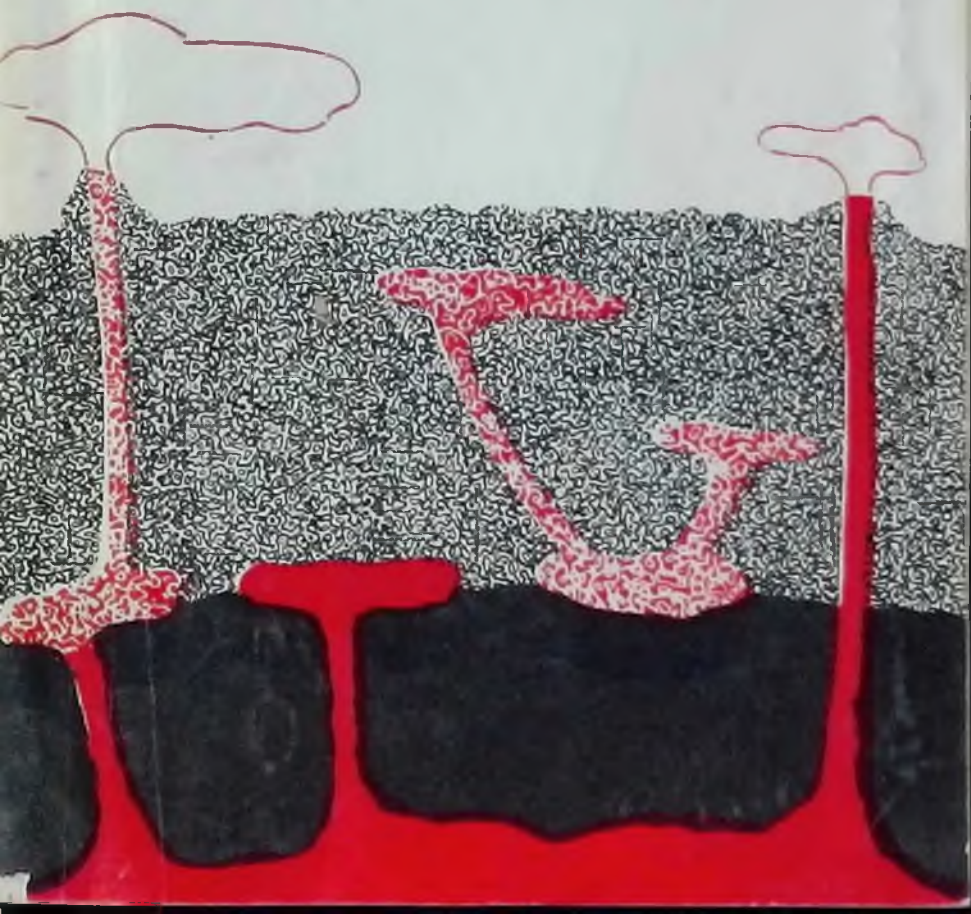


552

П 30

В.П. ПЕТРОВ

МАГМА
И ГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД

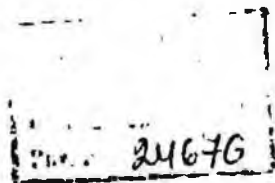


77 2004

В. П. ПЕТРОВ

552
П30

МАГМА
И ГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

МОСКВА 972

ПЕТРОВ В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972. 136 с.

В книге изложены новейшие взгляды на генезис магм и магматических горных пород. Широко использованы результаты лабораторных исследований и полевых наблюдений. Намечены пути дальнейшего развития петрографической науки, пути создания нового учения о магме.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, петрографов, преподавателей и студентов геологических вузов и факультетов.

Таблиц 8, иллюстраций 32, список литературы — 244 названия.

ВВЕДЕНИЕ

В истории геологической науки уже отмечались периоды, когда под влиянием новых фактов приходилось пересматривать все ранее существовавшие взгляды и вновь создавать единую теорию.

Конец пятидесятых и только что прошедшие шестидесятые годы были в петрографии как раз таким периодом, в который шло интенсивное накопление новых данных, полученных как в результате широких и весьма детальных полевых геолого-петрографических исследований, так и вследствие интенсивного развития лабораторной экспериментальной техники, позволившей получить такие давления и температуры, при которых стало возможным моделировать условия, господствующие в земной оболочке на глубинах порядка 100—200 км и более.

Все это позволило не только строить гипотезы о характере и поведении магмы в условиях ее остывания, но и судить о месте и способах ее генерации в глубинах Земли. При этом оказалось, что на дневной поверхности проявляются процессы, начало которых следует искать на огромных глубинах, порядка двух-трех сотен километров, о чем совсем недавно не приходилось думать.

Весьма существенными были в этот период результаты геофизических работ, подтвердившие существенно твердое состояние недр Земли и её слоистость. Эти же исследования установили примерное изменение температур, давлений и плотностей с глубиной. Основой автору для пересмотра главных петрографических положений, с точки зрения глубинного строения Земли, послужили сводные работы В. В. Белоусова (1966, 1968), в которых дан четкий разбор всего предыдущего материала.

Не менее важным для общей петрографической теории было изучение рельефа дна океанов и установление единой рифтовой системы мира, а также связи с ней современного и недавнего морского и континентального вулканизма.

Из наиболее впечатляющих фактов, добытых при лабораторных исследованиях систем, моделирующих природные процессы, были, во-первых, установление в начале 60-х годов эвтектоидной природы гранитной магмы и, во-вторых (в самые последние годы), доказательство существования минимальных температур плавления сухих андезитовых расплавов при давлениях в несколько десятков килобар (существование «андезитового температурного трога»), что позволяет говорить о механизме образования основных магм.

5
Г
У
Трудно переоценить геологическое значение результатов изучения растворимости силикатных материалов в воде при высоких давлениях и температурах. Доказанная полная смесимость водных растворов и силикатных расплавов при относительно весьма низких давлениях и температурах петрографически весьма важна. Этот факт позволяет сразу откинуть как необоснованные любые предположения о глубинном метасоматозе.

Исключительно важны результаты изучения фазовых переходов важнейших минералов при высоких давлениях и температурах. Оказалось, что все широко распространенные порообразующие минералы являются «фазами низкого давления» и при повышенных давлениях обязательно переходят в новые формы или ассоциации других минералов, более устойчивых при высоких давлениях. Эти фазовые переходы резко сказываются на путях кристаллизации глубинной магмы, ее дифференциации в глубинах и на температурах плавления.

Выше были упомянуты далеко не все факты, требующие коренного пересмотра ряда основных положений петрографической теории. Многие стоящие сейчас на очереди проблемы еще обсуждаются, многие из новых положений с трудом принимаются специалистами, многое требует дополнительных лабораторных исследований и полевого изучения, но уже совершенно ясно выявляются как пути, по которым пойдет дальше петрографическая наука, так и пути решения проблем, которые ранее даже не пытались решать.

Задача настоящего обзора — показать то новое, что появляется сейчас в поле зрения петрографа, и подчеркнуть, что некоторые представления, некогда весьма популярные, сейчас могут использоваться только для решения ограниченных задач.

Конечно, не все положения, излагаемые в дальнейшем, одинаково хорошо доказаны; напротив, многое из изложенного базируется на предварительных данных; тем не менее сейчас уже явно вырисовывается стройное здание нового учения о магме, и геологи и петрографы не могут, не должны его обходить.

ИСТОРИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МАГМЕ

Во всей истории геологических знаний существование магмы целиком никогда не отрицалось, поскольку исследователи всегда могли видеть непосредственные ее проявления при вулканических извержениях. Конечно, лава вулканов сильно отличается от магмы глубин Земли, но тем не менее многие особенности магмы удается познать, изучая современные вулканические извержения.

Суждения о природе магмы всегда были в центре внимания исследователей, однако на первых этапах развития геологической науки из-за отсутствия точных данных эти суждения зачастую являлись выводом из общих космогонических представлений того времени. Так, например, по представлению монаха Кирхера (начало XVII в.) магма слагает крупные очаги — «пирофилазии» — в глубинах Земли (рис. 1), откуда изливается при вулканических извержениях. Вторым примером может служить знаменитый в истории геологии спор плутонистов и непунистов, который, в сущности говоря, является спором о геологической роли магматических процессов. Впрочем, в русской литературе этот спор никогда не был очень острым. Напомним, что даже В. Севергин (1798, стр. 293), работавший в эпоху господства идей «нептунизма», говорил о рождении базальта «под действием подземного огня».

Еще одним, более поздним примером таких высказываний может быть представление о «жидкой Земле» (гипотеза Канта—Лапласа), когда считалось, что источником магмы являются верхние горизонты единого огненно-жидкого наполнения подкорковых частей земного шара. Об этой гипотезе, как о наиболее вероятной, говорил М. Неймайер в своей известной книге, написанной в 1895 г. и переведенной на русский язык в 1903 г. «В центре Земли, — как пишет Неймайер на стр. 136, — все химические соединения должны быть разложены и элементы находятся в свободном состоянии; по направлению к поверхности давление понижается и химические соединения образуются вновь. Вокруг ядра, обладающего надкритической температурой, находится, по-видимому, газовая оболочка; она постепенно переходит в жидкую массу; далее располагается пластическое вещество, представляющее переход к твердой коре (литосфере)».

Уже тогда высказывались представления о твердой Земле, однако Неймайер их отвергает «как не отвечающие имеющимся наблюдениям». Вместе с тем в его книге обсуждается мощность твер-

дой земной коры и приводятся величины 2,5 мили (18,5 км); 5—6 миль (40 км), но наиболее вероятной он считает цифру в 14—20 миль (100—150 км). Изостазия, по его мнению, заключается в том, что горы плавают на магматическом расплаве.

