

Министерство образования Российской Федерации
РОСТОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ

к лабораторным занятиям по курсу
“ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ”

Часть 3

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

для студентов 1 курса очного отделения
геологических специальностей
геолого-географического факультета

г. Ростов-на-Дону

2001

Печатается по решению кафедры общей и исторической геологии, протокол № 1 от 31 августа 2001 г

Авторы: Ю. В. Попов, Ю. Н. Костюк, В. В. Иванов

Ответственный за выпуск: зав. кафедрой общей и исторической геологии, доцент **А.Г. Грановский.**

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СОСТАВ	4
2. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ СВЯЗЬ С УСЛОВИЯМИ ОБРАЗОВАНИЯ	9
3. КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД	11
4. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД	13
4.1. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ	13
4.2. ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ	16
4.3. СРЕДНИЕ ПОРОДЫ	16
4.4. КИСЛЫЕ ПОРОДЫ.	17
5. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ	19
6. СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	19

ВВЕДЕНИЕ

Горные породы – естественные ассоциации минералов, возникшие в глубинах Земли или на её поверхности в результате различных геологических процессов.

По происхождению (генетически) выделяют три типа горных пород: магматические, осадочные и метаморфические. Объектом рассмотрения в настоящей работе являются магматические горные породы.

1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СОСТАВ

Магматические горные породы образуются в результате кристаллизации жидкого природного силикатного расплава (магмы), обогащенного летучими компонентами (H_2 , N_2 , F , CO , CH_4 , H_2S и др.). Кристаллизация минералов связана главным образом с магматическим и в отдельных случаях – с пегматитовым процессами. Суть магматического процесса сводится к следующему. По мере снижения температуры расплава из него начинают кристаллизоваться минералы, при этом, образуясь, они “изымают” из расплава некоторые элементы, в результате чего химический состав минералов и расплава становятся различными. Такое различие приводит к химическим реакциям, обуславливающим образование новых минералов путем преобразования ранее кристаллизовавшихся за счет реакционного взаимодействия с оставшимся расплавом. Порядок образования из магмы главных породообразующих минералов описывается реакционными рядами Н. Боуэна, включающими фемический (от слов “ферум” – железо и “магний”) ряд минералов богатых железом и магнием, и сиалический (от слов “силициум” – кремний и “алюминий”) ряд. *При понижении температуры магмы, в каждом из рядов, вышестоящий минерал, реагируя с расплавом, дает нижестоящий минерал* (рис. 1), при этом “смежные” минералы фемического и сиалического рядов кристаллизуются одновременно или почти одновременно, изымая из расплава различные элементы. Обратившись к ряду Боуэна несложно проследить определенные тенденции в эволюции процессов магматического минералообразования.

1. По мере снижения температуры расплав обогащается кремнеземом, калием, натрием и летучими компонентами за счет вхождения в образующиеся на ранних стадиях кристаллизации минералы более тугоплавких элементов –

