

Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«Брянская государственная инженерно-технологическая академия»

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

учебно-методическое пособие по дисциплине «Почвоведение»
для студентов лесохозяйственного факультета по направлению 656200
«Лесное хозяйство и ландшафтное строительство»



Брянск 2010

УДК 552.2 (072)

Горные породы: Учебно-методическое пособие по дисциплине «Почвоведение» для студентов лесохозяйственного факультета по направлению 656200 «Лесное хозяйство и ландшафтное строительство» /Брянск. гос. инж.-технол. акад. Составители: З.Н. Маркина, Д.А. Костюченко, С.И. Марченко, Л.А. Соколов. – Брянск: БГИТА, 2010. – 56 с.

Представлены основные генетические типы горных пород, участвующих в формировании осадочного чехла земной поверхности, являющегося основой для почвообразования. Дана их классификация по генетическому признаку, по химическому составу и по способу образования. Рассмотрены основные свойства магматических, метаморфических и осадочных горных пород и дана их подробная характеристика.

Рецензент:

к. с. - х. наук, доцент кафедры «Автомобильные дороги» Н.П. Евстратов

Рекомендованы редакционно-издательской и методической комиссиями лесохозяйственного факультета БГИТА
Протокол № 28 от 1 марта 2010г.

Содержание

	Введение.....	4
1	Магматические горные породы.....	6
1.1	Классификация магматических горных пород.....	12
1.2	Характеристика основных магматических пород.....	14
1.3	Выветривание магматических горных пород.....	22
2	Метаморфические горные породы.....	22
2.1	Классификация метаморфических горных пород	26
2.2	Характеристика метаморфических пород.....	29
2.3	Породы регионального метаморфизма.....	32
2.4	Породы динамометаморфизма.....	32
2.5	Породы пневматолитового и гидротермального метаморфизма.....	33
2.6	Выветривание метаморфических горных пород.....	33
3	Осадочные горные породы.....	33
3.1	Классификация осадочных горных пород.....	35
3.2	Характеристика осадочных горных пород.....	42
3.3	Обломочные породы.....	42
3.4	Глинистые породы.....	44
3.5	Химико-органогенные породы.....	46
	Список использованной литературы.....	55

Введение

Земная кора сложена из различных минеральных агрегатов, которые встречаются не по одиночке, а в сообществах, постоянно повторяющихся в самых разных пунктах земного шара и разных глубинах земной коры. Устойчивость таких сообществ подчёркивает их характер.

Совместное нахождение минералов, обусловленное общностью их происхождения, называется парагенезом (пара, возле, генезис - образование, происхождение). Наиболее распространёнными и устойчивыми формами парагенетических ассоциаций, сообществ минералов являются горные породы.

В составе горных пород различают породообразующие минералы, составляющие основную массу горных пород и минералы акцессорные, т. е. дополнительные, доля которых может быть ничтожно мала, но они являются характерной примесью для отдельных разновидностей.

Горными породами являются такие естественные парагенетические сообщества минералов, которые образуют самостоятельные геологические тела.

Геологическая самостоятельность горных пород состоит в том, что горные породы:

- своим происхождением обязаны геологическим процессам общеземного планетарного значения;

- представляют собой крупные, обособленные в пространстве минеральные тела, составляющие в своей массе существенную часть земной коры.

Изучением минерального и химического состава горных пород, их строения, происхождения, геологическими условиями залегания, взаимоотношением между различными породами, а также изменением горных пород с течением времени занимается наука петрография.

Геологические процессы, приводящие к образованию горных пород, называются процессами породообразования или петрогенеза.

К ним относятся: магматизм, метаморфизм горных пород и осадконакопление (седиментация). В зависимости от зоны образования различают три генетических типа пород, По признаку происхождения [2, 5, 7] (генезиса) все горные породы подразделяются на:

- магматические (гранит, диорит);
- метаморфические (кристаллические сланцы, гнейсы);
- осадочные (известняки, глины, пески и песчаники).

Горные породы могут состоять из одного минерального вида (каменная соль) и нескольких. Первые называются мономинеральной породой, вторые – полиминеральной, к которым относится большинство горных пород.

Горные породы отличаются друг от друга не только по минеральному составу и происхождению, но и по строению (структуре), сложению (текстуре) и формам залегания в земной коре.

Строение горных пород (структура) определяется размерами, формой и взаимным расположением минеральных зёрен, агрегатов минералов, включений, а также способом связей между минеральными составляющими.

- простое соприкосновение минеральных зёрен (пески).
- сцементированы цементирующим веществом (песчаники - сцементированы карбонатом, гипсом, глинами);
- минеральные зёрна «спаяны» друг с другом (гранит, мрамор);
- минеральные зёрна могут быть заключены в стекловатую массу.

Сложение горных пород (текстура)- это способ строения, выраженный пространственным взаиморасположением минеральных масс, составляющих горную породу.

Для осадочных горных пород характерно слоистое сложение, когда минеральные массы распределены в горной породе слоями.

Для магматических горных пород большей частью свойственно массивное сложение, возникающее вследствие равномерного остывания и кристаллизации масс на глубине. При изливании магматических пород на поверхность образуются серии покровов пузырчатого, шлакового и других сложений.

Для метаморфических горных пород характерно сланцевое сложение, когда горная порода легко расчленяется по плоскостям, т. е. образуются плоскости сланцеватости.

Формы залегания горных пород весьма различны. Форма залегания осадочных пород представлена слоями или серией слоёв, образующими толщу слоистого сложения.

Магматические породы, изливающиеся на поверхность Земли, залегают в виде растекающихся потоков (по лощинам и долинам) или покровов (покрывающих обширные пространства). Магматические массы, застывающие на глубине, образуют жилы, дайки, батолиты, лакколиты и другие типы минеральных тел.

Метаморфические породы сохраняют формы залегания первичных материнских горных пород, в результате изменения (метаморфизма) которых они образовались.

Перечисленные петрографические характеристики горных пород в существенной мере зависят от условий порообразования, которые называются фациальными условиями, (фация - обмен) и применяются для всех пород (фация – употреблялась для обозначения физико-географических образований осадочных пород).

1 Магматические горные породы

Магматические горные породы образуются из огненно-жидких силикатных расплавов (магма), в той или иной мере насыщенных газами и парами, в результате кристаллизации магмы при её остывании в недрах Земли или на её поверхности. Магма, излившаяся на поверхность и освободившаяся от части газов и воды, превращается в лаву. Магма представляет собой сложный силикатный расплав примерно следующего состава: кислород – 46,7%, кремний – 27,7%, алюминий – 8,1%, железо – 5,1%, кальций – 3,6%, магний – 2,1%, натрий – 2,7%, калий – 2,6%, доля остальных элементов не превышает 1,4%. Температура магмы различна и составляет 100...1300°C [1, 3, 4, 6, 8, 13, 14].

Магматические горные породы возникают при остывании и отверждении магмы и лавы. При медленном остывании магмы на значительных от поверхности глубинах отверждение магматического расплава происходит путём образования и роста кристаллов, т. е. идёт процесс кристаллизации. При этом возникают магматические горные породы полнокристаллического строения, называемые глубинными или интрузивными. При быстром остывании магмы, излившейся на поверхность, кристаллизация не поспевает за остыванием и магма превращается в горные породы неполно кристаллического, стекловатого или скрыто кристаллического строения - излившиеся или эффузивные породы. Кроме зёрен в составе излившихся магматических пород встречается вулканическое стекло, возникшее при очень быстром охлаждении и затвердевании магматического расплава.

Главными породообразующими минералами являются кварц, полевые шпаты, нефелин, минералы из группы слюд, амфиболов, пироксенов, оливин. Оливин, пироксен, слюды, амфиболы по своей окраске называются тёмноцветными; полевые шпаты, нефелин, кварц – светлыми. Минералы, содержащие в своём химическом составе щелочные элементы – К, Na объединяются в щелочные группы, это калиевые полевые шпаты и альбит, щелочные пироксены и щелочные амфиболы, нефелин [9, 10, 11, 12].

Акцессорные минералы представлены в магматических породах апатитом, магнетитом, ильменитом и другими.

Текстура (сложение) характеризует пространственное расположение частей породы в её объёме, «рисунок породы». Для магматических пород характерны следующие текстуры: *массивная* – равномерное, плотное расположение минералов, характерна для глубинных магматических пород; *полосчатая* – чередование в породе участков различного минерального состава или различной структуры; *шлаковая* – порода, содержащая видимые глазом пустоты для вулканических излившихся горных.

По расположению минеральных зёрен в породе выделяют следующие текстуры: массивная с беспорядочным расположением минералов – гранит, диорит (рисунок 1, 2); полосчатая с полосчатым расположением минералов – сиенит (рисунок 3); такситовая с пятнистым расположением пятнистых минералов – гранит, пегматит (рисунок 5, 6, 7).

Массивная



Рисунок 1- Гранит



Рисунок 2 - Диорит

Полосчатая



Рисунок 3 - Сиенит

Такситовая



Рисунок 5 - Письменный гранит

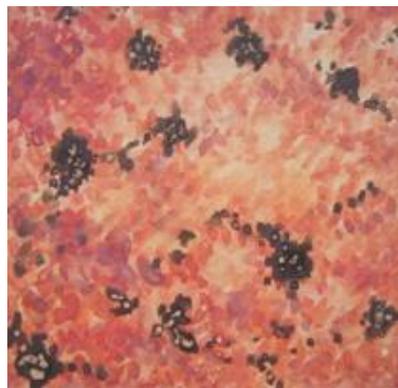


Рисунок 6 - Гранит Рапакиви



Рисунок 7 – Пегматит

По способу заполнения пространства различают текстуры компактовые (рисунок 8, 9) и пористые (рисунок 10, 11).

Компактовая

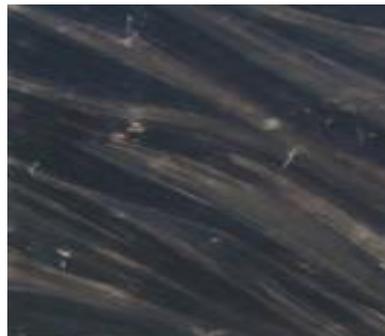


Рисунок 8 – Обсидиан



Рисунок 9 - Габбро

Структура – внутреннее строение породы, обусловленное формой, размерами, количественным соотношением её составных частей – минералов. В магматических породах различают ряд структур: *зернистые*, типичные для глубинных пород; *полукристаллические* (совместное нахождение кристаллов и аморфного стекла); *стекловатые*, типичные для излившихся пород.

Пористая

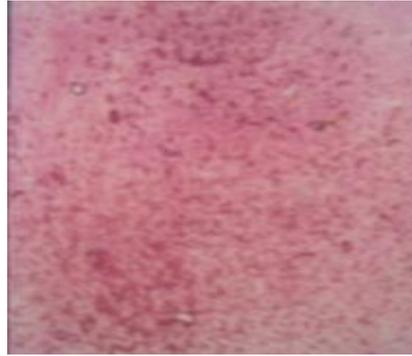


Рисунок 10 - Туф



Рисунок 11 - Пемза

Зернистая структура различной крупности характерна для гранита (рисунок 12, 13, 14, 15), плотная или афанитовая – для базальта (рисунок 16).

По абсолютной величине кристаллических зёрен различают следующие структуры:



Рисунок 12 - Весьма крупнозернистая >10 мм

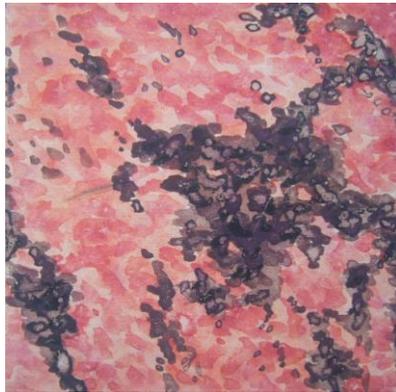


Рисунок 13 - Крупнозернистая от 3 до 10мм

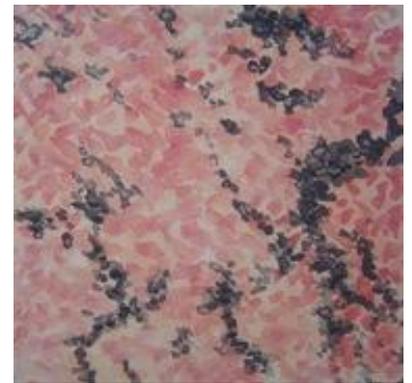


Рисунок 14 – Среднезернистая от 1 до 3мм



Рисунок 15- Мелкозернистая < 1 мм



Рисунок 16 - Плотная или афанитовая

По степени кристаллизации выделяют полнокристаллическую структуру – гранит, габбро (рисунок 17, 18), неполнокристаллическую – трахит, андезит (рисунок 19, 20) и стекловидную – обсидиан (рисунок 21).

Полнокристаллическая



Рисунок 17 - Гранит



Рисунок 18 - Габбро

Неполнокристаллическая

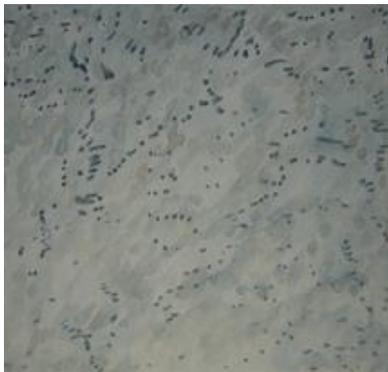


Рисунок 19 - Трахит



Рисунок 20 - Андезит

Стекловидная



Рисунок 21 - Обсидиан

По относительной величине кристаллических зёрен выделяют структуры: равномернозернистую и неравномернозернистую – гранит (рисунок 22) и порфировую – порфир (рисунок 23).

