим стеклом; водноосадочные – образуются при перемыве монтмориллонитовых кор выветривания. Кроме того, в морских водоемах по глинистым минералам и вулканическому стеклу могут формироваться диагенетические монтмориллониты.

Главный породообразующий минерал – монтмориллонит, второстепенные – гидрослюда и др. Макроскопически монтмориллонитовые глины жирные на ощупь, светлые, разных оттенков, характеризуются высокой пластичностью. Бентониты быстро размокают в воде, капля на их поверхности вызывает вспучивание. Флоридины при погружении в воду, размокая, распадаются на угловатые обломки. Флоридины применяются для

очистки масел, соков, нефтепродуктов и пр. Bentonиты используются как формовочный материал, для приготовления бурового раствора, в мыловаренной, парфюмерной промышленности и пр.

4.3.5. Полиминеральные глины

При слабой дифференциации осадочного материала и его смешивании формируются полиминеральные глины. Чаще всего это водно-осадочные образования. Их главные минералы: каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, кварц, слюды; второстепенные: глауконит, хлорит. Макроскопически полиминеральные глины это связанные пористые темные (разноцветные) породы, в различной степени обогащенные песчаным и алевритовым материалом, отчего обладают разной пластичностью. Полиминеральные глины преимущественно молодые; четвертичные, пользуются широким распространением. Используются для производства строительного кирпича, керамзита и грубой керамики.

4.3.6. Визуальная диагностика глин

1. Влажные глины легко скатываются в колбаску. Сухие твердые глины быстро размокают в воде.

2. Аргиллиты не скатываются в колбаску и не размокают в воде.

3. Цвет чистых мономинеральных глин, обычно светлый (белый у каолинита, светло-серый и зеленовато-желтый у монтмориллонита. Глауконитовые и хлоритовые глины имеют зеленый, темнозеленый, реже – голубоватый цвет. Зеленоватая и голубоватая окраска наблюдается и у нонтронитовых и бейделлитовых глин.

4. Являясь отличными сорбентами, глины легко поглощают красители, приобретают самые различные цвета и сами становятся красителями. Окислы железа окрашивают глины в желтые, красные, бурые, розовые, фиолетовые цвета, закиси – в сизые, зеленоватые, серые; окислы марганца – в темнофиолетовый и черный цвет; битумы делают глины бурыми и коричневыми, углистый материал – розовыми, серыми, черными. При неравномерном распределении красителей глины приобретают пятнистую окраску.

5. Чистая глина на ощупь жирная, песчанистая и алевритистая - шершавая.

	Вода									Поверхность после впитывания	Форма капли	Форма влажной поверхности
	1/2	1	2	4	8	16	32	64	128			
Каолинит										Гладкая		
Монтмориллонит										Набухшая		
Гидрослюда										Гладкая		
Сепиолит										Набухшая		
Этиленгликоль												
Каолинит										Гладкая		
Монтмориллонит										Матовая		
Гидрослюда										Гладкая		
Сепиолит										Гладкая		

Рис. 10 Диагностика глинистых минералов методом капли

6. Из визуальных методов определения глинистой породы наиболее доступен метод капли, основанный на различной скорости впитывания капли воды или другой жидкости (этиленгликоля) отшлифованной поверхностью глины, на различии формы капли, характера ее очертаний и поверхности, впитавшей каплю породы. Для диагностики поверхность сухого

куска глины шлифуют сначала наждачной бумагой, затем матовым стеклом. Породу с помощью пластилина устанавливают горизонтально и на отшлифованную поверхность наносят каплю воды, (рядом можно нанести каплю этиленгликоля), засекают время и проводят элементарные наблюдения. Диагностика глинистых минералов методом капли И. Конта дана на рис. 10.

7. Следует помнить, что «запах печки», присущий всем тонкодисперсным породам, не является самостоятельным диагностическим признаком глин.

4.3.7. Метаморфизованные глинистые породы

Часть аргиллитовых пород метаморфизована и по своим текстурным признакам приближается к метаморфическим сланцевым породам. *Сланцеватые аргиллиты* и *глинистые сланцы* характеризуются наличием сланцеватости, обычно совпадающей с направлением напластования и отражающей давление вышележащих толщ. Сланцы от сланцеватых аргиллитов отличаются ничтожной (1-2%) пористостью, миллиметровой плитчатостью, ровным шелковистым изломом по сланцеватости и занозистым – поперек.

Переходными к метаморфическим являются *аспидные сланцы* – очень плотные темно-серые и черные породы, обогащенные углистым веществом; *кровельные сланцы* – очень плотные плитчатые породы, раскалывающиеся на очень крепкие 3-5 мм плитки; *филлитоподобные сланцы* – плотные сланцеватые породы с шелковистым изломом, сложными структурами, содержащие секущие прожилки кварца, карбонатов и др. минералов. Их породообразующие – серицит, мусковит, хлорит, кварц и карбонатные минералы. Аспидные, кровельные и филлитоподобные сланцы являются глубинными образованиями геосинклинальных обстановок.

4.4. Карбонатные породы

Среди карбонатных пород, слагающих до 14% массы земной коры, ведущее место принадлежит известнякам и доломитам – породам, содержащим более 50% карбонатного материала¹. В известняках часто присутствует алевроитовый материал.

Главные породообразующие минералы карбонатных пород: кальцит, арагонит, доломит, реже – анкерит и железо-марганцевые карбонатные минералы. Часто присутствуют глинистые минералы, гипс, ангидрит, кремнь, опал, халцедон, глауконит, сульфиды металлов, органическое вещество. Карбонатные породы, как и минералы, диагностируются с помощью соляной кислоты: известняки бурно вскипают в соляной кислоте. Доломиты, внешне похожие на известняки, вскипают слабее, а часто – только в порошке. После действия соляной кислоты на мергель и глинистый известняк на поверхности породы остается глинистое пятно. Магнетит и сидерит вскипают в горячей соляной кислоте, а сидерит при этом еще и желтеет в результате образования хлорного железа. Родохрозит и железо-марганцевые карбонатные породы вскипают с HCl очень слабо. В основу систематики известняков и доломитов положен генетический признак, но учитываются и особенности их строения, что делает классификацию структурно-генетической (табл. 7). Согласно сказанному выделяют две большие группы карбонатных пород: первичные (органогенные и хемогенные) и вторичные или измененные (как частично, так и полностью).

¹ Известково-глинистые породы, в которых количество CaCO_3 составляет 50-25% (пределы у разных исследователей несколько отличаются) получили название *мергелей*. При содержании CaCO_3 менее 25% породу именуют глиной известковой (25-10%) и известковистой (менее 10%). То же относится к классификации доломитовых пород.

Таблица 7

Классификационный определитель карбонатных пород

Группа	Подгруппа	Генетическая приуроченность		Текстуры	Структуры	Минеральный состав	Название породы
1	2	3	4	5	6	7	8
Первичные	Органогенные	Планктогенные	Кокколитовые, кокколито-фораминиферовые, фораминиферовые	Слоистые, плитчатые, полосчатые, массивные, пористые, плотные, однородные, комковатые и т.д.	Микрокристаллические, цельнораковинные, детритовые, детритово-раковинные (крупно-, средне-, мелко-)	Кальцит	Известняки
			Птероподовые и пр.			Арагонит	
		Бентогенные	Кораллово-водорослевые, водорослевые, моллюсковые, моллюсково-мшанковые, мшанковые, криноидные			Арагонит и кальцит	
	Хемогенные	Туфогенные	Травертины известковых источников		Пористые	Арагонит и кальцит	Травертины
		Натечные	Сталактиты, сталагмиты, сталагматы пещер		Скрытокристаллические		Известняки
		Оолитовые	Оолитовые, пизолитовые, сфероидные		Оолитовые	Арагонит	
		Микрокристаллические	Пелитоморфные образования лагун		Микрокристаллические и пелитоморфные	Доломит	
	Вторичные (измененные)	Частично	Механические		Комковатые	Кальцит	Известняки
			Капрогенные (переработанные илоедными)			Арагонит	
	Полностью	Химические	Перекристаллизованные (частично или полностью)		Скрытокристаллические, пелитоморфные, мучнистые	Кальцит Доломит Кремень	Доломиты Доломитовая мука
			Биохемогенные (замещенные и перекристаллизованные)			Кальцит, доломит	Доломиты Мраморизованные известняки
		Физико-химические	Метаморфизованные (перекристаллизованные и метаморфизованные)		Мелко-, тонкокристаллические, сахаровидные		

4.4.1. Известняки

Известняки сложены кальцитом и очень редко – арагонитом. Они обладают различной плотностью ($1,0-2,6 \text{ г/см}^3$) и пористостью (15-60%). *Органогенные известняки* разделяются на планктогенные (сложенные остатками планктонных форм) и бентогенные (сложенные остатками бентосных форм). Внутри каждой из названных групп очень часто удается выделить более мелкие генетические градации (табл.7, вертикальная колонка 4). При детализации структур выделяют цельнораковинные, детритовые, органо-генно-обломочные и переходные разновидности. К органо-генным *афанитовым* (микрокристаллическим) известнякам принято относить белый писчий мел, хотя имеются и другие суждения относительно происхождения мела. Органогенные известняки имеют широкое географическое и возрастное распространение.

Хемогенные (абиогенные) карбонатные породы представлены:

- *известковыми туфами* – континентальными образованиями, формирующимися у восходящих углекислых источников. Растения, поглощая углекислоту, подвергаются обызвесткованию и погибают. Со временем из накапливающегося у источника материала образуется микрокристаллическая крупнопористая порода со своеобразным узором из отпечатков растительности. Породу часто называют *травертином*, используется как декоративный камень;

- *натечными формами* – образованными в пустотах, наиболее типичными для пещер сталактитами, сталагмитами, сталагнатами;

- *оолитовыми известняками* – мелководными сферическими образованиями диаметром до 1-2 мм, скорлуповатого и радиально-лучистого строения. Крупные оолиты (2-5 мм) называют пизолитами.

– *микрозернистыми известняками* – однородными породами, состоящими из мелких (до 0,01 мм) беспорядочно расположенных зерен кальция.

Все перечисленные породы могут быть частично и полностью изменены воздействием как механических, так и химических, факторов.

4.4.2. Доломиты

Доломиты – породы, содержащие более 50% одноименного минерала. Для них обычна примесь кальцита и глинистых минералов. Песчано-алевритовый материал в доломитах редок. По происхождению доломиты делятся на первичные и вторичные, причем первичные встречаются редко. Вторичные же доломиты распространены достаточно широко; в них различают диагенетические доломиты, образовавшиеся в результате диагенеза осадка, и эпигенетические, сформированные эпигенезом известняков. Доломиты – однородные микрозернистые породы. Очень часто встречаются диагенетические мелкопористые, довольно плотные, шероховатые в изломе и похожие на песчаники доломиты. Эпигенетические доломиты могут быть и крупнопористыми. обычно они переполнены отпечатками и остатками раковин и напоминают ракушечные известняки. Своеобразной породой является тонкая *доломитовая мука* – продукт процесса раздоломичивания.¹

По сравнению с известняками доломиты имеют более темную окраску и могут быть пестрыми. Их наиболее характерные текстуры: замещения, пятнистые, пористые. Наиболее распространены вторичные изменения в

¹ Раздоломичивание – это выщелачивание плотных доломитов до состояния тонкой доломитовой муки.

доломитах. Это: выщелачивание, ожелезнение, окремнение, замещение гипсом и ангидритом.

Известняки и доломиты используют в строительстве при изготовлении цемента, в металлургии, печатном, кожевенном производстве, в пищевой, химической, текстильной, бумажной промышленности.

Известняки, как никакая другая порода, несут на себе следы геологического прошлого нашей планеты. Их современным аналогом являются карбонатные илы водоемов. Доломитовые литофации, широко распространенные в палеозойских породах, для осадков и отложений современных водоемов не характерны.

4.5. Соли

В петрографии к солям относят хорошо растворимые химические осадочные породы, состоящие из минералов, выпадающих в осадок из перенасыщенных ими вод. Растворимость разных солей различна. Наиболее высока она у натриевых и калиевых хлоридных солей, малая – у сульфатных. Основная форма залегания – пласт, но, обладая пластичностью и текучестью, хлоридные соли способны формировать пологие купола. Для соляных пород характерна горизонтальная слоистость, в т.ч. и микрослоистость. Волнистый характер слоев соли отражает сезонный характер их формирования, что используется для определения абсолютного возраста соляных толщ.

Соли – обычно химически чистые образования, но в них часто присутствуют капельки нефти и газа. Примеси (другие соли, глинистый и карбонатный материал) формируют маломощные слои в соляных толщах. Детальное изучение солей выполняют не геологи, а химики.

4.5.1. Гипс и ангидрит

Название пород аналогично названию слагающих их основных минералов. Обычна незначительная примесь доломита, сульфидов, окислов железа, органического вещества и газов. Пластовый гипс обыкновенно мелкозернистый. Белый тонкозернистый гипс называют *алебастром*. Вторичные формы гипса весьма своеобразны. Это могут быть желваки, прожилки. В трещинах формируется волокнистый гипс – *селенит*, в порах образуются гипсовые сферолиты, в песках пустынь возникают удивительные *гипсовые розы*.

И гипс, и ангидрит характеризуются чистыми цветами: белым, розовым, красным, но не редки и голубовато-серые, желтоватые гипсы, а иногда – и более темные. Диагностика безошибочно выполняется по твердости, которая у ангидрита несколько выше, чем у гипса и др. характерным свойствам.

Разложение гипса и ангидрита под действием органики и выщелачивания подземными водами ведет к формированию залежей серы и лечебных сероводородных вод.

4.5.2. Каменная соль

Каменная соль (NaCl) – это порода, сложенная галитом, иногда и называемая галитом. Она характеризуется кристаллическими (от грубо- до тонко-) структурами, плотными, массивными и слоистыми текстурами. Встречаются и рыхлые пористые соли. Цвет – чаще белый, но нередки и красные, розовые, желтые, голубые и синие, даже темно-серые разновидности. Залегают в форме пластов, линз, куполов. Основным диагностическим признаком каменной соли – соленый вкус.

