**1. Магма и кристаллизация магматических расплавов**

**1.1 Общие понятия о магме**

Существующие представления о строении и составе внутренних частей Земли базируются на данных сейсмологических измерений. Выделяется три основных оболочки Земли: земная кора, мантия и ядро. Граница между земной корой и мантией располагается на глубине от 6 до 40–60 км и называется поверхностью Мохоровичича (граница М) в честь югославского ученого, открывшего ее в 1909 г. Граница между мантией и ядром Земли открыта в 1914 г. Гуттенбергом (граница Г) и располагается на глубине 2900 км. Существуют также граница в мантии на глубине около 900 км, разделяющая вещество верхней и нижней мантии, и в ядре на глубине около 5100 км, отделяющая наружное и внутреннее ядро.

По современным представлениям мантия Земли соответствует составу каменных метеоритов, которые сложены оливином, никелистым железом, пироксенами, плагиоклазами и др. В пределах мантии существует слой пониженной вязкости (астеносфера), для которого характерно частично жидкое состояние. Мощность этого слоя под океанами составляет около 300 км, под складчатыми поясами – около 150 км, под платформами – около 70 км и под древними щитами он отсутствует. В пределах астеносферы температура превышает температуру плавления базальтов (1000–1500ºС), а давление достигает 1–20 тыс. МПа. Раздел между мантией и земной корой (граница М) фиксируется переходом от существенно оливиновых пород к породам, в которых главную роль играют полевые шпаты.

В нижней части земной коры выделяется слой непостоянной мощности с плотностью около 2800–2900 кг/м3, соответствующий смеси пироксенов и основных плагиоклазов («базальтовый слой»). Название «базальтовый» условно, поскольку он сложен различными породами, в частности под континентами – метаморфическими породами. Мощность базальтового слоя под океанами составляет 2–3 км, а под континентами – 6–20 км. Выше его на континентах располагаются менее плотные породы (2600–2700 кг/м3), соответствующие кварцево-полевошпатовым породам (гранитам). Этот слой назван «гранитным», хотя значительная его часть сложена гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность гранитного слоя составляет 10–50 км. Верхнюю часть земной коры составляет слой осадочных пород (средняя плотность 2100 кг/м3). В зоне континентов он залегает на гранитном слое и имеет мощность 0–20 км. На океаническом блоке осадочный слой имеет мощность 0–3 км и залегает на базальтовом слое. Таким образом, в пределах континентов земная кора имеет трехчленное строение, а в зоне океанов – двухчленное. В областях переходных от континентов к океанам (островные дуги, окраинные и внутренние моря) земная кора характеризуется малой и невыдержанной мощностью гранитного слоя (кора переходного типа). Наибольшая мощность коры континентального типа (50–75 км) характерна для альпийских складчатых областей, а под древними платформами и докембрийскими щитами она минимальна (25–35 км).

В областях, переходных от материков к океанам, располагаются современные геосинклинальные системы. Они состоят из глубоководных желобов, островных дуг и геосинклинальных котловин, непосредственно прилегающих к континентальному шельфу. Островные дуги обращены выпуклостью в сторону океана. На их выпуклой стороне расположены глубоководные желоба, а на внутренней – зоны вулканизма. С островными дугами связана повышенная сейсмичность. При этом, чем дальше от островов вглубь континентов, тем глубже становятся очаги землетрясений, фиксирующие зоны активного глубинного разлома, падающего под континент (поверхность Беньофа).

Внешняя оболочка Земли, где зарождаются магмы и развиваются глубинные тектонические процессы, располагаются очаги землетрясений, осуществляются перемещения вещества, генерируются потоки флюидов, инициирующие процессы магматизма и метаморфизма называется тектоносферой. Наиболее жесткий слой верхней мантии до глубины около 70 км совместно с земной корой объединяется под названием «литосфера», которая расчленена на 10 литосферных плит, к границам которых прпурочены глобальные подвижные зоны с очагами землетрясений, положительными термическими аномалиями и вулканизмом (срединноокеанические хребты, тектонически активные островные дуги, континентальные рифтовые зоны и др.).

**1.2 Природа магмы**

Изверженные горные породы образуются в результате застывания горячего подвижного силикатного расплава, называемого магмой. Магма обычно считается расплавленным веществом горной породы. Для магм, изливающихся из вулканических жерл и называемых лавами, всегда характерно резкое преобладание сложной жидкой силикатной фазы. Тем не менее текущая магма обычно содержит взвешенные кристаллы и пузырьки газа. Это позволяет говорить о том, что лава – это физически сложная смесь нескольких фаз, и представлять ее себе как «расплавленную породу» значит прибегать к ничем не оправданному упрощению. Кроме того, имеются основания предполагать, что многие изверженные горные породы, затвердевшие раньше, чем они достигли земной поверхности, образовались из подвижного интрузивного материала, который был только частично жидким во время его внедрения. Сомнительно, например, чтобы некоторые гранитные интрузии были когда-нибудь совершенно, или в большей своей части жидкими. Однако такие породы условно классифицируются как изверженные на основании их интрузивных соотношений с окружающими породами. К тому же, как известно, не существует признаков, по которым можно было бы вполне уверенно доказать, был или не был родоначальный интрузивный материал хотя бы частично кристаллическим. Таким образом, мы вынуждены или сильно ограничить категорию несомненно изверженных пород, или расширить представление о магме. Последний путь более правильный. Поэтому термин «магма» мы будем использовать для обозначения всех встречающихся в природе подвижных изверженных материалов, которые в значительной части состоят из жидкой фазы, имеющей состав силикатного расплава. При этом исключаются такие материалы, как чистые сульфидные, фосфатные или карбонатные расплавы, для которых можно использовать специальный термин «Сульфидная магма» и т.д.

С физико-химической точки зрения магму следует рассматривать как многокомпонентную систему, состоящую из жидкой фазы или расплава и некоторого количества твердых фаз в виде взвешенных кристаллов оливина, пироксена, плагиоклаза и т.д. Иногда в ней может присутствовать также газовая фаза. Жидкая фаза представляет собой взаимный раствор всех компонентов. Этот раствор, вероятно, сильно отличается от обычных водных растворов ионизированных солей, в которых преобладают катионы Na+, Ca2+, и анионы (SO4)2- иCl- Силикаты являются наиболее важными компонентами изверженных пород. И химически эквивалентное им вещество составляет большую часть жидкой фазы в магме. Физическое состояние этих силикатов в расплаве достоверно не известно. Прочно связанные анионные группы [SiO4], подобные структурным элементам силикатных минералов, вероятно, встречаются и в расплавленной магме совместно со свободными катионами Fe2+, Mg2+, Ca2+ и Na+. Эти структурные группы (кластеры) в жидкой фазе можно рассматривать как группы кремнекислородных и алюмокремнекислородных тетраэдров, связанных в сложные группы. Состав их приближается к составу анионных радикалов различных подклассов силикатов ([SiO4], [Si2O6], [AlSi3O8]). Степень комплексности этих групп зависит от температуры и от состава магмы, так как добавка небольшого количества (ОН) или F вызывает распад крупных ионных групп, уменьшая тем самым вязкость расплава.

Судя по составу газов, извергаемых вулканами, газовая фаза магмы состоит в основном из воды и небольшого количества CO2, HCl, HF, SO2, H2BO3 и др. На глубинах, превышающих несколько сот метров, вода находится выше ее критического давления (табл. 1.1).

Вследствие этого вещество может быть непрерывно переведено либо повышением давления, либо повышением температуры, либо и тем и другим одновременно из состояния разреженного пара в состояние флюида с плотностью того же порядка, что и жидкость в обычных условиях.

**1.3 Температура магм**

Измеренные температуры лавовых потоков, в большинстве случаев, составляют от 900 до 1100ºС. Это, в основном, относится к лавам с базальтовым и андезитовым составом. Наиболее высокие значения получены для базальтовых лав. Температура сильно закристаллизованной «роговообманковоандезитовой» лавы, изверженной из вулкана Сантиагуита в Гватемале, равна 725ºС. Наиболее высокие температуры (1150 и 1350ºС) были определены для насыщенных газом лав из газирующих куполов Гавайских островов. Внутри Земли магма, несомненно, сохраняется, по крайней мере, частично, в жидком состоянии при температурах гораздо более низких, чем температуры лав, текущих на поверхности. Зеленая роговая обманка и биотит – обычные минералы в богатых кремнеземом изверженных породах. Их структурные отношения с ассоциирующими минералами и стеклом показывают, что они кристаллизовались тогда, когда магма была еще жидкой. На воздухе зеленые роговые обманки при 750ºС превращаются в бурые окисленные роговые обманки; кроме того, некоторые магматические биотиты разлагаются при 850ºС. Мусковит, как минерал, присущий многим гранитам, не может кристаллизоваться при температурах, намного превышающих 700ºС, даже при давлении воды в несколько тысяч бар. Экспериментальные исследования кристаллизации водосодержащих полевошпатовых расплавов показали, что расплавы, приближающиеся по составу к граниту, могут существовать при давлениях воды, сравнимых с глубинными, и при температурах ниже 700ºС.

На основании экспериментальных данных и учитывая законы термодинамики, можно сделать вывод, что внутри земной коры температура базальтовой магмы обычно ниже 1000ºС (вероятно, 800–900ºС), а температура наиболее богатых кремнекислотой магм – 600–700ºС. Наиболее вероятный интервал внутрикоровых магматических температур лежит в интервале 700–1100ºС. Низкие температуры в этой области относятся к насыщенным водой гранитным магмам, более высокие – к пироксенандезитовым и базальтовым магмам.

**1.4 Процесс охлаждения магмы**

Магма, охлаждаясь в определенном интервале температур, подвергается действию физических и химических реакций, которые согласно принципу Лешателье должны быть экзотермическими (например, конденсация газа, кристаллизация из жидкости, химические реакции с выделением тепла).

Если магму рассматривать как закрытую систему, то есть если обмен материей между магмой и ее окружением отсутствует, то можно ожидать, что магмы различного состава могут несколько отличаться последовательностью кристаллизации, даже если физические условия тождественны. Одна и та же магма в различных физических условиях должна вести себя по-разному. Последовательность явлений, происходящих в магме, охлаждающейся под постоянным внешним давлением, иная, чем в магме, охлаждающейся при постоянном объеме.

Совершенно очевидно, что в большинстве случаев магма является открытой системой со многими переменными. Поэтому, не зная достаточно хорошо физических условий, господствующих в магме, нельзя предсказать ее поведение. Единственными достоверными данными о свойствах и поведении магмы являются сведения, которые дают химические, минералогические и структурные исследования пород при условии, что они будут точно интерпретированы.

Как бы ни было трудно судить о поведении магмы, все же можно установить различие между магмой, охлаждающейся на больших глубинах и магмой лавовых потоков, охлаждающейся на дневной поверхности. Эта разница обусловлена изменениями в равновесии, зависящими от разницы давлений в этих условиях и различиями в механизме охлаждения. На поверхности охлаждение идет сравнительно быстро, в результате чего кристаллизация может и не осуществиться, так как магма, затвердевая, перейдет в стеклообразное метастабильное состояние. Там же, где произойдет кристаллизация, некоторые реакции могут протекать не полностью. Оливин, например, только частично может превратиться в пироксен – минеральную фазу, устойчивую при более низкой температуре в присутствии избытка кремнезема.

Скорость охлаждения зависит не только от глубины, но также от размера и формы интрузивного тела. Малые тела со сравнительно большой поверхностью при данном объеме охлаждаются гораздо быстрее, чем крупные тела почти сферической формы. Фактически скорость охлаждения, по-видимому, почти всегда одна и та же независимо от того, охлаждается тело на глубине 100 или 1000 м. Типичные признаки быстро охлажденных масс можно найти в тонких пластинчатых телах, внедренных на значительной глубине, но они могут отсутствовать в мощных телах, внедрившихся в поверхностные толщи.

Большая разница между магмой, охлаждающейся на больших глубинах, находится в соответствии со свойствами летучих компонентов, главным образом воды. Растворимость воды в силикатных расплавах, по-видимому, в некоторых пределах возрастает с повышением давления, так как молекулярный объем водяного пара значительно больше при низком давлении, чем парциальный молекулярный объем воды в расплаве. Магмы, достигающие поверхности, могут вследствие этого потерять большую часть своих летучих компонентов.

Летучие компоненты играют весьма важную роль в двух смыслах. Во-первых, они имеют сравнительно низкие молекулярные веса, а их молекулярные доли в расплаве велики по сравнению с их концентрацией в весовых процентах. Например, молярная доля воды в шести процентном растворе воды в альбите составляет почти половину. Вследствие этого малые количества воды заметно изменяют химические потенциалы других компонентов в расплаве, вызывая значительное понижение точек плавления разных составляющих магму силикатов. Во-вторых, такие компоненты, как H2O, F, Cl значительно понижают вязкость силикатных расплавов. Этот факт объясняется разрывом кислородных мостиков Si-O-Si, когда O замещается (OH) или F.

Быстрое снятие давления эквивалентно в отношении кристаллизации быстрому охлаждению.