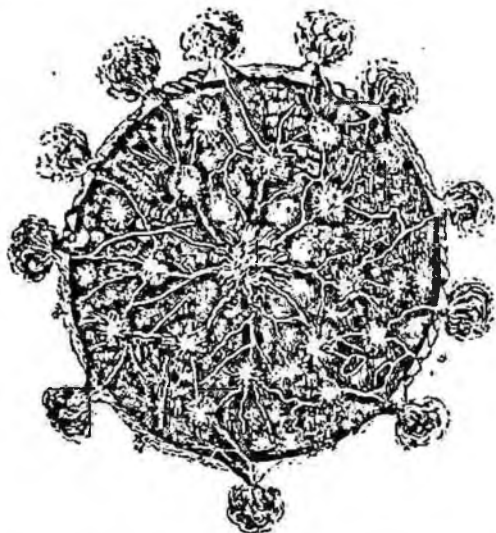


Рис. 1. Представление монаха Кирхера (1638 г.) о строении Земли (из Неймайера, 1903)

В известной мере с остатками представлений о жидкой Земле мы встречаемся и в относительно недавних высказываниях. Даже тогда, когда по наблюдениям над распространением сейсмических волн уже было доказано существование твердого состояния земного шара, существовало достаточно широко распространенное представление о стеклоподобном состоянии глубинной магмы. Это позволяло согласовать старые представления о жидкой Земле с наблюдениями сейсмологов. На стекловатое состояние глубинной магмы, как на наиболее вероятное, указывает и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1934, стр. 9). Эти же общие представления были даны и в статье «Магма» в XXV томе БСЭ, опубликованном в 1954 г. Предположение о стекловатом состоянии магмы позволяло также допускать местное появление жидкой магмы в местах, где в результате тектонических подвижек создаются условия пониженного давления.

Научное познание природы магмы и путей образования за ее счет магматических пород началось в семидесятых годах прошлого столетия, когда в практику исследований горных пород был введен поляризационный микроскоп. Последнее сделало петрографию более или менее точной дисциплиной и дало огромный толчок ее

развитию. В то время выявились четкие отличия осадочных и магматических пород, а в пределах последних удалось обнаружить огромное число весьма отличающихся одна от другой разновидностей (достаточно указать, что число горных пород, получивших самостоятельные названия, превышает три тысячи). Вместе с тем выяснилось, что все это огромное разнообразие можно свести к очень небольшому числу крупных типовых групп.

Уже в конце прошлого столетия теоретиками-петрографами было показано, что разнообразие магматических горных пород должно быть много большим, чем различие первичных магм, дающих им начало. Это происходит не только из-за структурных различий, возникающих в результате различной скорости застывания той или иной магмы, но и вследствие того, что состав кристаллической породы может отличаться от состава магмы, давшей ей начало. Равным образом из одной магмы может возникать несколько различных пород. Причиной этого являются процессы так называемой магматической или кристаллизационной дифференциации. Простейшими видами последней являются полное или частичное удаление летучих веществ из магмы в процессе ее кристаллизации или отделение выделившихся кристаллов от нераскристаллизовавшейся жидкости (легкие выделяющиеся кристаллы могут всплывать в расплаве, а тяжелые опускаться к основанию магматического бассейна), возможно, наконец, представить отделение (отжим) остаточной жидкости от кристаллов в процессе тектонических подвижек. Кроме того, магма, находясь в кристаллизационной камере, может претерпеть различные формы разделения в жидком виде и т. д. Все эти виды дифференциации магмы могут происходить также и в процессе движения кристаллизующейся магмы к месту ее окончательного отвердевания.

Наконец, попадая в толщу пород земной коры, в условия иные, чем те, в которых магма существовала ранее, она взаимодействует с вмещающими породами, изменяет и растворяет их, отдавая в окружающие породы часть своих компонентов. Кроме того, получая из твердых пород ряд их составных частей, магма может резко изменить свой состав. Процессы взаимодействия твердых пород с внедрившейся в них магмой объясняются в разных случаях по-разному, и хотя носят разные названия, но могут быть объединены одним термином — ассимиляционные процессы. На изменение характера конкретных магм, из которых образуются магматические породы, могут сказаться и процессы смешения различных, ранее существовавших магм.

Возможно, таким образом, выделить целый ряд исходных магм, дающих в конечном итоге магматические породы. В частности, по данным Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1934, стр. 6—7), можно различать хотя бы теоретически следующие типы магм, дающих начало магматическим породам.

Первичная родоначальная магма (протомагма).

Вторичная магма (эвмагма), неравновесная, существующая

только временно в верхних горизонтах земной коры, а при кристаллизации дающая конкретные магматические породы:

а) дифференционная, возникшая при магматической дифференциации;

б) то же, образовавшаяся как остаточная при частичной кристаллизации других магм;

в) ассимиляционная (контаминированная);

г) магма смешанная (синтектическая);

д) местная анатектическая.

Наибольшее внимание петрографов привлекла к себе, конечно, гипотетическая «родоначальная» магма.

Большинство петрографов во все времена считали, что родоначальная магма обязательно должна существовать. Однако было неясно, существует ли одна такая магма или их должно быть несколько и какова их природа и состав. В процессе возникавших дискуссий было создано современное учение о магме, впитавшее в себя, в той или иной мере, многие из более ранних представлений.

В доказательство существования в природе родоначальных магм Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в монографии о магме (1934, стр. 6) приводит следующие положения, сохраняющие свое значение и в настоящее время:

1) существуют лишь определенные типы изверженных пород, а не любые их ассоциации;

2) одни и те же типы горных пород повторяются во все геологические времена;

3) различные горные породы пользуются неодинаковым распространением; преобладают только некоторые их виды;

4) существуют определенные ассоциации горных пород — петрографические формации;

5) в разных петрографических провинциях существуют отличительные особенности горных пород.

Все суждения о магме, высказывавшиеся впоследствии, должны были учитывать эти положения и, так или иначе, их объяснять.

Ниже дается краткий разбор наиболее распространенных представлений о родоначальных магмах; при этом всегда указываются те положения и проблемы, которые приводили к изменению взглядов.

Взгляды Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. Широкое и примерно одинаковое развитие базальтовых и гранитных пород привело Ф. Ю. Левинсона-Лессинга еще в 1910 г. к заключению, что в основе разнообразия горных пород лежит существование двух родоначальных магм — гранитной и базальтовой; промежуточные породы образуются смешением этих магм, а крайние являются результатом их дифференциации.

Количество горных пород впоследствии было подсчитано Ричардсоном и Снисби (Richardson, Sneesby, 1922), построившими диаграмму распространенности горных пород на поверхности земной коры (рис. 2).

Конечно, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг был не первым специалистом, предположившим концепцию двух родоначальных магм. Он сам ссылается на старые работы Бунзена и более позднюю (1877) работу немецкого петрографа Рейера. Но Ф. Ю. Левинсон-Лессинг впервые дал стройную схему, объяснив происхождение всех видов горных пород.

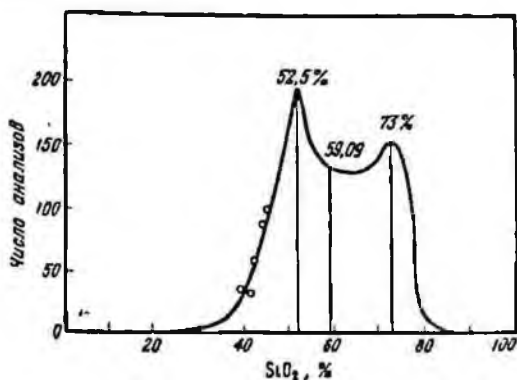


Рис. 2. Распространение магматических пород в зависимости от содержания SiO_2 (Richardson, Sneyesby, 1922, p. 306)

Идея Ф. Ю. Левинсона-Лессинга нашла очень широкий отклик мировой общественности. В частности, их полностью принял в своей первой книге (1913 г., русский перевод 1920 г.) Дэли, один из крупнейших теоретиков петрографии. Правда позднее, особенно четко во втором издании своей книги, в 1933 г. (русский перевод 1936 г.) Дэли изменил свои взгляды, о чем будет рассказано далее, сам же Ф. Ю. Левинсон-Лессинг до конца своих дней отстаивал свою точку зрения, считая (1934, стр. 51), что она наиболее удовлетворительно объясняет разнообразие горных пород и их геологические взаимоотношения.

Весьма интересны также замечания, которые делались Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом относительно распространения базальтовой и гранитной магмы; он писал, в частности, что «базальтовая магма находится под всей земной поверхностью как в области материков, так и под океанами, чего нельзя сказать про гранитную магму. Если она существует, то, по-видимому, только под материками, о чем говорит средний валовой химический состав материков и дна океанов и отсутствие кислых пород в океанических областях. Однако же распространение гранитов и базальтов, о котором мы обыкновенно говорим, относится только к материковым участкам» (1934, стр. 8, 9). Очень интересный и важный вывод, который можно вполне оценить только сейчас, через 35 лет после опубликования.

Поздние взгляды Дэли. К 1933 г. уже вполне отчетливо выявилось очень резкое преобладание базальтов среди эффузивных пород и гранитов — среди интрузивных, причем граниты, как оказывается, пользуются особым распространением среди докембрийских толщ.

Это отношение, по Дэли (1933), объясняется историческим развитием земного шара: существовавшая в архее первичная гранитная магма полностью израсходовалась в процессе докембрийского развития и в послекембрийское время существовала только базальтовая магма. Имеющие же место случаи послекембрийских излияний кислой магмы и гранитных интрузий связаны со вторичной гранитной магмой, регенерированной под воздействием базальтовой магмы. Эти представления, по Дэли, доказываются обычно более основным, чем собственно граниты, составом послекембрийских интрузивов.

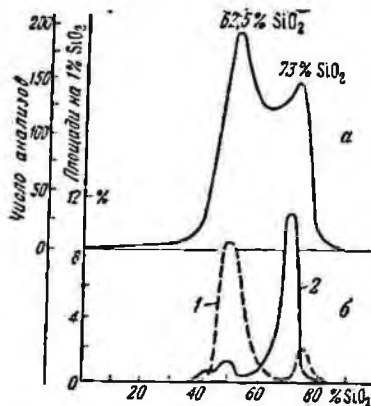


Рис. 3. Распространенность горных пород различного состава.