Упрощенная схема реакционных рядов Н. Боуэна

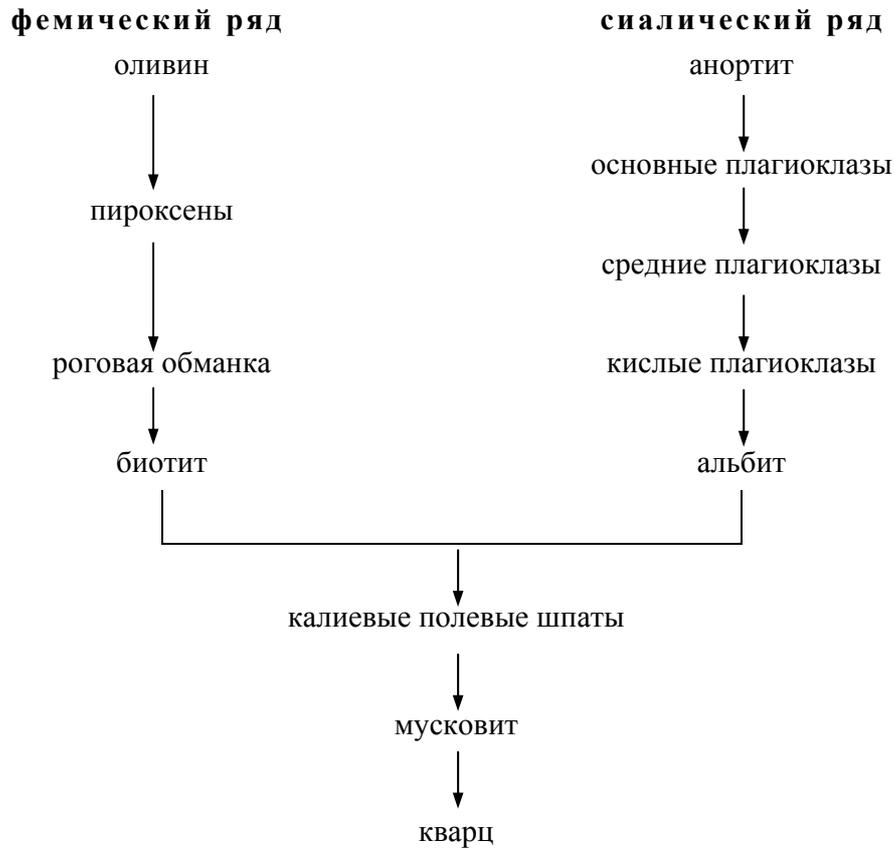
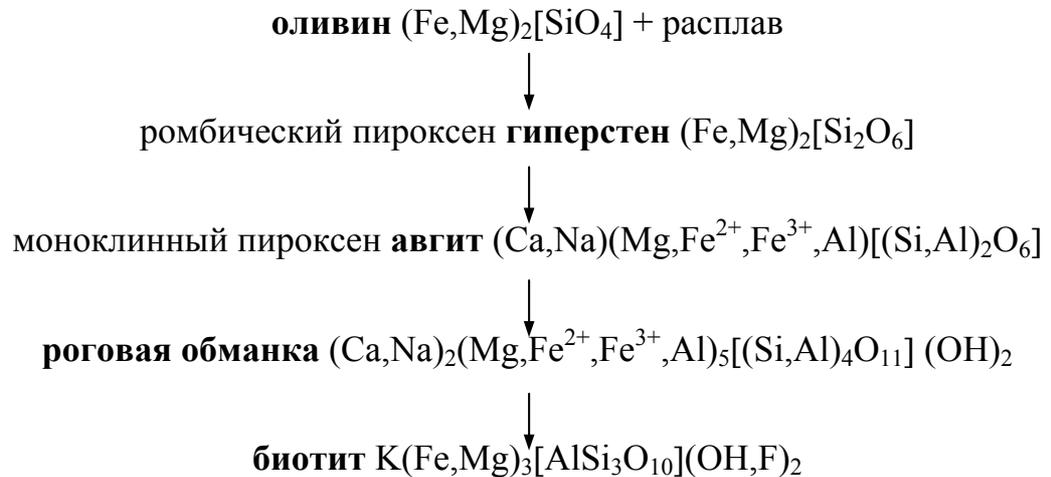


Рисунок 1

железа, магния и кальция. При продолжающемся снижении температуры в результате реакций между расплавом и ранее образовавшимися минералами возникают новые минералы, обогащенные компонентами расплава. Подобный процесс можно проиллюстрировать следующими минеральными превращениями:



Наиболее тугоплавкие минералы, кристаллизующиеся первыми, имеют достаточно бедный набор элементов и состоят из кремнезема, магнезия и железа. По мере замещения этих минералов более низкотемпературными в их составе отмечается большее разнообразие: добавляется алюминий, кальций и натрий, а затем – калий, летучие компоненты (ОН⁻, F) и др.

2. Усложнение структуры силикатов в фемическом ряду от более высокотемпературных к более низкотемпературным минералам. Как видно из приведенного выше примера, со снижением температуры происходит следующая смена подклассов силикатов: островные (радикал $[\text{SiO}_4]^{4-}$) → цепочечные $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ → ленточные $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ → слоистые $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$. Этот процесс обусловлен сочетанием двух факторов, способствующих полимеризации кремнекислородных тетраэдров, – снижением температуры и повышением содержания кремнезема в остаточном расплаве. Минералы сиалического ряда представлены полевыми шпатами, относящимися к подклассу каркасных силикатов. Структурные особенности каркасных силикатов объясняются присутствием в их составе крупных катионов кальция, натрия или калия, по размерам значительно превосходящих величину ребер кремнекислородных тетраэдров и раздвигающих их, образуя трехмерный каркас.