Вязкость расплава хорошо иллюстрирует зависимость физических свойств магмы от состава и параметров окружающей среды. Вязкость силикатных расплавов очень быстро уменьшается с повышением температуры. Она, вероятно, возрастает с понижением давления при постоянной температуре. Вязкость также сильно зависит от содержания кремнезема в расплаве. Она значительно выше для богатых, чем для бедных кремнеземом магм. Кроме того, на вязкость, как уже отмечалось, влияет присутствие летучих компонентов, хотя экспериментально эта величина не определена. Следовательно, предсказать вязкость природной магмы невозможно. Резкие местные изменения вязкости иногда наблюдаются в кажущихся однородными лавах, излившихся одновременно из одних и тех же вулканов.

**2. Родоначальные магмы**

Природные ассоциации магматических пород, закономерно возникающие в подобных геологических условиях, указывают на то, что разные породы, входящие в состав одной ассоциации, имеют общее происхождение, образуются из одной родоначальной магмы. Представление о том, что каждая порода образовалась из особой первичной магмы, устарело. Установлено, что многие магмы являются производными от весьма незначительного количества родоначальных магм. Главный признак родоначальной магмы – многократное появление ее на протяжении геологической истории в больших объемах на больших участках земной коры. Кроме того, очевидно, что породы, соответствующие по составу родоначальной магме должны преобладать. Так и есть в действительности. Базальты и граниты – самые распространенные магматические породы Земли.

Существует несколько представлений о числе родоначальных магм. По мнению Н. Боуэна существует одна родоначальная магма базальтового состава, что, по его мнению, подтверждается следующим.

1. Излияние базальтовой магмы, мало изменяющейся по составу, повторялось во все геологические периоды в геосинклинальных и платформенных обстановках, а также на океаническом блоке. Следовательно, базальтовая магма имеет всеобщее развитие.

2. Базальты и пироксеновые андезиты – самые распространенные эффузивные породы, среди интрузивных пород преобладают граниты. Можно предположить, что базальты, как быстро затвердевшие эффузивные породы являются продуктом первичной недифференцированной магмы, а интрузивные граниты, кристаллизовавшиеся медленно, могли получиться в результате дифференциации базальтовой магмы.

3. Некоторые долериты и диабазы содержат кварц и калиевый полевой шпат, как последний продукт кристаллизации базальтовой магмы. А значит процесс дифференциации базальтовой магмы может привести к образованию кислого расплава, который после отделения может раскристаллизоваться в виде гранитоидов.

Ф.Ю. Левинсон-Лессинг считал, что существует базальтовая и гранитная родоначальные магмы и приводил следующие аргументы.

1. Граниты и базальты по своей распространенности на Земле намного превосходят все остальные магматические породы.

2. Наличие двух магм соответствует представлению о разделении земной коры на более легкую верхнюю оболочку, богатую кремнием, алюминием и щелочными металлами и тяжелую нижнюю оболочку, богатую магнием и железом.

3. Невозможность образования громадных масс гранитов за счет дифференциации базальтовой магмы. По мнению Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, конечным продуктом кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы должен быть не гранит, а сиенит, состоящий на 50% из альбита, на 26% из анортита и на 24% из диопсида. При этом количество сиенита не может превышать 10% общего объема базальтовой магмы.

4. В ходе дифференциации базальтовой магмы вместе с гранитами должны были бы образовываться ультраосновные породы, которых, как известно, значительно меньше, чем гранитоидов.

По мнению А. Холмса, существует три родоначальных магмы: базальтовая, гранитная и перидотитовая. Это представление основано на следующем.

1. В геосинклинальных зонах присутствуют протяженные пояса ультраосновных пород, развивающихся независимо от распространения интрузиивных пород основного состава.

2. В химическом составе ультраосновных пород различного происхождения имеются характерные особенности. В перидотитах, возникших из родоначальной ультраосновной магмы, отношение количества магния к железу всегда больше 6, а в перидотитах, которые являются производными базальтовой магмы это отношение составляет 3,5–7,5. Кроме того, перидотиты первого типа содержат примесь меди, не содержат титан, имеют незначительную примесь алюминия и очень малое количество щелочных металлов, особенно калия.

3. Существование таких эффузивных ультраосновных пород как коматиты, меймечиты и кимберлиты подтверждает наличие застывшей магмы ультраосновного состава.

Кроме того, существует тенденция приписывать первичное происхождение некоторым другим магмам (например, анортозитовой). Это связано с тем, что трудно объяснить происхождение соответствующих пород в результате эволюции базальтовой, гранитной и перидотитовой магм.

**2.1 Природа и происхождение ультраосновной магмы**

При анализе минерального состава и выше описанных полевых данных могут возникнуть некоторые сомнения по следующим вопросам, связанным с генезисом перидотитов и серпентинитов альпийского типа.

1. За исключением «холодных интрузий» серпентинитов, формирование ультрамафических тел сопровождалось внедрением высокомагнезиальной ультраосновной магмы вдоль стратиграфически или структурно ослабленных поверхностей во вмещающих породах.

2. Конечным продуктом отвердевания внедрившейся магмы в ряде случаев (в том числе и в случае некоторых наиболее крупных из известных ультрамафических тел) являлись дуниты или дунит-гарцбкргиты. Весьма вероятно, что все серпентинитовые тела альпийской ассоциации на соответствующей стадии своего развития состояли главным образом из кристаллического оливина и пироксена (особенно энстатита) в качестве второй, но нередко подчиненной по количеству составной части.

3. Температура на контакте даже для крупных тел, слабо затронутых серпентинизацией, соответствуют нижним ступеням метаморфизма и были, видимо, не выше, а ниже 500ºС.

Этот вывод, основанный на данных, полученных при изучении метаморфизма вмещающих пород, вероятно, противоречит любой гипотезе, предполагающей внедрение нацело или частично жидкой магмы. В лабораторных условиях магнезиальный оливин такого типа, который встречается в дунитах, начинает плавиться при температуре около 1600ºС и полностью расплавляется только при 1800ºС. Даже допуская возможное понижение температуры на несколько сотен градусов в присутствии воды и избыточной кремнекислоты. Мы вынуждены прийти к заключению, что перидотитовый расплав может существовать только при очень высоких температурах. Однако породы, вмещающие альпийские перидотитовые интрузии, даже при тщательном их изучении не обнаруживают каких-либо признаков, указывающих на существование хотя бы близких температур. На этом основании классическая гипотеза Фогта, согласно которой перидотитовые расплавы развиваются в результате переплавления оливиновых кристаллов, накапливающихся под воздействием силы тяжести на ранних стадиях кристаллизации базальтовой магмы, отбрасывается. Дополнительным фактом, подтверждающим предположение, согласно которому перидотитовый расплав никогда не возникает во внешней (наружной) оболочке земной коры, является почти полное отсутствие лав соответствующего состава.

Несмотря на веские доказательства, указывающие на невозможность существования перидотитового расплава, некоторые соотношения, наблюдаемые в поле, на первый взгляд трудно совместить с этой гипотезой. В частности, Хесс указывал, что иногда встречаются породы, которые могут быть интерпретированы как тонкозернистые закаленные краевые фации дунитовых интрузий. Кроме того, он отмечал существование узких разветвляющихся даек перидотитов, сложенных свежими недеформированными сросшимися кристаллами оливина.

Другие авторы упоминают об узких трубках дунитов, пересекающих, и, по-видимому, внедренных в пироксениты, тогда как многочисленные отмеченные примеры энстатитовых пироксенитов, секущих перидотиты, наводят на мысль о возможности существования чистых энстатитовых магм в виде подвижных расплавов. Хесс для объяснения возникающих затруднений высказал предположение, что первичная магма перидотитов и серпентинитов представляла собой насыщенный водой ультрамафический расплав, приближающийся по составу к серпентинитам. Он предположил также, что эта магма образуется при дифференциальном плавлении перидотитового субстрата под действием локального давления очень большого утолщающегося участка перекрывающей гранитной коры в тех местах, где она была смята в складки под действием орогенических сил. Эта гипотеза должна объяснить многочисленные наблюдающиеся факты, а именно: а) отсутствие высокотемпературного метаморфизма в контактах перидотитовых; б) отсутствие перидотитовых лав (объясняется предположением, что перидотитовые магмы сохраняют высокое содержание воды только при высоких давлениях); в) связь перидотитовых поясов с зонами отрицательных аномалий силы тяжести (гранитная оболочка увеличена) в активных орогенических зонах, таких как островные дуги Индонезии и Карибского моря. Однако гипотеза основывается на предположении, что водные ультрамафические расплавы могут быть образованы и способны существовать в пределах значительного отрезка температур, слишком низких, чтобы могло произойти значительное плавление прогнувшейся книзу гранитной массы.

Под влиянием гипотезы Хесса Боуэн и Таттл провели в лабораторных условиях изучение системы MgO-SiO2-H2O при температурах 900ºС и давлениях, соответствующих глубине 7 км. В этих условиях и даже при 1000ºС и давлении в два раза меньшем жидкой фазы не наблюдалось. По словам Боуэна ти Таттла: «Нет никаких данных, что вообще может существовать какая-либо магма, которую можно было бы назвать серпентиновой и, конечно, ее существование невозможно ниже 1000ºС. Серпентиновая магма гипотезы Хесса должна быть отвергнута как не соответствующая экспериментальным данным».

Боуэн предложил следующий механизм образования перидотитовых интрузий, который в настоящее время считается одним из наиболее вероятных. Согласно Боуэну, перидотитовые «магмы» ко времени внедрения состояли в основном из кристаллов оливина. Гравитационное оседание оливина, отделяющегося от базальтовой магмы, – хорошо установленный механизм, посредством которого могут образовываться «магмы» подобного типа. Был ли оливин настолько подвижным, чтобы внедриться в глубинных условиях? По мнению Боуэна, необходимая степень мобильности была обусловлена эффектом смазки, вызванным небольшим количеством межгранулярного магматического расплава или даже водяного пара. Для дунитов и перидотитов, как правило, характерна структура, которая могла возникнуть в результате деформаций и течения по существу кристаллической массы: волнистое погасание оливина, а для многих пород полосчатая или даже типично милонитовая текстура. Эти особенности говорят о том, что оливин представляет собой минерал, чувствительный к пластическим деформациям под воздействием глубинных условий, и что перидотиты альпийского типа обычно подвергались пластическим деформациям после отвердевания. Лабораторные исследования в условиях температуры и давления, соответствующих глубине около 18 км, подтверждают это предположение. Если, кроме того, предположить, что медленно двигающаяся кристаллическая перидотитовая масса поглощает воду, особенно на периферии, из окружающих насыщенных водой осадочных пород и вследствие этого претерпевает частичную серпентинизацию, то, вероятно, можно говорить о том, что в результате этого процесса возрастает подвижность интрузивного тела.

Против гипотезы Боуэна может быть выдвинут следующий аргумент: если альпийские перидотиты представляют собой кристаллическую фракцию, образовавшуюся в результате дифференциации базальтовой магмы, они должны сопровождаться другими, более богатыми кремнеземом породами. Представляющими собой дополнительный жидкий дифференциат. В действительности такие сопутствующие породы, как правило, или отсутствуют, или их очень мало. Но в большинстве магматических провинций мира внедрению ультрамафических тел предшествовало излияние больших объемов основных магм (спилиты и другие основные породы). Можно предположить, что спилиты, обычно бедные оливином, представляют собой тот самый дифференциат.

Боуэн и Таттл объясняют также и происхождение энстатит-пироксенитовых жил, секущих дуниты и тонких жил в пироксенитах. Водяной пар, насыщенный SiO2 и проникающий по трещинам в дуните при температуре выше 650ºС, может превратить породу стенок трещины в энстатитовый пироксенит. Ветвящаяся форма и небольшая мощность таких жил, а также значительные размеры энстатитовых кристаллов подтверждают подобный способ происхождения. Возможна и обратная картина, когда пироксениты под влиянием водяного пара, недосыщенного SiO2, при таких же температурах могут быть местами превращены в дуниты.

Многие ультрамафические интрузии альпийского типа представляют собой серпентиниты. Нет сомнения в том, что серпентин образован из оливина и пироксена (энстатита), так как известны многочисленные примеры перехода от перидотитов к серпентинитам, а во многих серпентинитах имеются реликтовые зерна неизмененного оливина или пироксена или же присутствуют псевдоморфозы серпентина по одному из этих минералов. Существуют многочисленные полевые, химические и петрографические данные, которые должна объяснять теория серпентинизации. Вот некоторые из них.

1. Многие ультрамафические интрузивные породы состоят частично из перидотитов, а частично из серпентинитов. Совершенно ясно, что в подобных телах распространение серпентинита не связано с близостью к земной поверхности или уровнем грунтовых вод. Эти условия хорошо наблюдаются в некоторых крупных перидотитовых поясах на юге Новой Зеландии, где в ряде мест вдоль горных гребней на высоте от 200 до 1800 м выходят свежие дуниты, в то время как в других местах глубокие послеледниковые каньоны на глубине 1 км пересекают именно серпентиниты. Таким образом, совершенно ясно, что серпентинизация перидотитов представляет собой процесс, не связанный с выветриванием и родственными гипергенными явлениями.

2. В отношении того, как связать распространение серпентинитов с формой интрузивного тела, мнения разделяются. Одни считают, что серпентинизация в большинстве случаев либо равномерно распространена во всем ультраосновном теле, либо характеризуется случайным распределением, не связанным с границами тела. Однако в немногих случаях серпентинизация возрастает по направлению от центральной части (ядра) ультраосновного тела. По мнению других исследователей, периферическая серпентинизация перидотитов представляет собой более важное явление. В общем, пространственная связь серпентинитов с перидотитами может быть, по-видимому, в равной степени объяснена двумя различными способами серпентинизации, предусматривающими соответственно воздействие внутренних (то есть магматических) или внешних вод.