а — по данным Ричардсона (Richardson, Sneesby, 1922);

б — по данным П. Н. Кропоткина (1941): распространенность горных пород по отношению к общей площади, занятой соответственно эффузивными или интрузивными породами. 1 — эффузивные породы; 2 — интрузивные породы

Впоследствии П. Н. Кропоткин (1941) построил диаграмму соотношения эффузивных и интрузивных пород, которая полностью отвечает первым представлениям Дэли, а также подтверждает выводы Ричардсона и Снисби (рис. 3).

Весьма интересно, что при всех своих суждениях Дэли принимает как обязательное условие остывающую и под корой жидкую (стекловатую) Землю.

Представления Дэли существовали как общепризнанные весьма недолго. Уже в конце двадцатых годов появилась весьма стройная гипотеза Боуэна об образовании гранитных пород в результате кристаллизационной дифференциации, которая долго была в центре внимания петрографов.

Гипотеза Боуэна изложена довольно подробно в русском переводе (1934) его основной книги, изданной в оригинале в 1928 г. Основные представления Боуэна можно свести к следующему.

В природе существует единая базальтовая магма, а гранитные интрузивные породы образуются в результате ее кристаллизации при охлаждении.

Боуэн, изучая условия кристаллизации и состав кристаллов, выделяющихся из базальтовой магмы, показал, что эта кристаллизация подчиняется так называемому реакционному принципу (реакционному ряду), по которому первые выделяющиеся минералы

гораздо богаче основаниями и беднее кремнекислотой, чем первоначальный расплав. Вследствие того, что эти минералы тяжелее жидкости, из которой они выделились, они опускаются вниз и удаляются из сферы кристаллизации. В результате остаточный расплав обогащается кремнекислотой. Возможен и противоположный процесс. Кристаллизующиеся, богатые кремнекислотой, кристаллы, которые легче расплава, всплывают. Это также ведет к подкислению магмы в верхней части магматической камеры. По первоначальным представлениям Боуэна, процесс подкисления остаточного расплава при постоянном удалении образующихся основных кристаллов мог идти до образования гранитного остаточного расплава.

В природе этот процесс мог осуществиться (по представлению того времени) в условиях бездонных батолитовых интрузий, где тяжелые минералы первых фаз кристаллизации базальтовой магмы могли уходить из сферы кристаллизации в зону магмы. Сам Боуэн, впрочем, о батолитах не говорит ничего, он не обсуждает вопроса о том, куда уйдет оседающее вещество. Он говорит только об удалении вещества. Связь гипотезы Боуэна с батолитовой гипотезой создавалась уже позднее.

Гипотеза Боуэна очень хорошо увязывалась со всеми известными в то время фактами: она объясняла широкое развитие базальтовых эффузивных пород излияниями недифференцированной базальтовой магмы, а образование гранитов—кристаллизационной дифференциацией той же магмы.

Из общих космогонических представлений Боуэна следует упомянуть то, что, по его мысли, базальтовая магма в свою очередь образуется за счет выборочного плавления перидотитов, по составу близких к составу каменных метеоритов, и образует магматический подкоровый слой, обычно имеющий стекловатый характер.

Появление гипотезы Боуэна было встречено большинством специалистов весьма благожелательно. В СССР большим сторонником этой гипотезы был академик А. Н. Заварицкий, который принимал ее полностью (1929, стр. 210; 1956, стр. 5). С другой стороны, появились и многие противники этой гипотезы. Против нее в СССР, в частности, высказывались достаточно резко В. Н. Лодочников (1921) и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1921, 1934), которые указывали на ряд ее недостатков, приведших впоследствии к отказу от теории в целом.

Большая стройность и популярность теории Боуэна вызвала большое число работ по изучению и моделированию ее деталей. Особенное значение для петрографической теории имели два направления этих исследований. Первое сводилось к детальному геологическому изучению крупных гранитных тел, для которых предполагалась батолитовая природа, второе — физико-химическое направление, при котором исследователи пытались моделировать явления кристаллизационной дифференциации и получить в ее результате гранитный расплав. Оба направления привели к результатам, противоречащим Боуэновской теории.

При исследовании гранитных массивов, проведенном преимущественно группой немецких специалистов школы Клооса (Cloos, 1923), удалось показать, что батолиты, как огромные бездонные интрузивные тела, в природе не существуют*. Во всех случаях оказалось, что гранитные породы слагают тела, имеющие характерные условия залегания (наиболее часто пластовые жилы и массивы) и, во всяком случае, совершенно определенное основание. Таким образом, из теории Боуэна выпал важнейший ее элемент — возможность удаления образующихся тяжелых кристаллов из магматической камеры. Если магматическая камера имеет дно, то на дне камеры должны были бы накапливаться большие количества основных пород, еще более основных, чем первичная магма, и количество таких пород должно было бы быть много больше, чем количество остаточных пород. В природе этого, как правило, нет; крупные гранитные тела не сопровождаются интрузивными основными породами.

Вместе с тем геологические исследования принесли и известное подтверждение Боуэновских взглядов (Wager, Deeg, 1939 и Уэджер и Браун, 1970). В полном согласии с взглядами Боуэна, в так называемых расслоенных интрузиях наблюдалось оседание кристаллов основных минералов в низ магматического слоя, где формировались крупные массы основных пород, и образование кислых разностей в верхах слоя (см. стр. 75).

Иначе говоря, геологические исследования подтвердили возможность кристаллизационной дифференциации в небольших магматических бассейнах, но показали полную невозможность образования крупных масс гранита в результате этого процесса.

Второе — физико-химическое направление исследовало возможность образования гранитного расплава в результате кристаллизационной дифференциации. Опыты показали, что из базальтового расплава, недосыщенного кремнекислотой, в результате кристаллизации и постепенного удаления кристаллизующихся минералов из расплава удалось получить только диоритовые разности; кварца — свободной кремнекислоты — таким путем получить не удается, он может появиться в расплаве только в том случае, если в исходной, первоначально кристаллизовавшейся магме существовал нормативный кварц.

Таким образом, в результате физико-химических исследований по схеме Боуэновской кристаллизационной дифференциации возникла новая, ранее не существовавшая проблема кварца.

Своеобразным следствием «проблемы кварца» является применяемое еще и сейчас в литературе на английском языке разделение всех базальтов на толеитовые и щелочные (иногда выделяются еще глиноземистые базальты). К толеитовым относятся те базальты, в «норме» которых существует свободный кварц; иначе говоря,

* Современные представления по проблеме батолитов приведены в сводке Гамильтона и Майерса (Hamilton, Myers, 1967).

толенговая магма хотя бы в небольшой мере пересыщена кремнекислотой и из нее в процессе кристаллизационной дифференциации могут быть получены кварцосодержащие (гранитоидные) дифференциаты. Совершенно иначе обстоит дело в случае щелочных (и глиноземистых) базальтов, их магма недосыщена кремнекислотой, и за ее счет в процессе кристаллизационной дифференциации могут быть получены только бескварцевые породы. Сейчас это деление бессмысленно.

В конце тридцатых годов, когда начала отчетливо выявляться несостоятельность Боуэновских взглядов на природу единой базальтовой магмы, наступил известный кризис в теоретических представлениях о генезисе магматических пород.

«Гранитная дискуссия». Примерно к тому же времени, к концу тридцатых годов, относится возрождение интереса к старым, выполненным еще в начале столетия работам Седерхольма по изучению областей развития гранитоидных пород среди древних толщ Финноскандии (Sederholm, 1967; Петров, 1969). Возобновление этих исследований и материалы Седерхольма очень скоро выявили целый ряд новых особенностей гранитных тел, не учитывавшихся ранее и генетически весьма важных.

Главнейшие эти особенности следующие:

1) наличие в природе мигматитов — горных пород, представляющих тончайшее переслаивание магматических гранитных прослоев и прослоев метаморфических пород гнейсового типа, образование которых трудно объяснимо, поскольку вязкий магматический расплав, внедряясь в толщу осадка, не мог дать такое тонкое переслаивание с осадком и проникать в толщу осадка на большие расстояния. Практически нигде в мигматитовых толщах не удавалось найти путей проникновения и источника магмы;

2) крупные докембрийские гранитные интрузивы не раздвигают вмещающие породы при внедрении, а как бы становятся на их место. В тех случаях, когда гранитное тело располагается в областях деформации, то по ксенолитам или другим остаткам в нем можно проследить складчатые структуры в той же мере, как и среди метаморфических толщ. Эта особенность выдвинула еще одну проблему, которую следовало объяснить при расшифровке генезиса гранитов, а именно: **пр о б л е м у п р о с т р а н с т в а**.

Особенности распространения докембрийских гранитов, наличие мигматитов разного типа и явное «замещение» гранитом метаморфических толщ — все это привело к возникновению в начале сороковых годов представлений о метасоматическом, а не магматическом образовании гранитных пород. Началась очень продуктивная и исключительно интересная дискуссия о происхождении гранитоидных пород, так называемая гранитная дискуссия, длившаяся почти двадцать лет. Вряд ли здесь имеет смысл детально рассматривать все стороны этой дискуссии и все взгляды, высказывавшиеся в процессе ее обсуждения. Желающим более детально ознакомиться с ее ходом можно рекомендовать сводку Б. М. Куплет-

ского (1942), два тома переводных работ «Проблемы образования гранитов» (1949, 1950) и книгу Менерта (1963).

В процессе этой дискуссии было проведено очень большое количество полевых исследований и детальное физико-химическое изучение проблемы в лабораториях. Исследования эти в первую очередь проводились для выявления факторов гранитизации, т. е. факторов, которые могут привести к замещению какого-либо осадка, в той или иной мере метаморфизованного гранитной породой.