4.5.3. Карналлит

Карналлит (KCl_2) от галита отличается ярко-красной или оранжево-желтой окраской и жгучим горько-соленым вкусом. Он легко поглощает влагу и расплывается. Гораздо чаще встречается пятнистая *карналлитовая порода* – смесь карналлита (50-80%) и галита (20-50%) с примесью ангидрита и глинистых минералов.

4.5.4. Сильвинит

Сильвинит, по-существу, является *сильвиновой породой* (25-60% галита и 75-40% сильвина) с незначительной примесью ангидрита, глинистых и др. минералов. Порода кристаллическая плотная. Обнаруживается тонкая сингенетическая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием слоев галита, сильвина и глинистого ангидрита. Цвет породы молочно-белый, красный, красно-бурый. Присутствуют многочисленные пузырьки газа.

4.5.5. Каинитовая порода

Каинитовая порода является смесью каинита (40-70%), галита (30-60%) и небольшого количества других соляных минералов.

4.5.6. Глауберитовая порода

Глауберитовая порода сложена глауберитом (50-90%), галитом (1-5%), карбонатными минералами (3-12%), а иногда и ангидритом. Цвет ее бурый,

желтовато-бурый, реже – серый. выветриваясь, глауберитовая порода переходит в гипс и мирабилит.

Месторождения солей наиболее характерны для отложений кембрия, девона, перми, юры и третичного периода, хотя встречаются во всей осадочной толще, указывая на обстановки бывших лагун и горько-соленых озер аридных областей. Процесс солеобразования можно наблюдать в озерах Кулундинской и Барабинской степей, в западной Сибири, в озерах Эльтон и Баскунчак, в заливе Кара-Богаз-Гол, в Сивашской лагуне, озере Сакки и других местах. Мощные залежи ископаемых галита, ангидрита и гипса приурочены к верхнепермским отложениям в пределах Северо-Германского цехштейнового бассейна и Польско-Литовской синеклизы (в том числе и Калининградской области). Месторождения калийных солей встречаются гораздо реже (Страссфуртское в ФРГ, Соликамское, Нивенское в Калининградской области).

Каменная соль – незаменимое сырье в пищевой промышленности, особенно в рыбной отрасли; сырье для получения хлора. Гипс находит применение в медицине, скульптуре, бумажном производстве. Из гипса и ангидрита выполняют поделки, готовят цемент, получают серную кислоту; используют их в строительстве и металлургии. Остальные соли являются агрономическими рудами, а карналлит – еще и рудой магния.

4.6. Кремнистые породы (силициты)

Кремнистые породы – это осадочные образования, в которых содержится более 50% кремнезема. Их классификация представлена в таблице 8. По генетической приуроченности достаточно просто выделяются биогенные силициты, сложенные остатками таких организмов как диатомеи, радиолярии, губки. Это, преимущественно, современные илы и очень слабо

уплотненные опаловые кайнозойские (реже – мезозойские) *диатомиты*, *радиоляриты* и *спонголиты* (рис. 11а). Они очень пористые, отчего их плотность часто меньше 1 г/см^3 , размокают в воде, имеют очень светлую окраску. В соответствии с физико-химическими превращениями в ряду минералов группы SiO_2 старение и уплотнение породы приводит к преобразованию опала в халцедон, халцедона - в кварц. В результате, рыхлые опаловые породы преобразуются в более уплотненные *трепела* и плотные *опоки* (рис. 11б).

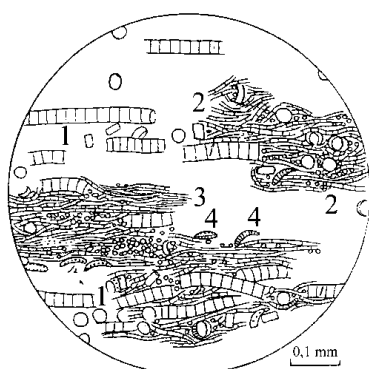


Рис. 11а. Образец 1 – диатомит пресноводный; палеоген, Армянская ССР, $\times 120$:

1, 2, 3 – крупные, средние и тонкие нити;
4 – одиночные скорлупки;
основная масса показана лишь участками

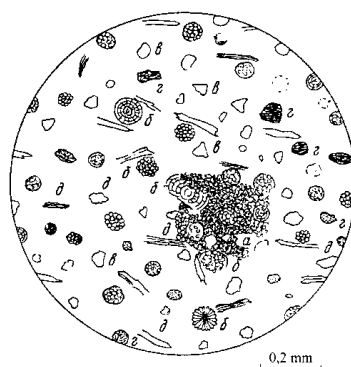


Рис. 11б. Образец 2 – опока, верхний мел, бассейн р. Медведицы, увеличено $\times 75$:

а – основная глобулярная масса – опал (показана на одном участке); б – скелеты радиолярий; в – кварц; г – глауконит; д – слюда

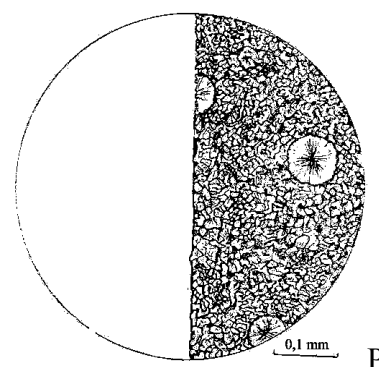


Рис. 11в. Образец 3 – кремнь халцедоновый, верхний мел (турон – коньяк), район г. Изюма, $\times 150$.

Опоки и трепела, подвергаясь метаморфизации приобретают полосчатость текстуры. Минеральные преобразования идут в направлении увеличения стабильных форм SiO_2 , каковыми являются халцедон и кварц. В складчатых областях возникают *яшмы* и *лидиты*.

Кремнистые породы залегают слоями. В карбонатно-глинистых породах довольно широкое распространение имеют кремнистые образования (рис. 11в) в виде стяжений разной формы и конкреций. Кремни – очень

Таблица 8

Классификационно-генетический определитель кремнистых пород

Генезис			Форма залегания	Структурно-текстурные признаки		Преимущественный минеральный состав					Другие диагностические характеристики			
						Опал	Опал, халцедон	Халцедон	Халцедон, кварц	Кварц				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
Биогенные	Первичные	Органогенные		Цельнораковинные, детритовые, смешанные	Мягкие и уплотненные	1. Диатомит					1. Скорлупки диатомей	Преобладает	Очень легкие (плотность менее 0,9 г/см ³) пористые, рыхлые и слабо уплотненные светлые. Рыхлые, похожи на стекловату	
						2. Радиолярит					2. Раковинки радиолярий			
						3. Спонголит					3. Спикулы губок			
	Преобразованные	Физико-химическими	Пластовые	С раковистым материалом	Плотные	← 4. Трепел →					4. Уплотненная диатомовая порода			
							← 5. Опока →					5. Уплотненный трепел, может быть черным		
		Метаморфизмом		Скрытокристаллические	Крепкие и очень крепкие			← 6. Яшма →			6. Продукт метаморфизма опок. Содержит остатки радиолярий			
								7. Яшмовые породы. Лидиты			7. Продукт метаморфизма яшмы. Преобладает кварц и присутствует углистое вещество			
	Хемогенные	Первичные	Конкреционные, корковые, рыхлые		Аморфные и скрытокристаллические	Скрытокристаллические	Несвязанные	8. Гейзерит				8. Туфообразные рыхлые и пористые породы		
		Диagenетические					Крепкие и оч. крепкие		← 9. Кремни →				9. Эпигенетические включения и конкреции разного цвета с раковистым изломом	

крепкие, аморфные и скрытокристаллические породы с раковистым изломом.

У выходов источников формируются гейзериты, кремнистые туфы, которые могут быть рыхлыми, даже мучнистыми, в виде уплотненных корок. *Гейзерит* – современная опаловая литофация.

Кремнистые породы используются как абразивный, тепло- и звукоизоляционный материал; рыхлые кремнистые породы – цементное сырье; яшмы – великолепный ювелирно-поделочный камень.

4.7. Фосфатные породы (фосфориты)

К *фосфатным* относятся породы с содержанием P_2O_5 свыше 5%, но промышленные фосфориты должны содержать до 15-40% фосфорной кислоты. Наиболее распространенные фосфатные минералы: франколит, курскит, гидроксилapatит, фторапатит, карбонатапатит. Каждый фосфатный минерал, будучи продуктом специфических обстановок, имеет свои формы нахождения в природе. Так франколит формирует пласты, курскит – желваки, гидроксилapatит слагает кости современных животных. Фтор- и карбонатапатит встречаются редко. Обычные примеси в фосфоритах – глауконит и органическое вещество. Последнее окрашивает породы в темные, почти черные, цвета и придает ей специфический запах.

Для платформенных территорий характерны темные желваковые глинистые и глауконитовые, а также песчанистые фосфориты радиально-лучистого строения (аналоги современных фосфоритовых конкреций дна океана) и белые мелкозернистые разной плотности, иногда тонкослоистые пластовые фосфориты, которые сложно отличить от мергеля, опок, глин. От карбонатных пород фосфориты отличаются по реакции с соляной ки-

слотой, от кремнистых – по твердости. Следует помнить, что черный цвет и запах не являются основой диагностики фосфоритов.

Пластовые фосфориты геосинклинальных областей еще более разнообразны. Не часто, но встречаются *костяные брекчии* – желтовато-бурые и желтовато-серые пористые легкие породы, представляющие собой брекчию костей млекопитающих и рыб, сцементированных карбонатным, песчано-глинистым и фосфатным цементом.

Фосфориты имеют хемобиогенное происхождение и используются как удобрение.

4.8 Глиноземистые, железистые и марганцовистые породы

4.8.1. Глиноземистые породы

Глиноземистые породы, (*аллиты* или *алюминиевые*), по сути являются переходными от глин к чисто химическим образованиям. Их образование связано с накоплением продуктов химического выветривания на месте (*латериты*) и после переноса и перемыва в водоеме (*бокситы*).

Латериты – поверхностные и приповерхностные неоднородные образования областей влажного и жаркого климата. Помимо *алюминиевых* минералов – *гидроаргиллита*, *диаспора* или *бёмита* – в них присутствуют окислы и гидроокислы железа и титана, каолинит и прочие. Обычно это красные (но с поверхности могут быть почти черными), розовые, белые, серые и пятнистые, очень разные по твердости (2-7) породы. Порошок рыхлых аллитов непластичен.

Бокситы макроскопически похожи на латериты, но облик их много разнообразнее. Именно бокситы являются ценнейшей рудой алюминия, а также используются для изготовления огнеупоров и адсорбентов.

Глиноземистые породы исследуются с помощью физических методов.

4.8.2. Железистые породы

Почти в любой породе обнаруживается сульфидное железо в виде единичных кристалликов пирита и марказита. Большая часть железных руд имеет осадочное происхождение. Широким распространением пользуются окисные, карбонатные, силикатные руды, пески россыпных месторождений с железистыми минералами и другие железосодержащие породы.

Главные минералы железистых пород: лимонит, гётит, гидрогетит, гематит, гидрогематит, магнетит, сидерит, анкерит, шамозит, сульфиды железа, окислы и гидроокислы марганца. В качестве примесей часто присутствуют кварц, полевые шпаты, слюды, кальцит, глауконит, хлориты, глинистые минералы.

Поразительно многообразие текстур железистых образований, которые могут быть массивными, слоистыми и неслоистыми, землистыми, оолитовыми, бобовыми, конкреционными, конгломерато- и брекчиевидными, радиально-лучистыми, афанитовыми и т.д. Также весьма разнообразна и их окраска: окислы и гидроокислы – бурые, красновато-бурые, красные; хлоритовые и хлоритово-сидеритовые руды – зеленовато-серые, «табачных» тонов; сидериты и магнетиты – темно-серые до черных.

Залегают осадочные железистые породы пластами и пропластками, образуют линзы, гнезда, стяжения неправильной формы. Классификация железистых пород учитывает их генезис, минеральный состав и структурно-текстурные признаки. Как и для аллитов, выделяют элювиальные бурые железняки, распространение которых ограничено, и водноосадочные образования, среди которых преобладают бурые железняки, шамозитовые и сидеритовые руды морского происхождения. Измененные и метаморфизо-

ванные железистые - *джеспилиты* (или *железистые кварциты*) представляют собой очень плотную и твердую полосчато-микрослоистую породу, сложенную тончайшими слоями магнетита, мартита, гематита и мелкозернистого кварца.

На суше железные руды образуются при окислении сульфидов в «железных шляпах», при метасоматозе в известняках. В областях с избыточным увлажнением на уровне грунтовых вод возникают конкреции и стяжения, именуемые *ориштейнами* и *ортзандами*. В озерно-болотных обстановках накапливаются окисные бобовые железные руды, часто содержащие значительную примесь марганца¹. Здесь же идет образование сидеритовых конкреций и стяжений. В дельтовых и лиманных обстановках на фронте пресных и солоноватых вод осуществляется чисто химическая садка оолитов гидрогетит-лептохлоритово-сидеритового состава.

Примером разрабатываемых осадочных железных руд являются Керченское, Хоперское, Халиловское, Тульское, Липецкое, Подмосковное и другие месторождения.

4.8.3. Марганцевые породы

К *марганцевым* относят породы с содержанием марганца более 10%. По условиям формирования и распространению они очень близки к железистым породам. Главные минералы – окислы и гидроокислы марганца: манганат, пиролюзит, псиломелан (вад); карбонаты марганца: манганокальцит, родохрозит и др. Примеси: глауконит, опал, кальцит, сидерит, глинистые минералы.

¹ На дне Мирового океана идет накопление железо-марганцевых конкреций, несколько напоминающих эти руды, но отличающихся от них присутствием промышленных концентраций никеля, кобальта и меди.