Серпентинизация оливина, во всяком случае, в начальной стадии, очень часто проявляется во многих вулканогенных и плутонических породах, включая базальты, пикриты и перидотиты стратифицированных лополитов. В этих случаях процесс, по-видимому, совершается в основном под действием позднемагматических водных растворов, действующих на все еще нагретую породу. Конечно, серпентинизация магнезиальных оливинов метаморфических пород должна происходить при температурах, не превышающих нескольких сотен градусов. Аналогично серпентинизация перидотитовых тел альпийского типа может быть обусловлена воздействием водных растворов на умеренно нагретые кристаллические перидотитовые тела во время или после внедрения.

Экспериментальные работы Боуэна и Таттла подтверждают это основное положение. Они показали, что содержащий воду магнезиальный оливиновый расплав, охлажденный до 1000ºС, будет представлять собой скопление оливиновых кристаллов, промежутки между которыми будут заполнены парами воды. Эта масса будет охлаждаться без каких-либо химических изменений до температуры около 400ºС, когда оливин начнет замещаться серпентином и бруситом, причем это замещение будет продолжаться до тех пор, пока будет существовать свободная вода. Температура, при которой может начаться серпентинизация, заметно ниже в том случае, когда оливин содержит железо, и в случае богатого железом оливина температура, возможно, настолько низка, что серпентинизация этого минерала в глубинных условиях, по-видимому, невозможна. Серпентинит может образоваться при 500ºС либо путем воздействия чистой воды на оливиново-энстатитовые смеси, либо из одного оливина, если водный раствор обогащен СО2 и, таким образом, способен удалить оксид магния из системы. Выше температуры 500ºС оливин нельзя превратить в серпентинит. В присутствии водных растворов, способных привносить SiO2 или выносить MgO, оливин при высоких температурах испытывает другие изменения:

1. между 500 и 625ºС – оливин→тальк;
2. между 625 и 800ºС – оливин→энстатит→тальк;
3. выше 800ºС – оливин→энстатит.

Прежде чем пересмотреть различные гипотезы серпентинизации в свете этих данных, следует рассмотреть предполагаемые объемные взаимоотношения. Серпентинизация оливина при простой добавке воды, SiO2 и CO2 без выноса оксида магния должна вызвать значительное увеличение объема, как это иллюстрируется классическими уравнениями:

2Mg2SiO4 + H2O + CO2 → H4Mg3Si2O9 + MgCO3

оливин привнос серпентин магнезит

280 г, 88 см3 276 г, 110 см3 84 г, 28 см3

и

3Mg2SiO4 + 4H2O + SiO2 → 2H4Mg3Si2O9

оливин привнос серпентин

420 г, 131 см3 552 г, 220 см 3.

Однако наблюдаемые под микроскопом структуры и полевые взаимоотношения недеформированных серпентинитов ясно показывают, что серпентинизация обычно сопровождается очень небольшим увеличением объема или же увеличение объема не происходит совершенно. Поэтому вышеприведенные уравнения не могут отражать истинный ход серпентинизации дунитов. Более вероятна реакция, в которой оливин замещается таким же объемом серпентинита, а избыток MgO и SiO2 выносится в раствор. Это приближенно может быть выражено следующим уравнением:

5Mg2SiO4 + 4H2O → 2H4Mg3Si2O9 + 4MgO + SiO2

оливин привнос серпентин выносится в растворе

700 г, 219 см3 72 г 552 г, 220 см3160 г 160 г.

Чтобы такая реакция произошла, суммарная концентрация MgO SiO2 в водном растворе, который удаляется из системы, не должна превышать некоторого предельного объема. Поэтому большое количество воды останется свободным. Так, если 700 г. оливина будет превращено в серпентин в результате химического воздействия равного веса воды, то 72 г. воды должны остаться в серпентините, а остающиеся 628 г. должны вынести из системы 160 г. MgO и 60 г. SiO2. Кроме того, если из ультрамафической породы при температурах 200 или 300ºС будут непрерывно удаляться растворы, настолько обогащенные оксидами магния и кремния, то должен произойти магнезиальный метасоматоз окружающих пород. Подобные явления отмечаются редко, хотя известны многочисленные примеры региональной силификации в серпентинитовых поясах. Таким образом, неизбежно напрашивается вывод, что серпентинизация перидотитов путем равнообъемного замещения требует больших количеств свободной воды. Хесс, выдвинувший гипотезу «серпентинитовой магмы», избежал этого затруднения. Он предположил, что в начале происходит предварительная кристаллизация оливина, а затем уже последующая реакция между оливином и почти равным объемом остаточного водного кремнекислого раствора с образованием серпентинита:

3Mg2SiO4 + H4SiO4 + 2H2O → 2H4Mg3Si2O9

оливин 61 см3 ± 36 см3 ± серпентин

131 см3 220 см3.

Однако, как уже отмечалось, гипотеза Хесса должна быть отвергнута как несовместимая с имеющимися экспериментальными данными.

Учитывая все вышеизложенное о процессе серпентинизации, а также различные представления о природе и происхождении перидотитовой магмы, правомерно существование двух альтернативных гипотез.

1. Перидотитовые магмы представляют собой водные магнезиальные расплавы, возможно приближающиеся по составу к серпентиниту. Серпентинизация является либо позднемагматическим, либо вторичным (автометасоматическим) процессом – реакцией между еще нагретым оливином и водными расплавами или растворами, образовавшимися из кристаллизующейся магмы. Этой точки зрения придерживались Лодочников, Хесс и др. Однако она выглядит совершенно несостоятельной в свете экспериментальных данных, полученных Боуэном и Таттлом.

2. Перидотитовые «магмы» состоят в основном из оливиновых и пироксеновых кристаллов, промежутки между которыми заполнены магматической жидкостью или парами воды. Серпентинизация почти соответствует равнообъемному замещению и происходит, по-видимому, при температурах от 200 до 400ºС. Необходимая для этой реакции вода, вместе с растворенными в ней SiO2 и СО2, может быть получена из различных источников:

А. В случае слабой серпентинизации небольшое количество участвующей в реакции воды может иметь магматическое происхождение и серпентинизация может представлять собой автометасоматический процесс. На этом способе образования особенно настаивал Бенсон, и он широко поддерживался многими авторами как хорошо объясняющий серпентинизацию. Однако Боуэн и Таттл показали, что автометасоматоз перидотитов должен скорее вызвать сложную серию замещений, как-то: превращение энстатита в тальк при высокой температуре и изменение оливина в серпентин и брусит при температурах ниже 400ºС. То, что и оливин и энстатит очень широко замещаются серпентином (при этом энстатит более устойчив), свидетельствует о том, что автометасоматоз встречается гораздо реже, чем это представлялось до сих пор. Там, где тальк образует псевдоморфозы по энстатиту, автометасоматоз более вероятен.

Б. Серпентинизация, в некоторых случаях, может быть обусловлена действием внешней посторонней магматической воды, поступившей, например, из близрасположенных интрузивных гранитов. Однако известны многочисленные случаи (например, серпентиниты Калифорнии и крупные тела перидотитовых серпентинитов юга Новой Зеландии), когда граниты, более молодые, чем ультрамафические интрузии, не были источником магматической воды.

В. Главная масса большого количества воды (и растворенных СО2, SiO2 и др.), необходимого для полной серпентинизации крупных ультрамафических тел, могла быть получена из окружающих, насыщенных водой геосинклинальных осадков или из газов и растворов, двигающихся в стороны и кверху от сходных пород, испытывающих на глубине, ниже ультрамафических тел, уплотнение, цементацию и метаморфизм, либо даже из двигающегося кверху потока ювенильной воды, не связанного ни с каким магматическим источником. Ультрамафические интрузии, медленно внедряющиеся вдоль зон главных дислокаций в геосинклинальных толщах, должны быть легко доступны для таких растворов, двигающихся кверху вдоль тех же ослабленных зон. Растворы сходного происхождения могут играть значительную роль при превращении базальтовых пород в спилиты при натриевом метасоматозе, а также при образовании глаукофановых сланцев. Возможно, в этой связи важно учесть относительно высокое содержание хлора и бора в некоторых серпентинитах, а также отмечаемую способность турмалина, аксинита и других борсодержащих минералов образовывать обогащенные участки в серпентинитовых породах. Хлор и бор присутствуют в малых количествах в несерпентинизированных перидотитах, но их довольно много в морской воде.

В настоящее время в качестве рабочей гипотезы можно принять двойственную концепцию внедрения перидотитовой «магмы» в значительной степени в кристаллическом состоянии с одновременной или последующей серпентинизацией слагающих ее минералов (оливина и энстатита) в результате воздействия водных растворов или паров, происходящих или из окружающих геосинклинальных осадков или из интрузивных тел кислой магмы. Однако эта гипотеза, подобно любой другой гипотезе, может быть подвергнута различным изменениям и уточнениям и даже может быть совсем отброшена, если она окажется несовместимой с фактами, еще не известными в настоящее время.

Экспериментальные данные Б. Майсена и А. Бёттчера (1979) свидетельствуют о значительно более низких температурах образования ультраосновных водонасыщенных расплавов, чем это предполагалось ранее. Эти температуры (около 1300ºС) при высоком геотермическом градиенте и высоких содержаниях H2O в слабо дифференцированной мантии на ранних стадиях развития Земли были вполне достижимы при генерации ультраосновных магм, служивших источниками коматитовых лав (некоторые коматиты содержат 10 вес. % воды). При добавлении CO2 в систему перидотит-вода происходит снижение температуры плавления. В интервале давлений 15–30 кбар смещение составляет около 20ºС.

Вероятно, различное положение границ плавления перидотита в зависимости от состава флюида, а также химизма исходного вещества может объяснить различную глубину положения зоны зарождения мантийных расплавов. Кроме того, было установлено, что граница появления граната, в значительной степени зависящая от состава перидотитов, растянута на значительный интервал (примерно 10 кбар). Это позволяет предполагать горизонтальную минералогическую неоднородность и различия плотности в мантии.

Однородность составов образующихся в глубинных условиях магм или их вариации, а также последовательность, в которой они внедряются, определяются рядом физико-химических и геологических ограничений. Эти ограничения, прежде всего, связаны с составом эвтектических точек, геометрией кривых фазовых равновесий, с проявлением ликвационных процессов, со временем взаимодействия магм с породами верхних горизонтов земной коры. Согласно данным Х. Йодера (1978), существует регламентация однородности и последовательности изменений состава магматических расплавов, обусловленная способом образования магм. Им предложено две модели образования магм: по типу горячей пластины и вследствие диапирического процесса.

В первой модели тепловой источник располагается непосредственно ниже «необедненного базальтовой составляющей перидотита с ассоциацией оливин-ромбическтй пироксен-моноклинный пироксен-гранат при первоначальной температуре 1100ºС, соответствующей континентальной геотерме. Силл или диапир кристаллического перидотита, лишенного базальтовой составной части на глубине 130 км (давление около 40 кбар), имеет в верхней части температуру 1800ºС и большие энергетические запасы (135 кал/ºС). В этой модели в перекрывающих пластину «необедненных» перидотитах образуется зона плавления при температуре начала плавления безводного гранатового перидотита 1500ºС. Как показывает изучение системы форстерит-диопсид-пироп, и плавление природных гранатовых перидотитов при давлении 35 кбар, все главные минеральные фазы устойчивы с расплавом при постоянной температуре или внутри небольшого температурного интервала до тех пор, пока не будет достигнуто образование 30% расплава на верхней кромке плавления. Количество жидкости будет возрастать. За 1000 лет возможно создание зоны плавления 100 м, в течение 10000 лет эта зона достигнет 300, а в течение 25000 лет – 500 м. В зоне плавления будет существовать температурный градиент, и вследствие этого состав расплава в верхней зоне определяется постоянными условиями, а внутри зоны он обусловлен наивысшими постоянными температурами. Таким образом, создаются значительный объем расплава и его гетерогенность по вертикали зоны плавления.

Вторая модель плавления определяется диапирическим процессом внедрения «необедненного» гранатового перидотита в «обедненный» перидотит к глубинам, где достигается температура кристаллизации и происходит выплавление расплава из «необедненного» гранатового перидотита. Если предположить, что первоначальный диапир располагался на океанической геотерме на глубине 210 км, то при его перемещении до уровня 130 км под влиянием внутренней теплоты начнется плавление. Количество создаваемого расплава прямо зависист от поднятия диапира и потерь тепла горячим перидотитом. Плавление охватывает около 30% массы пород, и диапир будет подниматься на 35 км в течение интервала плавления при отсутствии кондуктивной потери тепла. Разница температур между частично расплавленным диапиром и его окружением составляет на этой стадии около 375ºС. В случае потери тепла во вмещающие образования, пропорционально снижается и количество расплава. Концентрация главных компонентов в жидкости будет примерно одинаковой во всем интервале плавления. Высокая степень плавления приурочена к верхней части зоны плавления и уменьшается по направлению к дну магматической камеры. При быстром подъеме диапира (10 см в год) полное плавление наступает через 350000 лет. При подъеме со скоростью 1 см/год пройдет минимум 3,5 млн. лет для получения 30% плавления. Обе модели имеют обратную последовательность составов расплавов по отношению к глубине зоны плавления.