3. В направлении эволюции минералов реакционного ряда Боуэна увеличивается степень замещения кремния алюминием: если в островных силикатах замещение кремнекислородных тетраэдров $[\text{SiO}_4]^{4-}$ на алюмокислородные $[\text{AlO}_4]^{5-}$ невозможно, а в цепочечных встречается нечасто и не имеет существенного значения, то в ленточных радикалах Al^{3+} может замещать до одной четверти Si^{4+} , в слоистых – до половины и более. Замена четырехвалентного иона кремния на трехвалентный ион алюминия приводит к изменению баланса валентностей: отрицательный заряд радикала возрастает на единицу на каждый атом алюминия. Приобретенный таким путем отрицательный заряд в силикатах компенсируется присоединением катионов сильных оснований – K^+ , Na^+ и Ca^{2+} что, наряду с другими причинами, объясняет их значительную роль в составе минералов последних этапов кристаллизации (слюды, кислых плагиоклазов калиевых полевых шпатов). При этом, в силу геохимических особенностей, сильные основания Na_2O и особенно K_2O образуют соединения с анионной группой $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^-$, формируя кислые полевые шпаты – ортоклаз и альбит: $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, а более слабое основание CaO образует соединение с анионом $[\text{AlSiO}_4]^-$ в виде молекулы анортита $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

4. Основная часть кремнезема, содержащегося в магматическом расплаве, расходуется на создание силикатных минералов, а его избыток на завершающем этапе магматического процесса образует устойчивое соединение SiO_2 – кварц.

Рассмотренный реакционный ряд Боуэна представляет обобщенную модель развития процессов образования минералов, слагающих магматические горные породы. В природе встречаются породы, на 90 % и более сложенные оливином или состоящие из ассоциаций основные плагиоклазы + пироксены, средние плагиоклазы + роговая обманка + биотит и т.д., то есть далеко не во всех случаях конечным продуктом кристаллизации магмы будут являться нижние члены реакционного ряда. Это связано с несколькими причинами и, прежде всего, с исходным составом магмы.

Магматические расплавы поступают из верхних зон мантии или образуются в результате расплавления пород литосферы при погружении их на глубину с оптимальным соотношением температуры и давления. Как известно, химический состав верхней мантии и литосферы различны, что обуславливает и различие состава магм.

Магмы, возникающие за счет плавления мантийных пород, как и сами эти породы, обогащены основными оксидами¹ – FeO , MgO , CaO , поэтому такие магмы называют, в зависимости от состава, ультраосновными и основными. При их кристаллизации образуются соответственно ультраосновные и основные магматические породы. Если плавлению подвергаются наиболее верхние участки мантии, то для полного плавления пород температура оказывается недостаточной, и происходит частичное плавление мантийных пород с образованием магм среднего состава, содержащих повышенное количество кремнезема. Магмы, возникающие при расплавлении пород земной коры, обедненной основными окислами, но резко обогащенной кремнеземом, то есть типичным кислотным оксидом, называют кислыми; при их кристаллизации образуются кислые породы. Таким образом, ***выделяют следующие семейства первичных магм: ультраосновные, основные, средние и кислые.***

Однако, несмотря на существование всего четырех семейств первичных магм, образующиеся из них породы весьма разнообразны и насчитывают сотни разновидностей. Многообразие магматических пород объясняется разнообразными процессами эволюции магм, среди которых можно выделить три основных: кристаллизационная дифференциация, ликвация и дифференциация при взаимо-

¹ Под термином “основные оксиды” в химии понимаются оксиды металлов, а “кислотные оксиды” – оксиды неметаллов и некоторых металлов (например Mn_2O_7).

действии расплава с вмещающими породами (т. е. твердыми породами, среди которых располагается расплавленная магма). Кратко остановимся на рассмотрении этих процессов.

Кристаллизационная дифференциация. Как видно из приведенного выше ряда Боуэна, не все минералы кристаллизуются одновременно – первыми из расплава выделяются наиболее основные плагиоклазы, а среди феррических – наиболее магнезиальные минералы (оливины, пироксены). Феррические минералы, выделившиеся первыми, являются более тяжелыми, чем остаточный расплав и, если вязкость магмы не слишком велика, осаждаются на дно магматической камеры, что препятствует их реакции с расплавом. В таком случае остаточный расплав будет отличаться по химическому составу от исходного (т. к. часть элементов вошла в состав минералов) и обогащается летучими компонентами (они не входят в состав минералов ранней кристаллизации). Следовательно, минералы ранней кристаллизации в таком случае образуют одну горную породу, а из оставшейся магмы будут образовываться другие, иные по составу, породы.