Макроскопически окисные марганцевые породы характеризуются черной окраской, землистой, реже – конкреционной, бобовой, оолитовой текстурой; карбонатные – серовато-белые с розовым оттенком, розовые, мелко- и микрозернистые, часто с тонкой горизонтальной слоистостью. Месторождения марганцевых руд преимущественно мезокайнозойские: таковы чиатурские руды Грузии, николаевские Украины, руды месторождений Индии. Используется марганец в металлургии и медицине.

4.9. Каустобиолиты

Каустос» - горючий, «биос» - жизнь, «литос» - камень. Каустобиолиты – специфические образования, представляющие собой продукты жизнедеятельности организмов, которые за счет газов атмосферы и воды, лучистой энергии Солнца преобразованы в совершенно новое – горючее вещество. Каустобиолиты – горючие полезные ископаемые и энергетическое сырье. Их делят на гумусовые и нефтяные. Как бы между ними стоит группа сапропелей.

4.9.1. Сапропелевые каустобиолиты

Сапропель современных водоемов является гнилостным илом, с поверхности полужидким, именуемым «*гиттия*», несколько глубже – более плотным, режущимся ножом и именуемым «*сапроколла*». Ил состоит из живых и умерших мельчайших планктонных организмов, а также из остатков и экскрементов рыб. Это темная мягкая жирная однородная или микрослоистая масса, состоящая из смеси органических кислот и содержащая до 60-70% углерода. Сапропель образуется в болотах и озерах при гниении (т.е. захоронении почти без доступа воздуха) живых организмов. Исполь-

зуется как удобрение и лечебная грязь, а иногда и для получения смол, масел и газа.

Горючие сланцы сапропелевой группы – нормальные осадочные (не метаморфические!) породы. Визуально это твердая темная, обычно тонкослоистая, часто плитчатая порода, которая легко загорается от спички и при горении издает запах жженой резины. Горючие сланцы известны, начиная с кембрия. По-существу это зольные сапропелиты. Используются как энергетическое сырье и сырье для химической промышленности, а также в фармакологии.

Сапропелевые угли – явление достаточно редкое. К ним относятся *богхеды*, *кеннели* и *сапроколлиты*. Внешне это матовые светло-коричневые, желтовато-бурые и серовато-черные вязкие породы с раковистым изломом. Они сложены остатками водорослей, спорами и сапропелевой или гумусовой основной массой. Таким образом, по генетическому составу они близки горючим сланцам, но отличаются малой зольностью и высоким (до 90%) выходом летучих. Используется как топливо.

4.9.2. Гумусовые каустобиолиты

Гумусовый ряд включает торф и ископаемые угли (бурые, каменные, антрациты и липтобиолиты).

Торф – первый член гумусового ряда образуется на болотах и торфяниках из отмерших остатков растительности болот в условиях затрудненного доступа кислорода при участии бактерий. Этот процесс называется оторфованием. Содержание в торфе углерода 45-60%, в нем присутствуют воски, смолы, жирные кислоты, лигнин, целлюлоза, терригенные примеси. Структуры торфов разнообразны (бумажная, волокнистая, землистая и

т.д.). Порода бурая. По генезису выделяют торфа лесные и луговые, по характеру растительных остатков – сфагновые, осоковые и т.д.

Порошковатая, распадающаяся на мелкие куски торфяная масса, называется *торфяной землей*.

Торф – ценнейшее комплексное минеральное сырье, широко используемое в энергетике, химической промышленности и сельском хозяйстве. Но возможности его используются далеко не полностью. Месторождения торфа в равнинных областях гумидных зон многочисленны. Со временем торф подвергается углефикации, которая осуществляется посредством метаморфизации гумусового вещества через формирование *ингредиентов угля*: фюзена, витрена, кларена и дюрена.

Фюзен – матовый волокнистый, хрупкий и мягкий, пачкающий руки инградиент с клеточным строением; *витрен* – твердый и хрупкий, практически бесструктурный, со стеклянным блеском и раковистым изломом; *кларен* – блестящий инградиент, где в гелефицированной основной массе присутствует немного форменных элементов – спор, кутикул, смоляных телец, остатков растительной ткани; *дюрен* – матовый, плотный сероватого цвета инградиент, основная масса которого фюзенизирована, содержит кларен, дюрен при незначительном количестве гелефицированного вещества. Между основными инградиентами есть переходные разновидности: дюрен-кларены и кларено-дюрены. Степень углефикации пропорциональна возрасту углей и тектонической активности территории.

Бурые угли – бурые, коричневые, до черных, матовые, реже – очень слабо блестящие. Содержание углерода в них 60-75%. Их разновидности: *лигнит* – уголь с древесным строением, твердый и вязкий, а также *землистый бурый уголь* – бесструктурный, состоящий из мелких гелефицированных и фюзенизированных компонентов.

Каменные угли – темно-серые до черных, блестящие и очень редко матовые, с содержанием углерода 75-92%. Их основные ингредиенты – витрен и кларен.

Антрациты – темно-серые с сильным металловидным блеском, содержащие 91-97% углерода. Их основной ингредиент – дюрен.

Липтобиолиты – угли, сложенные такими стойкими компонентами растительности как оболочки спор, кутикула, пробковая ткань и смоляные тельца, пропитанные воскоподобным или смолистым веществом; буроватые, вязкие и массивные с высоким (до 70-90%) выходом летучих.

Гумусовые угли залегают пластами мощностью 3-5, реже – до 10-15 м, и линзами большой (до 10 и более метров) мощности. Липтобиолиты образуют прослойки и маломощные линзы среди толщ типично гумусовых углей. Пласты они формируют весьма редко.

Угольные залежи наиболее типичны для отложений карбона, перми, третичного периода. Уголь – энергетическое сырье и сырье для химической промышленности. Он широко используется в металлургии.

4.9.3. Нефтяные каустобиолиты

Представители нефтяного ряда состоят из парафиновых, нафтеновых и ароматических углеводородов, химический состав которых соответственно определяется формулами: C_nH_{2n+2} , C_nH_{2n} , C_nH_{2n-x} , где $x=6, 8, 10$ и т.д. Ряд начинается газообразными веществами, продолжается жидкими нефтями и завершается вязкими и твердыми продуктами окисления нефти.

Горючие газы. Нефтяные газы от угольных отличаются значительным содержанием тяжелых углеводородов. Практический интерес представляют газы, особенно метановые, связанные с нефтяными залежами. Однако, в силу высокой миграционной способности газовые месторождения могут

формироваться на значительном расстоянии от нефтяных. Газы используются как топливо и химическое сырье.

Нефти. Нефть – маслянистое жидкое гидрофобное горючее вещество. Окраска нефти меняется от почти бесцветной до темно-бурой и черной. Выделяются метановые, нафтеновые, ароматические и смешанные нефти. Метановые (парафиновые) нефти светлые, легкие; нафтеновые – темные и тяжелые. Ароматические нефти встречаются редко. В жидкой фазе нефтей присутствуют газообразные и твердые битумы. Плотность нефти 0,75-1,016 г/см³, именно поэтому на воде она образует своеобразную плеохроирующую пленку. В отличие от железистой, нефтяная пленка не разрушается при механическом воздействии. Нефтяные залежи присутствуют в отложениях всех систем, если имеются благоприятные условия в отношении наличия коллекторов (пород, вмещающих нефть) и покрышек (пород, сохраняющих залежь от разрушения).

Существуют многочисленные гипотезы происхождения нефти, но предпочтение отдается гипотезе органического происхождения, основы которой разработаны И.М. Губкиным. На земном шаре есть особенно богатые нефтью и газом регионы. Это малоазиатский узел (Иран, Ирак, Саудовская Аравия), юго-западные штаты США, Мексика, Уругвай, Парагвай, Аргентина, Индонезия, Грозненский и Майкопский районы, Западная Сибирь. В последние десятилетия особое значение приобрела добыча морской нефти, составляющая более трети в общей добыче. Первостепенными районами добычи морской нефти стали: Северное море, Персидский залив, Каспийское море, Мексиканский залив и Карибское море.

Нефть – основное энергетическое и химическое сырье XX-XXI веков и особый объект межгосударственных отношений.

Твердые битумы. При окислении нефти последовательно образуются мальта, асфальты и озокериты.

Мальта – это очень вязкая и густая нефть с удельным весом около 1 г/см³. *Асфальт* состоит из смеси смол (40-50%), масел (до 40%) и асфальтенов. Кроме углерода (80-85%) и водорода (до 12%) асфальт содержит примеси серы, кислорода и азота. Асфальт залегает в форме жил, а на поверхности земли формирует асфальтовые озера. Самое большое асфальтовое озеро расположено на острове Тринидад. Применяется в дорожном строительстве, электротехнической и резиновой промышленности.

Озокерит (горный воск) – порода (минерал), генетически связанный с нефтью, представляет собой природную смесь твердых парафиновых углеводородов с нефтяными маслами и смолами. Цвет может быть как очень светлым, так и черным. Удельный вес – до 1,0 г/см³. Легко плавится – температура каплепадения – 50-85⁰С. В пламени спички горит ярким пламенем и сгорает без остатка. Озокерит имеет множество местных названий: гумбед, киндебаль, цитризинит, бориславит, нефтегиль. Иногда его называют мальтой. Залегает обычно в виде жил, редко в форме маломощных пластов. Продукт переработки озокерита – церезан – широко используется в разных отраслях промышленности. В целом же, твердые битумы используются в дорожном строительстве и химической промышленности.

III. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

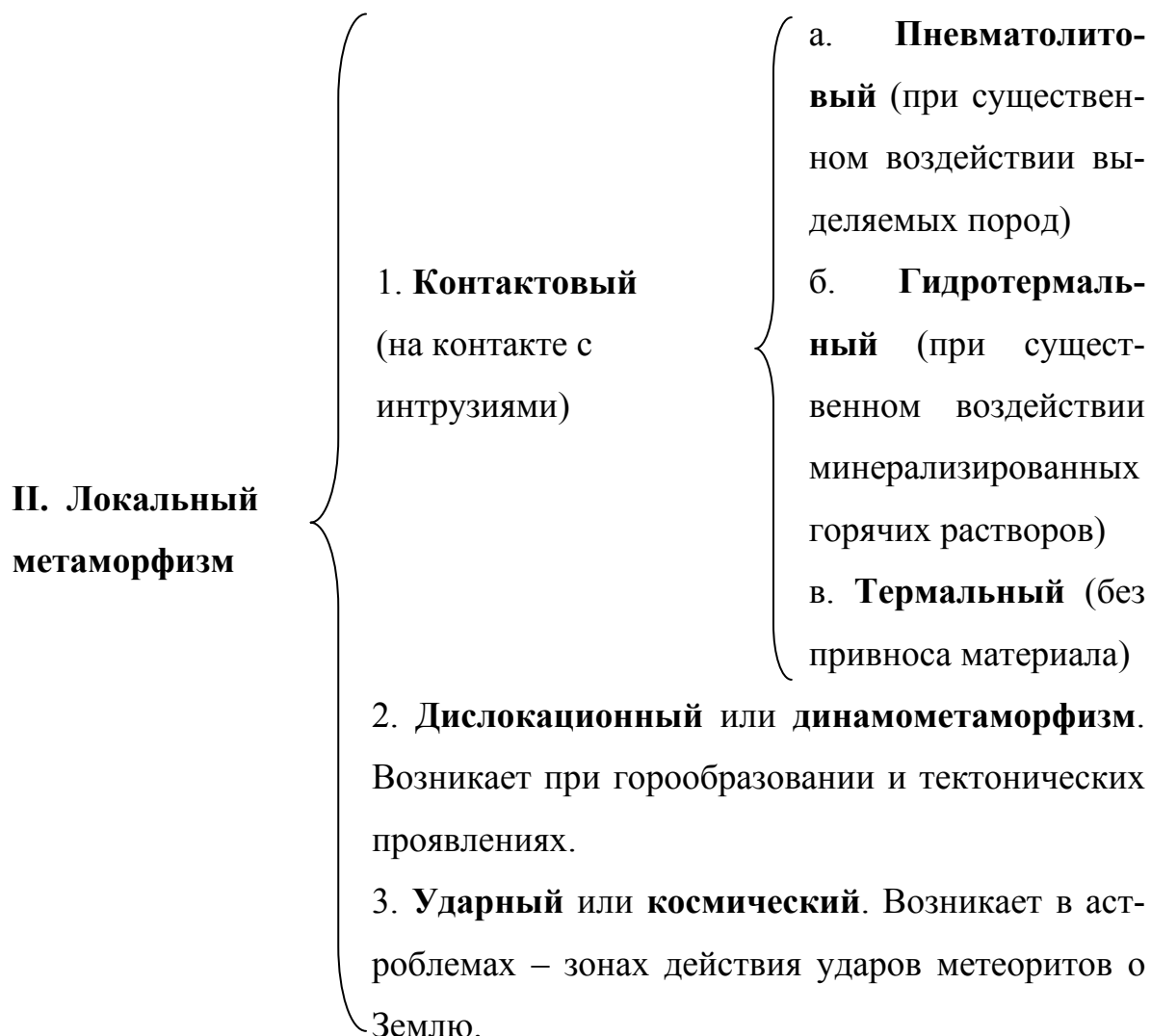
Метаморфические породы образуются в результате глубокого преобразования других, сформировавшихся ранее пород (осадочных, магматических и метаморфических). Метаморфизация пород осуществляется в твердом состоянии, т.е. минуя плавление и растворение. В зависимости от главенствования в процессе температуры или давления, а также масштабов проявления метаморфизма по площади, принято выделять его локальный и региональный типы.

Для регионального метаморфизма ведущим фактором является давление. При заглублении в земную кору давление возрастает особенно резко: на каждые 2,5-3,0 м оно повышается примерно на 1 атмосферу. Пока его величина не превышает силу давления противоположно направленных положительных тектонических движений горные породы разрушаются и разламываются, в них возникают разломные структуры и зоны дробления. Глубже, там где направление давления осадочной толщи становится больше горообразовательного давления снизу вверх, но не превышает предел упругости горной породы, и располагается зона регионального метаморфизма горных пород. Эта зона подстиляется магмазой, в которой порода размягчается, становится пластичной и переходит в расплав. Определить границы зоны метаморфизма не представляется возможным, так как у разных пород предел упругости различен. Не всегда просто различить сильно метаморфизованные породы от истинно метаморфических.