Для концепции образования гранита путем метасоматической гранитизации большое значение имеют суждения о возможных способах перемещения вещества в твердой земной коре. Чисто теоретически можно допустить следующие способы перемещения вещества:

передвижение твердых, жидких и газообразных масс в земной коре. Например, твердых частей горных пород, расплавленной жидкой магмы, водных растворов и т. д.;

ионная диффузия в водных растворах, находящихся в порах и капиллярах горных пород, адсорбированной пленке в промежутках между зернами кристаллов;

внутрикристаллическая и межгранулярная диффузия.

Геологическое значение передвижения масс в земной коре более или менее изучено. Исследование этого передвижения является обычным объектом деятельности геологов, и его существенное геологическое значение не вызывает сомнения. Передвижением твердых масс занимается в основном тектоника. Изучение движения силикатных расплавов — объект исследования петрографов-магматистов. Менее определены данные о движении и характере водных растворов в глубинных областях земной коры. Имеющиеся данные и возможность участия водных растворов в метасоматической гранитизации рассматривается далее (см. стр. 43).

Существование ионной диффузии как в водной среде, так и вне ее влияния экспериментально доказано, но для объектов размером порядка одного кристалла. Геологическое значение этого процесса изучалось достаточно детально в начале пятидесятых годов. Розенквист (Rosenquist, 1952) и другие изучали скорость диффузии радиоактивных изотопов ряда элементов в микроклине, альбите, кварце при температурах от 300 до 1000° С. Все эти опыты показали, что диффузия колеблется в пределах 10^{-8} — 12^{-12} см²/сек, что для миллиона лет дает максимальную величину диффузии на расстояние порядка 1 м. Следует учесть, что на величину диффузии влияет перепад концентрации и ряд других факторов, видимо снижающих ее. Независимо от этого, полученная величина очень мала и поэтому можно уверенно говорить: одна диффузия внутри кристаллов не может иметь геологического значения и обусловить гранитизацию больших толщ горных пород.

При изучении межкристалльной диффузии следует в первую очередь иметь в виду диффузию по межзерновой пленке воды и по воде, адсорбированной на зернах минералов. Исследования Розен-

квиста показали, что эта диффузия соответствует скоростям диффузии в жидкостях, т. е. порядка 10^{-5} см²/сек; иначе говоря, она в среднем в 10^6 раз больше, чем в кристаллической решетке, что позволяет допустить в течение миллиона лет диффузию порядка 100 м — 1 км.

Цифры эти настолько малы и именно этим убедительны, что в конце дискуссии практически не осталось сторонников «сухой» гранитизации — гранитизации в результате ионной диффузии.

Очень сложной и практически неразрешимой проблемой метасоматической гранитизации вещества явилась проблема баланса вещества в гранитизируемых толщах. Расчеты показывают, что растворы, производящие метасоматическое изменение, если таковые существовали, должны были бы привносить в гранитизируемую толщу любые вещества, входящие в состав гранита, и уносить из нее практически любой окисел, входящий в его первоначальный состав, причем количества этих компонентов в растворе должны быть весьма значительны. Кроме того, при гранитизации осадочных толщ, содержащих пласты различного состава, этот привнос и вынос должен быть различным в различных слоях.

Для иллюстрации принципов подхода к расчету баланса привноса ниже попытаемся разобрать один из самых широко обсуждавшихся вопросов этого типа — баланс щелочей.

Основой расчета баланса щелочей является указание на то, что осадочные песчаные или глинистые породы, за счет которых, по теоретическим представлениям, в результате метасоматоза формируются гранитоиды, в целом много беднее щелочами, чем обычные гранитоиды. Поэтому в первую очередь при предположении метасоматического генезиса гранитоидов приходится допустить привнос щелочей.

Особая сложность при этом возникает в связи с тем, что приходится учитывать различное поведение натрия и калия. На основании тщательных исследований ряда образцов иногда устанавливается привнос натрия и вынос калия. В других случаях структурные соотношения говорят о выносе натрия и привносе калия. Петрографические соображения о месте натрового и калиевого метасоматоза вполне определены: калиевый метасоматоз всегда указывается для более высокотемпературных условий, чем натровый. Однако в ряде случаев исследователи за глубинный натровый метасоматоз явно ошибочно принимают процессы, связанные с низкотемпературным метаморфизмом в верхах зеленокаменной фации, где имеет место замещение всех полевых шпатов альбитом.

В ряде случаев привнос калия связывается с рядом расположенной гранитной интрузией, которая считается источником материала, но во многих случаях, особенно в гнейсовых толщах, где сторонниками метасоматического генезиса этих толщ связь с магматическими процессами отрицается, источником калия считаются гидротермальные растворы, проникающие из подкоровых областей, или принимается, что перенос вещества происходит в пределах той

ского (1942), два тома переводных работ «Проблемы образования гранитов» (1949, 1950) и книгу Менерта (1963).

В процессе этой дискуссии было проведено очень большое количество полевых исследований и детальное физико-химическое изучение проблемы в лабораториях. Исследования эти в первую очередь проводились для выявления факторов гранитизации, т. е. факторов, которые могут привести к замещению какого-либо осадка, в той или иной мере метаморфизованного гранитной породой.

Для концепции образования гранита путем метасоматической гранитизации большое значение имеют суждения о возможных способах перемещения вещества в твердой земной коре. Чисто теоретически можно допустить следующие способы перемещения вещества:

передвижение твердых, жидких и газообразных масс в земной коре. Например, твердых частей горных пород, расплавленной жидкой магмы, водных растворов и т. д.;

ионная диффузия в водных растворах, находящихся в порах и капиллярах горных пород, адсорбированной пленке в промежутках между зернами кристаллов;

внутрикристаллическая и межгранулярная диффузия.

Геологическое значение передвижения масс в земной коре более или менее изучено. Исследование этого передвижения является обычным объектом деятельности геологов, и его существенное геологическое значение не вызывает сомнения. Передвижением твердых масс занимается в основном тектоника. Изучение движения силикатных расплавов — объект исследования петрографов-магматистов. Менее определены данные о движении и характере водных растворов в глубинных областях земной коры. Имеющиеся данные и возможность участия водных растворов в метасоматической гранитизации рассматривается далее (см. стр. 43).

Существование ионной диффузии как в водной среде, так и вне ее влияния экспериментально доказано, но для объектов размером порядка одного кристалла. Геологическое значение этого процесса изучалось достаточно детально в начале пятидесятых годов. Розенквист (Rosenquist, 1952) и другие изучали скорость диффузии радиоактивных изотопов ряда элементов в микроклинне, альбите, кварце при температурах от 300 до 1000° С. Все эти опыты показали, что диффузия колеблется в пределах 10^{-8} — 12^{-12} см²/сек, что для миллиона лет дает максимальную величину диффузии на расстояние порядка 1 м. Следует учесть, что на величину диффузии влияет перепад концентрации и ряд других факторов, видимо снижающих ее. Независимо от этого, полученная величина очень мала и поэтому можно уверенно говорить: одна диффузия внутри кристаллов не может иметь геологического значения и обусловить гранитизацию больших толщ горных пород.

При изучении межкристалльной диффузии следует в первую очередь иметь в виду диффузию по межзернистой пленке воды и по воде, адсорбированной на зернах минералов. Исследования Розен-

квиста показали, что эта диффузия соответствует скоростям диффузии в жидкостях, т. е. порядка 10^{-5} см²/сек; иначе говоря, она в среднем в 10^6 раз больше, чем в кристаллической решетке, что позволяет допустить в течение миллиона лет диффузию порядка 100 м — 1 км.

Цифры эти настолько малы и именно этим убедительны, что в конце дискуссии практически не осталось сторонников «сухой» гранитизации — гранитизации в результате ионной диффузии.

Очень сложной и практически неразрешимой проблемой метасоматической гранитизации вещества явилась проблема баланса вещества в гранитизируемых толщах. Расчеты показывают, что растворы, производящие метасоматическое изменение, если таковые существовали, должны были бы приносить в гранитизируемую толщу любые вещества, входящие в состав гранита, и уносить из нее практически любой окисел, входящий в его первоначальный состав, причем количества этих компонентов в растворе должны быть весьма значительны. Кроме того, при гранитизации осадочных толщ, содержащих пласты различного состава, этот привнос и вынос должен быть различным в различных слоях.

Для иллюстрации принципов подхода к расчету баланса привноса ниже попытаемся разобрать один из самых широко обсуждавшихся вопросов этого типа — баланс щелочей.

Основой расчета баланса щелочей является указание на то, что осадочные песчаные или глинистые породы, за счет которых, по теоретическим представлениям, в результате метасоматоза формируются гранитоиды, в целом много беднее щелочами, чем обычные гранитоиды. Поэтому в первую очередь при предположении метасоматического генезиса гранитоидов приходится допустить привнос щелочей.

Особая сложность при этом возникает в связи с тем, что приходится учитывать различное поведение натрия и калия. На основании тщательных исследований ряда образцов иногда устанавливается привнос натрия и вынос калия. В других случаях структурные соотношения говорят о выносе натрия и привносе калия. Петрографические соображения о месте натрового и калиевого метасоматоза вполне определены: калиевый метасоматоз всегда указывается для более высокотемпературных условий, чем натровый. Однако в ряде случаев исследователи за глубокий натровый метасоматоз явно ошибочно принимают процессы, связанные с низкотемпературным метаморфизмом в верхах зеленокаменной фации, где имеет место замещение всех полевых шпатов альбитом.

В ряде случаев привнос калия связывается с рядом расположенной гранитной интрузией, которая считается источником материала, но во многих случаях, особенно в гнейсовых толщах, где сторонниками метасоматического генезиса этих толщ связь с магматическими процессами отрицается, источником калия считаются гидротермальные растворы, проникающие из подкоровых областей, или принимается, что перенос вещества происходит в пределах толщ

или иной толщ. В некоторых случаях источник калия вообще не рассматривается.