Равномернозернистая



Рисунок 22 - Гранит

Неравномернозернистая



Порфировая

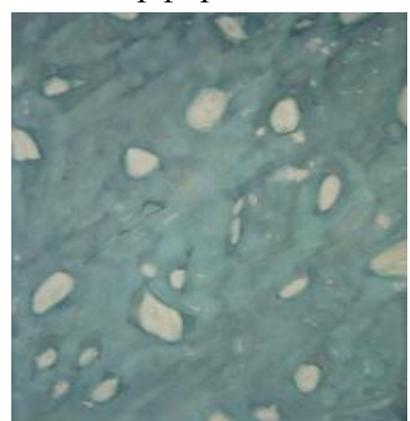


Рисунок 23 - Порфир

При остывании магмы (рисунок 24) в связи с изменением объёма в породах возникают отдельные трещины, разбивающие массив на отдельные, форма которых может быть столбчатая (базальт), глыбовая (гранит), шаровая при подводном излиянии лавы (диабаз) и др.

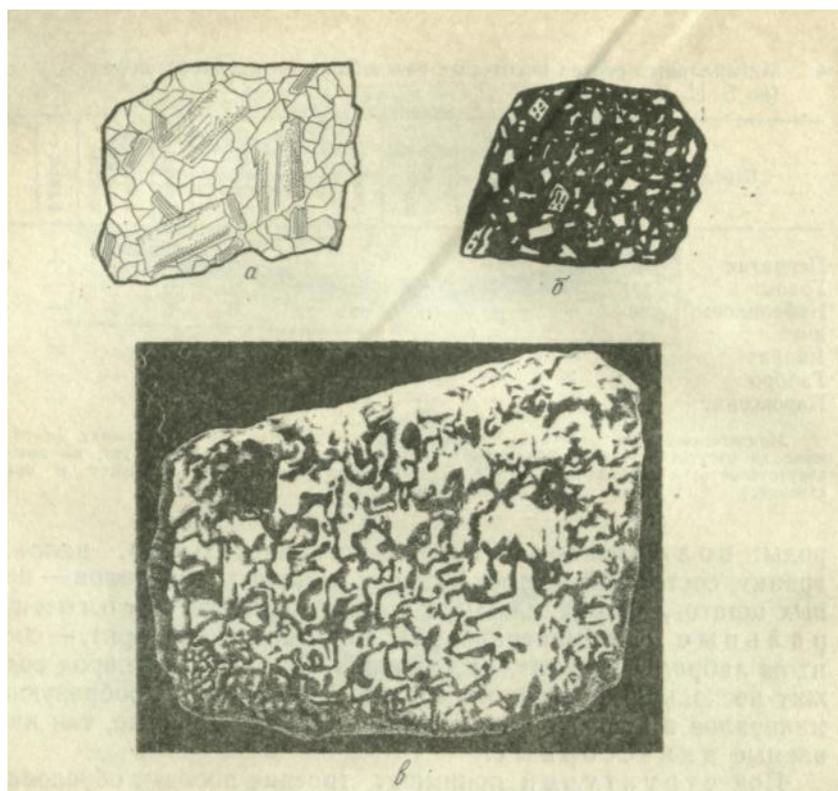


Рисунок 24 - Структуры глубинных пород: а — порфировидная, б — порфировая, в — пегматитовая

Формы залегания магматических горных пород весьма разнообразны и зависят от химического состава магмы и геологического строения района. По формам залегания, по характеру взаимоотношения с вмещающими горными породами различают согласные и несогласные интрузивные тела. Согласные интрузивные породы залегают между породами, не пересекая их (залежи, лакколиты, лополиты, факолиты, силлы). При несогласных интрузиях формы залегания магматических пород не зависят от напластования осадочных пород (батолиты, штоки, дайки, интрузивные жилы, вулканические некки и др.). Формы залегания магматических горных пород показаны на рисунке 25. Несогласная магматическая порода пересекает тела вмещающих пород.

Батолитами называются громадные интрузивные массивы площадью более 100 км². Массивы по площади до 100 км² называются *штоками*. На глубине они связаны с батолитами. Батолиты и штоки распространены в складчатых зонах.

При проникновении магмы в трещины образуются секущие интрузивные *жилы*. *Дайками* называются вертикальные или с крутым падением секущие интрузивные жилы. Дайки и жилы имеют мощность от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров при значительной протяженности, достигающей десятков и сотен километров.

Вулканические некки представляют собой магматические тела, образовавшиеся в вертикальных каналах, по которым двигалась лава от магматического очага к кратеру. При разрушении вулкана образуются останцы столбчатой формы.

Из согласных интрузий наиболее простое строение имеют *интрузивные залежи*, или *силлы*, приуроченные обычно к пологонаклонным комплексам покровных образований. Магма внедряется по наиболее слабым прослоям. При этом образуются пласты изверженных пород небольшой мощности при большом протяжении. Они чередуются с пластами осадочных пород.

Лакколиты образуются вязкими магмами, внедряющимися по слоям пород, поднимая при этом вышележащие породы. Форма их куполообразная или грибообразная (горы Бештау, Машук, Железная и др. в районе Пятигорска, Медведь-гора в Крыму).

Лополиты в связи с опусканием дна интрузии при ее внедрении имеют вогнутую чашеобразную форму.

Факолиты приурочены к складчатым структурам. В процессе складкообразования магма внедряется в перегибы складок, где давление ниже, и образует сложные изогнутые залежи.

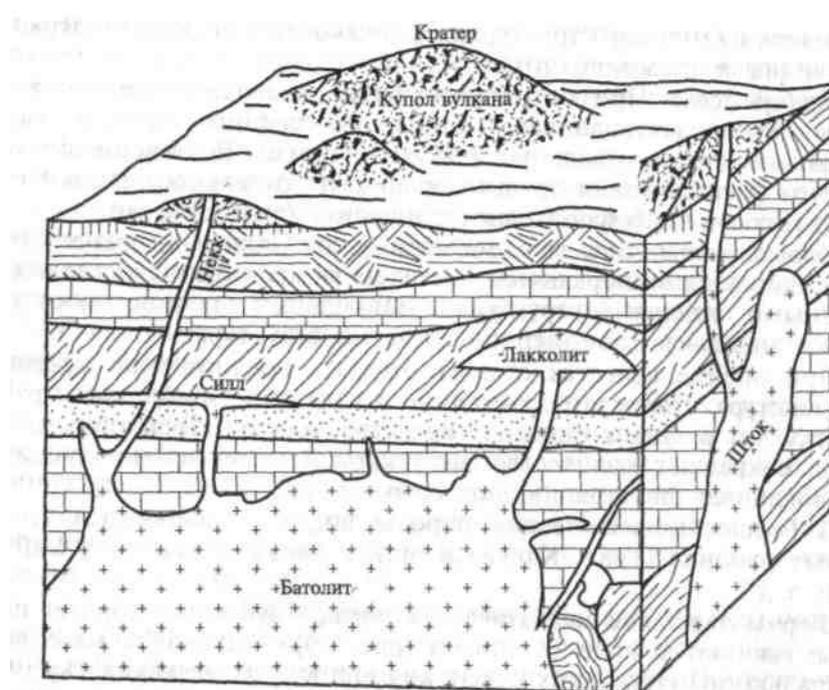


Рисунок 25 - Блок-диаграмма форм залегания магматических тел по М. Васичу (силл, лополит, лакколит, батолит, шток, некк)

Ультраосновные и основные породы слагают обычно интрузивные залежи, факолиты, лакколлиты, лополиты и дайки; средние и кислые породы - лакколлиты, батолиты и дайки.

Формы залеганий эффузивных горных пород зависят от типа излияния магмы и ее вязкости. Жидкая лава, стекая по конусам вулканов, образует потоки, а вязкая и малоподвижная лава образует купола и конусы. Покровы возникают при трещинных излияниях жидкой лавы на сравнительно ровную поверхность. Покровы занимают огромные площади (Сибирь, Индия, Исландия, Северная и Южная Америка), мощность их может достигать более 1км.

1.1 Классификация магматических горных пород

В основу классификации магматических горных пород положены условия их образования, химический и минеральный состав.

По условиям образования породы делятся на глубинные (интрузивные) и излившиеся (эффузивные). В группе эффузивных пород выделяются кайнотипные (неизменённые) и палеотипные (сильноизменённые) породы. Выделяется также группа жильных пород, которые залегают в виде жил и являются как бы промежуточной группой между глубинными и излившимися породами.

Вторым важнейшим классификационным признаком является химический состав (таблица 1), главным образом, содержание кремнезёма (SiO_2). По содержанию SiO_2 эти породы делятся на ультраосновные – содержат SiO_2 менее 40%, основные – от 40 до 52%, средние – от 52 до 65% и кислые – от 65 до 75%. По химическому составу выделяется особая группа щелочных пород, содержащих Na и K. По признаку минерального и химического состава выделяются семь групп магматических пород: перидотита – пироксенита; габбро – базальта; диорита – андезита; гранита – липарита; сиенита – трахита; нефелинового сиенита; щелочных габброидов – базальтоидов.

1.2 Характеристика основных магматических пород

Кислые породы. Группа гранита – липарита. Породы этой группы образуются из магм кислого состава (SiO_2 более 60%). Главными породообразующими минералами являются кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы и биотит (иногда мусковит и роговая обманка). Акцессорные – аппатит, циркон, турмалин. Содержание тёмноцветных минералов не более 10%, окраска в основном светлая. Глубинные породы кислой магмы широко распространены (граниты, рисунок 26), излившиеся – реже (липариты или риолиты и липаритовые порфиры или кварцевые порфиры). Жильные аналоги гранитов – гранитные пегматиты и аплиты.



Рисунок 26 – Гранит

Таблица 1 – Классификация магматических пород по химическому составу

Состав пород			Породы		Преобладающие цвета	*Цветное число, %	Минералы-индикаторы
содержание оксида SiO ₂ , %	минералы		интрузивные (глубинные)	эффузивные (излившиеся)			
	главные	второстепенные					
Кислые (75-65% SiO ₂), плотность 2,5-2,7 (для глубинных пород)	кварц, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы, биотит, мусковит, роговая обманка, пироксены	апатит, циркон, магнетит, турмалин	гранит, пегматит	липарит, обсидиан, пемза	светлые	5...15	кварц
Средние (52-65% SiO ₂), плотность 2,7-2,9 а) с плагиоклазами б) с калиевыми полевыми шпатами	средние плагиоклазы, роговая обманка, биотит, пироксены	кварц, калиевый полевой шпат, апатит, титанит, магнетит	диорит	андезит, порфирит	серые	15...25	кварц (51%) или отсутствует
	калиевый полевой шпат, роговая обманка, кислые плагиоклазы, биотит, пироксены	кварц, титанит, циркон	сиенит	трахит, ортоклазовый порфир			
Основные (52-40% SiO ₂), плотность 2,9-3,1	основные плагиоклазы, пироксены оливин, роговая обманка, биотит	ортоклаз, кварц, апатит, магнетит, титанит	габбро, лабрадорит	базальт, диабаз	чёрные	50	оливин (присутствует в незначительном количестве)
Ультраосновные (<40% SiO ₂), плотность 3,1-3,4	оливин, пироксены, роговая обманка	магнетит, ильменит, хромит, пирротин	дунит, перидотит, пироксенит	-	чёрные или тёмно-зелёные	100	оливин (присутствует в значительном количестве)

* - цветное число определяет содержание в породе темноокрашенных минералов силикатов (пироксены, роговая обманка, биотит, оливин).

Граниты (рисунок 26). Название происходит от латинского слова «гранул» - зерно. Цвет светло-серый, розовый до мясо-красного, иногда зеленоватый, структура полнокристаллическая. Текстура массивная, плотная. Залегают в форме батолитов и штоков. Форма отдельностей - матрацевидная. Граниты широко распространены во всех горных областях. Возраст их различный: от докембрийского до третичного. Используются в строительстве как облицовочный материал, щебень.

Липариты (рисунок 27). Название связано с островом Липари вблизи Италии. По минералогическому составу являются аналогом гранита. Цвет белесовато-серый, иногда желтоватый или розовый.



Рисунок 27– Липарит



Рисунок 28 - Обсидиан

Структура порфировая. В мелких (до 1мм) включениях находится кварц, полевой шпат, биотит. Текстура массивная, плотная, иногда флюидальная, пористая. Излом раковистый. Липариты распространены меньше гранитов. Залегают в форме потоков, куполов, лакколлитов и даек. Используется в строительстве.

Обсидиан (вулканическое стекло; рисунок 28) имеет различный цвет: черный, коричневый, серый, пестрый. Структура стекловатая. Текстура флюидальная, плотная. Характерен раковистый излом и стеклянный блеск. Иногда используется как поделочный камень.

Пемза (рисунок 29). По-латински «пумекс» - пена. Окраска белая, серая, коричневая. Структура стекловатая. Текстура пористая (тонкопористая, пузыристая). Используется как полировочный материал.