Простейшей классификацией метаморфических пород является их систематика по тому или иному типу метаморфизма. Генезис определяет строение и минеральный состав породы. Ниже в виде схемы представлены выделяемые в настоящее время типы метаморфизма.

I. Региональный метаморфизм.

(Платформенный метаморфизм, вызванный высоким литостатическим давлением в области значительно повышенных температур).



1. ПОРОДЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Региональный метаморфизм свойственен огромным территориям, причем проявление его максимально в наиболее древних толщах. Так архейские породы метаморфизованы повсеместно, протерозойские – много меньше, а палеозойские – только в ядрах горных сооружений. Главным фактором процесса является направленное давление вышележащих толщ,

воздействие которого в условиях высоких температур приводит к перекристаллизации и возникновению специфических текстур. Перекристаллизация осуществляется с уменьшением поперечника минеральных зерен и широко затрагивает такие породы как кварцевые песчаники, известняки и доломиты. При региональном метаморфизме возникают параллельные текстуры, обусловленные распадением породы на тонкие пластинки, что типично для глинистых, мергелистых, граувакковых, туфогенных пород.

В кристаллических сланцеватых метаморфических породах возникают отдельные крупные кристаллы – *порфиробласты*, что предопределяет образование *порфиробластовой*, в частности, *гранобластовой* структуры. Результатом глубокого метаморфизма самых различных, но особенно кислых и средних магматических пород обычно является формирование *гнейсовых* и *полосчатых* текстур, представляющих собой чередование параллельных светлых и темных полос, сложенных различными минералами.

Значительную по мощности зону регионального метаморфизма разделяют на ступени, причем основой для выделения ступеней является не глубина, а интенсивность процесса, что, безусловно, не исключает возрастания степени метаморфических преобразований с глубиной. Переход от низших ступеней к высшим называется *прогрессивным метаморфизмом*. Однако, бывают случаи, когда глубокометаморфизованная порода попадает в зону более низких ступеней и метаморфизуется вторично, что является *ретроградным* или *регрессивным метаморфизмом*. В таблице 9 приведены сведения о породах, типичных для разных уровней метаморфизма.

1.1. Низкая степень метаморфизма

Наиболее характерной литофацией очень низкой степени метаморфизма, (помимо таких общераспространенных образований как земные хлори-

ты, слюды, тальк и серпентиниты) является *цеолитовая*. Основными минеральными новообразованиями являются *цеолиты* – минералы группы каркасовых алюмосиликатов, т.е. содержащие в решетке молекулу воды, которая при нагревании удаляется, но разрушения самой решетки не происходит. Обезвоженный цеолит может вновь поглощать воду, полностью восстанавливая свои свойства. Но обладая высокой ионообменной способностью, цеолит может поглотить не только воду, а другую органическую жидкость. В группу цеолитов входит большое количество минералов, генезис которых различен. Для низкой стадии метаморфизма характерны низкотемпературные кальциевые цеолиты, имеющие призматические и игольчатые кристаллы. Примечательно, что в небольших количествах эти цеолиты могут образовываться даже в современных илах.

Второй типичный минерал – *глаукофан* – голубой натрово-глиноземистый амфибол из группы роговых обманок (твердость – 6,0-6,5, удельный вес – 3,0-3,2 г/см³). Глаукофан очень устойчив и может сохраняться и на более высоких ступенях метаморфизма.

1.1.1. Сланцы



Рис. 12. Параллельная текстура сланца

Самыми типичными породами цеолитовой и зеленосланцевой фаций являются *сланцы* (рис. 12). Состав их может быть очень разным и определяется он как составом породы, подвергшейся метаморфизму, так и глубиной этого процесса. В зависимости от состава выделяют глинистые, слюдяные, хлоритовые, тальковые, амфиболовые, графитовые и т.д. сланцы.

Таблица 9

Основные породы регионального метаморфизма

	Исходные породы	Метаморфические литофации	Характерные минералы			Структурно-текстурные признаки	Осадочные		Магматические		
	Ступени метаморфизма		Первичные	Новообразования	Глинистые, карбонатные и карбонатно-глинистые		Обломочные	Кислые	Средние	Основные и ультраосновные	
1.	Очень низкая	Цеолитовая	Кварц, полевые шпаты, пироксены, слюды, карбонаты	Хлорит, слюды, пироксены, эпидот	Глаукофан	Цеоли-ты	Сланцеватые, преимущественно тонкокристиаллические	Сланец: глинистый, карбонатно-глинистый, хлоритово-серицитовый, тальковый, амфиболовый, глаукофановый, аспидный, слюдистый, филлит	Метапесчаники	Кератофиры кварцевые, альбитовые, ортоклазовые, цеолитовые, эгириново-кварцевые	Спиллиты
2.	Низкая	Зелено-сланцевая									
3.	Средняя	Амфиболитовая			Амфибол	Сланцеватые, линейные, гнейсовые, порфиروبластовые средне- и крупнокристаллические, плотные	Кристаллический сланец		Ортогнейсы	Ортоамфиболиты	
							Параамфиболиты	Парагнейсы			Мигматиты
4.	Высокая	Гранулитовая			Алмаз	Массивные, очень плотные, мелкокристаллические, бластовые	Кислый гранулит			Основной гранулит	
							Чарнокит			Метагранит	
							Эклогитовая				Эклогиты

1.1.2. Филлиты

Особое место среди сланцевых пород занимают *филлиты* – полнокристаллические сланцеватые породы, обычно слегка зеленоватые, состоящие из кварца, серицита с примесью хлорита, биотита, альбита, очень редко – граната и турмалина. Филлит – плотная, с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости порода; филлиты образуются в результате метаморфизации глинистых сланцев, но глинистых минералов в них уже нет. По степени метаморфизма филлиты являются переходными от глинистых сланцев к слюдяным.

1.1.3. Кварциты

Обломочные породы под воздействием метаморфизма превращаются в очень плотные сливные кристаллически-зернистые кварцевые (иногда сланцеватые и брекчиевидные) на кварцевом цементе образования именуемые *кварцитами*. В зависимости от характера примесей цвет кварцитов может быть различным. Наиболее интересен *железистый кварцит*, являющийся железной рудой.

1.1.4. Кератофиры

Плотные мелкокристаллические породы с включениями кристаллов полевого шпата, кварца, биотита, роговой обманки, магнетита, образованные по кварцевым порфирам и, на первый взгляд, похожие на роговики, называют *кератофирами*. Также выделяют цеолитовые и эгириново-кварцевые кератофиры.

1.1.5. Спиллиты

Неглубокая метаморфизация основных и ультраосновных пород ведет к формированию *спиллитов*. По существу это метаморфизованные миндалевидные авгитовые порфириты, состоящие, преимущественно, из лейст альбита или олигоклаза и пластинчатого ильменита. В спиллитах наблюдаются многочисленные полости, выполненные хлоритом, кальцитом, реже – эпидотом, опалом, халцедоном. Дальнейшая метаморфизация переводит спиллит в ранг зеленокаменных пород.

1.1.6. Серпентинит

При метаморфизации оливиновых перидотитов и пирксенитов образуется серпентинит – порода, основой которой является серпентин. В породе может присутствовать магнитный железняк, хлористое железо. Если порода сохраняет реликты первичных минералов, серпентинит может обладать порфировой структурой. Породе характерна пятнисто-искристая окраска, в которой участвуют зеленые, черные, белые, красные, желтые цвета, расположение которых придает ей сходство с кожей змеи, за что порода получила второе название - «змеевик».

1.2. Средняя степень метаморфизма

Эта стадия характеризуется более высокотемпературной альмандино-амфиболитовой фацией. Основные породы этой фации амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты.

1.2.1. Кристаллические сланцы

Кристаллические сланцы – отчетливо сланцеватые, средне- и крупнозернистые, обогащенные мусковитом, биотитом, хлоритом и амфиболами, плотные породы. Они могут содержать гранат, голубой кварц, средние и основные плагиоклазы.

1.2.2. Амфиболиты

Амфиболиты – темно-зеленые и зеленовато-черные плотные среднезернистые породы массивной и сланцеватой текстуры. От метадиабазы отличаются более высокой степенью изменения минерального состава и первичной структуры. Состоят, в основном, из роговой обманки и плагиоклаза. Примеси: эпидот, биотит, гранат. Выделяют орто- и параамфиболиты. Первые – продукт метаморфизма основных и ультраосновных пород, вторые – карбонатно-глинистых осадков.

1.2.3. Гнейсы

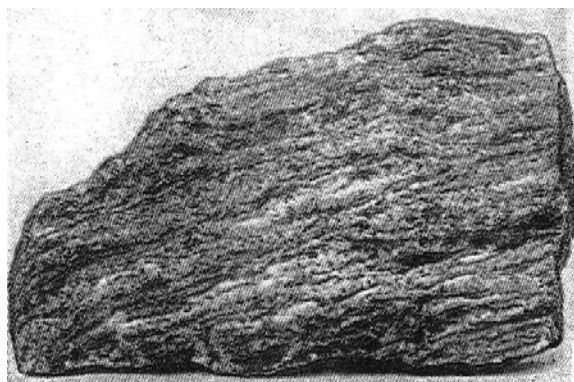


Рис. 13. Гнейс. Полосчатая структура

Гнейсы – от славянского «гноец», т.е. гнилые, разрушенные, метаморфические породы с параллельной текстурой, состоящие из полевого шпата, кварца; могут содержать слюды, амфиболы, пироксены, гранаты и др. минералы, по которым они и диагностируются как биотитовые, мусковитовые, амфиболовые, гранатовые и т.д. Гнейсы, возникшие по осадочным породам, попадают в группу парагнейсов, по магматическим – ортог-

витовые, амфиболовые, гранатовые и т.д. Гнейсы, возникшие по осадочным породам, попадают в группу парагнейсов, по магматическим – ортог-

нейсов. В случае сохранения реликтовых структур могут выделяться гранатовые, диоритовые, сиенитовые и т.д. гнейсы (гранито-, диорито-, сиенитогнейсы и т.д. (рис. 13)).

1.2.4. Мигматиты

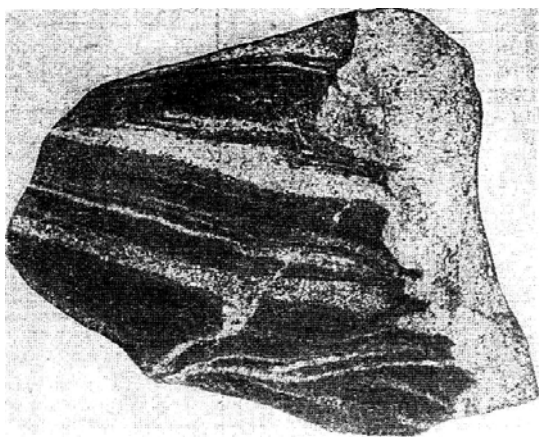


Рис. 14. Образец кавказского мигматита. Длина образца 20 см.

Мигматиты – достаточно сложные высокотемпературные (650-700⁰С) образования, представляющие собой продукты частичного плавления пород, результатом которого стало образование кварцево-полевошпатовых прослоев (по составу близких к гранитам), но иногда и с темноцветными минералами. В мигматитах темные полосы чередуются со светлыми. Полагают, что формирование мигматитов осуществлялось за счет инъекции магмы между элементами параллельных текстур гнейсов и кристаллических сланцев. Таким образом, мигматиты – это смешанные породы, в которых в разных формах и количествах сочетаются субстрат и жильный материал глубинных флюидов (рис. 14).

1.3. Высокая степень метаморфизма

Эта степень метаморфизма зафиксирована гранулитовой и эклогитовой литофациями.

1.3.1., 1.3.2. Гранулит и чарнокит

Гранулит – наиболее типичная порода этой ступени. Обычно это светлая мелкозернистая порода с параллельной текстурой, состоящая из ортоклаза, кварца, граната при присутствии биотита, амфибола, пироксена. От гнейса гранулит отличается повышенным содержанием граната. Пироксеновые основные гранулиты, являющие собой продукты глубокого метаморфизма габбро и базальтов, лишены кварца и ортоклаза. Кислые гранулиты, сформированные при метаморфизме осадочных образований, являются породой, переходной к *чарнокитам* – гранатовым метаморфическим образованиям, состоящим из кварца, калиевых полевых шпатов, кислого плагиоклаза, пироксена. По-существу, чарнокит – это разновидность гиперстенового гранита, иногда содержащего гранат.

1.3.3. Эклогиты

Эклогитовая фация представлена *эклогитами* – плотными, обычно массивными, тяжелыми пироксеновыми породами с обильной вкрапленностью гранатов (пиропа). По составу эклогиты соответствуют основным магматическим породам – габбро и базальтам. Основной их минерал – пироксен омфацит. Некоторые исследователи считают эклогиты абиссальной фацией габбро. От основных гранулитов породы отличаются отсутствием плагиоклаза и высокой плотностью (3,4 г/см³). Эклогиты образуются при высоких температурах и давлении, которые свойственны низам континентальной коры и верхам мантии. Примечательно, что обломки эклогитов, содержащие алмазы, найдены в трубках взрыва в Африке, Якутии и др.

2. ПОРОДЫ ЛОКАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Локальный метаморфизм отличается ограниченностью ареала проявления. Он разделяется на контактовый, дислокационный и ударный.

Контактовый метаморфизм осуществляется в зоне внедрения горячих интрузий в относительно холодные, чаще всего осадочные, породы земной коры. Именно вокруг интрузивных тел образуются оторочки контактово-метаморфических пород. Дислокационный метаморфизм (динамометаморфизм) свойственен зонам проявления тектонических движений и его определяющим фактором является направленное давление. Ударный метаморфизм проявляется изменением горных пород под воздействием ударов о землю метеоритных тел. Вследствие этого традиционное определение метаморфизма как эндогенного процесса следует дополнить действием космических факторов.