При рассмотрении моделей образования магмы нельзя не затронуть вопрос о минимальном и максимальном количестве расплава, отделяющегося от первичного мантийного источника. Считается, что при образовании щелочных базальтов, обогащенных редкими элементами, степень плавления составляет менее чем 5%, тогда как при образовании ультраосновных расплавов она превышает 60%. На основании экспериментальных работ по плавлению природных перидотитов (Арндт, 1977) выведена зависимость степени отделения жидкости от ее источника от различной степени плавления. Для ультраосновных составов было установлено, что лишь по достижении степени плавления около 40% образующаяся жидкость может отделяться от кристаллических фаз. Гомогенизация и отделение жидкости обусловлены осаждением минеральных зерен через жидкость. Плавления 30–40% вещества недостаточно, для того, чтобы генерировать ультраосновные магмы одним актом плавления, поскольку 40% жидкости, образующейся при плавлении и еще не достигшей коматитового состава, стремится удалиться из источника. Следовательно, для образования ультраосновной магмы необходимо предполагать вторую или третью стадию плавления одного и того же вещества, формирование расплава и тугоплавкого оливинового остатка. Это заключение подтверждается не только экспериментами, но и резким обеднением легкими редкоземельными элементами перидотитовых коматитов.

Эксперименты по плавлению шпинелевого лерцолита в щелочном базальте показали, что критический уровень удаления жидкости превышает 5% и что этот уровень зависит от размера зерен и вязкости расплава. Следовательно, такие магмы, как щелочные базальты, которые имеют высокую концентрацию несовместимых малых элементов и для которых предполагается очень низкая степень плавления, не в состоянии отделяться от своего источника под влиянием плавучести. Для отделения таких магм требуется дополнительное напряжение, создающее расширяющуюся зону, в которую будет втекать расплав, используя сетку межгранулярных пленок.

Наблюдаемое в океанических толеитах различное содержание редких элементов, можно объяснить этапностью формирования магм сходного состава. На первом этапе после достижения критического уровня удаления жидкости создается базальтовый расплав, обогащенный легкими редкоземельными элементами. Магмы, обедненные легкими редкоземельными элементами, образуются после удаления порции базальтов раннего этапа, вместе с которыми удалены несовместимые легкие элементы.

Такой механизм двухэтапного плавления одного источника можно предполагать и для образования коматитовых магм. Если эта модель соответствует действительности, то состав коматитов, как бы он ни был близок к химизму предполпгаемого мантийного субстрата, мало свидетельствует о действительном составе мантийного источника. Содержания главных и редких элементов в коматитах отражают химизм остатка после экстракции магмы первого этапа, но не исходной мантии.

Различия в составах коматитов, в частности с высоким и низким отношением CaO/Al2O3, могут свидетельствовать об отделении магмы определенного состава на раннем этапе плавления. Например, коматиты нагорья Барбертон (ЮАР) имеют высокое отношение CaO/Al2O3, тогда как в относительно бедных оксидом магния коматитах Мунро из провинции Онтарио (Канада) это отношение около 1. Предположим, что магма первого этапа плавления формировалась при давлении около 35 кбар в равновесии с оливином, моноклинным пироксеном, ромбическим пироксеном при преимущественном вхождении граната в расплав. Это должно привести к обогащению магмы Al2O3 относительно CaО и среднему уровню содержания легких редкоземельных элементов. Дальнейшее плавление этого источника даст расплав, сходный по составу с коматитами провинции Барбертон (с высоким значением CaO/Al2O3 и ровным профилем редкоземельных элементов).

Другой варитант плавления может произойти, если первая магма формируется в равновесии с оливином, пироксенами и гранатом. В этом случае при 20-и процентном плавлении, когда почти весь моноклинный пироксен плавится, состав расплава должен быть менее основным. При дальнейшем подъеме диапира и его плавлении гранат как устойчивая и плотная фаза может оседать в жидкости, последняя будет иметь низкое содержание СаО и обеднена легкими редкоземельными элементами.

**2.2 Происхождение базальтовой магмы**

Где в относительно холодной массе мантии формируются базальтовые магмы? Некоторые данные о глубине их формирования, по-видимому, могут быть получены на основании того, что увеличение температуры плавления с увеличением давления несколько различно для различных минералов. Оно совсем низко (около 5ºС на 1000 бар) для оливина и анортита, около 13ºС на 1000 бар для альбита. Коэффициент этот обычно больше для минералов с низкой температурой плавления, так что различия в температуре плавления должны уменьшаться с увеличением давления. Анортит и альбит при давлении 2200 бар должны плавиться при одной температуре. Отношение между точками плавления оливина и пироксена могло быть обратным, а различие между точками инконгруэнтного плавления энстатита и форстерита могло приближаться к нулю, так же как у ортоклаза и лейцита при низких давлениях. Вполне вероятно, что перидотит, который в результате частичного плавления при нормальных условиях мог давать базальтовую жидкость с относительно высокой концентрацией алюминия и щелочей, должен был вести себя иначе при давлениях 40000–50000 бар и более. Возможно, что на глубинах, превышающих 200 км, первая жидкость, которая там образуется, не будет соответствовать нормальному базальту. В результате частичного плавления перидотитов на глубинах менее 100 км могут образоваться толеитовые базальты. Оливиновые базальты, по-видимому, формируются в результате частичного плавления на несколько больших глубинах.

То, что лавы на дневной поверхности очень редко имеют температуру выше 1200ºС, а возможно и не достигают ее, также может служить показателем глубины их формирования. Как уже отмечалось, температура плавления многокомпонентных систем увеличивается с глубиной. Начальная скорость увеличения этой температуры для базальтов равна примерно 10ºС на 1000 бар. На глубине 500 км давление равно 175000 бар, и базальт при этом давлении должен плавиться при температуре, значительно превышающей 2000ºС. Если бы базальтовый расплав мог формироваться на такой глубине, то он должен был бы подниматься к поверхности при температуре, которая была бы лишь немного ниже, поскольку охлаждение его при подъеме должно было бы быть небольшим. То, что лавы Килауэа изливаются при температуре, которая очень близка к верхнему пределу их плавления при нормальном давлении, говорит о небольшой глубине их формирования.

Данные, о которых говорилось выше, относятся к плавлению сухих пород. С увеличением давления увеличивается растворимость воды в силикатном расплаве, что вызывает понижение точки плавления расплава. Предположим, что первичный материал мантии содержит 0,5% воды в водных минералах. Будет ли эта вода заметно уменьшать температуру, при которой может происходить частичное плавление? Очевидно, нет. Частичное плавление скажем 1/3 первоначальной массы должно обусловить концентрацию воды в расплаве, равную 1,5%. При этом предполагается, что вся имеющаяся вода растворена. Данный вывод подтверждается тем, что базальтовые магмы, когда они достигают поверхности, по-видимому, содержат не более 1% воды, о чем можно судить по отношению газ/лава в вулканических извержениях. Однажды расплавившись, магма поднимется на такую высоту, на которой давление колонны жидкости уравновесится давлением, существующим на той глубине, где формируется магма. Пусть h – глубина формирования магмы ниже дна океана, а H – полная высота колонны жидкости. Тогда, d1h=d2H, где d1 – плотность материала мантии, а d2 – плотность жидкости. На Гавайских островах H-h равно примерно 10 км. Отсюда d1 = 3300 кг/м3, а d2 = 2800 кг/м3, h = 56 км. Действительная глубина, по-видимому, несколько больше, так как не известны вулканы, которые находились бы в статическом равновесии. Следовательно, можно сделать вывод, что наиболее возможная глубина формирования базальтовой магмы колеблется от 50 до 100 км. Температура, которая требуется для образования такой магмы на таких глубинах, находится в пределах 1200–1500ºС.

Базальтовая магма в больших количествах возникала на протяжении всего геологического времени как в континентальных, так и в океанических областях. Теплота, достигавшая поверхности с магмой, хотя и имеет значительную величину, тем не менее, намного меньше, чем нормальный тепловой поток. В настоящее время в среднем изливается примерно 2 км3 лавы в год, а за 4 млрд. лет при такой скорости должен образоваться объем, почти равный объему всей коры, включая океанические площади. Общая теплота, освобождающаяся на поверхности при этом, включая скрытую теплоту кристаллизации и остывания, достигает 1 или 2% от общего теплового потока за тот же самый интервал времени. Поэтому задача заключается не столько в том, чтобы найти подходящий источник тепла, сколько в том, чтобы объяснить, каким образом в кристаллической мантии, где температуры более низки, чем температура начального плавления, может иметь место частичное плавление. Сейсмические данные ясно показывают, что нет единого слоя жидкого базальта, окружающего земной шар, а возможность существования небольших местных резервуаров жидкого материала, оставшихся от времени, когда Земля находилась в расплавленном состоянии, приходится отрицать, учитывая следующие факты: 1) нет данных, показывающих, что Земля когда-либо была полностью расплавленной; 2) жидкий базальтовый расплав, будучи намного легче окружающего кристаллического материала, уже давно должен был бы подняться на поверхность; 3) такие небольшие массы, занимающие объем в несколько сотен кубических километров, за несколько миллиардов лет должны были бы настолько охладиться, что неизбежно раскристаллизовались бы.

Если предположить, что на глубине, где формируется базальтовая магма, существует температура, промежуточная между точками плавления базальта при нулевом давлении и давлении, преобладающем на этой глубине, то при уменьшении давления может начаться плавление. Трудно представить, как на такой глубине может эффективно понижаться давление, поэтому образование магмы в результате падения давления представляется невозможным.

В качестве возможных рассмотрим следующие пути, которые могут привести к местному возрастанию температуры настолько, что становится возможным частичное плавление. Эффект нагрузки, вызываемой мощной серией осадочных пород, играет незначительную роль. Кроме того, базальтовая магма образуется в пределах океанических площадей, где такая нагрузка отсутствует. Энергия деформации в неупругом веществе может превратиться в теплоту. Это подтверждается тем, что, где бы ни происходила в мантии интенсивная деформация, в ней может быть генерировано достаточное количество тепла, способное существенно поднять температуру. Вопрос, касающийся величины этого эффекта, полностью еще не выяснен. Кроме того, крупные излияния базальтовой магмы встречаются в пределах участков (например, Колумбийское плато, Гавайские острова), где деформации отсутствуют. Вулканическая площадь Северной Атлантики, в том числе и активные вулканы Исландии, по-видимому, не связаны с какими-либо крупными процессами деформации. С другой стороны, на ряде площадей (например, в Гималаях), где наблюдается интенсивная деформация, базальтовые излияния редки или отсутствуют.

Частичное плавление может иметь место в том случае, когда материал мантии будет перемещен кверху (например, в результате конвекции) в район, где температурный градиент больше, чем адиабатический, если только начальная температура поднимающегося материала больше, чем точка плавления в том месте, куда поступает материал. Предположим, например, что материал поднимается с глубины, где температура первоначально равна 2000ºС, до уровня, где точка плавления равна 1500ºС. Поднимающийся материал охлаждается при своем продвижении вверх. Если это охлаждение меньше 500ºС, материал будет плавиться, по крайней мере частично. Хотя конвекция и может привести к плавлению, нельзя уверенно считать, что она действительно имеет место, и проблема образования магмы по-прежнему остается нерешенной. Легко представить такое распределение радиоактивного материала, которое должно обусловить постоянное плавление в мировом масштабе. Однако подобное предположение опровергается сейсмическими данными. Это выглядит так, как если бы температура в верхней части мантии была близка к минимальной точке плавления, но подвергалась также местным и до некоторой степени случайным колебаниям неизвестного происхождения, возможно связанным с конвекцией в глубоких частях мантии. Эти колебания, по-видимому, отражаются в значительной изменчивости теплового потока в Тихоокеанском бассейне.

**2.3 Происхождение гранитной магмы**

В противоположность базальтам, которые встречаются повсеместно, распространение гранитных пород ограничено континентальными площадями и в основном орогеническими зонами. Это может быть обусловлено двумя причинами: 1) наличие континентов таким образом изменяет условия в подстилающей мантии, что там могут образовываться гранитные магмы; 2) гранитные магмы образуются в самой коре. Первый путь представляет собой автокристаллический процесс, в результате которого происходит постоянное разрастание континентов. Второй путь особенно хорошо объясняет постоянное совместное нахождение гранитов с глубоко метаморфизованными осадками и другими породами глубоких частей земной коры.

«Нормальная» температура у основания коры, вероятно, не превышает 600 ºС или около этого. Минимальная точка плавления гранита, даже при максимальном давлении, выше, по крайней мере, на 100 º. Таким образом, образование большого количества гранитной жидкости в коре не может быть «нормальным» явлением. Очень сложно в массе осадков в самой нижней части коры вызвать избирательное выплавление гранитной фракции. Иначе говоря, образование гранитной магмы требует значительных изменений температуры.

При описании условий, ведущих к региональному метаморфизму, с которым тесно связаны граниты, следует отметить, что сам региональный метаморфизм наблюдается только в тех участках, где заметно увеличивается тепловой поток. Это увеличение теплового потока, которое, видимо, сопровождает орогению, фактически может представлять собой наиболее характерную особенность орогении, тогда как деформация является дополнительным эффектом глубинных изменений температуры. Какова природа этих изменений не ясно, как и в случае образования базальтовой магмы. Первопричиной, опять таки, может быть конвекция в мантии. По-видимому, в мантии должны происходить процессы (перенос радиоактивного тепла, конвекционное движение, частичное плавление и дифференциация), которые ведут: 1) к формированию базальтовых магм в самой мантии; 2) увеличению теплового потока, региональному метаморфизму и формированию гранитных магм в коре и 3) диастрофизму.