Рисунок 29 - Пемза



Рисунок 30 - Пегматит

Пегматиты (рисунок 30). По-гречески «пегматос» - крепкая связь. Пегматиты по содержанию окиси кремния можно отнести к кислым породам, однако в их состав не входит роговая обманка и пироксены, характерные для кислых пород. Отличаются они и по условиям образования. Пегматиты возникают из остаточного силикатного расплава, который заполняет трещины и полости в вышележащих породах. Поэтому пегматиты выделяются в отдельную группу жильных пород. Это светлые породы. Главными минералами пегматитов являются микроклин, плагиоклазы, кварц, мусковит, биотит, турмалин. Второстепенными - берилл, касситерит и другие. Структура полнокристаллическая, пегматитовая. Текстура такситовая, плотная. Пегматиты, образующиеся при прорастании полевого шпата кварцем, называются «письменным гранитом», так как напоминают восточные письма. Форма залегания у пегматитов преимущественно жильная, линзообразная. Жилы достигают нескольких километров в длину и до нескольких десятков метров мощностью. Пегматиты являются единственным источником слюды, редких металлов, а также керамическим и пьезооптическим сырьем. Минералы пегматитов достигают больших размеров. Добываются кристаллы слюды весом до одной тонны и площадью 7м². Встречаются кристаллы полевого шпата до 100т весом.

Средние породы. К ним относятся породы группы сиенита – трахита и группы диорита-андезита.

Группа сиенита – трахита. Породы этой группы по кислотности относятся к средним (содержание SiO₂ от 52 до 65%). Главные породообразующие минералы – калиевые полевые шпаты, средние плагиоклазы и роговая обманка, нередко присутствует авгит. Типичной глубинной породой является сиенит. Эффузивными аналогами сиенитов являются трахиты и трахитовые порфиры (ортофиры, бескварцевые порфиры). *Трахиты* – светлоокрашенные породы, скрытокристаллического или порфирового строения. Порфировые соединения представлены табличками санидина, плагиоклаза, иголочками роговой обманки, иногда листочками - биотита. Залегают в форме потоков, куполов, лакколлитов.

Группа диорита-андезита. Содержание SiO₂ 52-65%. Главными породообразующими минералами являются средние плагиоклазы и роговая обманка, реже присутствует пироксен, биотит и кварц. Тёмноцветных минералов около 25%. Типичные представители глубинных пород - диориты. Изменение основности плагиоклаза, появление кварца приводит к образованию пород промежуточного типа: габбро-диориты, гранодиориты, кварцевый диорит, сиено-диориты. Андезиты и андезитовые порфириты – излившиеся аналоги диорита, похожи по внешнему виду на базальты.

Сиениты (рисунок 31, 32). Сиениты называли гранитом из Сиены (город в Египте), так как по своим внешним признакам они очень сходны. Сиениты на 70-80% состоят из калиевого полевого шпата, 10-15% средних плагиоклазов, роговой обманки и авгита. Тёмноцветных минералов около 15%, поэтому породы светлоокрашенные, сероватые и розовые. Разделяются на нормальные, содержат плагиоклаз и щелочные без известковистого плагиоклаза, могут присутствовать щелочные пироксены, нефелин. Структура полнокристаллическая, чаще мелкозернистая, реже – среднезернистая, иногда порфировидная. Текстура полосчатая

или массивная, плотная. Залегают в виде штоков, даек, лакколитов по краевым частям гранитных интрузий. Форма отдельностей пластовая, матрацевидная. Залегают в виде даек и штоков. Служит хорошим облицовочным материалом, используется в дорожном строительстве.



Рисунок 31 – Сиенит



Рисунок 32 – Сиенит роговообманковый

Диориты (рисунок. 33). По-гречески «диорицо» - отделяю. Окраска серая, темно-серая или зеленовато-серая. Структура полнокристаллическая, мелкозернистая. Текстура массивная. Залегают в форме штоков, жил, имеет отдельности матрацевидной формы. Используются диориты как облицовочный, материал, а также как щебень и бутовый камень.



Рисунок 33 – Диорит



Рисунок 34 – Трахит

Трахиты (рисунок 34). Название происходит от греческого слова «трахус» - шероховатый, так как порода шероховата на ощупь. По минералогическому составу является аналогом сиенита. Окраска сероватая, белая, желтоватая, буроватая. Структура порфировая, текстура плотная или пористая. На фоне основной стекловатой массы выделяются небольшие светлые вкрапления полевого шпата, черные - биотита и роговой обманки. Залегают в форме потоков, покровов и куполов. Используется как кислотоупорный материал, строительный камень для блоков, щебня и тесаных плит.

Андезиты (рисунок 35). Название происходит от гор Анд. Окраска серая, темно-серая до черной. Структура порфировая. В порфировых выделениях на фоне основной полукристаллической массы мелкие видны кристаллы плагиоклаза, авгита, роговой

обманки и биотита. Текстура плотная, реже пористая. Характерен раковистый излом, гладкий, слабо блестящий. Формы залегания разнообразны: покровы, потоки, интрузивные залежи, купола, дайки. Отдельности плитчатой или столбчатой формы.



Рисунок 35 - Андезит

Андезиты широко распространены в областях молодой вулканической деятельности. Андезитами сложены значительные участки в горных сооружениях, окаймляющих Тихий океан. В России андезиты распространены на Камчатке, в Приморье, Восточной Сибири, на Алтае; Урале, в Карпатах и на Кавказе, где ими сложены потухшие вулканы Казбек, Эльбрус и др. Используется как кислотоупорный материал, в качестве щебенки, дорожного, стенового и поделочного камня.

Основные породы. Группа габбро – базальта. По содержанию SiO_2 (45-52%) относятся к основным полевошпатовым породам. Главными породообразующими минералами являются основные плагиоклазы и пироксен (изредка добавляются – оливин, роговая обманка и биотит). Тёмноцветных минералов в породе 45-50%. Цвета тёмно-серые, тёмно-зелёные до чёрных. Изменение минерального состава приводит к переходу в группу перидотита-пироксена, или в группу диорита-андезита или щелочных габброидов. К интрузивной подгруппе этих пород относятся габбро, нориты, анортозиты, лабрадориты; подгруппу излившихся пород составляют базальты, базальтовые порфириты. Жильные образования представлены диабазом.

Габбро (рисунок 36). Порода названа по месту добычи в Италии. Окраска темно-зеленая, темно-серая или черная. Структур полнокристаллическая, средне- или крупнозернистая. Текстура массивная, плотная. Залегает в форме лополитов, лакколлитов, штоков и даек. Форма отдельностей пластовая ил глыбовая. Габбро используется как облицовочный, бутовый дорожный материал.



Рисунок 36 - Габбро

Лабрадориты (рисунок 37). Эти породы почти нацело состоят из лабрадора. Цвет темно-серый с синими отливами на плоскостях спайности. Структура крупнозернистая, текстура плотная. Порода хорошо полируется, а поэтому высоко ценится как красивый облицовочный материал.



Рисунок 37 – Лабрадорит



Рисунок 38 - Базальт

Базальты (рисунок 38). Название связано с местом добычи - камень из Базена в Сирии. По минералогическому составу является аналогом габбро. Окраска от темно-серой до черной. Структура от мелкозернистой до афонитовой. Текстура чаще пористая, реже плотная. Излом ровный, шероховатый. Залегают в форме покровов, потоков и куполов. Мощность базальтового покрова на платформах достигает 1км с площадью распространения на тысячи квадратных километров. Такие залежи базальтов называются траппами от шведского слова «траппар» - ступени. Форма отдельностей столбчатая, шестигранная, реже пластовая. Траппы широко развиты на Сибирской платформе. Базальты распространены на Украине, в Армении, на Алтае. За границей базальты известны в Индии, Гренландии, Исландии, Австралии, в Северной и Южной Америке. Некоторые современные вулканы Камчатки, Италии, Исландии изливают лаву базальтового состава. Используются базальты как дорожный, строительный и кислотоупорный материал. Базальты являются основным сырьем для каменнолитейной промышленности (петрургии). Из них отливают

облицовочную плитку, лестничные марши, плиты, детали машин. Изделия по прочности не уступают стали, кислото- и щелочестойки, не проводят электричество.

Диабазы (рисунок 39). По-гречески «диабас» - расщепляющийся. Окраска темно-зеленая, черная. Структура полнокристаллическая, чаще мелкозернистая, может быть и порфировая.



Рисунок 39 - Диабаз

Во вкрапленниках находятся удлиненные кристаллы плагиоклаза или авгита. Текстура плотная. Форма залегания - дайки, интрузивные залежи, покровы. Диабазы являются одной из наиболее устойчивых пород к выветриванию. Используются как строительный материал (щебень), брусчатка для мощения улиц и в каменнолитейной промышленности.

Ультраосновные породы. Группа перидотита – пироксенита. По содержанию SiO_2 (40-45%) породы этой группы относятся к ультраосновным, бесполевошпатовым. Они состоят только из цветных минералов: оливина, роговой обманки и пироксена, поэтому их окраска темно-зеленая, буровато-черная до черной. Второстепенными и акцессорными минералами являются хромит, магнетит, ильменит, самородная платина. Все ультраосновные породы тяжелые, с удельным весом 3-3,4. Они распространены редко и составляют 0,4% от всей массы магматических пород, встречаются в основном в интрузивных телах. Излившиеся аналоги этих пород - пикриты и пикритовые порфиры встречаются крайне редко. По минеральному составу различают пироксениты, перидотиты и оливиновые породы – дуниты, состоящие из оливина и пироксена. Кимберлиты – бесполевошпатовые породы; в их состав входят биотит, пироксен (основной минерал), серпентин, оливин, гранат, ильменит, хромит, алмаз.

Породы мало распространены в земной коре. К ультраосновным породам приурочены крупнейшие месторождения хрома, с ними генетически связаны платина, иридий, осмий и др. При гидротермальной переработке этих пород образуются месторождения асбеста, талька и магнезита.

Дуниты (рисунок 40). Название связано с горой Дун в Новой Зеландии. Окраска темно-оливково-зеленая до черной. Состоит почти исключительно из оливина. Структура полнокристаллическая, среднезернистая, текстура плотная. Формы залегания - дайки, жилы, донные части лакколлитов. Используется как высококачественное сырье для изготовления огнеупорных кирпичей.



Рисунок 40 – Дунит



Рисунок 41 – Нефелиновый сиенит

Щелочные породы. Группа нефелинового сиенита. Щелочные породы характеризуются повышенным содержанием калия и натрия по отношению к алюминию и низким содержанием окиси кремния. Кроме нефелина содержатся щелочные полевые шпаты, биотит, щелочные амфиболы и пироксен. Глубинной породой являются – нефелиновые сиениты. Изверженной породы всего около 1%. В составе пород присутствуют недонасыщенные кремнекислотой алюмосиликаты – фельдшпатаиды, Это обычно светло-окрашенные породы, имеют небольшой удельный вес. Распространена мало. Главным представителем является нефелиновый сиенит. Практическое значение очень велико, так как с ними связаны месторождения апатита, редкоземельных минералов, циркона, титановых руд.

Нефелиновые сиениты (рисунок 41) – кристаллические, зернистой породы, состоящие из нефелина, щелочного полевого шпата, цветных минералов – биотита и щелочного пироксена (агирин, авгит) или амфибола. Из аксессуарных минералов встречаются магнетит, ильменит, апатит, циркон, титанит. Породы светлые. Массивы нефелиновых сиенитов часто сопровождаются жилами нефелино-сиенитовых пегматитов, грубо зернистой породы, состоящей из щелочного полевого шпата и нефелина, а так же биотита и пироксена, иногда в них встречается ильменит, циркон и апатит. Эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов называются фонолитами.

Пирокластические или вулканогенно-обмолочные породы. К этой группе относятся вулканический пепел, песок, лапилли, вулканические бомбы, вулканические туфы и вулканические брекчии. Их образование связано с вулканической деятельностью и с экзогенными процессами. Обломочный вулканический материал толстым рыхлым слоем покрывает окрестности извергающегося вулкана. Смоченная дождями рыхлая масса приходит в движение по уклону местности, образуя потоки вулканической грязи. Высыхая, грязь превращается в лёгкую пористую и твёрдую породу, называемую туфом.

Широко распространены вулканические туфы (рисунок 42, 43), представляющие собой сцементированные толщи вулканического пепла (пепловые туфы), вулканического песка (зернистые туфы) и лапиллей (лапиллиевые туфы).



Рисунок 42 - Пепловый туф андезитового порфирита Рисунок 43 - Вулканический туф

Туфы с обломками более 30мм называются вулканическими брекчиями. Цвет туфов различный: розовый, серый, коричневый, черный. Их химический состав определяется химическим составом продуктов извержения. Поэтому в названии туфов указывается не только размер обломков (подобно осадочным породам: крупно-, средне-, мелко- и тонкообломочные), но и их состав (базальтовые, диабазовые, трахитовые и т.д.). Залегают туфы в виде пластов между потоками лавы, нередко переслаиваясь с осадочными горными породами. Туфы используются как облицовочный и теплоизоляционный материал, легкий наполнитель, цементное сырье.

1.3 Выветривание магматических горных пород

В результате физического выветривания магматических горных пород образуются обычно щебень и дресва. В процессе химического выветривания преобладающие в составе кислых и средних магматических пород каркасные силикаты (полевые шпаты и плагиоклазы) превращаются в глинный минерал каолинит, опал и карбонаты. Каолинит вместе с кварцем составляет главную массу продуктов химического выветривания этих пород в зоне умеренного климата. В этих же условиях железомagneзиальные силикаты (амфиболы, пироксены, минералы группы оливина), входящие главным образом в состав основных и ультраосновных магматических пород, разрушаются более интенсивно с образованием глинных минералов (монтмориллонита, бейделлита и др.), опала и бикарбонатов кальция и магния. Во влажных и жарких климатических условиях субтропиков и тропиков глинные минералы разрушаются и накапливаются гидраты окиси алюминия и железа, а также кварц.