2.1. Породы контактового метаморфизма

Площадь метаморфизации пород вокруг интрузивных тел варьирует от нескольких сантиметров до нескольких километров. Ширина зоны контактового метаморфизма зависит от размеров, температуры, скорости охлаждения и глубины внедрения интрузивных тел, а также и от таких характеристик вмещающей породы как минеральный состав, плотность, пористость и т.д. Метаморфизация затрагивает как вмещающую породу, так и саму интрузию. Наиболее подвержены метаморфизму известняки. Определяющими при контактовом метаморфизме являются выделяющиеся из магмы летучие вещества (пневматолитовый тип) и гидротермальные растворы (гидротермальный тип), что само по себе есть следствие действия высоких температур. Оба типа характеризуются привносом (*метасоматозом*) вещества.

2.1.1. Роговики

Однако, контактовый метаморфизм может протекать и без привноса вещества. Это термальный метаморфизм, осуществляющийся в твердой фазе. Типичными представителями термального метаморфизма являются *роговики*. Они образуются у самого контакта с интрузией, характеризуются массивной текстурой, мелкозернистой структурой, сильно обогащены биотитом, турмалином, могут содержать такие высокотемпературные минералы как кордиерит, андалузит и др., различной (от белой до черной) окраски.

2.1.2., 2.1.3. Мраморы и скарны

На контакте с интрузиями, особенно кислыми, чистые известняки превращаются в *мраморы*, содержащие гранаты, пироксены и пр. При значительном привносе SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , В и др. элементов возникают *скарны* – типичные метасоматические известково-силикатные породы, легко узнаваемые по крупной зернистости и ограниченному набору минералов. Часто встречаются би- и даже мономинеральные скарны. Со скарнами связаны различные рудные месторождения: железные, медные, свинцово-цинковые, вольфрамовые, молибденовые, кобальтовые, золотые и др.

2.1.4. Грейзены

Грейзены – пневматолитово-гидротермальные породы, образованные за счет метаморфизма преимущественно кислых образований, в которых полевые шпаты замещены кварцем и светлой литиевой слюдой. В них присутствуют многие рудные минералы, особенно касситерит, вольфрамит.

Грейзены так же могут формироваться по песчаникам и глинистым сланцам.

2.1.5. Вторичные кварциты

*Вторичные кварциты*¹ гидротермальные зернистые массивные породы, представляющие собой кварцевые песчаники на кварцевом цементе. Состоят из первичного и вторичного кварца, лимонита, каолина и др. Могут содержать руды меди, молибдена, золота. Очень ценное сырье для производства динаса – кислого огнеупорного кирпича.

2.2. Породы динамометаморфизма

2.2.1., 2.2.2. Милониты и бластомилониты

Динамометаморфизм приурочен к зонам разломов типа сдвигов и надвигов, т.е. возникает при деформациях сжатия. Под влиянием ориентированного давления – стресса – может происходить как хрупкое разрушение пород, так и их пластичное перетекание вдоль плоскости разлома из области больших температур к поверхности. Существует мнение, что в первом случае образуются *милониты* – дробленные, но затем сцементированные породы с резкой катаклазитовой структурой, состоящие из тонкозернистого агрегата кварца, полевых шпатов и темноцветных минералов. Но тот факт, что рыхлых милонитов не существует, дает основание другому объяснению их генезиса: как результат вязкого течения породы без разрыва ее сплошности. Сжатие придает минеральным зернам ориентировку парал-

¹ Литофация железистых кварцитов формируется и в областях регионального метаморфизма.

лельную плоскости разлома, и порода приобретает полосчатую текстуру. Появление таких минеральных новообразований как хлориты, слюды, тальк делает породу сланцеватой, превращая ее в *бластомилонит*¹. Бластомилониты образуются при метаморфизме глин, граувакк, вулканических туфов, туфопесчаников, а также по породам регионального метаморфизма.

2.3. Породы ударного метаморфизма

Этот тип метаморфизма проявляется в метеоритных кратерах (астроблемах), которых на Земле обнаружено более 200 штук. Наиболее изученной крупной является Попигайская астроблема, находящаяся на севере Сибири. Она достигает 100 км в поперечнике (обычные размеры – 2,0-33,0 км). Породы ударного метаморфизма получили название *импактиты*. Их разделяют на *катаклазиты* – неперемещенные, слабо дробленные продукты, *ударные брекчии* – продукты более сильного дробления и спекания; *псевдотахилиты* – со следами плавления и образования стекла; *тагамиты* – те же, но перемещенные. Смешанные и перемещенные продукты дробления и плавления получили название *зювиты*.

В зонах метеоритных кратеров возникают такие гипербарические минералы как *коэсит* и *штишовит* – полиморфные модификации SiO₂, и еще более высокобарная модификация C – *лонсдейлит*, свидетельствующие о температурах более 1000⁰С и давлениях более 100 кбар. Импактиты имеют своеобразную текстуру, именуемую «конус в конус». При ударе порода

¹ «Бласто» – термин, указывающий на перекристаллизацию в твердой фазе. Если «бласто» становится вначале, перед термином, значит порода еще сохранила черты исходной; если в конце – структурный облик породы абсолютно новый.

распадается на конические обломки с поверхностями, покрытыми ветвящимися бороздами.

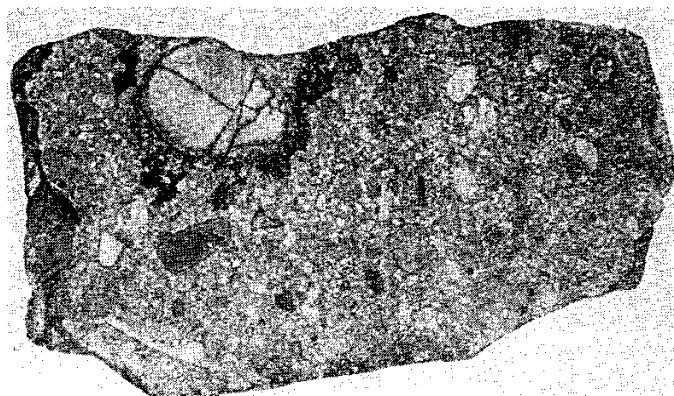


Рис. 15. Брекчиевидный кимберлит из Якутии. Состоит из обломков ультраосновных пород, известняков и других пород, заключенных в связующий серпентин-кальцитовый массе. Длина образца 30 см.

В последние годы активно обсуждается вопрос о возможности соответствия астроблем древним трубкам взрыва, в которых присутствует кимберлитовая порода, содержащая высокотемпературную модификацию углерода – алмаз (рис. 15).

IV. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение естественных горных пород помогает решать теоретические и практические задачи. Единственным свидетелем былых эпох с которыми мы можем общаться является камень. Именно горные породы позволяют пытливому и грамотному исследователю реконструировать обстановки геологического прошлого. В этом плане особенно много информации представляют осадочные породы, позволяющие судить о распространении суши и моря, климате, циркуляции вод и атмосферы, развитии жизни и экологических катастрофах, о времени появления тех или иных событий и т.д. Ни одна геотектоническая гипотеза не может обойтись без анализа палеогеографической обстановки, производимого на основании изучения литофаций.

Практические вопросы, решению которых способствует изучение горных пород, могут быть разделены на две группы:

1. Изучение горных пород как полезных ископаемых;
2. Изучение парагенезиса горных пород с целью поиска и разведки полезных ископаемых.

В широком смысле любая горная порода является полезным ископаемым, просто еще не пришло время для использования части из них. Изучение структурно-текстурных признаков и вещественного состава породы очень помогают при оценке качества сырья. Известно, что разрушение породы объясняется разными коэффициентами расширения составных минералов и их окраской. Вредные примеси, например, кремнистые стяжения в известняках, препятствуют обработке камня, портят его внешний вид. Прочность камня ослабляет слюда. Превращение пирита в лимонит ведет к образованию ржавых пятен, а выделяющаяся при этом серная кислота способствует дальнейшему разрушению породы.

К горным породам приурочены различные руды. Например, в средних породах типа рудного габбро встречаются сульфиды Ni, Cu, Co, Pt, титаномагнетит. Ультраосновные породы типа дунита могут содержать крупные скопления хромита, иногда и платины. Именно из россыпей таких пород платина и добывается. Южно-африканские моаровые воронки, заполненные ультраосновными породами, содержат алмазы. Не менее богаты и метаморфические породы, с которыми связаны месторождения железных руд (железистые кварциты Кривого Рога, КМА), черных, цветных и редких металлов (вольфрама и олова в грейзенах, меди во вторичных кварцитах, железа в скарнах и пр.). С этими породами связаны многие поделочные и ювелирные камни: лазурит, чароит, нефрит, гранат, алмаз и др. Многие метаморфические породы являются прекрасным облицовочным и строительным материалом (кварциты, гнейсы, мраморы и др.). Но воистину кладовой природы считаются осадочные образования, покрывающие 75% территории континентов и почти всю площадь дна Мирового океана. Они явля-

ются преимущественным месторождением подземных вод, нефти и газа. Плодородный слой почвы, нефть, уголь, янтарь, фосфориты, глауконит, карбонатные и окисные руды, цеолиты, строительные материалы – это далеко не полный перечень полезных ископаемых осадочных толщ. Более 75% стоимости всего добываемого в мире минерального сырья связано именно с осадочным комплексом.

Очень широко породы осадочного комплекса используются как строительный материал. На почве производства строительных материалов возникло производство *заводского камня*, прежде всего бетона и цемента. Сегодня в технике с металлами соперничают не только пластмассы, но и силикатные расплавы с добавкам¹. В стекольном, керамическом производстве стройматериалов они давно стали основополагающими. Перерабатывая глину, песок, полевой шпат, кварц, тальк, окислы титана, стронция, бария и др. минеральные объекты человек создает новые *искусственные горные породы*. К примеру, такой породой является фарфор. Лучшие сорта фарфора просвечивают. Под микроскопом видно, что порода состоит из мельчайших кристалликов алюмосиликатов, скрепленных силикатным стеклом и глиноземом. Искусственной кислой перенасыщенной кремнекислотой породой типа липарита или аплита является стекло. Все чаще и чаще стекло заменяет металл: канализационные трубы, сопла для реактивных двигателей, строительные конструкции и т.д. С лавовыми потоками сходны шлаки.

С древности используется эстетическое назначение камня. Скульптура почти полностью базируется на использовании мрамора и гипса. Мрамор легко обрабатывается, удивительно прекрасно просвечивает в тонких кус-

¹ Новая отрасль «петрургия» открыла возможность получения расплавов любых пород и отливки их в формы с добавками, соответственно назначению. Петрургический камень может быть прочен и красив.

ках. Микельанджело оживил своими творениями каррарский мрамор Италии. Отличный мрамор имеется в Греции, Франции, Грузии и др. местах. Издавна для украшения зданий широко используются известняки. Московские, Владимирские и Суздальские церкви XI-XII вв с большим изяществом и художественным вкусом орнаментированы природными известняками.

Уральский, алтайский, армянский, грузинский, карельский мрамор и кварцит использован в архитектурном оформлении Московского и Петербургского метрополитенов. Тонкими пластинами золотистого мрамора «застеклены» окна в здании библиотеки Йельского университета в Нью-Хевне (США). Из известняка созданы такие монументальные сооружения как пирамида Хеопса, белокаменные храмы древней Руси и пр. Широкое применение в архитектуре нашли гранит и лабрадорит, кварцит и кварцевый песчаник, норит и габбро-диабаз, гипс и ангидрит, травертины и вулканические туфы и др. горные породы.

Грамотные парагенетические исследования во многом упрощают поиск полезных ископаемых. Знание парагенетических связей позволяет открывать месторождения ценнейших редких компонентов по их более распространенным парагенетическим спутникам. Так при поиске алмазов ищут гранат, золота – киноварь, платину, пирит, магнетит. Разыскивая платину, опираются на распространение серпентина, оливина, халькопирита. Поиск нефти, газа и воды идет несравненно успешнее при знании предпосылок водо-, нефте- и газоносности территории. Таким образом, основы знаний о горных породах полезны как в теоретическом, так и в практическом отношении и необходимы как специалистам естественникам, так и просто любому натуралисту.

Алфавитный указатель¹

А

Авгит 13
 Аглютинаты 66
 Алебастр 79
 Алевритовые породы [II.4.1.3]
 Аллиты 86 [II.4.8.1]
 Альбит 9
 Амфибол 5, 8, **11**, **12**, **21**
 Амфиболит 102 [III.1.2.2]
 Ангидрит 53, 78 [III.3.9.1]
 Андезит 12, **35** [I.5.4.1]
 Анортит 9
 Анортотлаз 9
 Антрацит 92
 Апатит 8, **16**
 Аплит 25, 27, **31**, 32
 Аргиллит 67
 Аргиллит сланцевый 73
 Аркоз 59
 Аркозо-граувакки 59
 Асфальт 93

Б

Базальт 12, **37** [I.5.5.1]
 Барит 52
 Батолит 25
 Биотит 11, **14**
 Бисмалит 26
 Битумы 54
 Бластомилонит 108 [III.2.2.1]
 Брекчия костяная 86
 Брекчия ударная 108 [III.2.2]
 Боксит 51

В

Вады 52

Г

Габбро 6, 12, 13, **35** [I.5.5.1]
 Габбро-диабаз 36
 Габбро рудное 37
 Габбро-сиенит 36
 Газ горючий 93
 Галит 38, 79
 Галлоиды [II.3.1.10]
 Гематит 87
 Гидроаргиллит 86
 Гидрогётит 51
 Гидроокислы алюминия [II.3.1.6]
 Гидротроиллит 51
 Гипергенез 39
 Гипс 52, 79 [II.4.5.1]
 Гиттия 63
 Глауберова порода 80 [II.4.5.6]
 Глауконит 50
 Глаукофан 98
 Глинистые минералы 50 [II.3.1.3]
 галлуазит 50
 иллит 50
 каолинит 50
 монтмориллонит 50
 хлорит 50
 Глины 66 [II.4.3]
 бентонитовые 70 [II.4.3.4]
 гидролюдистые 69 [II.4.3.3]
 каолиновые 69 [II.4.3.2]
 полиминеральные 70 [II.4.3.5]
 флоридины 70 [II.4.3.4]
 Гнейсы 102 [III.1.2.3]
 Гранит 7, 10, 16, 25, **28** [I.5.1.1]
 Гранодиорит 31

¹ После названия указаны страницы, причем жирной цифрой означены наиболее информативные из них. В квадратных скобках [II.5.5.1.] приведен пункт [...1], содержащий более исчерпывающие сведения о понятии, привязанный к параграфу [...5.1.], главе [...5.5.1.] и разделу [II.5.5.1]. В тексте понятия, внесенные в алфавитный указатель выделены другим шрифтом.