Ликвация. Под термином “ликвация” понимают эволюцию состава магмы за счет взаимодействия с флюидами. Флюиды в значительной мере влияют на протекание процессов, происходящих в магме, обуславливая температуру начала кристаллизации, скорость реакций и другие параметры. Одним из процессов с участием флюидов может являться и разделение первоначально однородного расплава на несмешивающиеся части с резкими границами между образовавшимися фазами, возникающее из-за неодинакового химического сродства летучих компонентов к главным породообразующим элементам. В результате такого взаимодействия флюидов с компонентами магмы, происходит её разделение на несмешивающиеся части с различным химическим составом, например, основным и ультраосновным (в самом общем виде протекание этого процесса можно представить, как процесс разделения воды и масла из их смеси). Соответственно, из разделившихся магм будут кристаллизоваться различные по составу породы.

Дифференциация магм при взаимодействии с вмещающими породами. Взаимодействуя с отличными по составу вмещающими породами, магматический расплав обогащается новыми компонентами. Путем взаимодействия мантийных магм основного состава с кислыми породами земной коры образуется, в частности, вторичные магмы среднего состава.

Следует также принимать во внимание, что в процессе эволюции расплава отмеченные процессы могут сочетаться.

Итак, в общих чертах мы рассмотрели процессы химической эволюции магматического расплава, однако, *из одной и той же по химическому составу магмы могут образовываться различные породы*. Это связано с различными условиями кристаллизации магмы и прежде всего с глубиной.

По условиям глубинности образования (или по фациальному признаку) магматические породы разделяются на интрузивные, или глубинные, и эффузивные, или излившиеся, породы. Интрузивные породы, в свою очередь, в зависимости от глубины застывания магмы разделяются на две фации: 1) абиссальные породы, образовавшиеся на значительной глубине (глубже 1-1,5 км), и 2) гипабиссальные (менее глубинные), которые образовались на относительно небольшой глубине (сотни метров - 1 км). Эффузивные породы образуются в результате застывания излившейся на поверхность земли или дно океанов лавы.

Таким образом, *выделяются следующие основные фации: абиссальная, гипабиссальная и эффузивная*. Помимо трех названных фаций выделяют также субвулканические и жильные породы. Первые из них образуются в приповерхностных условиях (до первых сотен метров) и имеют близкое сходство с эффузивными породами; вторые близки гипабиссальным. Эффузивные породы нередко сопровождаются пирокластическими образованиями, состоящими из обломков эффузивов, их минералов и вулканического стекла.

Естественно ожидать, что породы, образовавшиеся в различных условиях, будут обладать различными признаками. Отражением условий образования являются структура и текстура пород.

2. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ СВЯЗЬ С УСЛОВИЯМИ ОБРАЗОВАНИЯ

Структура – совокупность признаков строения породы, обусловленных размерами, формой и взаимоотношением составных частей.

По степени кристалличности выделяют: 1) полнокристаллические структуры, состоящие из кристаллов минералов; 2) полукристаллические, в которых наряду с кристаллами присутствует вулканическое стекло; и 3) стекловатые, полностью или почти полностью сложенные вулканическим стеклом.

По абсолютному размеру зерен выделяют: гигантокристаллические (зерна более 10 мм), крупнокристаллические (3-10 мм), среднекристаллические (1-3 мм), мелкокристаллические (1-0,5 мм) и афанитовые, или скрытокристаллические, разности структур.

По относительному размеру зерен выделяют: равномерно- и неравномернозернистые структуры. Среди неравномернозернистых структур наи-

более распространены порфиновые и порфиroidные структуры. Порфировая структура характеризуется присутствием крупных кристаллов-вкрапленников в стекловатой или скрытокристаллической массе породы, порфиroidная – наличием вкрапленников в мелкокристаллической массе породы.

Для абиссальных пород характерны полнокристаллическое строение и равномернозернистая, средне- или крупнозернистая структура. Это связано с тем, что кристаллизация протекает на большой глубине в условиях незначительной разницы температур магмы и вмещающих пород, вследствие чего процесс остывания протекает медленно, и вся масса расплава полностью раскристаллизовывается. Кроме того, кристаллизация происходит в присутствии летучих компонентов, удерживаемых в магме за счет значительного давления.