2 Метаморфические горные породы

Метаморфические горные породы - это глубоко изменённые в процессе метаморфизма первично-осадочные и магматические горные породы («метаморфо» по-гречески — преобразуюсь, превращаюсь). При метаморфизме существенно изменяется минеральный состав пород, их структура и текстура. При этом порода сохраняет твёрдое состояние без расплавления или растворения. Процессы метаморфизма, сопровождающиеся переплавлением исходной породы с вмещающими породами или без них, приводят к образованию ультраметаморфических пород.

Главными факторами метаморфизма являются: *высокая температура*, источником которой могут быть как высокая температура недр Земли, так и поднимающиеся из этих недр расплавленные магмы; *большое давление*, как всестороннее (гидростатическое), увеличивающееся по мере опускания в глубь земной коры, так и направленное (стресс), связанное с тектоническими движениями; *привнос* в породу или *вынос* из нее химических веществ высокотемпературными растворами и газами. Воздействие температуры и давления связано с одновременным воздействием флюидов. Флюиды – это жидкие и газообразные компоненты магмы или циркулирующие в глубинах Земли насыщенные газами растворы. В их составе преобладают пары воды, хлора, углекислого газа и многих других элементов и соединений.

В зависимости от ведущего фактора выделяют следующие виды метаморфизма: катакластический, региональный, контактовый, термальный и динамотермальный.

Катакластический метаморфизм приурочен к участкам развития дизъюнктивных нарушений — дислокаций — типа сбросов, развит в их границах и совершается при сравнительно небольших давлениях и довольно низкой температуре. При этом происходит дробление крепких минералов или их деформации в первоначальной структуре и текстуре пород и, в результате происходит хрупкое разрушение минералов и их перемещение. Трещины в породе не возникают, происходит преобразование породы в результате пластических деформаций, при которых возможны химические изменения пород. Протекающие изменения приводят к формированию самых разнообразных пород - от гранитоидов до тектонических брекчий, катаклазитов и милонитов.

Региональный метаморфизм вызывается высокой температурой и большим гидростатическим давлением в глубинах Земли, когда крупные массивы горных пород земной коры погружаются на эти глубины. Сопровождается перекристаллизацией пород, образованием новых минералов и сланцеватой текстурой.

Контактовый метаморфизм происходит под действием высоких температур на контакте горных пород с очагами внедряющейся расплавленной магмы, т.е. осадочные и магматические горные породы попадают под воздействие магматических масс, внедрившихся в их толщу. При этом происходит изменение структуры и текстуры пород, а при выделении паров в растворы - и их состава.

Образование контактово-метаморфических горных пород в зоне воздействия магматических расплавов может происходить с привносом веществ из этого расплава или без привноса. В этом случае различают собственно контактовый метаморфизм (без привноса) и контактово-метасоматический (с привносом). Контактным изменениям подвержены не только вмещающие породы, но и сами магматические массы, поэтому различают внешний (экзоконтактовый) и внутренний (эндоконтактовый) метаморфизм.

Динамометаморфизм наблюдается при действии направленного давления, связанного с тектоническими движениями земной коры, т.е. горные породы оказываются в зоне воздействия высоких тектонических напряжений земной коры. При этом может повышаться и температура. При явлениях динамометаморфизма нередко наблюдается дробление, расслаивание и другие механические изменения, приводящие к образованию так называемых катаклазитов, возникающих в относительно узких зонах тектонических нарушений в виде сбросов и надвигов. Зерна минералов под действием давления интенсивно дробятся без существенной перекристаллизации.

Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм связан с привносом в породу новых химических веществ газами и горючими водными растворами, поднимающимися из очага магмы. Они вызывают изменение химического и минералогического состава пород.

Динамотермальный метаморфизм дает самое большое разнообразие пород с очень широким их распространением в земной коре. В зависимости от условий протекания процесса различают региональный и локальный динамотермальный метаморфизм. Самостоятельным видом регионального динамотермального метаморфизма является *ультраметаморфизм*. В каждом из этих видов метаморфизма сложный комплекс взаимодействия температур, стресса (разрядки напряжений), давления, иногда и флюидов приводят к формированию чрезвычайно широкого спектра метаморфических пород с весьма разнообразными физико-механическими свойствами. В глубинных зонах складчатых областей в условиях ультраметаморфизма наблюдается переплавление ряда пород с образованием смешанных горных пород – мигматитов, имеющих разнообразную сложную структуру, что обуславливает весьма различную их прочность, неоднородность свойств, повышенную (по сравнению с другими, массивно-кристаллическими породами) выветриваемость. Для многих из них характерны слойчатость, послойные и секущие складки.

При формировании термально-метаморфизованных пород главным фактором является температура магматического расплава. Под действием температуры на границах (контакте) интрузий образуются ореолы, сложенные особыми контактово-метаморфизованными породами. Мощность зоны контактовых изменений бывает различной и главным образом зависит от двух факторов: состава и состояния вмещающих пород, температуры, состава и продолжительности воздействия магмы. Наиболее типичными породами термального метаморфизма являются контактовые роговики, скарны, породы кремнистого состава.

Большое разнообразие метаморфических пород объясняется значительным разнообразием самих типов метаморфических процессов, условий их протекания и разнообразием состава и свойств самих магматических расплавов и вмещающих пород.

Метаморфические породы по внешнему виду и условиям залегания занимают промежуточное положение между магматическими и осадочными породами. По минеральному составу они ближе к магматическим породам.

Минеральный состав. Метаморфические породы состоят из устойчивых в условиях высокого давления и температуры минералов, что и магматические породы. К ним относятся минералы магматического происхождения: кварц, полевые шпаты, плагиоклазы, мусковит, биотит, роговая обманка, магнетит, гематит и минерал осадочного происхождения – кальцит. Кроме того, в метаморфические породы входят минералы метаморфического происхождения: графит, тальк, хлориты, гранаты, кианит, серицит, актинолит, эпидот, силлиманит, кордиерит, скаполит и др.

Структура. Все метаморфические породы имеют кристаллическое строение. Различают три типа структур: кристаллобластический; катакластический; реликтовый.

Кристаллобластическая структура образуется при одновременной перекристаллизации составных частей породы в твёрдом состоянии без переплавления.

По форме минеральных зёрен различают структуру листоватую, чешуйчатую, игольчатую и таблитчатую. По их взаимному расположению зёрен различают структуры: *гранобластическую* (равномерно-зернистую); *роговиковую* (зёрна имеют неправильное очертание); *лепидобластическую* (зёрна листоватой или пластинчатой формы); *ориентированную* (параллельно сланцеватости); *столбчатую* (развиты удлинённые призматические или столбчатые зёрна); *порфиробластическую* (отдельные минералы, обладая большей кристаллизационной силой, вырастают в крупные зёрна). По величине зёрен различают крупнокристаллическую структуру (диаметр более 1мм), среднекристаллическую (0,25...1 мм) и мелкокристаллическую (менее 0,25мм);

Катакластические структуры возникают при тектоническом дроблении (катаклазе) горной породы и могут быть равномерно - или неравномерно катакластическими.

Реликтовые (иначе остаточные) структуры характеризуются сохранением элементов структуры материнских пород.

Текстуры (сложение) бывают реликтовые и метаморфические (рисунок 44). В реликтовой структуре сохраняется структура материнской породы. Наиболее характерны следующие текстуры: сланцеватая (таблитчатые, листоватые, столбчатые и игольчатые кристаллы располагаются параллельно друг другу), полосчатая или ленточная (чередуются полосы разной толщины и различного минералогического состава). При сланцевой текстуре горная порода раскалывается по параллельным направлениям на тонкие пластинки. Выделяют: тонко,- и грубосланцевые текстуры. По степени проявления сланцевости различают совершенную и несовершенную сланцеватость. Встречаются породы с массивной

текстурой, очковой и плейчатой (гофрированной). Массивной называется текстура зернистого строения без особой ориентировки минеральных зёрен.

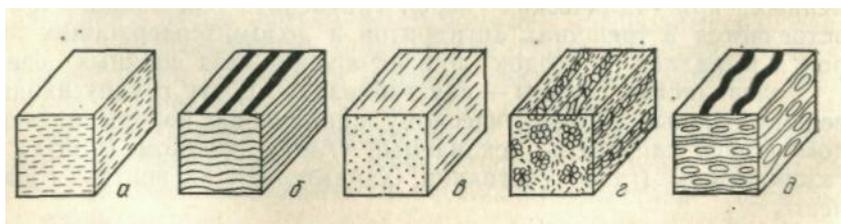


Рисунок 44 – Текстура метаморфических горных пород (по И. А. Елисееву): *a* – сланцевая (плоскопараллельная); *б* – сланцевая волнистая; *в* – линейная или линейно-параллельная; *г* — стебельчатая или карандашная; *д* – линзовидная или очковая

Отдельности первично осадочных и магматических пород. Это реликтовые отдельности (унаследованные). Чаще всего в процессе метаморфизма появляются отдельности, характерные для этих пород, так называемые метаморфические отдельности. Они обусловлены системами параллельных трещин, не совпадающих с первичной текстурой породы, по которым порода легко раскалывается на отдельности. Такого рода системы трещин называются кливажем.

Кливаж течения – возникает при пластическом деформировании породы под действием тектонических напряжений. При этом изменяется структура породы и образуется сланцеватость.

Кливаж разлома возникает при деформациях, т. е. крупных разрушениях. Минеральные зёрна сохраняют первоначальное положение, т.е. структура породы не изменяется.

Формы залегания метаморфических пород унаследованы от первично осадочных и магматических пород, кроме контактово-метаморфических пород залегающих в форме ореолов и зон вокруг магматических тел. Метаморфические породы, возникшие из глубинных магматических пород, более или менее сохраняют их первоначальную форму залегания. При метаморфизации осадочных пород слоистость сильно деформируется. При контактном метаморфизме образуются своеобразные оболочки метаморфических пород, окружающих магматические породы. Динамометаморфизм образует мощные зоны смятия, возникают сложные складки. При региональном метаморфизме измененные осадочные породы часто сохраняют первичную слоистость.

В процессе движения земной коры метаморфические породы могут быть выведены на дневную поверхность и являются почвообразующими породами.

2.1 Классификация метаморфических горных пород

Классификация метаморфических пород основана на структурных признаках и минеральном составе. Среди них выделяют породы: массивные (зернистые) - кварцит, мрамор; сланцеватые - гнейс и кристаллические сланцы различного минерального состава.

По генетическим признакам метаморфические горные породы подразделяются на регионально-метаморфические, контактово-метаморфические и тектониты.

По петрографическим признакам (минеральному составу, строению, сложению) различают петрографические группы метаморфических пород: метаморфические сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты.

Связь между петрографическими признаками и генетическими типами: при региональном метаморфизме образуются кристаллические сланцы, гнейсы и другие; при контактовом – скарны, роговики.

В соответствии с видами метаморфизма в генетической классификации горных пород выделяют группы метаморфических пород регионального, контактового и динамометаморфизма.

Различия пород определяются петрографическим составом материнской породы и степенью метаморфических изменений. Степень метаморфизма определяется глубиной условий образования.

В верхней зоне метаморфизма распространены тонкозернистые с совершенной сланцеватостью породы: филлиты, серицитовые, серициново-хлоритовые, тальковые и тальково-хлоритовые сланцы, а также породы, не обладающие сланцеватостью – зелёно-каменные, тальковые и хлоритовые породы.

Физико-механические свойства метаморфических горных пород во многом очень близки к магматическим, что обусловлено наличием у них жестких, преимущественно кристаллизационных связей. Метаморфические породы практически водонепроницаемы и за исключением карбонатно-доло-митовых разностей не растворяются в воде. Для большинства метаморфических пород характерна анизотропность свойств, обусловленная их слоистостью, сланцеватостью. Сланцеватостью определяется и значительная выветриваемость этих пород, а также пониженная устойчивость на природных склонах и в бортах искусственных выработок. Многие метаморфические породы образуют тонкоплитчатые или листоватые весьма подвижные осыпи. Особенно ярко это проявляется у слабометаморфизованных пород, например, у глинистых сланцев.

К породам, которые подверглись воздействию глубокого регионального метаморфизма и имеют наибольшее распространение, относятся гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы. Несколько реже встречаются мраморы и мраморизованные известняки, обычно они приурочены к областям древней докембрийской складчатости, где слагают массивы больших размеров.

При выветривании физико-механические свойства гнейсов изменяются особенно сильно. Наибольшей стойкостью обладают кварцевые гнейсы; полевошпатовые и биотитовые гнейсы выветриваются значительно интенсивнее. Наиболее прочными и устойчивыми метаморфическими породами к процессам выветривания являются кварциты. Обычно они слагают отдельные массивы мощностью до 100м и более или залегают в виде прослоев различной мощности в толще таких же высокометаморфизованных сланцев. Самое большое разнообразие физико-механических свойств наблюдается у кристаллических сланцев. От массивных метаморфических пород их отличает слоистость, сланцеватость, кливаж. Эти особенности вызывают резкую анизотропность их свойств, позволяющую раскалываться на тонкие, часто листоватые плитки. Сланцеватость и кливаж сланцев, особенно хлорит-серицитовых и глинистых, способствуют соскальзыванию и оползанию.