**3. Причины разнообразия магматических пород**

Химические и минералогические различия, наблюдающиеся в магматических горных породах, являются результатом магматической эволюции. Совершенно ясно также, что эта эволюция происходит в том или ином направлении, так что в каждой группе пород объединяются различные продукты магматической эволюции единой родоначальной магмы. Очевидно также, что природа материнской магмы каждой провинции, направление ее эволюции или оба эти фактора связаны с географическим и тектоническим положением провинции.

Существует несколько видов эволюционных процессов, которые могут привести к образованию многих конечных магматических пород за счет небольшого числа родоначальных магм. Эти процессы сводятся к дифференциации, ассимиляции, гибридизации и смесимости магм. Трудно предположить, что в каждом случае магматической эволюции имело место влияние какого-либо одного процесса. Изменение характера магмы следует рассматривать как серию весьма сложных явлений, в которых участвуют с различной интенсивностью все указанные выше процесса.

**3.1 Магматическая дифференциация**

Магматическая дифференциация рассматривает все процессы, которые могут привести к распаду однородной родоначальной магмы на фракции, образующие в конечном итоге горные породы различного состава. Выражение «однородная магма» подразумевает, что крупные образцы, взятые произвольно из начальной магмы, одинаковы как в смысле валового состава, так и физического состояния. Тем не менее, магма может быть неоднородна в малых полях. В частности это вызвано ее частично жидким, а частично твердым состояние до начала дифференциации.

Поведение водных растворов в лабораторных условиях позволяет предположить наличие различных механизмов, которые могут вызвать дифференциацию силикатных магм. Они были рассмотрены Боуэном с количественной точки зрения, и основные его выводы сводятся к следующему:

1. Внутри еще полностью жидкой магмы может возникнуть различие в составе вследствие опускания тяжелых ионов или кластеров под действием силы тяжести или вследствие миграции ионов в тех участках жидкой массы, где возникает температурный градиент. Этот механизм Боуэн отвергает, так как он не имеет важного значения вследствие чрезвычайно низкой скорости миграции ионов в вязкой магме, а также ввиду малой величины температурных градиентов даже в равновесном состоянии.

2. Возможно, что однородная жидкая магма при охлаждении распадается на две несмешивающиеся жидкие фракции. Однако существует весьма убедительное доказательство, полученное во время лабораторных опытов, а также наблюдений за поведением шлака в металлургических плавках и исследований структуры самих пород, что при температуре магмы силикатные расплавы, приближающиеся по составу к магматическим горным породам большинства (если не всех) известных видов, смешиваются во всех пропорциях. Механизм несмесимости также был отвергнут Боуэном и другими исследователями как непригодный для дифференциации. Возможным исключением является образование в основных лавах миндалин, выполненных минералами, богатыми железом и кремнеземом (зеленый халцедон, карбонаты).

3. Некоторые петрологии для объяснения дифференциации обращались к несколько неопределенному механизму «переноса в газовой фазе». Эта гипотеза предполагает присутствие газовой фазы, состоящей главным образом из летучих веществ (H2O, CO2 и т.д.), встречающихся в виде бесчисленных пузырьков, плавающих в жидкой магме. Они могут действовать как собиратели и переносчики слабо летучих составляющих магмы. Можно теоретически себе представить, что магма могла достигнуть некоторой критической точки, когда твердые кристаллические фазы пришли бы в соприкосновение с одной единственной жидкой (газообразной) фазой, возможно очень подвижной. Эта подвижная жидкость (газ) должна иметь такой же состав, как и жидкая магма. Трудно предположить, что такое разделение произойдет в глубинных условиях, по крайней мере, до тех пор, пока кристаллизация (а значит и дифференциация) развита незначительно. Однако вблизи поверхности Земли, то есть в типично вулканических условиях, например в магматических резервуарах, подающих материал в вулканический кратер, выделение магматического газа, может, конечно, происходить в большом количестве и способствовать процессу дифференциации.

4. Вероятно, гораздо большее значение, чем собственно газовый перенос, имеет механизм, при котором различие состава может возникнуть в жидкой магматической фазе под действием растворенной воды. Вода за счет диффузии будет распределяться в магме таким образом, чтобы ее химический потенциал оставался постоянным во всей магматической камере. С помощью этого механизма вода будет накапливаться в магматической камере в областях с наиболее низким давлением и температурой. Щелочи и некоторые металлы, так же как и вода, будут концентрироваться в областях наиболее низких давлений и температур. Однако таким способом можно только на качественном уровне объяснить, каким образом могут возникать местные концентрации «летучих» и щелочей под влияние градиентов температуры и давления в охлаждающейся магме, без переноса щелочей в дискретной газовой фазе.

5. При начале кристаллизации магмы в качестве возможных факторов дифференциации начнут действовать различные механизмы фракционной кристаллизации (то есть выделение последовательных кристаллических фракций из остаточного магматического расплава). На кристаллизационную дифференциацию почти всегда участвующую в дифференциации, отчетливо указывают минеральные ассоциации, наблюдающиеся в магматических горных породах. Огромное количество экспериментальных данных по кристаллизации таких соединений, как полевые шпаты, фельдшпатоиды, пироксены, оливин и кварц, из силикатных расплавов в управляемых условиях ясно показывает, что минералы, встречающиеся совместно в магматических горных породах, кристаллизуются при одних и тех же температурах (например, оливин-диопсид, оливин-лабрадор, ортоклаз-олигоклаз, фаялит-ортоклаз). Минералы же с резко различными областями кристаллизации (например, олигоклаз и оливин, ортоклаз и диопсид, мусковит и лабрадор) совместно не встречаются. Учитывая все это, кристаллизационную дифференциацию, вероятно, следует считать главным из участвующих в дифференциации факторов.

Кроме того, существуют процессы, действующие отдельно или в некоторой последовательности, способные привести к разделению магмы на составные части:

1. Осаждение кристаллов тяжелых минералов в менее плотной жидкости (гравитационная дифференциация). Этот процесс может быть эффективным, особенно на ранних стадиях, когда жидкая магма все еще преобладает и еще не слишком вязкая, чтобы мешать оседанию кристаллов. Существование слоев, богатых оливином и авгитом, в дифференцированных силах основного состава, может рассматриваться как доказательство эффективности осаждения кристаллов, Кроме того, лабораторными опытами доказана возможность осаждения кристаллов оливина и пироксена в жидкости, имеющей плотность базальтовой магмы. В крупных стратифицированных интрузиях основного состава (интрузивные комплексы Скергаард и Стиллуотер) наблюдается пластовая форма и структурные особенности сортировки, аналогичные структурам, возникающим в результате постепенного осаждения кластических осадков. Это не оставляет сомнения в том, что в формировании этих интрузий основную роль играл процесс накопления кристаллов, опускавшихся в жидкой магме. Здесь наблюдается отчетливая концентрация тяжелых минералов (оливин, пироксен и хромит) в нижних слоях. Тем не менее до сих пор еще не доказано, что высокая степень дифференциации этих интрузий полностью или хотя бы в большей своей части обусловлена простым гравитационным осаждением ранее образовавшихся тяжелых кристаллов.

2. Всплывание легких кристаллов (например, полевого шпата, лейцита) в тяжелой жидкости. Этот механизм был использован для объяснения присутствия анортозита (лабрадорит, анортозит) на верхних уровнях интрузий габбро. Это, вероятно, менее распространенный процесс, чем процесс осаждения тяжелых минералов, подобных оливину и авгиту.

3. Если на некоторой стадии эволюции магмы развивается газовая фаза, и если пузырьки газа всплывают кверху, то на концентрацию легких кристаллов вверху может, по-видимому, оказать влияние процесс флотации. Он заключается в том, что поднимающиеся пузырьки садятся на отдельные кристаллы и заставляют их всплывать кверху. Если к моменту кипения кристаллизация зашла достаточно далеко, то поднимающийся газ может выдуть остаточную жидкость кверху через промежутки между кристаллами. Этот механизм получил название «газовая промывка». Он объясняет взрывной выброс трахитов, отделившихся из оливиново-базальтовой магмы.

4. Когда кристаллизация магмы в глубинных условиях продвинулась достаточно далеко, кристаллы образуют непрерывную сетку, в порах которой сохраняется остаточная жидкость. Если вся масса сжимается при подвижках вмещающих пород, о остаточная жидкость выжимается с образованием отдельного от дифференцированной магмы тела. Если сетка кристаллов разрывается под действием растягивающих сил, то остаточная жидкость стремится заполнить образовавшиеся таким образом пустоты. Этот процесс называется «автоинтрузией». Одним из многочисленных примеров подобного процесса считается образование неправильного тела сиенита мощностью 18 м в дифференцированном силе основного состава на острове Шайант в Шотландии. Существуют примеры разламывания кварцитов и подобных им хрупких пород, что вызывает миграцию остаточной магмы в образованные таким образом полости.

5. Ранее образованные кристаллы тяжелых минералов (оливин, пироксены) могут концентрироваться в движущейся магме с помощью механизма, аналогичного отмучиванию. Этому должна благоприятствовать низкая вязкость жидкой фазы, и его эффекты следует искать в массе основных изверженных пород, содержащих большое количество воды (например потухший третичный вулкан в штате Орегон).

6. Природа жидкой фракции кристаллизующейся магмы в определенный момент зависит от природы материнской магмы, преобладающих температуры и давления, степени, до которой уже развилась фракционная кристаллизация, и характера равновесия между кристаллами и жидкостью. Многие минералы магматического происхождения, устойчивые при высоких температурах, становятся неустойчивыми на контакте с магматической жидкостью при более низких температурах. Равновесие обычно восстанавливается при реакции между жидкостью и кристаллами, причем образуется некоторая новая кристаллическая фаза. Это процесс обратный инконгруэнтному плавлению. В некоторых условиях охлаждения новая устойчивая фаза может образовывать каемку вокруг кристалла неустойчивой фазы, которая, таким образом, будет изолирована от жидкости. Вследствие того, что диффузия в ионном кристалле идет намного медленнее, чем в жидкости, скорость реакции сразу резко падает и становится бесконечно малой, по мере того как растет толщина защитной оболочки из устойчивой кристаллической фазы. Хорошо известные зональные кристаллы (например, плагиоклазы) и реакционные каемки минералов магматических пород показывают, что это обычное явление. Возникающая в этом случае неравновесность не может явиться причиной дифференциации, за исключением весьма малых областей вокруг отдельных зональных кристаллов, но она может сильно повлиять на состав остаточных жидкостей и горных пород, дифференциация которых происходила иначе, например при помощи «промывания газом». Таким образом, это явление можно считать одним из возможных способов дифференциации.

Процессы, перечисленные выше, в целом представляются достаточными для объяснения большинства магматических явлений, обычно приписываемых дифференциации. Это, однако, не означает, что дифференциация является основным или тем более необходимым фактором, обусловливающим разнообразие магматических пород.

**3.2 Ассимиляция**

Магма, внедряющаяся в какие-либо вмещающие породы, редко находится в химическом равновесии с ними, хотя она может быть в равновесии с одним или несколькими минералами, слагающими эти породы. Таким образом, во время внедрения должны происходить реакции между магмой и вмещающей породой. В ходе такой реакции состав магмы (в большинстве случаев силикатного расплава с взвешенными в нем кристаллами одной или нескольких твердых фаз) изменяется в результате поглощения вещества вмещающей породы. Этот процесс изменения состава магмы называют ассимиляцией. Механизм процесса ассимиляции в любом случае определяется следующими общими принципами, четко сформулированными Боуэном.

1. Для плавления большинства горных пород требуются большие количества тепла, в среднем около 100 кал/г. Эту теплоту должна доставить магма, вызывающая плавление. При этом по мере ассимиляции магма должна охлаждаться. Если первоначально магма имела температуру немного более высокую, чем температура начала кристаллизации, то плавление твердой породы приведет к соответствующей кристаллизации магмы. Далее магма может вызвать плавление только тех минералов, точка плавления которых ниже, чем температура магмы (например, базальт при 1200 ºС не может расплавить кварцит, хотя он может реагировать с ним). Полная ассимиляция каких-либо веществ жидкой магмой требует, таким образом, чтобы магма вначале имела температуру не несколько сотен градусов выше температур ее кристаллизации (чтобы магма была «перегрета»). Это, очевидно, невозможно, если сама магма является продуктом либо частичного плавления, либо кристаллизационной дифференциации.

2. Допустим, что магма начала кристаллизоваться и что образующиеся кристаллы относятся к реакционному ряду (обычный случай для минералов магматических пород. Тогда жидкость оказывается сильно пересыщенной любым предшествующим членом в том же реакционном ряду (то есть минералом этого ряда, кристаллизующимся при более высокой температуре). Жидкость в таком случае не способна перевести этот член ряда в жидкое состояние. Если кристаллы этого высокотемпературного члена добавляются к магме, то равновесие устанавливается в результате реакции (ионный обмен между жидкостью и кристаллами), в ходе которой посторонняя фаза превращается в кристаллы той фазы, которой насыщена жидкость. Рассмотрим кристаллы лабрадора в контакте с гранитным расплавом, из которого уже выкристаллизовался олигоклаз. Эти плагиоклазы образуют реакционный ряд, содержание оксида натрия в котором повышается в сторону низкотемпературных разностей. Кристаллы лабрадора, следовательно, не могут ни раствориться ни расплавиться. Вместо этого происходит сложная реакция, в которой участвуют жидкость, взвешенные кристаллы олигоклаза и посторонние кристаллы лабрадора. Лабрадор при этом превращается в олигоклаз – фазу, которая находится в равновесии с расплавом. Если реакция протекает без потери тепла (адиабатически), то кристаллы олигоклаза, ранее присутствовавшие, несколько обогащаются известью по сере хода реакции.