Исключительно интересную проблему «привноса калия» в гнейсовые толщи рассмотрели в последние годы Винклер и Платен (1969, стр. 211) и экспериментально показали, что такой «привнос» может быть только кажущимся. Они указывают, что в качестве основного признака привноса калия обычно принимаются структурные соотношения плагноклаза и калиевого полевого шпата, т. е. случаи, когда калиевый полевой шпат образует краевые зоны кристаллов с неправильными внутренними гранями и как бы «разъедает», или «резорбирует», границы более раннего плагноклаза.

Однако в процессе «мобилизации» гранитного материала такие структуры могут образоваться и чисто магматическим путем. Опыты показали, что при палингенезе гранитной магмы (см. стр. 22) первая порция расплава (начальный расплав) обязательно будет иметь гранитный состав, иначе говоря, обязательно будет обогащена калием по отношению к существенно плагноклазовому остатку. Реликтовый плагноклаз этого остатка окажется сильно разъеденным расплавом, особенно вдоль трещин включений, где при мобилизации расплава шло наиболее интенсивное растворение плагноклазовых кристаллов. При последующей кристаллизации гранитного расплава, богатого калиево-полевошпатовым компонентом, первым выделяется калиевый полевой шпат, нарастающий на резорбированный плагноклаз; получается как раз та структура, которая описывается обычно как структура «калиевого метасоматоза».

При предположении существования калиевого метасоматоза, рассчитываемого по структурным признакам, пришлось бы допустить привнос такого большого количества вещества в процессе гранитизации, который неизбежно должен был приводить к резкому увеличению объема новообразованного вещества по сравнению с первоначальным объемом материнской породы. При этом расчеты дают подчас такое увеличение объемов, что гранитизация не может рассматриваться как простое замещение. Иначе говоря, гипотеза метасоматического образования гранитов не решает полностью поставленную выше проблему пространства.

Противоречия между магматическим и метасоматическим генезисом гранитов еще в 1952 г. пытался разрешить Д. С. Коржинский (1952), предположивший, что гранитизация происходит в результате «магматического замещения» под действием поднимающихся ювенильных «сквозьмагматических» растворов, несущих тепло и щелочные металлы. Растворы эти, отдавая тепло и часть своих компонентов твердым породам, вызывают выплавку из них гранитной эвтектики, охлаждаются и могут переходить далее, вызывая метаморфизм вмещающих пород. Эта гипотеза могла бы снять все возникающие вопросы, но появляются новые трудности, связанные с существованием на больших глубинах водной фазы, что весьма сомнительно (см. стр. 43).

ОСНОВЫ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МАГМЕ

Кислая магма

Конец и результаты гранитной дискуссии. Детальное и многостороннее обсуждение метасоматического генезиса гранитов показало, в общем, малую вероятность гранитизации в результате

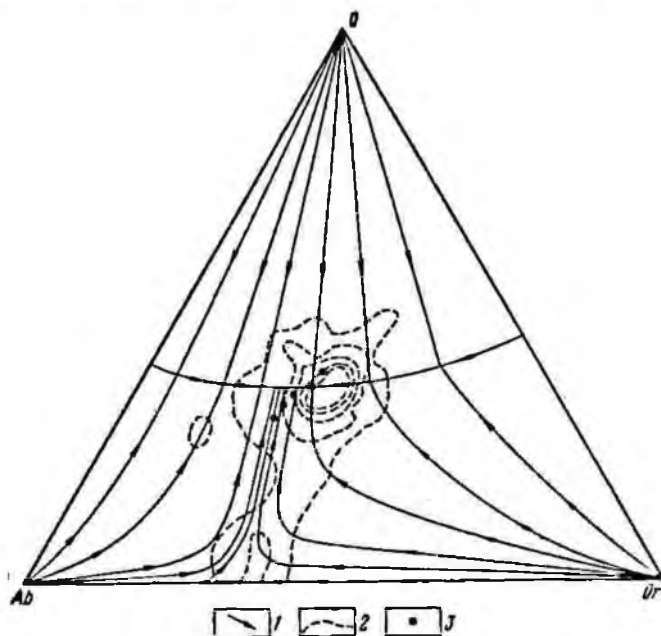


Рис. 4. Проекция изобарного разреза ($P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$) системы $Ab-Or-SiO_2-H_2O$ на плоскость основания (по Таттлу, 1958).

1 — направление изменения состава расплава; 2 — распределение составов 362 гранитных пород; 3 — положение эвтектик $Ab-Or-SiO_2-H_2O$ при разных давлениях (сверху вниз: 0,5; 1,0; 2,0; 3,0; 4,0 кбар)

лонной диффузии. Но одновременно оказалось, что нельзя отрицать принципиальную возможность образования гранитоподобных

пород при гидротермальной метасоматической переработке осадков. Однако источником гранитизирующего вещества в большинстве достаточно уверенных случаев такой гранитизации оказывается рядом расположенная интрузия. Объяснение гранитизации вне связи с гранитным интрузивом всегда вызывает объективные трудности из-за неясности в путях привноса гранитизирующего вещества и в характере последнего. С нашей точки зрения, однако, к полному отказу от концепции глубинной региональной метасоматической гранитизации приводит не это, а соображение о природе глубинного поведения воды и представление о невозможности одновременного существования в условиях высоких давлений глубин земной коры водных растворов и магмы (см. стр. 43).

Решение всех проблем, вызвавших «гранитную дискуссию», пришло постепенно, но основы его заложили исследования Таттла, показавшего еще в 1955 г. (Tuttle, 1955), что при повышенных давлениях в присутствии воды в системе кварц—ортоклаз—плагиоклаз (рис. 4) существует тройная эвтектика с составом, в точности отвечающем составу природных гранитов. При этом на полевошпатовой прямой имеется минимум плавления, от которого к тройной

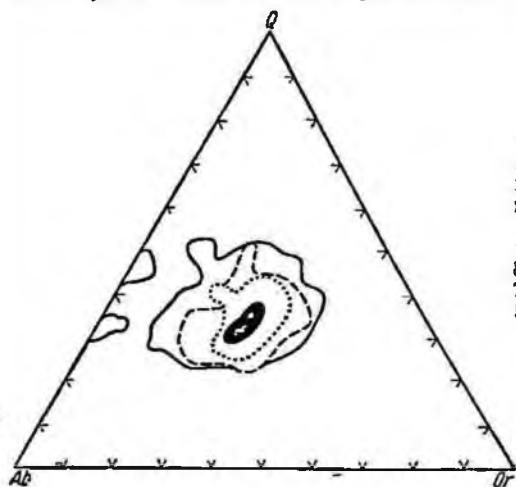


Рис. 5. Характер распределения нормативных соотношений кварц—альбит—ортоклаз в 1190 гранитных породах (Винклер, 1969, стр. 230). В пределах внешнего контура помещается 86%, в пределах пунктирного — 73%, в пределах точечного — 53%, в черном поле — 14% всех гранитов

точке идет зона термического понижения. Положение минимума с повышением давления перемещается в направлении более высокого содержания плагиоклазовой (альбитовой) составляющей. Весьма важно, что составы большинства природных гранитов совпадают с этим минимумом. Отсюда неизбежно вытекает вполне справедливый вывод о магматическом происхождении гранитов.

Образование расплава гранитного состава с содержанием около 9% H_2O происходит, по О. Ф. Таттлу (Tuttle, 1955; Tuttle and Bowen, 1958), при давлении 4000 атм и $640^\circ C$. При уменьшении давления температура образования расплава повышается. Изменение состава летучих, замена воды фтором или хлором даже в очень

небольших размерах ведет к значительному снижению температур плавления. Н. И. Хитаров (1957), использовавший в качестве флюса не чистую воду, а водные растворы, состав которых был выделен с учетом состава жидких включений в минералах этих пород, установил, что «глубина плавления гранита может претерпеть зна-

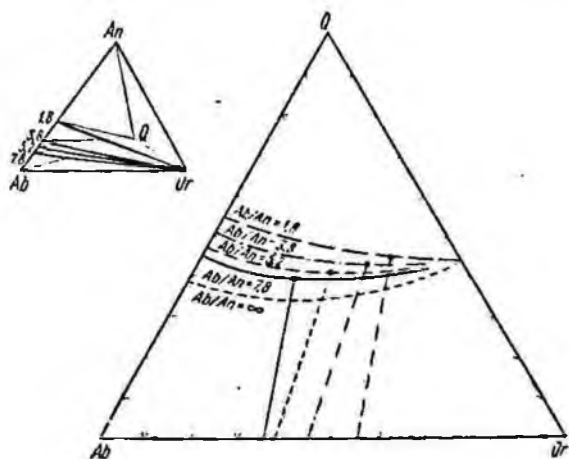


Рис. 6. Расплавы-минимум и котектические линии в системе $Q - Ab - An - Or - H_2O$ для разных отношений Ab/An , при P_{H_2O} 2000 бар (по Винклеру, 1969, стр. 213).

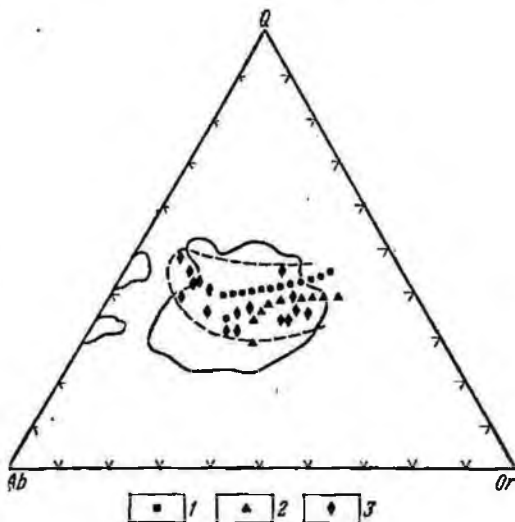
чительные коррективы в сторону уменьшения» от данных Боуэна и Таттла.