Своеобразную группу метаморфических пород образуют так называемые «зеленые» сланцы - хлоритовые, хлорит-серицитовые, тальк-хлоритовые. Они сравнительно устойчивы к воздействию химического выветривания, нелегко разрушаются при периодическом промерзании и оттаивании. По прочности они уступают вышеописанным сланцам. Наименее устойчивы к выветриванию глинистые сланцы. В воздушно-сухом состоянии они обладают значительной прочностью, но при водонасыщении довольно часто разваливаются. Эти породы хорошо противостоят химическому выветриванию, но при резком колебании температур (замерзание, оттаивание) легко разрушаются, образуя при этом на склонах подвижные, труднопроходимые осыпи. Насыщение этих осей водой после сильных ливней приводят к формированию в горных районах селевых потоков.

Карбонатные метаморфические породы могут образовываться как при региональном, так и при контактовом метаморфизме, главным здесь является наличие среди факторов метаморфизма значительных температур и давлений. Наиболее характерной породой этой группы является мрамор - перекристаллизованный известняк, структура и текстура которых диктуют физические и механические их свойства. Отличительной чертой мраморов среди метаморфических пород является их, хотя и слабая, но растворимость в воде, которая содержит углекислоту. Это определяет значительно меньшую закарстованность мраморных массивов, чем в толщах, сложенных известняками и доломитами. Мрамор довольно устойчив к выветриванию, сохраняет крутые, вплоть до «отвесных» природные склоны

Наиболее распространенной породой, образующейся при термальном контактовом метаморфизме, являются роговики. Для них характерна полная перекристаллизация исходного материала. Обычно это темные плотные породы, имеющие мелкозернистую структуру. Чаще других встречаются кварц-биотит-полевошпатового состава породы, образовавшиеся по пелитовому материалу. Все роговики устойчивы к выветриванию. Необходимо заметить, что на сложенных ими природных склонах формируются обвалы, курумы, крупнощебенистые осыпи.

Тектониты - породы, которые обычно не относят к кластическим метаморфическим, являются в то же время типичными представителями катакластического метаморфизма и включают в себя брекчии трения, катаклазиты, милониты. Это раздробленные, иногда перетертые породы различной степени цементации.

Брекчии трения состоят из различной величины обломков пород, как правило, необработанных, сцементированных тонкораздробленной массой тех же пород.

Катаклазиты отличаются от брекчий трения меньшим размером обломков. Они характеризуют начальные стадии изменения пород. Катаклазиты сохраняют во многом черты исходного материала, поэтому соответственно и различают катаклазиты гранитов, катаклазиты габбро и др. В целом эти породы еще сохраняют достаточно высокую прочность на раздавливание.

Милониты характеризуются резко выраженной рассланцованностью, по существу это микробрекчии (составные части милонитов распознаются только под микроскопом) грубо- или тонкополосчатой текстуры. Все тектониты в условиях естественного залегания имеют достаточно высокую плотность. Катаклазированные породы интенсивно выветриваются, относительно легко размываются, поставляя материал, формирующий осыпи и способствующий развитию других склоновых процессов.

2.2 Характеристика метаморфических горных пород

Породы регионального метаморфизма. К породам регионального метаморфизма относятся мрамор, кварцит, глинистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы и гнейсы.

Кварциты (рисунок 45). Порода называется так потому, что состоит в основном из кварца. Образуются кварциты из кварцевых песчаников. Цвет белесый, серый, розовый. Структура полнокристаллическая, мелкозернистая, текстура компактная, однородная или полосчатая. Имеют раковистый излом. Отличаются высокой твердостью и сопротивляемостью выветриванию. Кварциты используются как сырье для производства огнеупорного кирпича-динаса, как облицовочный материал. Железистые кварциты (содержат магнетит и гематит) являются первоклассной железной рудой.



Рисунок 45 - Кварциты

Мрамор (рисунок 46), так же как и кварцит, является мономинеральной горной породой, состоящей в основном из кальцита. Образуется при метаморфизме известняков и мелов. Цвет их белый, голубой, розовый. Метаморфизм мергелей приводит к образованию цветных, полосчатых, пятнистых мраморов.



Рисунок 46 - Мрамор

При перекристаллизации доломитов образуются доломитовые мраморы. Цвет их обычно желтый. Структура у мраморов полнокристаллическая, мелко-, средне- и крупнозернистая, текстура компактовая. Бурно реагируют с разбавленной HCl в куске, а доломитовые мраморы - только в порошке. Имеет небольшую твердость. Легко выветривается, особенно при воздействии воды и растворенных в ней хлора, углекислоты или серного ангидрида. Используются как облицовочный, статуарный и электроизоляционный материал.

Глинистые сланцы (рисунок 47) представляют собой слабо метаморфизированные глинистые породы. В их состав входят зернышки кварца, глинистые минералы, чешуйки серицита, хлорита, иногда кристаллы пирита и др. Глинистые сланцы тверды, не размокают в воде, имеют сланцеватую текстуру. Способны раскалываться на тонкие ровные плитки и пластинки с матовой

поверхностью. Окраска очень разнообразна: зеленая, серая, бурая до черной. Практического применения не имеют.



Рисунок 47 - Глинистый сланец



Рисунок 48 - Филлиты

Филлиты (рисунок 48) образуются в результате более глубоких преобразований глинистых сланцев при повышении давления и температуры. Состоят из кварца, биотита, полевых шпатов, серицита, хлорита и других минералов. Породы микрозернистые, полнокристаллические с тонкосланцеватой текстурой. Цвет их различный: зеленоватый, серый, черный. Блеск шелковистый.

Разновидностью филлитов являются *кровельные сланцы* (рисунок 49) - плотные, вязкие породы, хорошо раскалывающиеся на тонкие и ровные плиты. Используются как местный кровельный материал.

Кристаллические сланцы (рисунок 50) - еще более глубоко метаморфизированные сланцеватые породы, состоящие из мусковита, биотита, кварца, гранатов, графита, хлорита и других минералов. В зависимости от исходного состава глин и условий преобразования (температуры, давления) они могут называться слюдяными (мусковитовые, биотитовые, двуслюдяные), гранато-слюдяными, хлоритовыми, хлорито-слюдяными и т.д. Цвет их обусловлен окраской наиболее распространенных минералов, но иногда связан с наличием таких примесей, как графит и гематит.



Рисунок 49 - Кровельный сланец

Сланцы имеют полнокристаллическую структуру, ярко выраженную сланцеватую или плейчатую (гофрированную) текстуру и шелковистый блеск. Наиболее широко распространены в земной коре слюдяные сланцы. Дистеновые сланцы служат сырьем в керамической промышленности для изготовления огнеупорных и кислотоупорных изделий.



Рисунок 50 – Кристаллические сланцы

Гнейсы (рисунок 51) - глубоко метаморфизированные породы, образующиеся из осадочных (парагнейсы) или магматических горных пород (ортогнейсы). В их состав входит кварц, полевые шпаты, слюды, авгит, роговая обманка, гранаты и др. минералы. Структура гнейсов полнокристаллическая с различной величиной зерен, текстура сланцеватая или ленточная, иногда массивная и очковая. Гнейсы по прочности уступают гранитам, легко выветриваются, превращаясь в грубоплитчатый щебень или в дресву. Используются как облицовочный материал (хорошо полируются), бутовый камень, щебень.



Рисунок 51 - Гнейс

2.3 Породы регионального метаморфизма

Роговики - плотные мелкозернистые породы массивной текстуры, серого, розово-серого и черного цветов. Образуются на контакте магматического очага с песчано-глинистыми породами и состоят из кварца и биотита с участием полевых шпатов, магнетита, гранат и других минералов (биотитовые роговики). Основные и средние магматические породы на контакте с гранитными интрузиями превращаются в черные или зеленые амфиболовые роговики, состоящие из амфибола и плагиоклаза. Карбонатные породы, если метаморфизм происходит без привноса веществ, превращаются в мрамор, а при привносе в породу веществ газами или водными растворами - в известково-силикатные роговики. Такие роговики состоят из граната, пироксенов, плагиоклазов, волластонита, скаполита и других минералов.

2.4 Породы динамометаморфизма

Тектонические брекчии (рисунок 52) образуются под действием тектонического давления и состоят из сцементированных угловатых обломков раздробленных горных пород.



Рисунок 52 - Брекчии

Размер обломков различный. Цементом служит мелкоизмельченный материал тех же пород.

Милониты состоят из мелкоперетертых тектоническим давлением горных пород. Текстура их сланцеватая, тонкополосчатая или очковая.

2.5 Породы пневматолитового и гидротермального метаморфизма

Скарны - контактно-метасоматические образования, возникающие при воздействии послемагматических растворов на карбонатные и изверженные породы, находящиеся в соприкосновении друг с другом и вступающие в обменные реакции между собой. Состоят из пироксенов, плагиоклазов и граната, а при более низких температурах в их состав входят эпидот, актинолит, карбонаты и рудные минералы (молибденит, магнетит, халькопирит, галенит, сфалерит).

2.6 Выветривание метаморфических горных пород

Метаморфические горные породы, состоящие обычно из большого количества разнообразных минералов и имеющие сланцеватую, ленточную и очковую текстуру, легко выветриваются. При этом они распадаются на тонкие плиты или шестоватую щебенку. Элювий многих метаморфических пород дресвяный, напоминающий элювий интрузивных пород. Устойчивы к выветриванию мономинеральные породы массивной текстуры и однородной структуры (например, кварциты и роговики).

Продукты химического выветривания метаморфических пород очень многообразны в связи с особенностями химического состава, входящих в них минералов магматического, осадочного и метаморфического происхождения.

3 Осадочные горные породы

Осадочные горные породы – образуются путём накопления продуктов разрушения магматических, метаморфических и более древних осадочных пород и слагают самые верхние слои земной коры, покрывая своеобразным чехлом породы магматического и метаморфического происхождения. Они составляют всего 5% земной коры, но земная поверхность на 75% своей площади покрыта именно этими породами при мощности отложений от нескольких дециметров до нескольких сот метров. Лишь в прогибах земной коры, так называемых геосинклиналях, мощность осадочных горных пород достигает нескольких километров. Почвенный покров планеты формируется в основном на осадочных горных породах.

Порода, за счёт разрушения которой образуется осадочная порода, называется материнской.

Образование осадочных пород начинается с выветривания материнской породы (*гипергенез* – разрушение кристаллических и других пород, образование новых минералов, обломков пород, обломков минералов, коллоидных и истинных растворов), прохождения стадии переноса (транспортировка) и завершается стадией осаждения (седиментация, *седиментогенез* – перенос и отложение материала, образование осадка) и последующей стадией превращения рыхлого осадка в осадочную горную породу (*диагенезом*). Начальные изменения осадочной породы называются стадией *катагенеза*, глубокие изменения осадочной породы, приводящие к образованию метаморфизированных осадочных пород, называются *метагенезом*. Эти две стадии объединяются одним понятием – *эпигенез*. Все стадии составляют процесс *литогенеза*.

Под *литогенезом* понимают совокупность геологических процессов, определяющих современный состав, строение, состояние и свойства осадочных горных пород.

Основным механизмом переноса продуктов выветривания является вода, а в условиях сухого климата – ветер. Осаждение происходит путём оседания продуктов выветривания из взвешенного состояния при снижении скорости транспортирующей среды (водных потоков, ледников). Таким образом, выпадают механические осадки, состоящие из обломков различных размеров. При насыщении транспортирующей среды растворёнными минеральными веществами происходит выпадение минеральных осадков.

При выпадении минеральных веществ из коллоидного раствора образуются коллоидные осадки (изменяется рН раствора или характер растворённых электролитов).

Широко распространено органогенное осаждение, когда живые организмы ассимилируют минеральные вещества из сильно разбавленных растворов для построения скелетных частей. После их гибели эти вещества накапливаются в виде органического ила, обломков скелетных частей. Выпавший осадок в дальнейшем претерпевает уплотнение (самоуплотнение) под действием веса вышележащих наслоений, а иногда цементацию и окаменение, и осадок превращается в осадочную горную породу (процесс диагенеза).

Отличительными особенностями осадочных горных пород, отражающими условия их образования, являются слоистость, пористость, наличие окаменевших остатков животных и растительных организмов. Состав и свойства осадочных горных пород зависят от климатических условий.

В состав осадочных пород входят следующие группы минералов:

- минералы реликтовые, унаследованные от исходной материнской породы (первичные минералы, устойчивые к выветриванию - кварц, полевые шпаты, слюда, роговая обманка, авгит, магнетит, гематит, апатит, циркон и др.); по ним судят о материнских породах, из которых образованы осадочные породы;

- минералы собственно осадочные, образовавшиеся путём химического или биохимического осаждения (вторичные минералы, образующиеся при экзогенных процессах: - группа кремнезема - опал, халцедон, кварц; гидроксиды алюминия - гидраргиллит, диаспор, бемит; гидроксиды железа - гетит, лепидокрокит; оксиды марганца - вад, псиломелан, пиролюзит; вторичные силикаты - каолинит, монтмориллонит, бейделлит, галлуазит, серицит; карбонаты - кальцит, доломит; галогениды – галит; сульфаты - гипс, мирабилит). Эти минералы являются главными породообразующими минералами осадочных пород.

В породах из обломочного материала минералы - новообразования - представляют собой цемент, заполняющий промежутки между обломками (конкреции, желваки, стяжения). В осадочных породах обычно присутствуют остатки растений и животных.

3.1 Классификация осадочных горных пород

Осадочные породы классифицируются по происхождению и условиям образования.

По происхождению выделяют следующие генетические типы осадочных пород: механические осадки (обломочные горные породы), химические осадки, органогенные осадки, пирокластические осадки.

Осадочные породы обломочного происхождения представляют собой продукты механического разрушения горных пород, накапливающиеся и сохраняющиеся в рыхлом или сцементированном состоянии.