Гранулит 103 [III.1.3.1]
 Граувакки 59
 Грейзен 31, 106 [III.2.1.4]
 Грейзенизация 31
 Грубообломочные породы 58 [II.4.1.1]
 Группа кремнезема 49 [II.3.1.1]

Д

Дайка 26
 Дендриты 52
 Джеспилиты 88
 Диабаз 13, 36 [I.5.5.1]
 Диагенез 39
 Диаспор 86
 Диатомит 82
 Диорит 16, **34** [I.5.4.1]
 Диорит кварцевый 34
 Дифференциация 6
 Долерит 37
 Доломит 77 [II.4.4.2]
 Доломитовая мука 77
 Дунит 7, **38**

З

Заводской камень 111
 Заместители полевых шпатов 10

И

Известняки 76 [II.4.4.1]
 органогенные 76
 афанитовые 76
 Ингимбриты 63
 Импациты 108 [III.2.2]
 Инградиенты углей 91 [II.4.9.2]
 витрен 91
 дюрен 91
 кларен 91
 фюзен 91

Интрузивные тела 24 [I.4.1]

К

Каинитовая порода 80 [II.4.5.5]
 Калиевые слюды 15
 биотит 15
 мусковит 15
 флагопит 15
 Каменная соль 79 [II.4.5.2]
 Карбонатные организмы 44 [II.2.2]
 Водоросли 47
 багряные 47
 зеленые 47
 синезеленые 47

Брахиоподы 46
 Гастроподы 46
 Губки 45
 Иголкожие 45
 Кокколитофориды 47
 Кораллы 45
 Мшанки 46
 Остракоды 46
 Пелециподы 46
 Цефалоподы 46
 Фораминиферы 44

Карбонатные минералы 49 [III.3.1.2]
 Карбонатные породы 74 [II.4.4]
 Карналит 53, 80 [II.4.5.3]
 Катагенез 40
 Катаклазиты 108 [III.2.2]
 Каустобиолиты 89 [II.4.9]
 Кварциты 100 [III.1.1.3], 107 [III.2.1.5]
 Кератофиры 100 [III.1.1.4]
 Кислые породы 28 [I.5.1]
 Кольцевая жила 26
 Кремнистые организмы 43 [II.2.1]
 губки 44
 диатомовые водоросли 44
 радиолярии 43

Л

Лабрадорит 36
 Лакколит 25
 Лампрофир 27
 Лаполит 25
 Латерит 51, 86 [II.4.8.1]
 Латит 34
 Лейцит 6, 8, 15
 Лесс 60
 Лепидолит 11
 Лигнит 91
 Дидит 82
 Лимонит 51
 Липарит 10, **31**
 Липтобиолиты 92
 Литогенез 39

М

Магнетит 16
 Мандельштам 38
 Мальта 94
 Марганцевые окислы 52 [II.3.1.7]
 Марганцевые породы 88 [II.4.8.3]
 Марказит 51

- Метаморфизм 97
 прогрессивный 97
 регрессивный 97
 Метасоматоз 105
 Микроклин 9
 Микролиты 18
 Мигматиты 25, **103** [III.1.2.4]
 Милониты 107 [III.2.2.1]
 Монцонит 13, 32
 Монцонит нефелиновый 33
 Мрамор 106 [III.2.1.2]
 Мусковит 11
- Н**
- Некк 26
 Нефелин 6, 8, 10, 14
 Нефелиновые породы 33 [I.5.3]
 Нефти 93
- О**
- Обломочные породы 55 [II.4.1]
 Обсидиан 32
 Озокерит 94
 Окислы и гидроокислы железа 51 [II.3.1.5]
 Оливины 5, 6, 8, **12, 14, 15, 22**
 Опал 49
 Ортзанд 88
 Ортоклаз 9, 13
 Ортофир 33 [I.5.2.1]
 Ортштейн 88
- П**
- Пегматит 13, 25, **27**
 Пегматит сиенитовый 27, 32
 Пемза 32
 Перлит 32
 Пертитовые вроски 32
 Пирит 16, **51**
 Перидотит 12, 38
 Песчаные породы 59 [II.4.1.2]
 Пехштейн 32
 Пикрит 38
 Пирокластические породы 62 [II.4.2]
 Пироксенит 7, 13, **38**
 Пироксены 6, 7, 12, **14, 21**
 Плагиоклазы 9, **13**
 Полевой шпат 9, **13, 21**
 Порфир 33
 Порфир кварцевый [I.5.5.1]
 Порфирит 35
- Порфирит пикритовый 38
 Псаммиты 59 [II.4.1.2]
 Псефиты 58 [II.4.1.1]
- Р**
- Радиоларит 82
 Роговая обманка 15
 Роговик 25, 106 [III.2.1.1]
- С**
- Санидин 9
 Сапроколла 89
 Сапроколлиты 90
 Сапропель 89
 Сапропелевые угли 90
 богхеды 90
 кеннели 90
 Седиментогенез 39
 Селенит 52
 Серицит 11
 Серицитизация 11
 Сернистые соединения железа 50 [II.3.1.4]
 Серпентин 16, 101
 Серпентинит 101 [III.1.1.6]
 Серпентинизация 16
 Слюды 8, 11, 15, 21
 Силла 26
 Силицит 81
 Сильвинит 53, 80
 Сильвинитовая порода 80 [II.4.5.4]
 Сиенит 7, 10, 16, **32** [I.5.2.1]
 Сиенит нефелиновый 13, 33
 Скарн 106 [III.2.1.2]
 Сланцы 73, 89, 98, 101 [III.1.1.1]
 аспидные 73
 глинистые 73
 горючие 90
 кристаллические 101
 кровельные 73
 филлитоподобные 73
 филлиты 100
 Смоляной камень 32
 Содалит 6
 Соссюритизация 16
 Соль каменная 79
 Слюды 11
 Спиллиты 39, **101**
 Спонголит 82

Структуры 17, 18, 19, 20, 58, 59, 97
[I.3.1]

андезитовая 18
витрофировая 18
гранитовая 19
гранит-порфировая 20
гранобластовая 97
идиоморфная 19
ксеноморфная 19
неполнокристаллическая 18
неравномернозернистая 20
пегматитовая 19
пертитовая 19
письменная 19
пойкиллитовая 19
полнокристаллическая 18
порфиробластовая 97
порфировая 20
порфировидная 20
псаммитовая 59
псаммито-псефитовая 58
псефитовая 58
равномернозернистая 20
стекловатая 17
флюидальная 19

Суглинки 61

Сульфатные минералы 52 [II.3.1.9]

Супеси 61

Сфен 16

Т

Такситы 22

Текстуры 17, 22, 23, 97 [I.3.2]

волокнистая 23
гнейсовая 97
массивная 23
миндалевидная 24
однородная 22
очковая 23
параллельная 23
пористая 23
пемзовая 24
полосчатая 97
подушечная 24
пузыристая 24
сферическая 22
трахитовая 23
трахоидная 23
шаровая 22

шкаловая 24

шлировая 22

Тералит 34

Титаномагнетит 16

Травертин 76

Трахит 10, 23, **33** [I.5.2.1]

Трахи-дацит 33

Трахи-липарит 33

Трепел 82

Турмалин 16

Туфы 63

Туффиты 63

Ф

Факолит 25

Фельдшпатыды 22

Филлиты 100 [III.1.1.2]

Флагопит 11

Флюорит 16, **54**

Фонолит 34

Фосфатные минералы 52 [II.3.18.]

Фосфориты 85 [II.4.7]

Х

Халцедон 82

Хибинит 34

Хлорит 11, 13, 16

Хлоритизация 16

Хризолит 13

Хромит 16

Ц

Целестин 53

Цементы 58

Цеолиты 16, **98** [III.3.1.11]

Циркон 8, 16

Ч

Чарнокит 104 [III.1.3.2]

Ш

Шток 25

Щ

Щелочные породы 32 [I.5.2]

Э

Эгирин 13

Эдафогенный 42

Эклогит 104 [III.1.3.3]

Экструзия 26

Эпидот 16

Эффузия 26 [I.4.2]

Я

Яшма 82

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ ГОРНЫХ ПОРОД¹

Правила пользования таблицей для определения горных пород

Расколов молотком кусок породы, рассмотрите ее строение на свежей поверхности раскола. В таблице под №1 (цифра слева) приведены под буквами «а», «б», «в», «г», «д», «е», «ж» различные виды строения горных пород. Надо выбрать, какой из перечисленных видов строения наиболее подходит к определяемому образцу, и после этого смотреть номер, на который дана ссылка с правой стороны таблицы. Около каждого номера слева в скобках указан номер, от которого определяющий был направлен. Это сделано для того, чтобы в случае ошибки можно было вернуться обратно к предшествующим номерам и найти свою ошибку.

Пример. Определяем горную породу гранит. Строение породы яснокристаллическое. Этот вид строения приведен в №1 под буквой «а». Справа стоит ссылка: «см. №2». В №2 под буквами «а», «б», «в» приведены разновидности кристаллического строения пород – текстурные признаки. Составляющие кусок гранита минералы расположены беспорядочно (текстура массивная). Следовательно, строение гранита подходит к разновидности, описанной под буквой «а». Справа стоит ссылка: «см. №3». В пункте 3 приведены два признака: а) Порода состоит из нескольких минералов (см. №4); б) Порода состоит целиком или почти целиком из одного минерала (см. №13). Гранит состоит из нескольких минералов, следовательно, надо смотреть №4, под которым приведены также два признака: а) Среди минералов есть кварц (см. №5) и б) кварца нет (см. №7). В граните кварц имеется, поэтому переходим к №5. В №5 пункт «а» – «темноцветные минералы

почти или полностью отсутствуют» – не подходит для нашего образца, так как в граните они присутствуют в заметных количествах. Смотрим пункт «б». Приведенное здесь описание горной породы вполне подходит к граниту.

В конце описания ссылки на следующий пример нет, а приводится название породы: граниты, гранитоиды. Следовательно, определяемая нами порода действительно является гранитом.

Другой пример. Определяем горную породу мел. Строение породы тонкообломочное, землистое. Этот вид строения приведен под буквой «д» в №1. Справа стоит ссылка на №39. Из признаков, приведенных в №39, подходит признак «а» («Порода вскипает с соляной кислотой»), который отсылает к №40. В №40 приведены описания шести пород, из которых наиболее подходит описание, приведенное в пункте «б»: «Порода мягкая (легко растирается между пальцами, пишет на бумаге), белая, желтоватая или сероватая». Это и будет мел.

При определении многих горных пород, особенно магматических и метаморфических, необходимо уметь различать в составе породы наиболее важные породообразующие минералы, к числу которых относятся кварц, полевые шпаты (ортоклаз, лабрадор), слюды (мусковит, биотит), нефелин, оливин, роговая обманка, авгит. Поэтому нужно хорошо знать диагностические признаки этих минералов.

¹ Барская, Рычагов, 1971.

ТАБЛИЦА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

1.	а)	Порода яснокристаллическая	см. №2
	б)	Порода сланцеватая или плейчатая	см. №22
	в)	Порода плотная скрытокристаллическая), стекловатая или с порфировым строением	см. №27
	г)	Порода пористая, ноздреватая	см. №36
	д)	Порода тонкообломочная, землистая	см. №39
	е)	Порода мелкообломочная, грубообломочная или с оолитовым строением	см. №42
	ж)	Порода состоит из остатков растительных или животных организмов	см. №48
2(1)	а)	Кристаллические минералы в породе расположены беспорядочно (массивная текстура)	см. №3
	б)	Порода с полосчатой, листоватой или чешуйчатой текстурой	см. №16
	в)	Текстура параллельно-волокнистая	см. №21
3(2)	а)	Порода состоит из нескольких минералов	см. №4
	б)	Порода состоит целиком или почти целиком из одного минерала	см. №13
4(3)	а)	Среди минералов есть кварц	см. №5
	б)	Кварца нет	см. №7
5(4)	а)	Темноцветные минералы почти или совсем отсутствуют	см. №6

- б) Темноцветные минералы присутствуют в заметных количествах (5-15%). основная масса породы – полевой шпат. Окраска породы, обусловленная цветом полевых шпатов, светло-серая, желтоватая, розовая, красноватая, зеленоватая. Кварц представлен стекловидными зернами с жирным блеском и неровным (часто раковистым) изломом, сероватого, дымчато-серого или черного цвета. Из цветных минералов обычно встречаются: слюды (биотит, реже - мусковит), роговая обманка, авгит и др. Порода равномерно- или неравномернозернистая (порфировидная). Зерна могут быть разной величины
- Граниты, гранитоиды
- 6(5) а) Порода мелко-, средне-, равномернозернистая, нередко сахаровидная. Главные составные части – кварц и полевые шпаты. Из второстепенных минералов встречаются отдельные листочки мусковита, мелкие призмочки турмалина и кристаллики граната. Цвет белый, желтоватый или розоватый
- Аплит
- б) Окраска породы светлая. Структура весьма крупнозернистая. Порода состоит из кварца (обычно дымчато-серого