Винклер (1969) и Платен (Винклер и фон Платен, 1968) на большом фактическом материале подтвердили приуроченность составов гранитов к области эвтектических точек (рис. 5), а также экспериментально подтвердили возможность получения гранитного материала за счет частичного плавления глинистых пород в присутствии воды при высоких давлениях. В первых опытах они использовали каолинитовые и иллит-кварцевые глины, которые в присутствии H_2O под давлением до 2000 бар прогревались в течение 42 дней до температуры $700-750^\circ C$; при этом около 50% всего материала перешло в расплав, в состав которого входило около 10% альбита, 40% кварца и 50% калиевого полевого шпата. В присутствии $NaCl$ расплав гранитного состава получается уже при температуре $570^\circ C$. Состав первых образующихся расплавов, впоследствии названных ими расплавом-минимум, несколько отличается от расплавов, образующихся при некотором дальнейшем повышении температуры. Состав плагиноклаза (рис. 6) также сильно влияет на характер расплава-минимум. На рис. 7 по тем же данным (Винклер, 1969, стр. 232) показано положение составов расплавов-минимум с одной водой и с добавкой $NaCl$, а также изме-

некие составы расплава при повышении температуры. Совпадение положения этих расплавов с составом гранитов очевидно, особенно, если учесть, что увеличение давления понижает «пунктирную» область (приближает расплавы к линии альбит — ортоклаз).

Рис. 7. Нормативные отношения кварца, альбита и ортоклаза в начальных расплавах при экспериментальном анатексисе при P_{H_2O} 2000 бар (по Винклеру, 1969, стр. 232).

1 — расплавы-минимум с H_2O ; 2 — расплавы-минимум с 0,05 м HCl; 3 — анатектические расплавы выше температур расплаво-минимум. Контур преобладающего количества гранитов взят с рис. 5



Все приведенные материалы вполне отчетливо говорят о возможности образования палингенной гранитной магмы на относительно небольших глубинах, где достигается температура 650—700°С и давление 6—8 кбар (т. е. 18—30 км глубины).

Представление об образовании внутри материковой коры гранитной магмы вполне объясняет все геолого-петрографические проблемы, возникавшие в процессе изучения магматических пород.

Проблемы эти, перечисленные с исторической последовательностью, следующие.

1. Проблема распространения горных пород:

а) наиболее распространены два типа горных пород — гранитные и базальтовые;

б) преимущественное распространение базальтовых пород в форме эффузивов, а гранитных — в форме интрузивов; приуроченность гранитоидов к древним, в основном докембрийским образованиям;

в) преимущественное развитие гранитоидов в пределах материков, а базальтов по всей поверхности Земли.

2. Проблема кварца. Неясность причин его появления.

3. Проблема пространства.

4. Проблема мигматитов.

5. Проблема тневых гранитов.

Проблема распределения горных пород решается в полном соответствии с представлениями Ф. Ю. Левинсона-Лессинга; как он и предполагал, в природе существует две четко отделяющиеся одна от другой наиболее распространенные магмы — кислая и основная; кислая — внутрикоровая, генезис ее приурочен к континентальным участкам с мощной корой, основная — поступает из мантийной области по глубинным разломам, преимущественно приуроченным к океаническим впадинам. На это указывает обычно наблюдающееся в вулканических районах преобладание излияний основной магмы над кислыми продуктами.

Проблема кварца решается самым эвтектическим принципом образования гранитной магмы. Если она образуется в определенных условиях температур и давлений, то ее состав будет вполне определенный, и кристаллизация кварца будет обязательным условием ее отвердевания.

Проблема пространства, образование мигматитов и теневого гранита легко понимаются, исходя из принципа палингенности гранитной магмы. При образовании гранитной магмы за счет метаморфизованных осадков ничего в последние не привносится, ничего не выносится. Магма образуется как продукт выплавки местного материала («мобилизата») и количество магмы, а также остаточного, не вошедшего в магму, материала метаморфических пород («рестита» по терминологии Менерта) будет полностью зависеть от состава первичного осадка, и чем ближе был состав последнего к составу гранита, тем больше магмы возникает за счет этого осадка и тем меньше останется вещества, не вошедшего в магму (рестита). Однако последнее останется именно в тех местах, где оно и было раньше в осадке, отсюда возникнут различные виды мигматитов, а в случае малого количества рестита — теневые граниты.

Конечно термин «палингенные» здесь используется условно; по современным представлениям гранитная магма образуется в результате выборочного плавления материала осадочной оболочки под действием общего глубинного потока тепла, тогда как ранее под термином «палингенный гранит» предполагалось расплавление небольшой части осадков под действием рядом расположенной интрузии магматической породы. Прошло уже более 10 лет с тех пор, как представление о палингенной природе гранитной магмы утвердилось среди петрографов и геологов (Петров, 1964), но полной оценки этого факта до сих пор нет.

Дополнительные доказательства палингенности гранитов. Весьма интересные и важные материалы, в общем, не связанные с разобранными ранее выводами, дали изотопные исследования, показавшие различные соотношения O^{16}/O^{18} в основных и ультраосновных породах и гранитах (табл. 1).

Обогащение пород O^{18} может произойти только в случае изотопного обмена кислорода. Поскольку кислород организмов наиболее обогащен тяжелым изотопом, постольку данные табл. 1 показывают, по мнению А. П. Виноградова и его сотрудников (1958).

на значительное вовлечение в состав гранита материала, претерпевшего изменение на дневной поверхности, т. е. материала осадочной оболочки. Все это можно рассматривать как подтверждение палингенной природы гранита.

Таблица 1

Изотопный состав кислорода некоторых горных пород и метеоритов (по А. П. Виноградову и др., 1958)

Вид породы	Число образцов	Среднее значение O^{16}/O^{18}	Дисперсия полученных данных
Железо-каменные метеориты	3	490,4	0,2
Хондриты (каменные метеориты)	2	490,4	0,1
Метеориты средние	5	490,4	0,2
Дуниты (Урал и Сибирь)	5	490,0	0,7
Молодые базальты Камчатки	3	489,5	0,8
Граниты Украины (1900—1200 млн. лет)	3	488,7	0,3
Кварц Полярного Урала (стандарт)	—	487±1	—

Недавние исследования Эпштейна и группы исследователей, работающих с ним (Hoefs, Epstein, 1969), подтвердили резкое различие изотопного состава кислорода в породах разного генезиса, близость кислорода гранитов к кислороду осадков и неравновесность кислорода метаморфических пород, в частности мигматитов, кислород кварца которых резко тяжелее кислорода гранита, биотита и магнетита.

Зависимость состава магматического расплава от глубины выплавки. Из положения об эвтектоидной природе гранитоидных расплавов (сейчас о ней уже можно говорить, как о доказанной) вытекает ряд геологически чрезвычайно важных следствий. Важнейшим из них является то, что состав гранитного магматического расплава в главных своих составных частях определяется только давлением и температурой и на первом этапе не зависит от состава вмещающих пород, из которых идет выплавка гранитной магмы.

Вместе с тем, если температура района выплавки станет выше температур эвтектики, расплав начнет дополнительно растворять респит и, таким образом, состав материнской породы начнет влиять на состав расплава; чем больше будет отличаться температура расплава от эвтектической, тем сильнее будет это влияние. Кроме того, при рассмотрении состава выплавляющегося магматического расплава следует обязательно учитывать влияние на температуру его выплавки примесей летучих — фтора и хлора, очень сильно снижающих температуру появления жидкой фазы.

Во всех случаях, однако, из материнской метаморфизованной породы в начале плавления могут выплавляться только те компоненты и в тех количествах, в которых они должны войти в состав эвтектики, характерной для данной температуры и давления, вернее для температур и давлений, характерных для участка генерации магмы.

Зависимость состава магматического расплава от условий его образования вытекает уже из данных, приводившихся в первых работах Таттла и Боуэна, показавших на своей диаграмме (см. рис. 5), что увеличение давления ведет к изменению положения тройной эвтектики в сторону увеличения в ее составе альбитового (плагноклазового) компонента.

Очень показательны в этом смысле опыты Винклера и Платена (1968), проводившиеся при давлениях 2000 бар в присутствии постоянного избытка воды. В качестве исходных продуктов были взяты: а) черепичная глина из месторождения Хеппенгейм в ФРГ, состоящая из иллита (60%), кварца (24%), каолинита (5—10%), с небольшой примесью монтмориллонита и хлорита (глина С); б) граувакка кульмского возраста из массива Гарц (каменоломня в долине р. Штеймерера, ФРГ), цитируется образец № IV/25, содержащий плагноклаз № 9 (30%), кварц (34%), мусковит (20%), хлорит (12%), карбонат (1%) и руду (4%).

Глина С в чистом виде начинала давать палингенный расплав при 715°С. При температуре 725—730°С количество расплава достигало 50—55% всей глины. Влияние добавки хлора в состав летучих, вызывающих палингенез, показано в табл. 2. В шихту было внесено 1,77% NaCl (по мнению Винклера и Платена, примерно таким должно быть содержание этого вещества в глубинах, где глины пропитаны насыщенным раствором солей).

Таблица 2

Состав палингенных расплавов, образовавшихся за счет иллитовых глин с присадкой 1,77% NaCl при разных температурах (по Винклеру и Платену, 1966)

Компонент	Состав расплава в % (норма)		
	670° С	675° С	765° С
Кварц	42,1	32	34
Ортоклаз	47,5	36	26,5
Альбит	10,5	26	31
Анортит	0,0	6	8,5
Количество расплава в %	31	49	66

В табл. 2 хорошо видно влияние температуры выплавления расплава на его состав. При наиболее низких температурах выплавляется аплитовый состав; при более высоких — выплавка отвечает составу гранита или гранодиорита.

Составы палингенных расплавов, возникающих за счет граувакки, показаны в табл. 3.