По величине обломков различают такие фракции зернового (гранулометрического) состава обломочных пород: грубообломочная - величина обломка и зёрен от 2 и более мм; среднеобломочная (песчаная) – от 0,05 до 2мм; мелкообломочная (пылеватая) – от 0,001 до 0,05мм; тонкообломочная (физическая глина) – менее 0,001мм.

В зависимости от гранулометрического состава обломочные породы подразделяются (таблица 2):

- грубообломочные породы – обломки более 2мм в диаметре (гравий, щебень, галечник или сцементированные разности (брекчии, гравелиты, конгломераты);

- песчаные породы – зёрна диаметром 0,05...0,2мм (пески, песчаники – рисунок 53, 54, 55, 56);



Рисунок 53 – Песчаник



Рисунок 54 – Песчаник медистый



Рисунок 55 – Песчаники



Рисунок 56 – Песчаник ожелезнённый

- глинистые породы – частицы менее 0,05мм в диаметре, т. е. пылеватые и глинистые частицы (супеси, суглинки, глины);

- обломочные породы смешанного состава (гравелистые пески, валунники, супеси, суглинки, глины).

Таблица 2 – Классификация обломочных осадочных пород

Размер обломков, мм	Обломки		Обломочные породы			Фракции по ГОСТ 25100-95
	угловатые	окатанные	рыхлые	сцементированные из частиц		
				угловатых	окатанных	
Более 200	Глыбы	Валуны	Грубообломочные	Брекчии	Конгломераты	Валунная (каменистая)
200-40	Щебень	Галечник				Галечниковая (щебенистая)
40-2	Дресва	Гравий				Гравийная (дресвяная)
2-0,05	Песчаные		Песчаные		Песчаники	Песчаная
0,05-0,005	Пылеватые		Пылеватые		Алевролиты	Пылеватая
Менее 0,005	Глинистые		Глинистые		Аргиллиты	Глинистая

Осадочные породы химического происхождения образуются при осаждении минерального вещества из истинных и коллоидных растворов. Осаждение происходит в лагунах, реже пресноводных озёрах или у мест выхода подземных вод на поверхность.

Органогенные осадочные породы слагаются из скелетных остатков организмов. Различают: зоогенные осадочные породы, слагающиеся из скелетных частей животных организмов (известняки, кремнистые породы), фитогенные, состоящие из остатков растительного происхождения (уголь, некоторые известняки и другие) и смешанные (зоофитогенные) из остатков животного и растительного происхождения. Поскольку процессы химического и органогенного осаждения минеральных веществ протекают одновременно, то образующиеся породы объединяют в одну группу.

Пирокластические породы образуются путём осаждения твёрдых продуктов вулканических извержений – вулканического пепла, лапиллей, бомб. Минеральное вещество пирокластических пород магматического происхождения,

а способ образования осадочный (вулканические туфы – рисунок 57, туфобрекчии и другие).



Рисунок 57 – Вулканический туф

В зависимости от условий образования осадочные породы объединяются в фациальные группы:

- континентальные фации – отложения болот, рек, озёр, ледниковые, пустынь, горных склонов;
- морские фации – формируются в зоне прибоя, в шельфовой полосе на материковом склоне и в глубоководных частях океана;
- лагунные фации, включающие соленосные, угленосные и другие отложения лагун.

Фациальные условия оказывают значительное влияние на состав, строение, сложение и условия формы залегания осадочной породы.

Структура (строение) осадочных горных пород определяется их гранулометрическим составом, взаимным расположением и способом скрепления частиц.

Различают типы структур:

- обломочные (сцементированные или несцементированные) свойственные грубо-, средне- и мелкообломочным горным породам;
- алевроитовые и пелитовые, характерные для тонкообломочных пород пылевато-глинистых);
- кристаллически-зернистые присущи многим химическим осадочным породам и подразделяются на – яснозернистые (диаметр зёрен более 0,1 мм), тонкозернистые (диаметр 0,1 - 0,01 мм), микрозернистые и скрытозернистые (диаметр $\leq 0,01$ мм - оолитовая, органогенная, органогенно-детритусовая).

В осадочных породах различают типы цемента:

- базальтовый, когда обломочный материал заключён в массу цементирующего вещества, а зёрна не соприкасаются друг с другом;
- контактный – цементация наблюдается в местах соприкосновения зёрен;
- цемент выполнения – когда цемент выполняет промежутки между соприкасающимися минеральными зёрнами;
- смешанный – сочетающий два или несколько типов цемента.

В зависимости от состава цементирующего вещества выделяют известковые, гипсовые, кремнистые, железистые, глинисто-известняковые песчаники, конгломераты, брекчии.

Структура осадочных горных пород характеризуется величиной обломков, слагающих породу, а у химических осадков - величиной кристаллов. Породы крупнокристаллические состоят из кристаллов размером более 1мм, среднекристаллические - 1,0...0,1мм, скрытокристаллические - 0,1...0,01мм, пелитоморфные - меньше 0,01мм. Осадочные горные породы, состоящие из хорошо сохранившихся скелетов организмов, имеют биоморфную структуру; из обломков скелетов - детритусовую

К структурным характеристикам относятся скважность (пористость) осадочных пород. Различают пористость грубую, крупную, мелкую, тонкую (глины).

Пористость может быть первичной (возникает при формировании самой породы – межзерновая пористость), вторичная – появляется в сформировавшейся породе (при выщелачивании легкорастворимых минералов). Поры бывают мелкие, крупные и в виде каверн. Общая пористость суглинков может составлять 40...50%, песков – 35...40%. Поры могут быть заполнены водой, газом, органическим материалом.

Текстура (сложение) осадочной породы обычно слоистая; реже наблюдается беспорядочное сложение (когда зёрна минералов располагаются хаотично). Под слоистостью понимают сложение осадочных пород, выраженное в многократной смене прослоек, отличающихся друг от друга по зерновому и минеральному составу, распределению минеральных составляющих, по окраске и другим признакам.

Слоистость (рисунок 58, 59, 60) бывает параллельной, косой и диагональной. Иногда она бывает ритмичной, когда отдельные прослои ритмично повторяются в определённой последовательности.

Формы залегания осадочных пород (рисунок 61). Осадочные породы чаще всего залегают в виде пластов (слоёв) – плитообразных минеральных тел, ограниченных параллельными поверхностями – плоскостями напластований, которые образуются в процессе периодического накопления осадков в водной среде и на поверхности материнских пород.

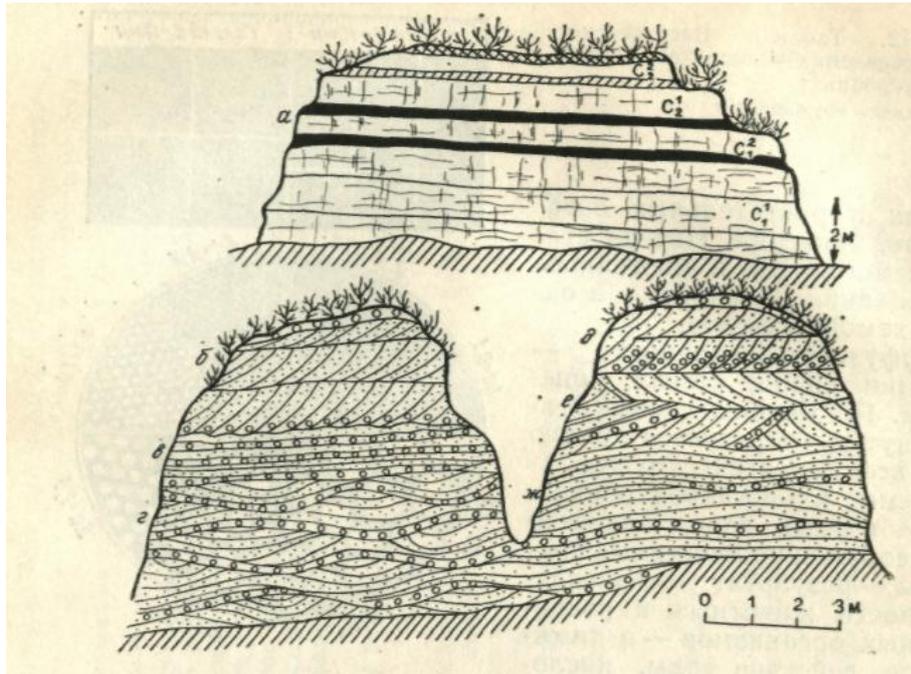


Рисунок 58 - Основные типы слоистости осадочных пород:
a - горизонтальная; *б, д* - косые; *в* - параллельная; *г* - линзовая;
е - диагональная; *ж* - волнистая

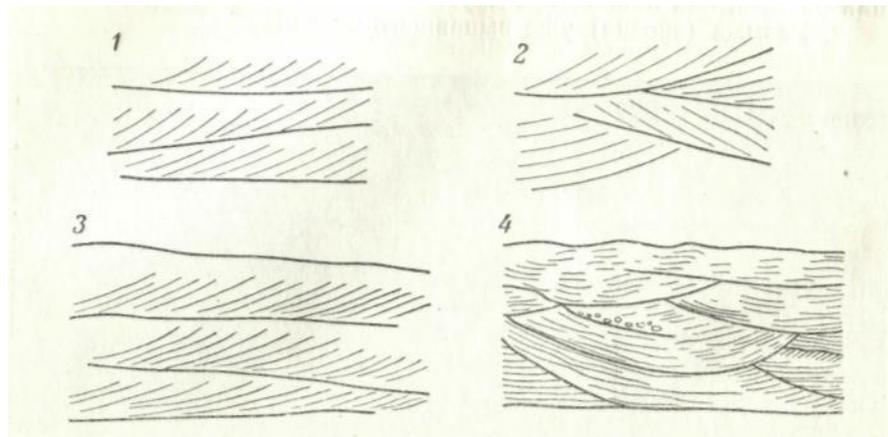


Рисунок 59 – Разновидности косой слоистости
 1 - диагональная (косвенная); 2 - перекрестная; 3 - речной тип косой слоистости
 (сечение по течению реки); 4 - косая слоистость потоков с непостоянным
 положением русла (сечение перпендикулярно направлению течения)

Напластования отделяют пласт от подстилающего и покрывающего слоёв. Нижняя граничащая поверхность пласта называется ложе, верхняя – кровлей пласта, а расстояние между ними – мощностью пласта (слоя). В составе слоя может наблюдаться микрослоистость, отражающая осадконакопление в различные времена года. Она характерна для озёрных и речных отложений. В слое горной породы могут быть тонкие слои других пород, называемые прослоями (в слое песка тонкий прослой глины).

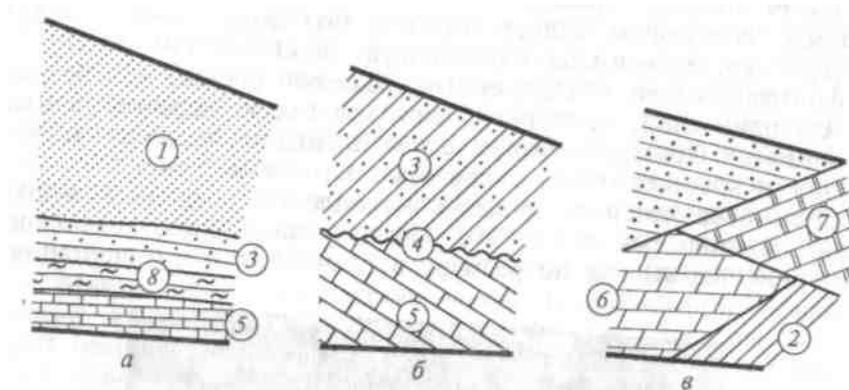


Рисунок 60 - Разновидности слоистых толщ осадочных пород: а - нормальная; б - косая; в - перекрестная; 1 - песок; 2 - глина; 3 - глина опесчаненная; 4 - границы трансгрессии; 5 - известняк; 6 - аргиллит; 7 - доломит; 8 - иловатая глина

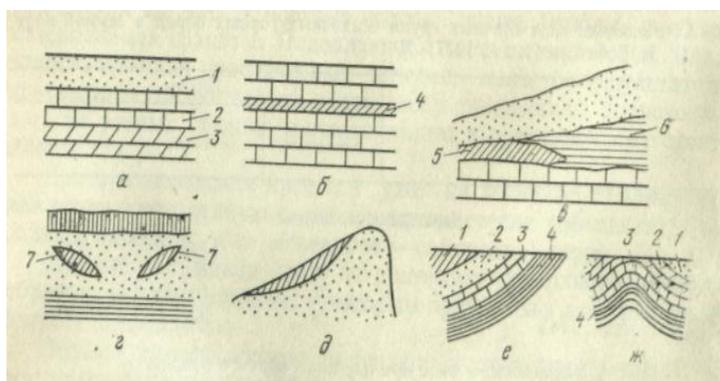


Рисунок 61 – Формы залегания осадочных пород: а, б - горизонтальное; в - выклинивание пластов; г, д - линзовидное; е - моноклиальное; ж - складчатое, волнистое; 1, 2, 3 - пласты; 4 - прослойки в пласте; 5, 6 - выклинивающие пласты; 7 - линзы

Мощность пластов относительно постоянна, но может быть изменчивой, непостоянной. В этом случае наблюдается явления раздува – резкого увеличения пласта и пережима – резкого местного уменьшения мощности пласта.