3. Предположим теперь, что магма, уже содержащая кристаллы высокотемпературного члена реакционного ряда \*например, оливина), приходит в соприкосновение с посторонними кристаллами низкотемпературного члена того же реакционного ряда (например, гиперстена). Равновесие здесь также нарушается вследствие взаимных реакций между различными твердыми фазами. В этом случае посторонняя кристаллическая фаза (гиперстен) растворяется (плавится) в жидкой фракции магмы, но для притока необходимой скрытой теплоты плавления и для поддержания равновесия в системе некоторое эквивалентное количество фазы, которой жидкость уже насыщена, а именно оливина, должна перейти в кристаллическое состояние. Ассимиляция, таким образом, может быть описана как сложный процесс взаимных реакций между магмой им вмещающей породой. Некоторые минералы, присутствующие во вмещающих породах, могут полностью или частично расплавиться и, таким образом, войти в жидкую фракцию магмы. Другие изменяются в результате реакции ионного обмена с теми кристаллическими фазами, которыми жидкость уже насыщена. Если некоторые минералы случайно оказываются совместимыми с внедряющейся магмой, то они сохраняются в ней неизмененными в том виде, в каком они выделяются из частично измененных и расплавленных вмещающих пород, а затем могут быть вынесены в реагирующую магму. Конечный продукт представляет собой контаминированную, частично закристаллизованную магму. Во многих случаях количество жидкости в такой контаминированной магме уменьшается по мере хода реакции. Когда при непрерывном охлаждении магма полностью кристаллизуется, она образует контаминированную изверженную породу, которая никогда не была полностью жидкой и которая сложена из материала, доставленного отчасти исходной магмой и отчасти вмещающими породами. В этом случае невозможно установить резкую границу между магматическим материалом и вмещающими породами.

По мере приближения к контакту с интрузией вмещающие породы становятся все более и более измененными в результате их химического обмена со смежными частями магмы. В конце концов, они приобретают состав, близкий или тождественный составу контаминированной изверженной породы, с которой они в конечном итоге сливаются.

**3.3 Гибридизация магмы**

Если переработка ксенолитов вмещающих пород магмой происходила не до конца, то такой процесс называется гибридизацией, а возникающие породы – гибридными. Процесс гибридизации приводит к образованию в участках, примыкающих к ксенолитам, «загрязненных» магматических пород, по составу существенно отличающихся от пород массива.

Минералы вмещающих пород, температура кристаллизации которых ниже температуры магмы, могут полностью или частично расплавиться и раствориться в магме. Другие минералы, имеющие более высокие температуры кристаллизации, оставаясь все время твердыми, будут в результате реакций ионного обмена метасоматически преобразовываться в минералы, равновесные с магмой. Если во вмещающих породах находятся такие же минералы, какие кристаллизуются из магмы, они сохранятся неизменными. В результате взаимодействия магмы с вмещающими породами происходит уравнивание состава между ними. Магма обогатится теми компонентами, которые входят в состав вмещающих пород, а последние – компонентами магмы. Когда при непрерывном охлаждении такая магма полностью раскристаллизуется, образуются гибридные породы, состоящие частью из исходной магмы и частью из материала вмещающих пород.

Наиболее характерными особенностями гибридных пород являются следующие.

1. Крайне неоднородная текстура пород. Вблизи краевых частей интрузивного массива присутствуют ксенолиты, а в направлении к центру массива, где ксенолиты более переработаны магмой, на их месте находятся неправильные участки пород, отличающиеся от окружающих по составу и структуре, что создает общую атакситовую текстуру.

2. Разнообразие и невыдержанность структур, как по размеру зерен, так и по происхождению. В гибридных породах наблюдается сочетание типичных магматических гипидиоморфнозернистых, а также кристаллобластовых и бластокластических структур, образующихся при раздроблении пород и цементации их мелкозернистым агрегатом новообразованных минералов.

3. Наблюдаются необычные реакционные взаимоотношения минералов (глазки кварца, окруженные зернами пироксена; нарастание каемок пироксена на кристаллах амфибола).

4. Необычные для магматических пород соотношения между фемическими и салическими минералами, которые быстро меняются на малых расстояниях (например, наличие в краевых частях массива шлиров гранитов, содержащих 20 и более процентов цветных минералов).

5. Наличие ксеногенных, чуждых данной породе минералов.

6. Повышенное содержание акцессорных минералов, богатых летучими компонентами (апатит, флюорит, ортит), которые способствуют поглощению компонентов вмещающих пород.

**3.4 Смешение магм**

Уже в 1851 г. Боуэн высказал предположение, что смешение двух различных материнских магм (базальтовой и риолитовой) может объяснить все возможные составы, наблюдающиеся в базальтовых лавах андезито-риолитового ряда в Исландии и в других местах. С развитием петрографии была доказана полная непригодность этой гипотезы для объяснения петрографических различий горных пород. Химические и минералогические составы горных пород, известные даже в какой-либо одной области оказываются при детальном исследовании слишком сложными, и их нельзя рассматривать как простые линейные соотношения, которые должны возникать в результате смешения каких-то двух конечных членов. Смешение магм теперь уже не рассматривается как основной фактор магматической эволюции.

Это не значит, однако, что смешение магм вообще не может иметь места. Некоторые необычные горные породы, в которых большое число кристаллических фаз находится в неравновесных парагенезисах, могут представлять собой в ряде случаев продукты смешения двух частично закристаллизованных магм. Одним из возможных примеров являются кейвекиты (Новая Зеландия). Они представляют собой лавы, в которых вкрапленники плагиоклаза, анортоклаза, авгита (с эгириновыми каемками), оливина и бурой роговой обманки погружены в основную массу из олигоклаза, анортоклаза и авгита. Они рассматриваются как базальто-трахитовые гибридные породы. Гораздо большее значение, чем такие редкие породы, как кейвекиты, имеют примеры смешения магм для более распространенных типов лав, особенно для андезитов и базальтов. В лавах из вулканической провинции Сан-Хуан в Колорадо различия состава вкрапленников плагиоклаза слишком сложны, чтобы их можно было объяснить простой дифференциацией. Эти изменения совместимы с механизмом смешения двух магм, содержащих взвешенные кристаллы. Кроме того, авторы работ по провинции Сан-Хуан пришли к выводу, что здесь должно было иметь место весьма тщательное перемешивание больших масс магмы для того, чтобы можно было объяснить однородное распределение вкрапленников полевого шпата в лавах очень протяженных потоков. На основании вышеприведенного примера и на основании весьма широкого распространения вкрапленников плагиоклазов с сильно изменяющимся составом в андезитах и дацитах представляется возможным предположить, что основная функция магматического смешения в эволюции магматического ряда заключается в соединении магм одинакового происхождения, которые ранее обособились в результате дифференциации или ассимиляции.

**3.5 Условия кристаллизации магмы**

Степень кристалличности и зернистости пород зависит в основном от условий кристаллизации магмы. Полнокристаллические крупно- и среднезернистые породы являются преимущественно интрузивными абиссальными, то есть застывшими на глубине более 1 км. Они образовались в условиях медленного понижения температуры, под большим давлением вмещающих пород, что препятствовало отделению минерализаторов, снижающих вязкость магматического расплава. Если внешнее давление сохраняется в ходе кристаллизации, остаточный расплав магмы значительно обогащается минерализаторами, что создает условия для образования гигантозернистых структур, характерных для пегматитов.

Эффузивные породы, имеющие скрытокристаллическую структуру и часто содержащие вулканическое стекло, образовались на поверхности Земли в условиях резкого падения температуры при незначительном давлении. Вследствие этого расплав быстро терял летучие компоненты. Гипабиссальные породы, сформировавшиеся на небольших глубинах в промежуточных условиях, имеют мелкозернистые и афанитовые структуры.

В природе существуют исключения из выше приведенных условий. Если в интрузивных телах образуется трещиноватость, то минерализаторы (летучие компоненты) легко выделяются из магмы, потеря которых приводит к резкому повышению вязкости магмы и быстрой ее кристаллизации с образованием мелкозернистой структуры (например, при образовании аплитов). Структуры пород, слагающих разные участки одного и того же массива, обычно различны. В краевых частях любых интрузивных и эффузивных тел породы менее раскристаллизованы, чем в центральных участках.

Процесс кристаллизации магмы определяется в основном двумя факторами, из которых складывается кристаллизационная способность вещества: а) количеством образующихся центров кристаллизации и б) скоростью роста кристаллов. Кристаллизация расплава возможна лишь при некотором его переохлаждении, потому что в истинно равновесных условиях выделение теплоты при переходе вещества из жидкого в твердое состояние обусловливает расплавление образовавшихся кристаллов, в то время как при переохлаждении этой теплоты оказывается недостаточно (рис. 3.1.). Число центров кристаллизации в районе точки плавления очень незначительно, но оно возрастает с увеличением степени переохлаждения, а затем, пройдя максимум, уменьшается и становится равным нулю. Скорость роста кристаллов также мала вблизи точки плавления, увеличивается по мере удаления от нее, переходит через максимум и уменьшается до нуля. При этом максимумы кривых

скорости роста кристаллов и скорости образования центров кристаллизации не совпадают, что обусловливает наличие нескольких областей переохлаждения с различной кристаллизационной способностью и соответственно с разными типами структур.

Если магма охлаждается медленно и температура ее долго держится вблизи точки плавления, то образуется небольшое количество центров кристаллизации. При очень медленном охлаждении магма может полностью раскристаллизоваться, не достигнув поля, где образуется много центров кристаллизации.

**4. Общие закономерности кристаллизации магмы**

Главнейшие особенности минерального состава, структуры и текстуры любой магматической породы определяются процессом кристаллизации природного силикатного расплава – магмы. Магма имеет сложный и различный в разных случаях состав. В результате ее кристаллизации обычно выделяется не один твердый минерал, а несколько. В процессе кристаллизации выделившиеся минералы находятся во взаимодействии с расплавом, некоторые из них появляются и исчезают, другие изменяют свой состав, третьи остаются такими, какими они выделелись первоначально. Для того, чтобы представить себе общий ход кристаллизации магмы, как главной стадии образования магматической породы, уяснить порядок выделения минералов, характер взаимных отношений между выделившимися минералами и расплавом, необходимо рассмотреть общие законы кристаллизации силикатных расплавов. Они установлены экспериментально и рассчитаны теоретически, действуют при кристаллизации двух-, трех- и многокомпонентных систем и определяют кристаллизацию магмы, которая с точки зрения физической химии является многокомпонентной системой.

Кристаллизация любого сложного расплава, как естественного, так и искусственного, подчиняется трем законам: 1) закону эвтектики; 2) закону перитектики (прерывно-реакционного взаимодействия) и 3) закону кристаллизации твердых растворов (непрерывно-реакционного взаимодействия) и при кристаллизации сложного многокомпонентного расплава все эти типы соотношений могут проявляться одновременно, то есть одна пара или несколько минералов могут находиться в эвтектических соотношениях между собой и расплавом, друга пара может иметь прерывно-реакционные соотношения и т.д. Перечисленные законы относятся к кристаллизации «сухих», конденсированных расплавов, на кристаллизацию которых не влияет наличие газовой фазы. При кристаллизации расплавов богатых летучими компонентами вышеупомянутые отношения между минералами и расплавом сохраняются, но процесс кристаллизации существенно усложняется.

**4.1 Кристаллизация по закону эвтектики**

Кристаллизация по закону эвтектикихарактеризуется следующими главными особенностями: 1) выделяющиеся из расплава минералы не меняют во время кристаллизации свой состав и не вступают в реакционное взаимодействие ни между собой, ни с расплавом; при нарушении нормального хода кристаллизации может быть лишь задержка в кристаллизации, обратное расплавление (оплавление) ранее выделившихся твердых кристаллов; 2) порядок выделения минералов из расплава определяется не столько температурой плавления этих минералов, сколько составом кристаллизующегося расплава, концентрацией в нем того или другого компонента; 3) температура начала кристаллизации расплава смеси зависит от состава этой смеси; небольшая прибавка к какому-либо компоненту другого компонента понижает температуру начала кристаллизации; 4) температура конца кристаллизации расплава смеси не зависит от состава смеси; кристаллизация заканчивается всегда при определенной эвтектической температуре; 5) состав последней порции расплава в конце процесса кристаллизации не зависит от состава исходного расплава. Состав последней порции расплава всегда определенный – эвтектический. Эвтектика – это определенное процентное соотношение двух или нескольких компонентов расплава, которые одновременно кристаллизуются при определенной температуре, которая всегда ниже температуры кристаллизации каждого их компонентов в отдельности.