Гипабиссальные и жильные породы, образуются на относительно небольшой глубине в условиях более значительной разницы температур магмы и вмещающих пород и более низкого давления. Такие условия приводят к более быстрому остыванию расплава и удалению из него летучих компонентов, что препятствует образованию крупных кристаллов и, как следствие, данные породы характеризуются полнокристаллическим строением но, в отличие от абиссальных пород, обладают мелко- и среднезернистыми структурами. Характерной особенностью многих гипабиссальных пород является также наличие порфиroidной структуры. Появление крупных кристаллов, представляющих вкрапленники на фоне мелкокристаллической массы, происходит в том случае, если продвигающаяся к поверхности магма задерживается на некоторое время в промежуточном очаге, где присутствуют более благоприятные для роста кристаллов условия. Образовавшиеся в таких очагах минералы впоследствии переносятся с магмой ближе к поверхности, где и происходит кристаллизация основной мелкозернистой массы породы.

Весьма специфичной структурой жильных пород, заслуживающей особого рассмотрения, является пегматитовая. Её специфичность заключается в наличии закономерного сочетания кристаллов (иначе её называют графической) – в крупных кристаллах калиевых полевых шпатов заключены клиновидные зерна кварца. При этом по абсолютному размеру зерен структура может быть крупнозернистой, а нередко и гигантозернистой, что в целом не типично для гипабиссальной фации. Формирование такой структуры происходит при кристаллизации минералов из насыщенной летучими компонентами кислой магмы при пегматитовом процессе минералообразования.

Эффузивные породы образуются из расплава, излившегося на поверхность, вследствие чего происходит его очень быстрое охлаждение и удаление из него летучих компонентов. Неизменные эффузивные породы обычно содержат вулканическое стекло – аморфное вещество, представляющее собой сильно переохлажденную магматическую жидкость и сохраняющее беспорядочное молекулярное строение, свойственное жидкости. Такие породы характеризуются стекловатой, скрытокристаллической или порфириковой структурой; порфировые включения представлены минералами, кристаллизовавшимися ещё при движении магмы к поверхности в промежуточных очагах.

Текстура – строение породы, обусловленное характером распределения минеральных зерен в породе.

Для полнокристаллических пород типична массивная текстура. Некоторые эффузивные породы имеют флюидальную текстуру, отражающую следы течения лавы, миндалевидную (обязанную присутствию пустот, выполненных кальцитом, опалом или другими минералами), пористую, полосчатую и др.

3. КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В качестве главных классификационных критериев используются химический состав и фациальная принадлежность пород – факторы, сочетание которых обуславливает формирование из расплава той или иной породы.

Основным критерием, отражающим химические различия магматических пород (и, естественно, магм из которых они образовались) служит содержание кремнезема – SiO_2 . *По содержанию кремнезема все магматические породы разделяются на четыре группы:*

кислые – более 65 % SiO_2

средние - 65-52 % SiO_2

основные - 52-40 % SiO_2

ультраосновные - менее 40 % SiO_2 .

Еще одним важным химическим критерием служит принадлежность пород к одной из трех серий, выделяемых на основании содержания в породе щелочных компонентов ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$): нормальной щелочности, повышенной щелочности (субщелочной) и щелочной.

Для отнесения породы к той или иной из названных групп не обязательно обращаться к химическим анализам, поскольку *химический и минеральный составы магматических пород тесно связаны друг с другом*².

² Ниже мы обращаем внимание на минеральные особенности пород нормального ряда.

Одним из наиболее наглядных признаков, отражающих состав интрузивных пород, является содержание в них темноцветных минералов (процентное содержание темноцветных минералов называют “цветным числом”, а сами минералы – меланократовыми, в отличие от светлых - лейкократовых). Чем больше в породе темных минералов (оливина, пироксенов, амфиболов – то есть содержащих в значительном количестве основания FeO, CaO, MgO), тем более основной она является. Цветное число ультраосновных пород близко к 100%, основных - около 50%, средних – около 30% и кислых – менее 10-15%.

Еще одним показательным критерием служит содержание кварца. В ультраосновных и основных породах весь кремнезем расходуется на образование силикатов и его не хватает для образования кварца, следовательно, кварц в таких породах отсутствует. В средних породах, где количество SiO₂ также невысоко, содержание кварца составляет 0-5 %, при этом визуально он обычно не различается. Кислые породы, содержащие кремнезем в избытке, могут содержать до 50 % кварца.