Постоянное уменьшение пласта вплоть до его исчезновения называется выклиниванием пласта. Постоянная мощность пласта характерна для толщ морских осадочных пород (до сотен и тысяч метров). Континентальные отложения четвертичной системы залегают непосредственно под слоем почвы, имеют относительно небольшую мощность (10...50м), и отличаются частыми раздувами и пережимами, и для них характерны линзовидные и гнездообразные формы залегания. Комплекс слоёв, объединённых сходством состава или возраста, или один слой значительной мощности, называют толщей.

Линзы и линзовидные залежи - пласты, которые выклиниваются во всех направлениях, образуя тела ограниченного по площади распространения. Характерны для озёрных, речных и лагунных фаций.

Гнездом или карманом называют такие неправильные формы залегания осадочных пород, которые отличаются быстрым выклиниванием на коротких расстояниях. Характерны для ледниковых отложений и для образований коры выветривания.

Осадочные породы могут залегать куполообразными (известняки коралловых рифов) или штокообразными формами (соли, гипс). При последовательном наложении минеральных масс слои сменяют друг друга в соответствии с эволюцией органического мира. Такое залегание толщ называется согласным.

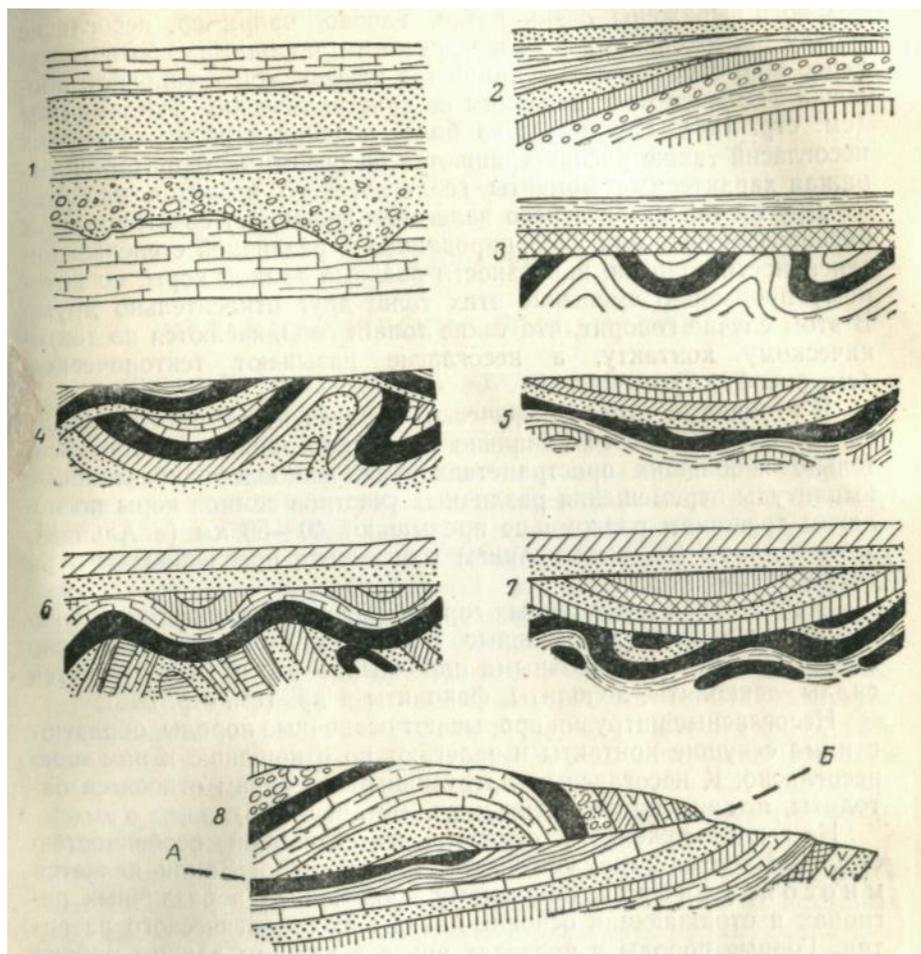


Рисунок 62 - Типы несогласий в залегании горных пород

1 - стратиграфическое несогласие (перерыв в осадконакоплении с размывом поверхности горных пород, отложенных до перерыва); 2 и 3 - угловое несогласие (сочетание дислоцированных пород с более молодыми недислоцированными); 4 и 5 - угловое несогласие (сочетание двух толщ, дислоцированных с различной степенью интенсивности); 6 и 7 - угловое несогласие (сочетание двух различно дислоцированных толщ с третьей, залегающей горизонтально); 8 - тектоническое несогласие (сочетание различно дислоцированных толщ по разлому); АБ - линия разлома

Когда образование слоёв имеет перерыв и древняя толща размывается, прежде чем отложилась молодая и нарушается соответствие непрерывности смены органических остатков, такое отложение называется несогласием (рисунок 62). Несогласия, обусловленные тектоническими движениями земной коры, представляют собой молодые напластования, залегающие с угловым несогласием относительно подстилающей древней толщи.

3.2 Характеристика осадочных горных пород

По месту образования осадочные горные породы подразделяются на континентальные, морские и лагунные.'

По способу образования осадочные горные породы делятся на четыре группы:

- обломочные или кластические, образовавшиеся в результате механического разрушения ранее существовавших пород;
- глинистые, представляющие собой продукты механического и химического разрушения ранее существовавших пород;
- химические, образовавшиеся из осадков, выпавших из химических растворов;
- органогенные, возникшие в результате жизнедеятельности организмов или из отмерших остатков животных и растений.

Породы химического и органического происхождения очень часто тесно связаны между собой и образуют группу биохемотропных пород.

3.3 Обломочные породы

Наиболее широкое распространение среди осадочных горных пород получили обломочные породы. Они состоят из обломков различных горных пород и минералов - рыхлых или сцементированных.

Обломочные породы состоят из механических обломков материнских пород различной величины: угловатые обломки (неокатанные) – глыбы (>200мм), щебень (200...40мм), дресва (40...2мм) и окатанные – валуны (>200мм), галька (200...40мм), гравий (40...2мм), а также песчаные (2...0,05мм), пылеватые (0,05...0,005 мм), глинистые (<0,005 мм).

Минеральный состав обломков зависит от материнской породы; в нём преобладают механически прочные и химически стойкие минералы, способные противостоять процессам выветривания и разрушения.

В зависимости от величины обломков породы делятся на:

- *грубообломочные* (псефиты; по-гречески «псефос» - камешек), обломки различного петрографического и минералогического состава размером от 2,0мм до нескольких метров в диаметре; среди грубообломочных пород выделяют несцементированные (валунные, кремнисто-щебёночные накопления, гравий и

галечник) и цементированные (конгломераты – гравий+галечник, валунные отложения, брекчии – щебень+камень).

Неокатанные угловатые обломки (глыбы, камни, щебень, дресва) образуются при механическом разрушении горных пород. Камни, щебень и дресва являются обычно элювием различных скальных горных пород, но могут перемещаться под воздействием силы тяжести и накапливаться у подножия горных склонов.

Окатанные обломки горных пород (валуны, галька, гравий) встречаются среди аллювиальных отложений, широко распространены среди ледниковых и водно-ледниковых наносов. Скопления валунов, лишенных тонкозернистого материала, образуют так называемые валунные поля.

Щебень и дресва различного петрографического состава, цементированные природными цементами (глинистым, карбонатным, кремнистым, железистым), получили название *брекчия*. Цементированные галечник и гравий образуют так называемые *конгломераты*.

- *среднеобломочные* (песчаные, или псаммиты; «псаммос» по-гречески - песок), диаметр обломков от 0,1 до 2мм; среднеобломочные породы - рыхлые нецементированные разности - пески и цементированные - песчаники.

В зависимости от размера зерен пески разделяются на грубозернистые (1,0...2,0мм), крупнозернистые (0,5...1,6мм), среднезернистые (0,25...0,5мм) и мелкозернистые (0,1...0,25мм).

По минеральному составу выделяют пески полимиктовые - состоящие из кварца, полевых шпатов, слюды (аркозовые пески); олигомиктовые - 75% зёрен одного минерала – кварца (кварцево-глауконитовые пески); мономинеральные – более 95% из одного минерала.

Наиболее распространены кварцевые пески крупно,- средне,- или мелкозернистые. Содержат пылеватые и глинистые частицы, иногда органические вещества.

По происхождению пески могут быть речными, озерными, морскими, дюнными.

Цементированные пески называются песчаниками. Как и пески, они могут иметь различный минералогический состав и различный размер зерен. Цементом служат глинистые, карбонатные, сульфатные, железистые, кремнистые вещества.

В зависимости от состава цемента различают песчаники глинистые, известковистые, железистые, кремнистые. Наиболее прочны кремнистые песчаники, состоящие из кварцевых зерен. Глинистые песчаники легко размокают. Грубозернистые песчаники сложного состава, содержащие обломки основных, обычно эффузивных горных пород, называются граувакками. Цвет песков и песчаников зависит от цвета входящих в их состав минеральных зерен и цвета цементирующего вещества.

- *тонкообломочные*, или алевриты (по-гречески «алефрон» — мука), диаметр обломков от 0,1 до 0,01мм состоят из частиц промежуточной величины между песчаными и глинистыми. Наиболее распространён алеврит, состоящий из пылеватых частиц. Алевритовые породы, цементированные преимущественно

известковым или кремнистым цементом, называются *алевролитами*, плотные слоистые породы. Они не размокают в воде.

Мелкозернистые породы – это тонкозернистые пылевидные породы морского, речного, водно-ледникового и эолового происхождения. Представителями алевритовых пород являются лессовидные породы, лессы, покровные пылеватые суглинки и супеси.

Лёссы (рис. 63) – однородная, существенно пылеватая светло-жёлтая рыхлого сложения порода. Лессы состоят примерно на 50% из кварца, до 20% в их составе приходится на глинные минералы (главным образом каолинит) и 20...25% составляет кальцит. В качестве примесей в состав лесса входят оксиды и гидроксиды железа, придающие ему палевый, коричнево-палевый цвет, слюды, полевые шпаты и другие минералы. Для лессов характерна высокая пористость (50...60% и более).



Рисунок 63 – Лёсс

Суглинки и супеси (в большинстве случаев четвертичного возраста) в составе – пылеватые, песчаные и глинистые частицы.

- смешанные песчано-глинистые породы – супеси и суглинки. Супеси содержат от 10 до 20% глинистых частиц (диаметром меньше 0,01мм), а суглинки – от 20 до 50%.

3.4 Глинистые породы

Глинистые породы (тонкодисперсные) породы, или пелиты (по-гречески «пэлес» — глина), составляют 50-60% общего объёма осадочных пород. Глины – породы, состоящие на 30% из частиц размером менее 0,002мм, и от 0,002 до 0,05мм. Типичный представитель этих пород глина — землистая порода, во влажном состоянии пластична, при высыхании твердеет и приобретает твердость камня при обжиге. Глины состоят в основном из продуктов химического разрушения и в меньшей мере из механических обломков горных пород. Породообразующие минералы – каолинит, монтмориллонит и другие – они

объединяются под названием *глинистой субстанции*, от которой зависят все важнейшие свойства глин.

В состав глин, кроме породообразующих минералов, входят неглинистые минералы, образовавшиеся в процессе накопления минерального ила или же при последующих диагенетических его изменениях (оксиды и гидроксиды железа и алюминия, карбонаты, сульфаты, фосфаты, окислы марганца и органическое вещество и обломочные, реликтовые (кварц, полевые шпаты, слюды, хлориды и другие). Большинство глин имеют полиминеральный состав. Однако встречаются разновидности с преобладанием одного минерала – каолинитовые (каолин) и монтмориллонитовые (бентониты, флоридины) глины.

Каолинитовые глины имеют белый цвет и называются каолином (рис. 64). Это жирная глина. Примесь кварца, халцедона, опала, окислов железа делает глину тощей. Глины, состоящие из каолинита, гидроксидов алюминия и слюды, называются огнеупорными (температура плавления около 1700°C).



Рисунок 64 – Каолинит

Глины из монтмориллонита называются монтмориллонитовыми (разновидности их – бентонитовые глины, кил, гумбрин), они обладают высокой поглощательной способностью.

Глины довольно плотные породы, в водонасыщенном состоянии – пластичны, при обжиге – камнеподобны. Жирные глины содержат большое количество глинистого материала. Тощие – песчаного (легкоплавкие и тугоплавкие). При уплотнении и окаменении глины обезвоживаются, теряют пластичность, цементируются, чаще всего кремнезёмом, и превращаются в *аргиллиты*.

Глинистые породы образуются из продуктов выветривания магматических пород. Если продукты выветривания остаются на месте разрушения материнской породы образуются остаточные глины, однородные по минеральному составу, не имеют слоистости и сохраняют черты материнской породы. При переносе и отложении глинистые материалы смешиваются с крупнообломочными частицами и образуются осадочные глины (переотложенные). Они слоисты и разнообразны по минеральному и зерновому составу.

3.5 Химико-органогенные породы

Осадочные горные породы химического и органогенного происхождения тесно связаны между собой: химические осадки часто выпадают при прямом или косвенном участии организмов, а многие органогенные осадки связаны с химизмом среды. В эту группу *химико-органогенных пород* входят карбонатные, кремнистые, фосфатные, аллитовые, железистые породы, сернокислые и галоидные, латериты и бокситы (алюминиевые), и каустобиолиты, образовавшиеся путём химического или органогенного осаждения.

Карбонатные породы – известняки (рисунок 65, 66, 67, 68, 69), доломиты (рисунок 71), мергеля (рис. 70), мел, отличаются содержанием минеральных компонентов – кальцита, доломита и глинистых минералов. Известняки содержат 90-95% кальцита (CaCO_3), доломиты – 90-95% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, мергели – кальций+ 20-50% глинистых минералов.