- цвета), полевого шпата (белого, сероватого или красноватого цвета) и слюды (чаще - биотита, реже - мусковита). Встречаются крупные кристаллы турмалина, берилла, топаза и других минералов. Нередко наблюдается так называемая графическая или пегматитовая структура, когда кристаллы полевых шпатов и кварца, закономерно прорастая друг в друга, образуют на «торцовых» поверхностях раскола рисунок, напоминающий клинопись или древнееврейские письмена Пегматит, письменный гранит
- 7(4) а) В породе имеются полевые шпаты и темноцветные минералы см. №8
- б) Кроме полевых шпатов и темноцветных минералов имеется нефелин см. №11
- в) Полевые шпаты и нефелин отсутствуют. Порода целиком или почти целиком состоит из темноцветных минералов см. №12
- 8(7) а) Цветных минералов мало (15-25%) см. №9
- б) Цветных минералов более 25% см. №10
- 9(8) а) Порода мелко-, чаще - средне-равномернозернистая, светлая: розовая красная (различных оттенков), желтоватая, светло-серая или белая. Цвет породы зависит от цвета преобладающего

- полевого шпата. В небольшом количестве (не более 15%) содержится роговая обманка, биотит или авгит Сиенит
- б) Порода средне-, чаще мелкозернистая. Основной породообразующий минерал – светлый полевой шпат (обычно светло-зеленоватый). Из темноцветных минералов типична роговая обманка. Присутствует также авгит, иногда биотит. Темноцветных минералов 15-25%. Окраска породы светло-серая, сера (с зеленоватым оттенком), темно-серая, зеленовато-серая Диорит
- 10(8) а) Порода темноокрашенная: серая, темно-серая, буровато- или зеленовато-темно-серая, черная (темноцветных минералов не менее 50%). Строение средне-, чаще крупнозернистое. Состоит преимущественно из основных плагиоклазов (лабрадор, анортит и др.), с примесью большего или меньшего количества авгита, реже роговой обманки. Могут присутствовать биотит и оливин. Часто содержит значительное количество рудных минералов: ильменита, магнетита и др. Иногда наблюдается полосчатая текстура – прослой полевых шпатов чере-

- дуются с прослоями пироксенов Габбро
- б) Порода мелко- или среднезернистая темно-зеленого, зеленовато-серого или черного цвета. Состоит в основном из роговой обманки и полевого шпата. Кроме того, присутствуют граниты, пироксены и биотит. Иногда наблюдается сланцеватая текстура Амфиболит
- в) Порода мелко-, реже среднезернистая, палеотипного облика. Состоит из плагиоклаза (чаще всего лабрадора) и авгита. Может присутствовать роговая обманка, а также оливин и магнетит. Обладает характерной офитовой структурой. Цвет породы зеленовато серый, зеленовато-черный, что зависит от постоянного присутствия вторичного хлорита Диабаз
- г) Порода весьма крупнозернистая. Главные составные части: гранаты, пироксены, плагиоклазы. Кроме того, обычно много других кальцийсодержащих силикатов: актинолит, волластонит, эпидот и др. Часто сопровождается выделением большого количества магнетита, молибденита, халькопирита и др. рудных минералов. Порода имеет обычно темный цвет. Однако, в зависимости от

- преобладания того или иного минерала
внешний вид бывает самый разнообраз-
ный
- 11(7) а) Порода средне- или (чаще) крупнозер-
нистая. Основные минералы – светлоо-
крашенные полевые шпаты и нефелин.
Темноцветных минералов (роговая об-
манка, пироксены, реже черная слюда)
не более 25%. Окраска породы светлая:
светло-серая, зеленовато-серая, бурова-
тая
- 12(7) а) Порода средне- или мелкозернистая,
тяжелая, темно-зеленого, темно-бурого,
черного или желто-зеленого цвета. Со-
стоит, в основном, из оливина и пирок-
сена
- 13(3) а) Порода мягкая (царапается ногтем), са-
харовидная. Окраска светлая: белая,
желтая, розовая, синеватая, сероватая.
Минерал, слагающий породу обладает
ясно выраженной спайностью
- б) Порода средней твердости (легко цара-
пается ножом)
- в) Порода твердая (не царапается, или сла-
бо царапается ножом)
- 14(13) а) Порода крупнокристаллическая, иногда
плотная, полупрозрачная. Хорошо рас-
- Скарны
- Нефелиновый
сиенит
- Перидотит
- Гипс
(алебастр)
- см. №14
- см. №15

- творяется в воде (на вкус соленая). Цвет белый, желтый, иногда красный, бурый, голубой, серовато-синий Каменная соль
- б) Порода крупно-, средне- или мелко-равномернозернистая, иногда сахаровидная. Бурно вскипает при действии соляной кислоты. Белая, желтоватая, розоватая, сероватая до черной. Иногда разноцветная (с полосками и жилками) . Мрамор, кристаллический известняк
- в) Порода вскипает с соляной кислотой при нагревании или в мелко истолченном виде. Цвет белый, желтый, серый ... Доломит
- г) От капли нагретой соляной кислоты порода вскипает с шипением. Капля холодной кислоты желтеет. Цвет серый, желтый, бурый Сидерит
- д) Порода крупно- или мелкозернистая, иногда плотная. В воде не растворяется. С кислотой не реагирует. Цвет сероватый, голубоватый, красноватый. Тяжелая (уд. вес 2,9-3,1) Ангидрит
- е) Кристаллическая по внешнему виду, легкая, однородная, порода черного цвета, обладает сильным металлическим блеском, неровным или (реже) раковистым изломом. Дает черную черту . Антрацит
- ж) Порода внешне сходна с антрацитом. В

- отличие от последнего имеет жирный матовый блеск, дает черную или матовую черту, пачкает руки Каменный уголь
- 15(13) а) Порода крепкая, мелкозернистая или плотная, иногда со сланцеватой или пloidчатой текстурой. Состоит из прочно сцементированных зерен кварца, отдельные зерна которого часто нельзя различить. Окраска разная, но обычно характерны светлые тона. Обладает блестящим (жирноватым) изломом. Иногда заметна остаточная слоистость за счет чередования полос разного цвета Кварцит
- б) Порода мелко- или среднезернистая. Цвет желто-зеленый, светло-зеленый до темного, почти черного. Тяжелая. Часто с поверхности покрыта тонкой желто-бурой коркой выветривания. Главная составная часть – оливин. Нередко содержит примеси хромита или магнетита Дунит
- в) Порода средне- или крупнозернистая. Цвет темно-зеленый, черный. Тяжелая. Главная составная часть – пироксен. В значительном количестве присутствует оливин Пироксенит
- г) Порода серая, темно-серая или черная. Состоит из лабрадора, образующего

		очень крупные кристаллы, отличающиеся красивыми синими или зелеными тонами на хорошо выраженных плоскостях спайности	Лабрадорит
16(2)	а)	Порода мягкая (царапается ногтем)	см. №17
	б)	Порода средней твердости или твердая ..	см. №18
17(16)	а)	Порода тонкосланцеватая – белая, серовато-зеленоватая, реже буроватая. Жирная на ощупь. Состоит главным образом из чешуек талька	Тальковый сланец
	б)	Цвет породы зеленый – от светло-зеленого до черновато-зеленого. Жирная на ощупь. Состоит в основном из чешуек или зерен хлорита. Нередко обладает сланцеватой текстурой	Хлоритовый сланец
18(16)	а)	Порода состоит из одного минерала	см. №15а
	б)	Порода полиминеральная	см. №19
19(18)	а)	В породе есть кварц	см. №20
	б)	В породе кварца нет	см. №10а, 10б
20(19)	а)	Порода различного цвета, отчетливо чешуйчатая, сланцеватая или плейчатая, с обильным содержанием листочков и чешуек слюды. Кварц замечен плохо. Довольно часты включения кристаллов граната	Слюдяные сланцы
	б)	Кроме кварца в породе есть полевые шпаты. Окраска различная, но обычно	

	светлая. Характерна полосчатая (иногда сланцеватая или очковая) текстура: полосы светлого полевого шпата чередуются с полосами из темноцветных минералов – биотита, роговой обманки, пироксена и др.	Гнейс
21(2)	а) Порода мягкая (царапается ногтем), с параллельноволокнистым строением. Окраска светлая. Минерал, слагающий породу, обладает совершенной спайностью	Гипс (селенит)
22(1)	а) Порода скрытокристаллическая	см. №23
	б) Порода яснокристаллическая	см. №24
23(22)	а) Порода тонкосланцеватая, легко раскалывается на тонкие плитки с матовой поверхностью. Цвет черный, бурый, красный, темно-серый, желтоватый, зеленоватый	Глинистые сланцы
	б) Порода внешне сходна с глинистыми сланцами. От спички загорается коптящим пламенем или начинает тлеть с выделением густого дыма, обладающего сильным запахом битума	Горючие сланцы
	в) Порода тонкосланцеватая, иногда пloidчатая с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Цвет серый, зеленоватый, бурый, черный, иногда	Филлит, кровельный

		красноватый	сланец
24(22)	а)	Порода мягкая (царапается ногтем)	см. №17а, 17б
	б)	Порода средней твердости или твердая ..	см. №25
25(24)	а)	Порода мономинеральная	см. №15а
	б)	Порода полиминеральная	см. №26
26(25)	а)	В породе есть кварц	см. №20а, 20б
	б)	В породе кварца нет	см. №10б
27(1)	а)	Порода с плотным строением	см. №28
	б)	Порода с порфировым строением	см. №31
	в)	Порода со стекловатым строением, однородная, массивная, с ясно выраженным раковистым изломом. Цвет различный: светло-серый, серый, бурый, черный, нередко полосатый	Обсидиан (вулканическое стекло)
28(27)	а)	Порода средней твердости (легко царапается ножом)	см. №29
	б)	Порода твердая (не царапается ножом) ..	см. №30
29(28)	а)	Порода хорошо растворяется в воде. На вкус соленая	Каменная соль
	б)	Порода белая. В зависимости от примесей может быть зеленоватой, желтой, бурой, серой, черной. Бурно вскипает при действии соляной кислоты	Известняк
	в)	Порода различного цвета. Бурно вскипает при действии соляной кислоты, оставляя грязную пену	Мергель, известковистая глина
	г)	Порода белая, желтая, бурая или серая.	

- Излом шероховатый или мучнистый. С соляной кислотой вскипает в порошке или при нагревании Доломит
- д) Порода сероватого, голубовато-серого или красноватого цвета. Тяжелая – уд. вес. 2,9-3,7. С кислотой не реагирует Ангидрит
- е) см. № 15а
- ж) Порода разного цвета. Часто наблюдается хорошо выраженная слоистость. С кислотой реагирует. С водой дает пластичную массу Аргиллит
- з) Цвет породы от светло-зеленого до темно-зеленого с желтыми пятнами (напоминает змеиную кожу). Блеск восковый, жирный. Часто встречаются прожилки асбеста Серпентинит (змеевик)
- и) Порода черная, иногда серо-черного цвета, с жирным (смолистым) или матовым блеском. Дает черную или матовую черту. Пачкает руки Каменный уголь
- к) Порода коричневая, бурого или черного цвета. Пачкает руки. Дает светло-бурую, бурую или буро-черную черту ... Бурый уголь
- 30(28) а) Порода легкая, с плоско-раковистым изломом. Цвет светло-желтый, палевый, голубовато-серый до черного. Часто хорошо заметна слоистость за счет чере-

	дования полос разного цвета	Опока
	б) Порода желтая, зеленая, красная, коричневая, пестроцветная, часто полосатая или пятнистая. Излом матовый, часто раковистый	Яшмы, роговики
	в) Порода серая, темно-серая или черная. Шероховатая на ощупь. Имеет неровный, занозистый излом. Тяжелая. Иногда на фоне плотной или очень мелкозернистой массы видны мелкие порфиновые выделения авгита, а также оливина, полевых шпатов, роговой обманки. При выветривании приобретает ржаво-бурую окраску или становится зеленоватой	Базальт
31(27)	а) Порода светлоокрашенная	см. №32
	б) Порода темноокрашенная	см. №35
32(31)	а) Среди порфировых выделений есть кварц	см. №33
	б) Среди порфировых выделений кварца нет	см. №34
33(32)	а) Порода светло-серая, желтоватая, красноватая, нередко белая. Излом неровный, шероховатый. На фоне скрытокристаллической или стекловатой массы выделяются мелкие вкрапления свежих (невыветрелых) полевых шпатов, реже	

- кварца; темные минералы играют второстепенную роль Липарит
- б) Желтая, бурая, красная, зеленоватая, фиолетовая, серая, темно-серая или пятнистая порода с крупными вкраплениями зерен кварца (сероватых или черных) и полевых шпатов (матовых, выветрелых). Темные минералы сильно изменены Кварцевый порфир
- 34(32) а) Порода красноватая, буроватая, желтоватая, сероватая или белая. На фоне тонкопористой, шероховатой на ощупь массы, видны свежие порфировые выделения полевых шпатов, реже темноцветных минералов: роговой обманки, биотита, авгита. Иногда пустоты заполнены кристалликами вторичных минералов Трахит
- б) На фоне серовато-зеленоватой или красновато-буровой плотной массы видны вкрапленники светлоокрашенных тусклых полевых шпатов. Темные минералы обычно в значительной степени разрушены Порфир (ортофир)
- в) Цвет породы светло-серый, серый, зеленовато-серый, черный, бурый, темно-бурый. Вкрапленные в плотную или

- слегка ноздреватую массу довольно крупные кристаллы светлоокрашенных полевых шпатов свежи и обладают сильным стекляннным блеском Андезит
- 35(31) а) На фоне плотной массы серого, темно-серого, серо-зеленого или черного цвета хорошо видны довольно крупные вкрапленники выветрелых (тусклых) светлоокрашенных полевых шпатов или крупные кристаллы блестящего черного авгита. Среди вкрапленников может присутствовать роговая обманка Порфирит
- б) См. №30в, 30б, 34в
- 36(1) а) Порода вскипает с соляной кислотой. Твердость средняя (не оставляет царапины на стекле) см. №37
- б) Порода не вскипает с соляной кислотой. Твердая (оставляет царапину на стекле) см №38
- 37(36) а) Порода разного цвета. Ноздреватая, очень легкая Известковый туф
- б) Порода белая, желтая, бурая, серая. Вскипает при действии соляной кислоты в порошке или при нагревании Доломит
- 38(36) а) Порода белая светло- или пестроокрашенная, ноздреватая, легкая Кремневый туф (гейзерит)