Определенные тенденции можно проследить и при более детальном рассмотрении минерального состава. В кислых интрузивных породах темноцветный минерал чаще всего представлен биотитом, в средних – роговой обманкой, в основных – пироксеном. Лейкократовые минералы в основных и средних породах нормальной щелочности представлены плагиоклазами, а в кислых, наряду с плагиоклазами, присутствует значительное количество калиевых полевых шпатов.

Таким образом, на основании особенностей минерального состава и фациальной принадлежности (устанавливаемой, как сказано выше, путем изучения структуры) можно определить классификационную принадлежность пород.

Следует отметить ещё роль вторичных изменений пород, оказывающих существенное влияние на облик эффузивных разновидностей. По сохранности вулканыты разделяются на кайнотипные, отличающиеся сохранностью вулканического стекла и слагающих вкрапленники минералов, и палеотипные – в которых отмечаются процессы изменения минералов и вулканического стекла. Для кайнотипных пород характерным является наличие прозрачных полевых шпатов с ясным блеском по плоскостям спайности, вулканическое стекло имеет стеклянный блеск и темную окраску. При переходе породы в палеотипное состояние плагиоклазы мутнеют и теряют блеск; вулканическое стекло эффузивов основного и среднего состава приобретает обычно зеленоватые оттенки (за счет замещения стекла хлоритом и эпидотом), кислого состава, напротив, становятся светлыми (стекло в данном случае замещается полевыми шпатами и кварцем). Сохранность породы

отражается в её названии. К названию палеотипных эффузивов нормального ряда кислого состава добавляют слово “порфир” (липаритовый порфир), для пород ультраосновного, основного и среднего составов – “порфирит” (базальтовый порфирит).

Изложенный материал позволяет непосредственно перейти к рассмотрению изучаемых в курсе общей геологии магматических пород. Классификационная принадлежность и особенности минерального состава наиболее распространенных пород отражены в таблице 1.

4. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

4.1. Ультраосновные породы

Ультраосновные породы играют незначительную роль в составе земной коры и обязаны своим происхождением мантийным источникам вещества. Среди этой группы пород преобладают интрузивные разновидности. Для всех кристаллических пород характерным является исключительно широкое развитие темноцветных минералов (цветное число близко к 100 %), что обуславливает их черный или темно-зеленый цвет. Наиболее распространенными минералами являются пироксены и оливин, на основании соотношения которых выделяются следующие породы - дуниты, перидотиты и пироксениты.

Дуниты. Полнокристаллические мелко- или среднезернистые породы почти целиком (на 85-100 %) состоящие из оливина, придающего породе желто-зеленую, темно-зеленую или серую окраску.

Перидотиты. Полнокристаллические обычно среднезернистые породы, темно-серого, черного или зеленовато-черного цвета, состоящие из оливина и пироксена в разных соотношениях.

Пироксениты. Полнокристаллические средне- и крупнозернистые породы, черного и зеленовато-черного цвета, сложенные на 80-95 % пироксенами, в незначительном количестве (до 20 %) в них присутствует оливин.

Ультраосновные породы уже на глубине подвергаются вторичным изменениям: слагающие их железо-магнезиальные силикаты под влиянием водных растворов разлагаются, образуя новые минералы. Типичной реакцией такого рода

является переход оливина в минералы группы серпентина. Все выходы на поверхность ультраосновных пород в той или иной степени серпентинизированы. Породы, состоящие из серпентина (с примесью карбонатов, магнетита и других минералов) называют серпентинитами.

4.2. Основные породы

Среди основных пород нормальной щелочности на земной поверхности встречаются главным образом эффузивные разновидности – базальты, по объему в пять раз превышающие все остальные вулканические породы, вместе взятые. Широко распространены также субвулканические – долериты; абиссальные породы (габбро) встречаются реже. Основными минералами в кристаллических разностях являются пироксены и плагиоклазы, могут присутствовать в незначительных количествах оливин, роговая обманка, реже - биотит. Однако, существуют породы, состоящие исключительно из основных плагиоклазов – лабрадориты и анартозиты.

Габбро. Полнокристаллическая массивная средне- или крупнозернистая порода с цветным числом близким к 50 %, состоящая из пироксенов (30-70 %) и плагиоклазов, могут присутствовать в незначительных количествах оливин, роговая обманка, реже - биотит.