Известняки (CaCO_3) имеют органогенное и химическое происхождение и состоят из кальцита. Органогенные известняки состоят из известковистых скелетов и остатков раковин животных и растений. Они подразделяются на коралловые, водорослевые, известняки – ракушечники (из ракушек, рисунок 65), мел (на 60-70% состоит из морских одноклеточных водорослей), известковые туфы (при осаждении из минеральных источников), оолитовые известняки, обломочные, кристаллически зернистые (известняки, образовавшиеся за счёт перекристаллизации других типов известняков).



Рисунок 65 – Известняк-ракушечник

В зависимости от преобладания остатков тех или иных организмов различают известняки криноидные (из скелетов морских лилий), фузулиновые (из корненожек-фузулин), нуммулитовые (раковины в виде монеты), мшанковые, коралловые и др. Известняки, состоящие из целых раковин, называются ракушечниками, из битых – детритусовыми. К органическим известнякам относится и мел, состоящий на 96...99% из мелких частиц порошкового кальцита, панцирей микроскопических морских водорослей и мельчайших раковин фораминифер.

Известняки химического происхождения представлены плотными микрозернистыми массами или встречаются в виде скопления мелких сцементированных шариков – оолитовые известняки, известковых туфов и натеков (сталактиты, сталагмиты, корки). Известковые туфы (рисунок 72) образуются при осаждении кальцита из холодных и горячих водных источников.



Рисунок 66 - Известняк коралловый



Рисунок 67 - Известняк коричневый



Рисунок 68 - Известняк мраморовидный



Рисунок 69 - Известняк плотный

Мергели (рисунок 70) представляет собой известняково-глинистую породу с содержанием глинистых частиц 30—50%. Это тонкозернистые и однородные породы. Цвет серый, белый, коричневато-желтый. Вскипает от соляной кислоты, при этом на поверхности остается грязно-серое пятно.



Рисунок 70 - Мергель

Во влажном состоянии пластичны (мергели-натуралы используются для производства портланд-цемента).

Доломиты $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ (рисунок 71) – образуются при метасоматическом замещении известняков под воздействием подземных магниезальных растворов и других процессов. Доломит состоит из минерала доломита и содержит в качестве примесей кальцит, глинистые минералы, гипс, флюорит, целестин, опал и др. Доломиты в отличие от известняков реагируют с соляной кислотой только в порошке. Между доломитами и известняками имеются промежуточные различия: известковистый доломит содержит не менее 50%, а доломитизированный известняк — не менее 5% доломита.



Рисунок 71 - Доломиты



Рисунок 72 – Известковый туф

Кремнистые породы органического и химического происхождения состоят преимущественно из кремнезема. К ним относятся радиоляриты, диатомиты, трепел, опоки и яшмы

Радиоляриты представляют собой слабо сцементированные опаловые скелеты морских одноклеточных организмов радиолярий. Цвет породы желто-серый или красный. Встречаются в Поволжье, на Урале и на Кавказе.

Диатомиты (рисунок 73) состоят из рыхлых или сцементированных опаловых микроскопических скелетов диатомовых водорослей.



Рисунок 73 - Диатомит



Рисунок 74 – Трепел

Порода белая или светло-желтая, легкая, пористая, мягкая и липнущая к языку (сильно поглощает воду). Встречается в Поволжье от Ульяновска до Камышина, в Куйбышевской области.

Трепел (рисунок 74) состоит из зернышек опала размером 0,01...0,001мм с небольшой примесью скорлупок диатомовых водорослей и остатков кремнистых скелетов радиолярий и губок. Возможно это измененные диатомиты или биохимическая порода. Цвет породы белый, желтый, бурый, светло-серый, темно-серый.

Встречается в виде пористых или рыхлых мучнистых масс. Порода легкая, сильно поглощает воду. Залегают обычно в отложениях нижнемелового возраста на Украине, в Белоруссии, в Калужской и Смоленской областях.

Опока (рисунок 75) - опаловидная пористая порода белого или серого цвета, обладающая часто раковистым изломом. Напоминает трепел, но обычно более твердая и при ударе раскалывается с характерным звенящим звуком. Возможно, что по происхождению опоки являются измененными трепелами и диатомитами или породами химического происхождения. Залегают в меловых отложениях Нижнего и Среднего Поволжья.



Рисунок 75 - Опока



Рисунок 76 - Яшма

Яшмы (рисунок 76) — твердые, непрозрачные породы с раковистым изломом, полосчатая или пятнистая, окрашенная окислами марганца и железа в красный, желтый, коричневый и зеленый цвета. Радиоляриевые разновидности яшм содержат остатки радиолярий и представляют собой измененные радиоляриты, иногда в значительной степени метаморфизированные. Яшмы безрадиоляриевые могут иметь вулканогенное, химическое и биохимическое происхождение. Используются как красивый поделочный камень.

Сернокислые и галоидные породы (рисунок 77, 78, 79, 80) представляют собой типичные химические осадки. Выпадение их из растворов происходит в замкнутых водных бассейнах, мелководных заливах и соляных лагунах вследствие интенсивного испарения. Из пород этой подгруппы следует отметить каменную соль, состоящую из минерала галита (NaCl), гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ангидрит (CaSO_4), сильвин (KCl), карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$).



Рисунок 77 – Гипс



Рисунок 78 - Галит



Рисунок 79 – Ангидрит



Рисунок 80 - Сильвинит

Железистые породы (рисунок 81) образуются в результате выветривания основных и ультраосновных магматических и метаморфических горных пород с высоким содержанием железа. Железистые породы накапливаются на месте разрушения этих горных пород или переносятся в озера и моря, где осаждаются в результате деятельности бактерий или под воздействием химических процессов. Наиболее распространены различные лимониты, представляющие собой механическую смесь гидроксидов железа с глинистым и песчаным материалом.

Латериты и бокситы (алюминиевые породы, рисунок 82) образуются при выветривании алюмосиликатных магматических пород в условиях субтропического и тропического климата при чередовании засушливых и дождливых сезонов. Латериты (по-латински «латер» - кирпич) — элювиальные

образования, состоящие из глинозема (минералы диаспор, гидраргиллит) и гидроксидов железа. Латериты имеют красный цвет, землистое или бобовое (оолитовое) сложение. Мощность латеритной (красноземной) коры выветривания достигает десятков метров.



Рисунок 81 - Лимонит



Рисунок 82 - Боксит

Фосфатные породы (рисунок 83, 84) представляют собой породы осадочного и магматического происхождения. Породы осадочного происхождения – фосфориты – пластовые (состоят из фосфорита), зернистые и желваковые (из песчано-глинистых или глинисто-карбонатных пород с примесью зёрен фосфоритов). Содержание P_2O_5 в фосфоритах составляет 12...40%.



Рисунок 83 - Фосфорит



Рисунок 84 - Апатит

Кроме фосфатов кальция в составе фосфоритов встречаются примеси кварца, кальцита, глауконита, остатки радиолярий, диатомий и др.

Фосфориты образуются в морях, озерах и болотах как химическим, так и органогенным путем. Морские пластовые и желваковые фосфориты по А. В. Казакову выпадают в виде химического осадка на глубинах от 50 до 150 м и образуют залежи мощностью до 10...15 м (пластовые фосфориты хребта Каратау, Брянские желваковые фосфориты и др.). Используются фосфориты для получения фосфорных удобрений (фосфоритной муки). Фосфаты магматического происхождения – Хибинское месторождение апатитов.

Каустобиолиты – породы органические по составу и органогенные по происхождению. Это горючие углеродистые породы твёрдые (ископаемые угли -

бурый уголь, каменный уголь содержание С – 95%, антрацит-содержание С – 93...98%; торф - соединения углерода или смеси углеводородов; горючие сланцы, асфальт, озокерит), жидкие (нефть) и газообразные (горючие газы)..

Торф (рисунок 85) состоит из полуразложившихся травянистых и древесных растительных остатков, содержащих 35...59% углерода. Порода рыхлая, цвет ее коричневый, коричнево-бурый до черного. Торф верховых болот образован главным образом сфагновыми мхами. Его зольность не превышает 1,5...2,0%. Низинный торф осоковый, осоково-тростниковый с зольностью до 10...15% и больше. Торф переходных болот осоково-сфагновый. Используется торф как органическое удобрение и топливо.



Рисунок 85 - Торф



Рисунок 86 - Бурый уголь

Бурый уголь (рисунок 86) содержит 67...78% углерода. Плотная темно-бурая порода с землистым изломом. Каменный уголь содержит до 85% углерода, антрацит – 92...97%.

Горючие сланцы (рисунок 87, 88) представляют собой сланцеватые глинистые или мергелистые породы, образуются из остатков водорослей и пропитанные углеводородами. Порода тонкослоистая, темно-серого цвета. При горении ощущается запах битума. Залегают в Эстонии, Ленинградской и Ульяновской областях, на Кавказе. Используется как местное топливо и для химической промышленности.



Рисунок 87- Горючий сланец черный



Рисунок 88-Горючий сланец коричневый

Нефть представляет собой смесь жидких и газообразных углеводородов. Маслянистая жидкость от беловато-желтого до темно-коричневого цвета. Среди российских геологов наиболее распространена гипотеза образования нефти в результате разложения животных и растительных остатков без доступа кислорода.

Озокерит и асфальт связаны с месторождениями нефти. Озокерит - горный воск, является продуктом полимеризации и уплотнения нефти. Элементарный состав близок к составу парафина. Порода мягкая, пластичная, цвет изменяется от желтого до темно-бурого, Температура плавления от 50 до 80°. Асфальт - порода более твердая, вязкая, почти черного цвета. Состоит из смеси масел, смол и асфальтенов. Температура размягчения от 20...30 до 80...100°C. Средний элементарный состав: 80...85% С, 9...10% Н. *Сапропелиты* образуются из остатков водорослей и животных организмов, накапливающихся на дне озёр.

Пирокластические горные породы образуются путём осаждения твёрдых продуктов вулканических извержений – вулканического пепла, песка, бомб, ляпиллей и выброшенных обломков пород.

Вулканические туфы (рис. 89) и туфобрекчии содержат до 25% частиц песка, пыли и глины (осадочный материал). При увеличении количества осадочного материала породы называются туффитами (туфогенные брекчии, туфогенные песчаники). Характерна для этих пород шершавая поверхность, обусловленная остроугольной формой слагающих их обломков.

Список использованной литературы

- 1.Ананьев, В.П. Инженерная геология: Учебник /В.П. Ананьев, А.Д. Потапов. – 3-е изд. перераб. и испр. – М.: Высш. шк., 2005. – 275с.
- 2.Горбылёва, А.И. Почвоведение с основами геологии: Учебное пособие/А.И. Горбылёва, Д.М. Андреева, В.Б. Воробьёв, Е.И. Петровский; Под ред. А.И. Горбылёвой. – Мн.: Новое знание, 2002. – 480с.
- 3.Добровольский В.В. Геология. Учебник /В.В.Добровольский. – М.: Гуманит. изд. центр ВЛАДОС, 2001. – 320с.
- 4.Добров, Э.М. Инженерная геология: Учебное пособие /Э.М. Добров. – 2 изд. Стер. – М.: Академия, 2008. – 219 с.
- 5.Зеликов, В.Д. Почвоведение с основами геологии: Учебное пособие /В.Д. Зеликов. – МГУЛ. – 3-е изд. - М.: Изд-во МГУЛ, 2008.- 220с.
- 6.Карлович, И.А. Геология: Учебное пособие /И.А. Карлович. – М.: Акад. проспект, 2003. – 703 с.
- 7.Ковриго, В.П. Почвоведение с основами геологии: Учебник /В.П. Ковриго, И.С. Кауричев, Л.М. Бурлакова. – М.: Колос, 2000. – 416с.
- 8.Короновский, Н.В.Геология: Учебник /Н.В. Короновский, Н.А, Ясманов. – 4-е изд. стер. – М.: Академия, 2007. – 446 с.
- 9.Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород /Бородаев Ю.С. и др. - М.: МГУ, 1988. - 296с.
- 10.Лебедева, Н.Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии /Н.Б. Лебедева. - М.: МГУ, 1986. - 111с.
- 11.Минералы и горные породы СССР. - М.: Мысль, 1970. - 439с.
- 12.Орловский, Г.М. Методические указания. Минералогия и петрография /Г.М. Орловский, Е.М. Остроумов, Н.А. Литвиненко. - Брянск, 1980. - 40с.
- 13.Павлинов, В.Н. Основы геологии/В.Н. Павлинов, Д.С. Кизевальтер, Н.Г. Лин. - М.: Недра, 1991. - 270с.
- 14.Судо, М.М. Геология: Учебное пособие /М.М. Судо. – МНЭПУ. – 2-е изд. – М.,2002. – 128 с.

Маркина Зоя Николаевна
Костюченко Дина Алексеевна
Марченко Сергей Иванович
Соколов Леонид Алексеевич

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

учебно-методическое пособие по дисциплине «Почвоведение»
для студентов лесохозяйственного факультета по направлению 656200
«Лесное хозяйство и ландшафтное строительство»

Лицензия НД № 14185 от 6.03.2001г.
Формат 60x941/16. Тираж 150 экз. Печ. л. – 3,6.
Брянская государственная инженерно-технологическая академия.
241037, г. Брянск, пр. Станке-Димитрова, 3, редакционно-издательский
отдел. Подразделение оперативной печати
Подписано к печати 13.05.2010 г.