Таблица 3
Состав палингенных расплавов, образовавшихся за счет граувакки (IV/25) при разных температурах (по Винклеру и Платену, 1968)

Компонент	Состав расплава в % (норма)				
	690° С	710° С	730° С	750° С	780° С
Кварц	41,0	36,0	32,0	35,0	38,5
Калиевый полевой шпат	37,5	19,0	16,5	14,6	13,5
Альбит	21,5	38,8	41,4	39,8	37,2
Анортит	0,0	3,2	3,1	5,2	4,8
Биотит	0,0	0,5	2,0	1,3	2,0
Силлиманит	0,0	0,0	5,0	4,5	4,0
Количество расплава в %	23	48	59	68	73

Как и в случае глины, из граувакки при самых низких температурах на первых этапах выплавляются аплитовые породы, далее идут гранодиоритовые составы выплавок. Силлиманит в природе в гранитондах не проявляется; здесь он явно играет роль темного минерала; в присутствии магния вместо него кристаллизовалась бы слюда.

Влияние давления по данным тех же авторов (Винклер, 1969) приведено в табл. 4.

Таблица 4
Составы расплавов, выплавленных из искусственных смесей (Винклер, 1969, стр. 215)

Давление, атм	Система с альбитом				Система с плагиоклазом № 4			
	Кварц	Альбит	Ортоклаз	Температура, °С	Кварц	Альбит	Ортоклаз	Температура, °С
500	39	30	31	770	—	—	—	—
2000	35	40	25	685	44	19	37	695
4000	31	46	23	655	39	25	36	670
5000	27	50	23	650	—	—	—	—
7000	—	—	—	—	31	35	34	655
10 000	23	56	21	625	—	—	—	—

Следует учесть, что количество воды, входящее в расплав, различно: при 2000 бар в расплав входит около 6% воды, при 4000 9—10% и при 10000 бар — около 17% воды. Конечно, предположить, что природные расплавы во всех случаях насыщены водой, очень трудно. Наиболее вероятно насыщение водой только самых верхних, собственно гранитных, расплавов, которые возникали при самых низких давлениях и самых низких температурах. Ниже, видимо, располагаются магмы, весьма недосыщенные водой, что безусловно должно отражаться на их составе. Подробнее вопрос о содержании воды в магме рассмотрен далее.

Наиболее богатые кварцем и ортоклазом расплавы возникают при относительно малых давлениях (на меньших глубинах).

Все особенности, выявленные в опытах Винклера и Платена, в общем, могут быть отмечены и для природных объектов, однако Ю. А. Кузнецов (1968) не вполне согласен с этим; он говорит о необходимости осторожности при переносе результатов опытов Винклера и Платена в природные условия в силу того, что опыты последних велись в закрытой системе, содержащей избыток летучих. По мнению Ю. А. Кузнецова, в природе таких условий быть не может, поскольку «прогрессивный метаморфизм всегда сопровождается удалением летучих и высушиванием метаморфизирующегося субстрата».

С последним заключением Ю. А. Кузнецова можно согласиться, но следует учесть, что всякий метаморфизм всегда идет с большим участием водных растворов, и сам расплав в жидком состоянии поглощает, как только что было показано, довольно много воды. В наших опытах (Геншафт и др., 1965, 1967, Марков и др., 1968) было показано, что расплав при высоком давлении активно поглощает влагу из окружающей среды. В искусственных расплавах, так же как и в природе, отделение воды от расплава идет только в процессе отвердевания расплава, это согласуется с результатами опытов Винклера и Платена.

Глубина формирования гранитной магмы. Выявившаяся определенная зависимость состава магмы от условий выплавления позволяет уточнить глубину формирования природных расплавов. Собственно гранитный расплав может формироваться только при самых низких температурах; это, видимо, магма, наиболее близкая к земной поверхности, формирующаяся при 600—650°С и давлениях 4—6 тыс. бар, т. е. на глубинах порядка 12—20 км. При более высоких давлениях и соответственно повышенных температурах формируются гранодиоритовая и кварц-диоритовая магмы.

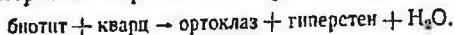
Эвтектическая природа расплава имеет еще один важнейший результат: это взаимоотношение магматического расплава (мобилизата) и минералов метаморфических пород, не вошедших в этот расплав (рестита). Состав и характер оставшихся минералов (минералов рестита) определяется в основном составом материнской породы; это материал избыточный по отношению к магматическому расплаву, количество которого лимитируется наиболее дефицитным его компонентом.

Прониллюстрируем сказанное примером, в качестве которого можно взять биотит.

Обычная реакция биотит + кислород = ортоклаз + вода + шпиль будет легко идти в правую сторону с образованием ортоклаза, если в природе есть плагиоклаз, кварц и дополнительная вода, достаточные для образования эвтектической магмы (своей воды в биотите для получения эвтектики не хватает). Как только какой-либо из этих компонентов будет исчерпан, то образование новой магмы прекратится, и нераспавшийся биотит останется в составе

«рестита», где он может ассоциировать с кварцем или остатками плагиоклаза. Менее вероятен «рестит» из биотита, кварца и плагиоклаза, но и такой возможен в случае недостатка воды для образования эвтектики.

Последний случай биотит-кварц-плагиоклазового рестита, видимо, возможен только в верхних горизонтах области выплавки магмы, где в условиях малого давления биотит еще устойчив. Ниже, следует думать, биотит будет разложен полностью, с образованием безводных минералов пироксена и ортоклаза, по реакции:



Тогда состав нерасплавившегося остатка будет представлен ассоциацией: кварц — плагиоклаз — ортоклаз — пироксен.

С предыдущим положением теснейшим образом связаны проблемы снижения количества гранитоидной магмы с глубиной, вплоть до полного ее исчезновения. Причин этого может быть много. Палингенная магма возникает тогда, когда температура ее плавления будет ниже, чем температура в данной точке земной коры. Появление гранитной магмы связано с существованием гранитной эвтектики, температура которой снижена под влиянием вошедшей в ее состав воды. Дальнейшее увеличение давления без дополнительного вхождения воды в расплав, как и в других случаях, ведет к повышению температуры плавления, которая может стать выше температур, господствующих в коре.

Причиной повышения температур плавления водно-силикатной смеси может быть, кроме того, и изменение роли воды с повышением давления. В этой связи весьма интересны указания А. А. Кадика и Н. И. Хитарова (Хитаров, 1969, стр. 632), что в области высоких давлений, примерно соответствующих границе Мохо и более глубоким частям Земли, температура плавления силикатного вещества в присутствии H_2O возрастает с ростом давления. По их данным, действие воды как фактора, понижающего температуру плавления силикатов, в этой области прекращается.

Затем причиной повышения начальных температур плавления субстрата может явиться и резкое снижение содержания воды с глубиной, что, как будет показано дальше (см. стр. 50), весьма вероятно. Дополнительным доказательством дефицита воды на больших глубинах может служить тот факт, что в самых глубинных породах, которые нам известны, т. е. в породах гранулитовой фации глубинности, полностью отсутствуют какие-либо минералы, содержащие воду.

Металлогеническая специфика кислых магм. Обязательное общее постоянство составов палингенной магмы и соответствие этого состава условиям, господствующим в каждой данной точке в момент палингенеза, а также малая зависимость состава магмы от природы материнской породы относятся только к главным составным частям магматического расплава. Если рассмотреть судьбу малых компонентов, входящих в расплав, таких, как рудные

элементы, редкие щелочи и редкие летучие, то эти элементы хотя и влияют на условия выплавки магмы, но в силу их малых количеств — весьма незначительно. Они могут войти в состав магматического расплава, но только в той мере, в которой они содержатся в составе материнских пород.

● Поступление специфического рудного элемента в магму при ее зарождении за счет материнских пород, подвергающихся палингенезу, может обусловить характерную приуроченность месторождений этого элемента к магматическим телам именно данного типа, иначе говоря, в этом может быть причина так называемой «металлогенической специализации» магматических образований данного региона (Барсуков, 1964).

В приведенном выше смысле весь процесс магмообразования с поглощением в гранитную магму металлов из материнских пород, перенос их в процессе интрузии и выделение при гидротермальной деятельности, связанной с данным интрузивом, может рассматриваться только как одна из форм геохимической концентрации первоначально рассеянного элемента в немногих концентрированных месторождениях.

Гнейсовые толщи — модель областей зарождения кислой магмы. Условия залегания гранитных пород в древних гнейсовых толщах сейчас рассматриваются как модель условий залегания магмы в местах ее зарождения, и на примере гнейсовых толщ разбираются те особенности, которые сопровождают отделение жидкой магмы от остаточного твердого материала. Все это в значительной мере справедливо, но следует учесть, что в гнейсовых толщах зафиксировано не то время, когда магма находилась в равновесии с неразложившимся остаточным материалом первоначального осадка, а самый последний момент существования жидкой магматической фазы, когда область, в которой ранее генерировались магмы, была поднята в верхние горизонты земной коры, где длительное существование магмы уже невозможно и где идет ее постепенная кристаллизация.

При этом состав магмы, в результате начавшейся кристаллизации, приспособляется к новым условиям залегания. Совершенно естественно, что при перемещении магмы из зоны генерации в зону ее кристаллизации гнейсовые толщи претерпевают деформации, в процессе которых создаются полости, заполняемые остаточной магмой, за счет которой формируются гранитные интрузивные тела или пегматитовые жилы.

Приведенное выше простое соображение указывает на неизбежную сложность каждой гнейсовой толщи, и необходимость в каждом конкретном случае учитывать процессы, неизбежно происходящие при ее образовании. Это — явления прогрессивного метаморфизма и начинающегося магмообразования и процессы, развивающиеся в период равновесного существования новообразованной магмы (мобилизата) и, находящемся в тесном контакте и физико-химическом равновесии с последней, не прореагировавшего с маг-

мой остатка (рестита). Конечно, существующее физико-химическое различие между магмой и пропитанным ею метаморфическим остатком не мешает перекристаллизации последнего и некоторой его перестройке. Третья стадия развития гнейсовой толщи — своеобразная регрессивная стадия — стадия подъема и кристаллизации магмы, которая в значительной мере зависит от давления и температуры места, где идет эта кристаллизация, а также от деформации, предшествовавшей кристаллизации. Можно представить случай, пока только чисто теоретический, когда из зоны генерации магмы в процессе деформации будет «выдавлена» (фильтр-прессинг) главная масса магмы, и в гнейсовой толще останется только та ее часть, которая залегает в интерстициях остаточных кристаллов и не «отжимается».