Рассмотрим эвтектическую кристаллизацию на примере системы диопсид-анортит (рис. 4.1). Температура плавления анортита 1550 ºС, то есть если взять расплав чистого анортита, то он будет кристаллизоваться при этой температуре пока полностью не раскристаллизуется и температура будет постоянной. Это вытекает из «правила фаз», выражаемого формулой F=(K+2) – P, где F – число возможных изменений условий, К – число компонентов и Р – число фаз (твердых и жидких). Для конденсированных систем, где изменение давления не влияет на ход кристаллизации, это выражение принимает вид: F=(K+1) – P. В данном случае К=1, так как взят расплав только одного анортита и система однокомпонентная. Р=2 (расплав и кристаллы анортита), следовательно F= (1+1) – 2=0.

Прибавление 15% диопсида к расплаву понизит температуру начала кристаллизации до 1510ºС. При этом в ходе кристаллизации температура уже может понижаться, так как здесь К=2, Р=2, F=(2+1) – 2=1. Если взять состав расплава с еще большим содержанием диопсида (например, 35%), то температура начала кристаллизации будет еще ниже (1420ºС). Поскольку состав расплава можно изменять непрерывно, то полученная кривая выразит температуру начала кристаллизации всех смесей богатых анортитом.

То же самое будет характерно и для смесей богатых диопсидом, температура плавления которого 1400ºС. Прибавление 20% анортита понизит температуру начала кристаллизации до 1360ºС и т.д. В итоге может быть построена кривая изменения температуры начала кристаллизации для смесей богатых диопсидом. На рисунке 1 видно, что обе кривые пересекаются в точке е. Следовательно, если возьмет расплав, в котором 46% диопсида и 54% анортита, то он начнет кристаллизоваться при наименьшей температуре 1270ºС. Точка е соответствует эвтектике и для нее характерна определенная температура. Если исходный расплав имеет эвтектический состав, то с самого начала начнут выделяться одновременно и анортит и диопсид. По правилу фаз температура не изменится, пока не исчезнет весь расплав. К=2, Р=3 (две твердых фазы, диопсид и анортит плюс расплав), F=(2+1) – 3=0. Если же состав исходного расплава не эвтектический, то вначале из расплава будет выделяться только один минерал (тот которого во взятом расплаве больше, чем в эвтектическом). По мере уменьшения количества этого минерала, будет снижаться температура кристаллизации и уменьшаться концентрация этого минерала, пока не достигнет точки эвтектики.

Простая двухкомпонентная система диопсид-анортит имеет большое значение для петрологии. Состав основных магматических пород (например, габбро) почти эвтектический. Отсюда следует вывод, что пироксен и основной плагиоклаз должны кристаллизоваться из магмы одновременно. Состав основной магмы не точно отвечает эвтектике, поэтому первым может начать выделяться либо пироксен, либо плагиоклаз, но в ходе кристаллизации эвтектика будет достигнута. В эвтектических соотношениях находятся такие минералы как кварц и полевой шпат; нефелин и полевой шпат; полевой шпат и цветной минерал; нефелин и цветной минерал. Эвтектические соотношения существуют между цветными и бесцветными минералами любой магматической породы. По этой причине при кристаллизации магмы цветные и бесцветные минералы выделяются одновременно. Поскольку между кварцем и полевым шпатом тоже существует эвтектическое соотношение, оба этих минерал совместно присутствуют во вкрапленниках в гранит-порфирах или риолитах.

В системах с летучими компонентами, эвтектика между двумя минералами может иметь несколько иное количественное соотношение, чем в «сухих» системах, но сохраняется. В тех случаях, когда в дополнение к двум минералам присутствует третий, например, пироксен, плагиоклаз и оливин, то порядок кристаллизации определяется правилом Нернста о понижении растворимости веществ, имеющих общий ион. Так как оливин и пироксен имеют общий ион (Mg, Fe), растворимость оливина в присутствии пироксена значительно уменьшается, и он кристаллизуется раньше полевого шпата даже в тех случаях, когда его содержание невелико. Особенности эвтектики сохраняются не только в тройной системе. Они должны сохраняться и в многокомпонентной системе, какой является магма.

**4.2 Кристаллизация по закону перитектики**

Кристаллизация по закону перитектики характеризуется следующими особенностями: 1) она возможна лишь в том случае, когда компоненты образуют химическое соединение с инконгруентной (скрытой) точкой плавления. Это означает, что при нагревании данное соединение не может сразу переходить в расплавленное состояние, а разлагается с образованием расплава иного состава и другой твердой фазы. Так, например, в двухкомпонентной системе Mg2SiO4-SiO2 есть соединение Mg2Si2O6, которое не может сразу переходить в расплав того же состава; 2) при кристаллизации по закону перитектики при определенных температурах ранее выделившиеся кристаллы вступают в реакционное взаимодействие с расплавом, в результате которого образуются кристаллы нового минерала; при этом реакционное взаимодействие имеет место только в определенные периоды процесса кристаллизации и поэтому взаимоотношения минералов с магмой и между собой могут быть только прерывно реакционными; 3) порядок выделения минералов строго определенный и не зависит от состава расплава; 4) температура начала и конца кристаллизации в известных пределах зависит от состава смеси; 5) состав последних порций кристаллизующегося расплава в известных пределах также зависит от состава исходного расплава.

В качестве примера рассмотрим «сухую» систему форстерит-кремнезем (Mg2SiO4-SiO2). Если расплав богат форстеритом, то при температуре 1850ºС (рис. 4.2) начнут выделяться кристаллы этого минерала. Кристаллизация продолжается при понижении температуры, так как в соответствии с правилом фаз F=(2+1) – 2=1. При температуре 1750ºС количество кристаллического форстерита уже будет примерно такое же как количество расплава. При температуре 1670ºС расплава будет уже в два раза меньше, чем кристаллов форстерита, а в составе расплава будет больше SiO2. При температуре 1557ºС между расплавом, состав которого уже будет составлять 25% от первоначального количества и кристаллами, количество которых составит 75% начнется реакция с образованием клиноэнстатита (точка перитектики – скрытая точка плавления). Согласно правилу фаз, температура не может дальше понижаться, пока не закончится эта реакция, так как здесь уже три фазы (две твердых и расплав), F=(2+1) – 3=0. В результате этой реакции израсходуется весь расплав и кристаллизация закончится. Образуется агрегат, в котором 30% клиноэнстатита и 70% форстерита.

Если расплав по составу соответствовал клиноэнстатиту, то при температуре 1700ºС начнут выделяться кристаллы форстерита и при дальнейшем понижении температуры количество их будет увеличиваться. При температуре 1557ºС между кристаллами форстерита и расплавом произойдет реакция. Температура в течение этой реакции не изменится, а результате реакции одновременно исчезнут и жидкость и кристаллы форстерита, то есть кристаллизация на этом закончится.

Если взять расплав более богатый кремнеземом, чем клиноэнстатит, то при температуре 1650ºС начнут выделяться кристаллы форстерита. Так будет продолжаться до температуры 1557ºС, когда начнется реакция между расплавом и форстеритом. Но в результате ее исчезнут уже кристаллы форстерита. Кристаллизация при этой температуре не закончится. Как только исчезнут кристаллы форстерита, температура вновь может понижаться, так как будет опять только две фазы (клиноэнстатит и расплав) и по правилу фаз F=(2+1) – 2=1. При понижении температуры из расплава будут выделяться непосредственно кристаллы клиноэнстатита. При температуре 1550ºС их количество достигнет 70%. Так будет продолжаться до температуры 1543ºС, когда состав расплава достигнет эвтектики между клиноэнстатитом и кристобалитом. Здесь появится новая твердая фаза (кристобалит) и кристаллизация будет продолжаться уже при постоянной температуре в соответствии с правилом фаз F=(2+1) – 3=0, до полного исчезновения эвтектического расплава.

При кристаллизации расплава еще более богатого кремнеземом кристаллизация начнется с выделения кристаллов кристобалита.

Рассмотренный случай очень важен для петрологии, так как иллюстрирует перитектические реакционные соотношения между оливином и ромбическим пироксеном. Реакционные каемки ромбического пироксена вокруг оливина в магматических породах наблюдаются постоянно. Они образуются в том случае, либо когда перитектическая реакция не доходит до конца, либо в результате полного израсходования кремнезема в расплаве, либо в результате резкого изменения температуры, когда выделившиеся кристаллы оливина не успевают прореагировать с расплавом и ромбический пироксен начнет кристаллизоваться из расплава и нарастать на остатки зерен оливина. Реакционные каемки бывают не только вокруг зерен оливина. На кристаллах ромбического пироксена можно видеть каемки моноклинного пироксена, образующиеся в результате не дошедшей до конца реакции между кристаллами ромбического пироксена и расплавом. В реакционных соотношениях находятся моноклинный пироксен и роговая обманка. Реакция кристаллов моноклинного пироксена с расплавом усложняется участием в ней воды. В реакционных соотношениях находятся роговая обманка и биотит. Таким образом, устанавливается определенный прерывно-реакционный ряд цветных минералов: оливин→магнезиальный пироксен→известково-магнезиальный пироксен→амфибол→биотит.

В ходе кристаллизации магмы отдельные члены этого ряда могут выпасть вследствие резкой смены условий. Каемки амфибола вокруг оливина будут свидетельствовать о таком неравновесном состоянии системы в процессе кристаллизации. При нормальном ходе кристаллизации магмы цветные минералы, выделившиеся в первые стадии процесса, полностью исчезают, сменяясь другими. Отсюда понятно, почему в порфировых вкрапленниках эффузивных пород цветной минерал обычно другой, чем тот, который присутствует в соответствующих интрузивных породах. В андезитах во вкрапленниках находятся обычно пироксены, а диоритах – роговая обманка.

Кристаллизация с образованием инконгруэнтно плавящегося соединения имеет место и для некоторых салических минералов. Так кристаллизуется система лейцит-кремнезем, в которой образуется ортоклаз, плавящийся инконгруэнтно. Температура кристаллизации лейцита – 1686ºС, а температура преобразования его в ортоклаз – 1170ºС. Этот процесс объясняет невозможность совместного нахождения фельдшпатоидов и кварца. Подобные реакции могут происходить и в многокомпонентной системе.

**4.3 Кристаллизация по закону непрерывного реакционного взаимодействия (в системах с твердыми растворами)**

Большинство минералов магматических пород представляют собой твердые растворы, то есть – совершенную изоморфную смесь двух или более компонентов. Плагиоклазы – изоморфная смесь альбита и анортита, щелочные полевые шпаты – калиевого полевого шпата и альбита, оливин – форстерита и фаялита и т.д. Поэтому кристаллизация расплавов, из которых образуются твердые растворы, имеет важное значение. В таких расплавах кристаллизация идет по закону непрерывного реакционного взаимодействия. Особенности кристаллизации по этому закону следующие: 1) в процессе кристаллизации состав выделившихся твердых кристаллов непрерывно изменяется; 2) температура определяет не только количественное соотношение выделившихся кристаллов и расплава, но и состав твердой фазы; 3) между выделившимися кристаллами и расплавом в течение всего процесса кристаллизации имеет место непрерывное реакционное взаимодействие, в результате которого изменяется состав расплава и твердой фазы; 4) прибавление к легкоплавкому компоненту более тугоплавкого может вызвать повышение температуры начала кристаллизации расплава смеси; 5) температура начала кристаллизации, состав первых кристаллов твердой фазы, а также температура конца кристаллизации, состав последних порций расплава и состав образовавшихся твердых кристаллов зависит исключительно от состава смеси.

Рассмотрим процесс кристаллизации в очень важной системе альбит-анортит (рис. 4.3). Температура плавления анортита – 1550ºС. Прибавление альбита постепенно понижает температуру начала кристаллизации расплава смеси. Температура плавления альбита – 1100ºС. Небольшое прибавление аноритта сразу же повышает температуру начала кристаллизации расплава смеси. Так расплав, содержащий 20% анортита и 80% альбита, начнет кристаллизоваться при температуре 1350ºС. Верхняя кривая на рисунке характеризует температуру начала кристаллизации и состав расплава, а нижняя кривая – температуру конца кристаллизации и состав твердой фазы.

Из расплава, содержащего 40% альбита и 60% анортита при температуре 1475ºС начнут выделяться кристаллы плагиоклаза, номер которого будет 87. При понижении температуры состав расплава будет изменяться в сторону обогащения альбитом, но и состав плагиоклаза тоже будет обогащаться альбитом. При температуре 1425ºС кристаллов плагиоклаза и расплава будет поровну. Номер плагиоклаза будет 78, а расплав будет содержать 58% альбита и 42% анортита. При температуре 1350ºС в равновесии будут уже кристаллы плагиоклаза №65 в количестве 85% и 15% расплава, содержащего всего 25% анортита. Количество расплава с понижением температуры непрерывно уменьшается и при 1325ºС уменьшится до 0. Номер плагиоклаза станет 60. Состав последних порций расплава будет содержать 80% альбита и 20% анортита. Таким образом, кристаллизация данного расплава закончится при температуре 1325ºС.

При нормальном ходе кристаллизации состав расплава и состав твердых кристаллов изменяется непрерывно. Это возможно только при достаточно медленном остывании, когда реакция доходит до конца. При кристаллизации магмы в глубинных условиях плагиоклаз, выделившийся в первые стадии процесса, успевает прореагировать с расплавом. Поэтому в интрузивных породах зональный плагиоклаз почти не встречается.