- б) Порода сильнопористая, легкая (плавает в воде), белого, желтого, серого, иногда черного цвета. По внешнему виду пенистая или длинноволокнистая Пемза
- в) Порода неоднородного состава: на фоне пористой массы разбросаны обломки различной формы, величины и цвета. Порода легкая, но тяжелее пемзы. Окраска различная: от белой до черной Вулканический туф
- Если порода обогащена крупными обломками извержения и вулканическими бомбами Вулканическая брекчия
- 39(1) а) Порода вскипает с соляной кислотой см. №40
- б) Порода с соляной кислотой не вскипает см. №41
- 40(39) а) Порода белая, в зависимости от примесей может иметь различную окраску. Бурно вскипает с соляной кислотой Известняк
- Если после вскипания остается грязная пена Мергель
- б) Порода мягкая (легко растирается между пальцами, пишет на бумаге), белая, желтоватая или сероватая Мел
- в) Порода желтая, бурая, серая. Вскипает с соляной кислотой в порошке или при нагревании Доломит
- Если капля холодной соляной кислоты на породе желтеет Сидерит

- г) Порода светло-желтая или палево-желтая, мягкая (легко растирается между пальцами), бурно вскипает с соляной кислотой, оставляя ноздреватую массу. Легкая Лесс
- 41(39) а) Порода очень мягкая, жирная на ощупь, белая, желтоватая, сероватая Каолин
- б) Порода разных цветов. Часто заметна слоистость за счет чередования полос разного цвета. С водой дает пластичную массу. Скатанный из увлажненной породы шнур, толщиной 2-2,5 мм, при сгибании вокруг пальца не растрескивается Глины
- Если при сгибании вокруг пальца шнур растрескивается или разламывается Суглинок
- Если из увлажненной породы удастся только скатать шарик (шнура не получается) Супесь
- в) Порода глиноподобная, красная, бурая, сероватая, белая с водой не дает пластичной массы (к стеклу не прилипает) Боксит
- г) Порода преимущественно белого, желтоватого или светло-серого цвета. Очень легкая, шершавая («сухая») на ощупь, легко растирается в тонкий порошок Диатомит, трепел

	д)	Порода темно-серая или черная. Дает черную черту. Пачкает руки. Тяжелая ...	Пиролюзит
	е)	Цвет породы коричневый, бурый или черный. Дает светло-бурую, бурую или буро-черную черту. Пачкает руки	Бурый уголь
42(1)	а)	Порода мелкообломочная (размер обломков от 0,1 мм до 2,0 мм)	см. №43
	б)	Порода грубообломочная (размер обломков более 2,0 мм)	см. №44
	в)	Порода с оолитовым строением	см. №47
43(42)	а)	Порода различного цвета, рыхлая, сыпучая	Пески
	б)	Порода различного цвета, состоит из сцементированных песчинок	Песчаники
	в)	Если два куска при трении друг о друга издают неприятный запах, напоминающий запах только что сгоревшей головки спички	Фосфорит
44(42)	а)	Порода состоит из неокатанных обломков	см. №45
	б)	Порода состоит из окатанных обломков	см. №46
45(44)	а)	Порода состоит из обломков, не связанных цементом:	
		размер обломков более 10 см	Глыбы
		размер обломков от 1 до 10 см	Щебень
		размер обломков от 2мм до 1 см	Дресва

- б) Порода состоит из сцементированных неокатанных обломков разной величины Брекчия
- Если порода пористая, богатая угловатыми обломками лав Вулканическая брекчия
- 46(44) а) Порода состоит из обломков, не связанных цементом:
- размер обломков более 10 см Валуны
- размер обломков от 1 до 10 см Галька
- размер обломков от 2 мм до 1 см Гравий
- б) Порода состоит из сцементированных окатанных обломков разной величины .. Конгломерат
- в) Если округлые обломки представлены конкрециями (часто с радиально-лучистым строением), которые при сильном трении друг о друга издадут неприятный запах Фосфорит
- 47(42) а) Порода бурно вскипает с соляной кислотой Оолитовый известняк
- б) Порода красного, бурого, иногда серовато-белого цвета Боксит
- в) Порода ржаво-желтая, желто-бурая или темно-бурая; дает желтовато-бурую или бурую черту. От боксита отличается большим удельным весом Оолитовый бурый железняк
- г) Порода темно-серая, черная. дает черную черту, часто пачкает руки, тяжелая Пиролюзит

- 48(1) а) Порода состоит из остатков растений, рыхлая, очень легкая Торф
- б) Порода состоит из обломков целых раковин. Бурно вскипает с соляной кислотой Известняк-ракушечник
- Если порода состоит из мелкобитой ракушки Детритоусовый известняк
- в) Порода вскипает от кислоты: состоит из раковинок, напоминающих по форме зерна ржи или ячменя Фузулиновый известняк
- г) Порода вскипает от кислоты; состоит из плоских раковинок, напоминающих круглые монеты с концентрическим строением Нуммулитовый известняк
- д) Порода состоит из скелетов кораллов, имеющих различную форму; вскипает с соляной кислотой Коралловый известняк

Приложение 2

ВАЖНЕЙШИЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ МИНЕРАЛОВ

Магматические минералы

Минералы ультраосновных и основных пород

Породообразующие:

Оливин
Авгит
Лабрадор
Анортит
Роговая обманка

Рудные минералы и другие
полезные ископаемые:

Магнетит
Хромит
Ильменит
Халькопирит
Платина
Алмаз

Минералы щелочных горных пород

Породообразующие:

Нефелин
Полевые шпаты (щелочные)
Авгит
Роговая обманка
Биотит
Апатит

Рудные:

Ильменит
Магнетит

Минералы кислых горных пород

Породообразующие:

Кварц
Полевые шпаты { Ортоклаз
Микроклин
Альбит
Мусковит
Биотит
Роговая обманка

Рудные:

Золото
Молибденит
Пирит

Минералы пегматитов

Кварц
Мусковит
Биотит
Ортоклаз

Роговая обманка
Апатит
Флюорит
Топаз

Микроклин
Альбит

Берилл
Турмалин

Минералы гидротермального процесса

Рудные:

Пирит
Халькопирит
Галенит
Сфалерит
Киноварь
Золото
Касситерит
Молибденит
Марказит

Нерудные:

Кварц
Кальцит
Барит
Флюорит
Халцедон
Доломит
Сидерит
Турмалин

Продукты пневматолитизма и метасоматического процесса

Рудные:

Халькопирит
Сфалерит
Молибденит
Гематит
Магнетит
Касситерит

Нерудные:

Роговая обманка	Серпентин
Гранаты	Асбест
Хлориты	Магнетит
Кальцит	Графит
Корунд	Топаз
Апатит	Берилл
Флюорит	

Минералы, возникающие в связи с региональным метаморфизмом

Гранаты
Графит
Слюды
Корунд
Роговая обманка
Тальк

Хлорит
Серицит
Магнетит
Пирит
Турмалин

Вулканогенные минералы

Породообразующие:

Оливин
Авгит
Роговая обманка
Полевые шпаты
Лейцит

Возгоны:

Сера
Железный блеск
Нашатырь
Галит

Продукты гидротермального поствулканического процесса:

Кварц
Халцедон
Агат
Опал
Кальцит

Минералы гипергенных процессов

Продукты выветривания и гидрохимических реакций в осадках и почвах

Кварц	Вивианит	Выцветы почв:
Халцедон	Марказит	Галит
Кремень	Пирит	Гипс
Опал	Малахит	Мирабилит
Кальцит	Азурит	Сода
Лимонит	Доломит	
Гипс	Сидерит	
Барит	Магнезит	
Сера	Гематит	
Каолинит	Медь	
Боксит		

Химические морские и озерные осадки

Ангидрит	Галит
Гипс	Сильвин
Мирабилит	Пирролюзит
Барит	Фосфорит
Сода	Глауконит
Лимонит	Кальцит
Боксит	Доломит

Биогенные минералы

Кальцит	Лимонит
Опал	Фосфорит
Сера	Янтарь

ЛИТЕРАТУРА

1. Барская В.Ф., Рычагов Г.И. Практические работы по общей геологии. М.: МГУ, 1988, 447 с.
2. Ельцина Г.Н. Определитель минералов. Калининград: КГУ, 1995, 47 с.
3. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 479 с.
4. Зубков В.В. Краткий курс по общей петрографии. М.: Углетехиздат, 1950, 223 с.
5. Лебедева Н.Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии. М.: МГУ, 1986, 100 с.
6. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963, 447 с.
7. Лодочников В.Н. Краткая петрология без микроскопа. М.: Госгеолтехиздат, 1956, 155 с.
8. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1967, 415 с.
9. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: МГУ, 1964, 310 с.
10. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958, 415 с.
11. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. М.: МГУ, 1988, 447 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. Магматические горные породы	5
1. Химический состав	5
2. Минеральный состав	6
2.1. Причины минерального разнообразия	6
2.2. Минералы магматических пород	8
2.2.1 Породообразующие минералы	8
2.2.2 Практические советы для определения минерального состава магматических горных пород	13
2.2.3 Второстепенные и вторичные минералы	16
3. Строение магматических горных пород	17
3.1. Структура магматических пород	17
3.2. Форма породообразующих минералов в магматических горных породах	21
3.3. Текстуры магматических пород	22
4. Формы залегания изверженных горных пород	24
4.1. Интрузивные тела	24
4.2. Эффузивные формы	26
5. Описание основных магматических пород	27
5.1. Кислые породы	28
5.1.1 Группа гранита - липарита - кварцевого порфира	28
5.2. Щелочные породы	32
5.2.1 Группа сиенита-трахита-ортофира	32

5.3.	Группа нефелиновых пород	33
5.4.	Средние породы	34
5.4.1	Группа диорита-андезита	34
5.5.	Основные породы	35
5.5.1	Группа габбро-базальта-диабазы	35
5.6.	Ультраосновные породы	38
II.	Осадочные горные породы	39
1.	Стадии образования осадочных пород	39
2.	Компоненты осадочных пород	40
2.1.	Кремнистые организмы	43
2.2.	Карбонатные организмы	44
3.	Минералы осадочного происхождения	48
3.1.	Породообразующие минералы	49
3.1.1	Группа кремнезема	49
3.1.2	Карбонатные минералы	49
3.1.3	Глинистые минералы	50
3.1.4	Сернистые соединения железа	50
3.1.5	Окислы и гидроокислы железа	51
3.1.6	Гидроокислы алюминия	51
3.1.7	Марганцевые окислы	52
3.1.8	Фосфатные минералы	52
3.1.9	Сульфатные минералы	52
3.1.10	Галлоиды	53
3.1.11	Цеолиты	53
3.2.	Непородообразующие минералы	54
4.	Классификация и описание осадочных пород	55
4.1.	Обломочные породы	55

4.1.1.	Грубообломочные породы	58
4.1.2.	Песчаные породы	59
4.1.3.	Алевритовые породы	60
4.1.4.	Обломочные породы смешанного состава ...	61
4.1.5	Породы, переходные между обломочными и карбонатными, обломочными и углисты- ми	61
4.2.	Пирокластические породы	62
4.3.	Глинистые породы	66
4.3.1.	Физические свойства глин	67
4.3.2.	Каолиновые глины	69
4.3.3.	Гидрослюдистые глины	69
4.3.4.	Монтмориллонитовые глины	70
4.3.5.	Полиминеральные глины	71
4.3.6.	Визуальная диагностика глин	71
4.3.7.	Метаморфизованные глинистые породы	73
4.4.	Карбонатные породы	74
4.4.1.	Известняки	76
4.4.2.	Доломиты	77
4.5.	Соли	78
4.5.1.	Гипс и ангидрит	79
4.5.2.	Каменная соль	79
4.5.3.	Карналит	80
4.5.4.	Сильвинит	80
4.5.5.	Каинитовая порода	80
4.5.6.	Глауберитовая порода	80
4.6.	Кремнистые породы (силициты)	81

4.7.	Фосфатные породы (фосфориты)	85
4.8.	Глиноземистые, железистые, марганцевые породы	86
4.8.1.	Глиноземистые породы	86
4.8.2.	Железистые породы	87
4.8.3.	Марганцевые породы	88
4.9.	Каустобиолиты	89
4.9.1.	Сапропелиевые каустобиолиты	89
4.9.2.	Гумусовые каустобиолиты	90
4.9.3.	Нефтяные каустобиолиты	92
III.	Метаморфические горные породы	95
1.	Породы регионального метаморфизма	96
1.1.	Низкая степень метаморфизма	97
1.1.1.	Сланцы	98
1.1.2.	Филлиты	100
1.1.3.	Кварциты	100
1.1.4.	Кератофиры	100
1.1.5.	Спиллиты	101
1.1.6.	Серпентинит	101
1.2.	Средняя степень метаморфизма	101
1.2.1.	Кристаллические сланцы	101
1.2.2.	Амфиболиты	102
1.2.3.	Гнейсы	102
1.2.4.	Мигматиты	103
1.3.	Высокая степень метаморфизма	103
1.3.1.	Гранулит	103
1.3.2.	Чарнокит	103
1.3.3.	Эклогит	104

2.	Породы локального метаморфизма	104
2.1.	Породы контактового метаморфизма	105
2.1.1.	Роговики	106
2.1.2.	Мраморы	106
2.1.3.	Скарны	106
2.1.4.	Грейзены	106
2.1.5.	Вторичные кварциты	107
2.2.	Породы динамометаморфизма	107
2.2.1.	Милонит	107
2.2.2.	Бластомилонит	107
2.3.	Породы ударного метаморфизма	108
IV.	Практическое значение горных пород	109
	Алфавитный указатель	113
	Приложение 1	117
	Приложение 2	139
	Литература	142