Базальты. Эффузивные разновидности основных пород со скрытокристаллической, стекловатой или порфировой структурой. Цвет темный: от темно-серого до черного. Текстура массивная или пористая. Порфировые вкрапленники обычно представлены плагиоклазом (количество вкрапленников которого может достигать 20-25 % объема породы), иногда пироксенами или оливином. Кайнотипные базальты с мелкозернистой структурой называют *долеритами*.

Вторичные изменения базальтов проявляются в замещении темноцветных минералов основной скрытокристаллической массы хлоритом и изменении состава плагиоклазов. В результате таких преобразований породы приобретают темный грязно-зеленый цвет, на фоне основной массы различаются светло-серые, утратившие блеск на плоскостях спайности кристаллы плагиоклазов, поры заполняются вторичными минералами, образующими миндалины. Такие палеотипные разновидности называют базальтовыми порфиритами (иногда – диабазами).

4.3. Средние породы

Среди средних пород также наиболее распространены эффузивные разновидности при незначительном развитии глубинных пород. Для кристаллических пород рассматриваемой группы характерной чертой служит преобладание светлых минералов над темноцветными – цветное число 30 %.

Диорит. Полнокристаллическая порода светло-серого или зеленовато-серого цвета, состоящая главным образом из плагиоклаза и роговой обманки. Главное визуальное отличие от габбро – меньшее количество темноцветных минералов и преобладание среди темных минералов роговой обманки, а не пироксенов.

Наиболее распространенной эффузивной породой среднего состава является андезит. Структура андезитов обычно порфировая, образованная вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки (пироксенов) на фоне скрытокристаллической или полукристаллической массы серого или темно-серого цвета. Текстура массивная, часто пористая.

Палеотипные породы, претерпевающие такие же вторичные изменения как и базальты, носят название андезитовых порфиритов.

4.4. Кислые породы.

Среди кислых пород преобладают интрузивные образования, объединяемые под общим названием гранитоиды. Кристаллические породы характеризуются светлой окраской, незначительным содержанием темноцветных компонентов (3-15 %), обязательным присутствием значительного количества калиевого полевого шпата и кварца.

Гранит. Полнокристаллическая порода с различным абсолютным размером зерен (от мелко- до крупнозернистой), нередко с порфировидной структурой. Окраска светлая серых или розоватых тонов. Минеральный состав отвечает ассоциации калиевые полевые шпаты (35-40 %) + кварц (25-35 %) + кислые плагиоклазы (20-25 %) + биотит (5-10 %), в незначительных количествах могут присутствовать мусковит и роговая обманка.

Гранодиорит. Также как и гранит характеризуется присутствием кварца и калиевых полевых шпатов, однако легко отличается от него повышенным содержанием темноцветных минералов (цветное число 10-20 %) при пониженном содержании кварца (15-25 %).

Жильные гранитоиды с порфировой структурой называют порфирами: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры. Жильные породы без вкрапленников с микро- или мелкозернистой структурой обозначают приставкой “микро” – например, микрограниты, или называют жильными гранитами, жильными гранодиоритами. Кроме перечисленных разновидностей распространены светлые микрозернистые жильные породы, почти без темноцветных минералов – **аплиты** и **гиганто- или крупнозернистые породы гранитного состава – пегматиты**. Характерной структурной особенностью пегматитов служит наличие закономерных вростков

кварца клиновидной формы в крупные кристаллы калиевого полевого шпата – так называемая пегматитовая, или графическая структура.

Эффузивными неизменными аналогами гранитов являются липариты (другое название – риолиты), гранодиоритов – дациты.

Липариты. Полукристаллические породы с порфировой структурой: в светлой, часто белой, стекловатой или афанитовой массе вкраплены редкие кристаллы калиевых полевых шпатов и кварца. Нередко эти породы обладают флюидальной текстурой, отражающей течение лавы. От дацитов визуально отличаются с большим трудом – последние содержат больше полевых шпатов и вкрапленников темноцветных минералов при меньшем содержании стекла. Наиболее надежным критерием, отличающим кислые эффузивы от андезитов служит присутствие в них кварца.

Палеотипные разновидности называют соответственно липаритовыми или дацитовыми порфирами.

Кислые породы со стекловатой структурой, представляющие собой аморфную, часто пористую, массу различной окраски (от серой до буро-красной и черной) называют вулканическими стеклами. Среди них наиболее распространены **обсидианы** – породы, окрашенные обычно в черный цвет и характеризующиеся стеклянным блеском и раковистым изломом (напоминают черное стекло). Породы, имеющие пористую текстуру, называют **пемзой**.

5. КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Что такое магма?
2. Опишите последовательность кристаллизации минералов в соответствии с реакционным рядом Н. Боуэна.
3. Опишите основные тенденции изменения состава и строения силикатов в процессе магматического минералообразования.
4. Какие процессы эволюции магматического расплава Вы знаете? Опишите их.
5. Почему из одинаковых по химическому составу магм могут образоваться разные породы?
6. Как различаются магматические породы по глубине образования?
7. Что такое структура и текстура породы?
8. Как разделяются структуры магматических пород по степени кристалличности, по абсолютному и относительному размерам зерен минералов?
9. Какие структуры характерны для абиссальных, гипабиссальных, эффузивных пород?
10. Какая структура называется пегматитовой?
11. Как образуются порфиновые и порфировидные структуры?
12. Какие критерии положены в основу классификации магматических пород?
13. Как связаны химический и минеральный состав магматических пород?
14. Какие магматические породы содержат кварц?
15. Какие особенности характерны для кайнотипных и палеотипных эффузивных пород? С чем они связаны?
16. Охарактеризуйте те известные Вам абиссальные ультраосновные породы.
17. В чем заключается процесс серпентинизации?
18. Охарактеризуйте те известные Вам основные породы.
19. Какие породы называют долеритами?
20. Охарактеризуйте те известные Вам средние породы.
21. Охарактеризуйте те известные Вам абиссальные кислые породы. В чем заключаются различия их минерального состава?
22. Какие гипабиссальные и жильные кислые породы Вы знаете? Опишите их структуры и минеральный состав.
23. Какие породы являются эффузивными аналогами гранитов и гранодиоритов?
24. Что такое обсидиан, пемза?

6. СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б. Петрография магматических и метаморфических пород. – М.: МГУ, 1985
2. Лебедева Н.Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии. – М.: МГУ, 1972
3. Миловский А.В. Минералогия и петрография. - М.: Недра, 1985
4. Павлинов В.М., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1988

Табл. 1.

Магматические породы нормального ряда.

группа пород	ф а ц и я		
	интрузивная		эффузивная и субвулканическая
	абиссальная	гипабиссальная и жильная	
1	2	3	4
кислая	<p>гранит цветное число: 5-10 % калиевый полевой шпат (30-40 %) + кварц (25-35 %) + плагиоклаз (20-25 %) + биотит (5-10 %) ± роговая обманка ± мусковит</p> <p>гранодиорит от гранита отличается более высоким содержанием темных минералов (10-20 %) при пониженном содержании кварца (10-25 %)</p>	<p>аплит светлые микрозернистые породы полевошпатово-кварцевого состава с незначительным количеством темноцветных минералов (0-5 %)</p> <p>пегматит порода гранитного состава с пегматитовой (графической), гиганто- или крупнозернистой структурой</p> <p>жильный гранит гранит с мелкозернистой структурой</p> <p>гранит-порфир гранит с порфировидной структурой</p>	<p>липарит светлая стекловатая или афанитовая порода с порфировыми вкрапленниками, среди которых присутствует кварц</p> <p>обсидиан вулканическое стекло черного цвета со стекляннным блеском и раковистым изломом</p> <p>пемза стекловатая пористая лёгкая порода</p>
средняя	<p>диорит цветное число: 30 % плагиоклаз (60-70 %) + роговая обманка (20-35 %) + биотит ± пироксен</p>	<p>диорит с мелкозернистой или порфировидной структурой</p>	<p>андезит обычно серая или темно-серая стекловатая или афанитовая порода с порфировыми вкрапленниками плагиоклазов и темноцветных минералов (при отсутствии кварца)</p>

Продолжение табл. 1

1	2	3	4
основная	габбро цветное число: 30-70 % пироксены (30-70 %) + плагиоклаз (30-70 %) ± роговая обманка	габбро с мелкозернистой или порфиroidной структурой	базальт темно-серая до черной порода с порфиroidными вкрапленниками плагиоклазов и пироксенов долерит мелкозернистый базальт
ультраосновная	пироксенит цветное число: 100 % пироксены (80-95 %) + оливин (5-20 %)	встречаются редко	
ультраосновная	перидотит цветное число: 100 % пироксены (20-65 %) + оливин (35-80 %)	встречаются редко	
ультраосновная	дунит цветное число: 100 % оливин (85-100 %) + пироксены (0-15 %)	встречаются редко	