При образовании эффузивных пород кристаллизация идет быстро и не непрерывно. Поэтому плагиоклаз в этих породах имеет ряд особенностей. Во-первых, в порфировых вкрапленниках, представляющих сохранившиеся кристаллы первых стадий кристаллизации, обычно находится более основной плагиоклаз, чем тот, который составляет интрузивную породу соответствующего состава. Например, в риолитах встречается лабрадор, а гранитах – олигоклаз. Во-вторых, плагиоклаз во вкрапленниках эффузивных пород почти всегда зональный. Например, при кристаллизации расплава (рис. 4.4) температура от 1475ºС до 1425ºС понизится так быстро, что кристаллы не успеют прореагировать с расплавом. Тогда на них при дальнейшем понижении температуры начнет нарастать плагиоклаз другого состава. Поскольку в процессе кристаллизации может быть многократным перерыв в реакционном взаимодействии расплава с твердой фазой, то может образоваться несколько зон, то есть возникнет зональный плагиоклаз, который постоянно наблюдается в эффузивных породах. Границы между этими зонами могут быть резкими и расплывчатыми. Резкие границы, часто со следами оплавления, указывают на полное прекращение реакционного взаимодействия. Постепенные переходы между зонами указывают, что это взаимодействие было не полным, в результате того, что диффузия вещества из расплава к кристаллу шла быстрее, чем внутри кристалла.

Аналогичным образом кристаллизация может происходить и в системах, содержащих твердые растворы других составов (оливин, ромбические пироксены и т.д.). Кристаллизация в системе KAlSi3O8-NaAlSi3O8 в «сухом» состоянии будет проходить так же.

В системе KAlSi3O8-NaAlSi3O8 с летучими компонентами кристаллизация идет при более низких температурах, что может привести к распаду твердых растворов и образованию пертитов или антипертитов.

Особенности кристаллизации по закону непрерывного реакционного взаимодействия сохраняются и в более сложных системах.

**4.4 Влияние летучих компонентов на кристаллизацию магмы**

При кристаллизации расплавов, состоящих из одних силикатов можно не учитывать их летучесть и исключить влияние давления на ход кристаллизации. Однако, если в состав силикатного расплава входят такие летучие компоненты, как H2O, CO2, HCl, HF, H2 и т.п. пренебрегать газовой фазой нельзя, так как она участвует в процессе кристаллизации расплава.

Магма или лава всегда содержат летучие компоненты. На это указывают следующие факты: 1) извержение лав любого состава сопровождается вывыделением пара или газа в значительном количестве (на Аляске в вулканической области «Долина десяти тысяч дымов» ежегодно выделяется 1,25 млн. тонн HCL и до 200 тыс. тонн HF); 2) главной составной частью всех поствулканических выделений является вода; 3) все магматические породы содержат в своем составе воду. В граните ее 0,69%, в нефелиновом сиените – 1,38%, в габбро – 1,1%, в риолите – 1,54%, в базальте – 1,69%. В некоторых вулканических стеклах содержание воды достигает 10%. Но горных породах находится только небольшая часть воды, находящейся в магме. При кристаллизации большая часть летучих компонентов выделяется из магмы.

Сколько воды в магме точно неизвестно, но в 1938 г. экспериментами Горансона показано, что растворимость воды в гранитном расплаве ограничена. Гранитный расплав при давлении 100 атм (соответствует глубине 2 км) может растворить лишь 3,75% воды, а при давлении 4000 атм (соответствует глубине 15 км) – 9,25%. Во всяком случае нельзя считать, что магма может содержать неограниченное количество воды и других летучих компонентов.

Присутствие летучих компонентов в кристаллизующейся магме или лаве резко отражается на ее свойствах и влияет на ход кристаллизации.

1. Присутствие летучих компонентов резко снижает температуру начала кристаллизации. Установлено, что 1% растворенной в расплаве воды понижает температуру кристаллизации примерно на 50º, то есть при содержании 8–10% воды температура должна понизиться на 400–500 º.

2. Присутствие летучих компонентов резко понижает вязкость силикатного расплава, и, следовательно, способствует росту кристаллов.

В системах с ограниченной растворимостью летучего компонента в силикатном расплаве всегда имеет место резкий переход от расплава к раствору, даже при высоких давлениях. Отсюда следует наличие резкой границы между различными стадиями кристаллизации – магматической и пневматолитовой.

Главная особенность кристаллизации в системах с летучими компонентами – существование «ретроградного кипения», то есть выделения газа при одновременной кристаллизации. Оно начинается при понижении температуры. В результате ретроградного кипения магма превращается в горную породу, пропитанную газовым раствором, который находится в равновесии с породой и поэтому может вызвать перекристаллизацию ее подобно тому, как перекристаллизовывается осадок, остающийся в насыщенном растворе. В дальнейшем, если состав газового раствора изменяется, то он не будет находиться в равновесии с породой, и тогда магматические минералы начнут растворяться и замещаться вторичными минералами.

Таким образом, присутствие в магме воды и других минерализаторов обусловливает возникновение в конце кристаллизации газового раствора. Этот раствор в случае насыщенности его компонентами горной породы вызывает перекристаллизацию породы *с образование грубозернистых структур.* В другом случае, когда состав раствора отличается от состава горной породы, он вызывает отложение вторичных минералов с образованием различных структур замещения.

Общей особенностью кристаллизации магмы с участием летучих компонентов будет то, что этот процесс проходит в несколько стадий: 1) собственно магматическая стадия. Когда силикат выделяется из магмы, а газовая фаза еще не появляется; 2) «ретроградное кипение», когда из магмы выделяется и силикат и газовая фаза; 3) пневматолитовая стадия, когда силикат выделяется из газа; 4) стадия конденсации, когда появляются водные растворы и 5) гидротермальная стадия, когда силикат выделяется из водного раствора.

**4.5 Закономерности парагенетических ассоциаций и последовательность выделения минералов**

Подавляющее большинство магматических пород состоит из нескольких минеральных видов, они называются полиминеральными (гранит, гранодиорит, сиенит). Реже встречаются биминеральные (габбро, диорит) и мономинеральные (лабрадорит, пироксенит, оливинит) породы.

В состав полиминеральных пород могут входить многие минеральные виды, но в сочетании минералов, слагающих ту или иную магматическую породу, всегда есть закономерности, обусловленные физико-химическими законами, управляющими кристаллизацией магматического расплава. Парагенетические ассоциации в магматических породах, возникших в различные геологические эпохи, очень близки, а часто тождественны друг другу. Некоторые минеральные ассоциации невозможны в магматических породах. Для щелочных пород характерны щелочные минералы (например, нефелин, щелочные полевые шпаты, эгирин, щелочной амфибол в нефелиновых сиенитах). В известково-щелочных породах цветные минералы представлены оливином, пироксенами, роговой обманкой. Для кислых пород характерным является кварц. Для средних и некоторых основных – насыщенные кремнеземом силикаты и алюмосиликаты (ортоклаз, альбит, плагиоклазы, амфиболы, пироксены. Для основных и ультраосновных пород характерны недосыщенные минералы (оливин в известково-щелочных и фельдшпатоиды – в щелочных). Для определения минералогического состава горной породы необходимо четко знать не только оптические и морфологические свойства отдельных минералов, но и те парагенетические ассоциации, в которых встречаются породообразующие минералы. Определив два-три минерала необходимо уже ясно представлять себе, что может быть еще в данной породе. Ниже перечисленные главные закономерности парагенезиса минералов в магматических породах обоснованы общими представлениями об образовании этих пород.

1. Кварц не может быть вместе с фельдшпатоидами (нефелином и лейцитом).

2. Оливин не встречается с кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом и биотитом.

3. Щелочные пироксены и амфиболы находятся обычно с нефелином и не находятся с кварцем.

4. Зеленая роговая обманка встречается в кислых интрузивных породах (с кислым плагиоклазом и биотитом). В основных интрузивных породах (с основным плагиоклазом, пироксеном и оливином) находится обычно бурая роговая обманка.

5. Зеленая роговая обманка обычно сопровождается сфеном.

6. Мусковит не встречается вместе с пироксеном и роговой обманкой.

7. В нормальных) известково-щелочных) породах роговая обманка обрастает пироксен, в щелочных – щелочной амфибол может иметь каемку из щелочного пироксена (эгирина).

8. Базальтическая роговая обманка встречается только в кайнотипных эффузивных породах.

9. Лейцит встречается только в кайнотипных эффузивных породах. В интрузивных породах он переходит в псевдолейцит (псевдоморфозы из нефелина и калиевого полевого шпата).

10. Санидин находится только в эффузивных кайнотипных породах.

**4.6 Реакционные ряды минералов**

На основании исследования силикатных расплавов и минерального состава магматических пород Н. Боуэн изобразил последовательность выделения минералов из магмы в виде *двух реакционных рядов:* прерывно-реакционного ряда фемических минералов и непрерывно-реакционного ряда салических минералов. В прерывно-реакционном ряду выделение происходит в следующем порядке: оливин→ромбический пироксен→моноклинный пироксен→амфибол→биотит. В непрерывно-реакционном ряду выделение происходит в следующем порядке: основной плагиоклаз→средний плагиоклаз→кислый плагиоклаз→калиевый полевой шпат.

Каждому члену первого ряда соответствует определенный член второго ряда. Совместная кристаллизация минералов двух реакционных рядов протекает с образованием эвтектики и в этом случае последовательность выделения зависит от состава расплава.

Порядок выделения фемических минералов в породах нормального ряда также иногда нарушается в связи с тем, что каждый фемический минерал сам является членом изоморфного ряда, в котором магнезиальные компоненты являются более тугоплавкими, чем железистые. Поэтому в магмах, богатых железом может наблюдаться отступление от обычного порядка выделения. Например, в траппах содержится высокожелезистый гиперстен, который образовался позже моноклинного пироксена. В некоторых породах можно встретить железистый оливин, образовавшийся вместе с калиевым полевым шпатом, тогда как магнезиальный оливин кристаллизуется одновременно с основными плагиоклазами.

Кристаллизация начинается с наиболее высокотемпературных минералов: с оливина в левом ряду и анортита в правом. При понижении температуры ранее выделившиеся минералы реагируют с остаточной жидкостью, образуя нижестоящие минералы. Путем закалки было установлено, что кристаллизация расплава, соответствующего энстатиту, начинается с выделения кристаллов форстерита. При медленном понижении температуры он реагирует с остаточной жидкостью, обогащенной кремнеземом, и переходит в энстатит по схеме Mg2SiO4+SiO2→Mg2Si2O6. При быстром же застывании, или фракционировании, оливин может сохраниться в породе. При реакции оливина с расплавом возникает новый минерал – пироксен. Такое качественное изменение ранее выделившихся минералов при реакции их с остаточным расплавом характерно для левого ряда, который представляет собой так называемую прерывную реакционную серию. Каждый минерал прерывной серии, может сам являться членом непрерывной реакционной серии.

Магнезиальный оливин распространен в породах, недосыщенных кремнеземом, и ассоциирует с наиболее основными плагиоклазами. Железистые разновидности могут встречаться и в более богатых кремнеземом породах в ассоциации с кислым плагиоклазом.

Правый ряд представляет собой непрерывную серию плагиоклазов, характерной особенностью которых является их совершенный изоморфизм. Кристаллизация плагиоклаза всегда начинается с выделения члена изоморфного ряда, обогащенного анортитовой составляющей. При медленном остывании выделившийся плагиоклаз вступает в реакцию с остаточным расплавом и преобразуется во все более кислые разновидности. При всех этих процессах новых минеральных видов не возникает, то есть изменения постепенны, чем и обусловлено название «непрерывная реакционная серия». В конце кристаллизации оба ряда сливаются в один, заключающий конечные продукты кристаллизации магмы – калиевый полевой шпат и кварц.

Кристаллизация минералов прерывной и непрерывной серий может идти параллельно. На это указывает наличие эвтектики между минералами обоих рядов, наблюдаемых непосредственно в породах и установленных экспериментально.

Установлено, что кристаллизация по вышеприведенной схеме осуществляется при сопутствующем выделении рудных минералов, чему способствует постоянная и довольно значительная величина парциального давления кислорода. При низком и изменяющемся давлении кислорода кристаллизуются главным образом силикатные минералы, а в остаточном расплаве накапливаются оксиды железа. Эта схема осуществляется в платформенных «псевдостратифицированных» интрузиях.

Экспериментальное изучение силикатных систем, близких по составу к горным породам, дает возможность определить причину постоянства их состава. Так, например, общая лейкократовость гранитов по сравнению с габбро связана с положением соответствующих точек эвтектики и обогащением остаточных расплавов кремнеземом. Таким образом, реакционный принцип Боуэна справедлив для многих пород. Но в нем не учитываются железистость фемических минералов, определяющая ход кристаллизации, и роль давления, изменяющая фазовые взаимоотношения в системах.

**Список литературы**

1. Белоусова О.Н., Михина В.В. Общий курс петрографии. М.: Недра, 1972. 344 с.
2. Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. Т. 1. М.: Мир, 1985. 301 с.
3. Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. Т. 2. М.: Мир, 1985. 320 с.
4. Винклер Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 328 с.
5. Даминова А.М. Петрография магматических горных пород. М.: Недра, 1967. 231 с.
6. Дмитриев С.Д. Основы петрографии. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 1986. 303 с.
7. Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: МГУ, 1985. 248 с.
8. Заридзе Г.М. Петрография. М.: Недра, 1988. 389 с.
9. Малеев Е.Ф. Вулканиты. Справочник. М.: Недра, 1980. 240 с.
10. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л.: Недра, 1973. 392 с.
11. Трусова И.Ф., Чернов В.И. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Недра, 1982. 289 с.
12. Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 319 с.