Следует подчеркнуть еще одну геологически важную особенность гранитной магмы в областях ее зарождения — это ее обязательность: магма неизменно должна возникнуть в каждом данном осадке или метаморфической толще, как только эта толща будет погружена в глубины, где господствует давление порядка 4—6 кбар и температура около 650° С. Конечно, количество магмы будет различно и будет зависеть от состава материнской породы.

Магма, возникшая в некотором горизонте земной коры, может существовать здесь бесконечно долго: все то время, пока данный горизонт находится на месте. Причем на дневной поверхности (на поверхности платформы) не должно появляться никаких признаков существования магматического горизонта.

Только наложенные на всю данную область земной коры (платформы) явления подъема (или дальнейшего опускания) приведут к изменению состояния магмы — ее кристаллизации или дальнейшему развитию в связи с повышением температуры.

На дневной поверхности магматический горизонт может проявиться только в том случае, когда какой-либо глубинный разлом, о котором говорил А. В. Пейве (1956), пройдет через зону магмы и создаст пути подъема магмы к дневной поверхности. Иначе говоря, только тогда, когда данная территория попадет в область разломов и современного вулканизма и произойдут поверхностные извержения кислых лав, образующих лавовые потоки и кислые купола, появятся прямые доказательства существования в недрах кислой магмы.

Основная магма

Вначале, после завершения гранитной дискуссии, казалось, что основная магма может рассматриваться как нормальный продукт сухого плавления подкорового вещества (Петров, 1964), однако дальнейшие исследования показали, что это далеко не так.

О том, что должен существовать некоторый, весьма важный механизм генерации основной магмы, говорят многие факты, наблюдаемые в процессе геологических исследований. Важнейшие из них следующие:

по всей земной поверхности преимущественным распространением пользуются одни и те же типы основных эффузивных горных пород — андезитовые, андезито-базальтовые, базальтовые;

массовые излияния, дающие огромные количества лавы (многие кубические километры) в один прием, сложены однородной, обычно базальтовой лавой;

существует четкая приуроченность основных пород того или иного типа к районам определенного тектонического строения. Такая связь была отмечена еще в 1934 г. Штилле (1954), и хотя предложенная им схема такой связи (см. стр. 64) вызывает многочисленные возражения, однако основная идея о том, что такая связь имеет место, ни у кого до сих пор не вызывает сомнения.

Попробуем несколько подробнее рассмотреть эти положения. Мы не знаем ни глубины, ни условий возникновения основных магм, поэтому вполне оправдано рассмотрение предположения, что основные магмы, как и кислые, образуются в областях развития петрографически разнородных метаморфических пород. Прямое плавление в условиях относительно высоких температур, наблюдаемых в основных лавах (1100—1300° С), неизбежно дает резко разнородные составы продуктов расплава, что не имеет места в природе и, следовательно, наше предположение не справедливо. Однако при наличии какого-либо механизма (типа эвтектического или котектического плавления) можно было бы допустить выплавление однородной жидкости даже из резко различных исходных материалов.

Равным образом, предположение о выплавке основной магмы из тех областей верхней мантии, для которых возможно допустить глобальную однородность слагающего ее материала, не снимает вопроса о необходимости выявления механизма выплавки основной магмы. Магма эта должна резко отличаться от состава мантии, которая наиболее вероятно имеет ультрабазитовый состав. Предполагаемый механизм должен объяснить выплавление из ультрабазитов именно тех составов, которым отвечают основные магмы.

Массовые излияния говорят о большой устойчивости состава излияющейся магмы и, в общем, о независимости этого состава от состава вмещающих пород.

Глобальная приуроченность магм разного состава к определенным тектоническим формам также говорит о повсеместном (глобальном) механизме появления магмы и равным образом о существовании комплекса близких механизмов, обуславливающих закономерное изменение состава магмы.

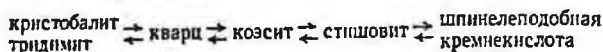
В последующих разделах мы попытаемся, пока в весьма общем виде, показать возможную природу механизма образования магмы.

Влияние давления на минеральный состав. Исключительно важным результатом экспериментальных работ последних 10—15 лет является вывод об исключительной важности давлений для минералообразования; фактически все породообразующие минералы, известные на дневной поверхности, являются фазами низкого

давления и при повышенных давлениях переходят в новые фазы, имеющие совершенно иные свойства.

Возможны здесь переходы двух типов, во-первых, какой-либо из известных минералов, не изменяя своего состава, претерпевает фазовые переходы в более плотные формы, устойчивые в условиях высоких давлений и, во-вторых, неустойчивый минерал или ряд неустойчивых минералов разлагается на серию более устойчивых при высоких давлениях минералов, в сумме имеющих тот же состав, что и первоначальный минерал.

В качестве примера переходов первого типа можно привести переходы в группе углерода: графит \rightleftharpoons алмаз или более сложные переходы в группе кремнекислоты:



Условия существования этих фаз кремнекислоты и их свойства приведены в табл. 5.

Таблица 5

Свойства и условия существования различных форм кремнекислоты

Свойства	Тридимит	Кристобалит	Кварц	Коэсит	Стишовит	Шпиннелоподобная кремнекислота	
Плотность	2,26	2,33	2,65	2,93	4,35	Гипотетична, пока не синтезирована	
Светопреломление	<i>N_p</i>	1,478	1,484	1,544	1,593		1,799
	<i>N_g</i>	1,481	1,487	1,553	1,597		1,826
	<i>2V</i>	+40—70	0	+0	+61	+0	
Область устойчивости (давление)	от	?	?	?	30 кбар	80—100 кбар	?
	до	Низкое	Низкое	30 кбар	80—100 кбар	?	

Приведенные в табл. 5 данные по давлениям, при которых одна форма переходит в другую, должны рассматриваться только как очень ориентировочные, так как в лабораторных условиях необходимы очень сильные «передавливания» для получения фаз высокого давления. Так, например, алмаз синтезируется в промышленных количествах (Безруков, 1968, Верещагин, 1965), а указать точные пределы его перехода пока трудно.

В качестве примера распадов второго типа можно указать на распад в условиях высокого давления минералов группы полевых шпатов, весьма детально изученных автором с сотрудниками (Де-

лиции и др., 1967; Марков и др., 1968; Петров и др., 1969). Крайние члены этой группы распадаются различно, а именно:

альбит — жадеит + коэсит;
анортит — гроссуляр + клинаит + коэсит;
санидин — гидросанидин + жадеит + коэсит
(природный
твердый
раствор
Ab в Or)

Альбит-жадеитовый переход, при котором полевошпатовая решетка переходит в пироксен почти без изменения состава, явился первой реакцией такого рода, которая стала известна специалистам, и ей придавалось огромное значение. Еще несколько лет назад предполагалось, что любой полевой шпат может перейти в пироксеновую решетку, давая, кроме собственно жадеита (натрового жадеита), кальциевый «псевдожадеит» и калиевый жадеит, однако последние данные говорят об отсутствии как кальциевых, так и калиевых жадеитов. Перерождение полевошпатовых пород при повышении давления является полным. Альбитовая их составляющая переходит в жадеит, а кальциевая и магниевая переходит в гранатовую решетку. В результате этих переходов обычный базальт полевошпатово-пироксенового состава переходит в эклогит, состоящий из жадеита и граната, без всякого изменения химического состава. Совокупный переход минералов базальта в минералы эклогита часто именуется «эклогитовой реакцией», которой придается иногда очень большое значение в строении Земли. С этим переходом связывается, по некоторым гипотезам, существование перерыва Мохоровичича, а по другим — и многие тектонические явления (см. стр. 53—56). Большое петрогенетическое значение имеют, с нашей точки зрения, также распады магнезиально-железистых слюд при высоких давлениях (Делицин и др., 1970; Марков и др., 1966; 1968) по типу:

флогопит → гранатовая ассоциация.

Под термином «гранатовая ассоциация» мы подразумеваем группу минералов, среди которых преобладает гранат, в меньших количествах присутствует амфибол и еще два минерала, которые пока определить не удалось, но которые, видимо, представляют собой простые соли, легко растворимые в расплаве и возможно в воде; в этих минералах концентрируется значительная часть (если не весь) калия первоначальной слюды.

Получается впечатление, что в верхних горизонтах земной коры преимущественным распространением пользуются знакомые нам породообразующие минералы, важнейшим из которых является полевой шпат.

В более низких горизонтах земной коры и в верхней мантии независимо от их химического состава будут преобладать более тяжелые минералы, главным образом имеющие решетку граната, пироксена и оливина.

Менее изучены реакции, идущие при более высоких давлениях,

однако опыты с германатами, которые являются аналогами силикатов, но гораздо быстрее изменяются с давлением, и термодинамические расчеты показали, что при повышении давлений до 100—200 кбар пироксеновая решетка окажется неустойчивой и пироксеновые минералы будут переходить и переходят в соответствующие минералы с оливниновой решеткой, с параллельным выделением высокоплотных минералов кремнекислоты (стишовита).

Еще большее увеличение давлений, видимо, приводит к переходу магнезиальных и железистых оливинов в шпинель, имеющую примерно тот же состав. Сейчас при давлениях около 200 кбар уже получена экспериментально фаялитовая шпинель состава железистого оливина. Для получения подобной же шпинели магнезиального состава, видимо, нужны давления порядка 600 кбар.

Еще более высокие давления, возможно, переведут большинство минералов, известных на дневной поверхности, в высокоплотные минералы — простые окислы (типа вюстит, периклаза и т. п.). Наконец, еще более высокие давления, как предполагается, могут перевести большинство веществ в металлоподобное состояние и весьма вероятно присутствие таких веществ в составе земного ядра.

Значение высокоплотных модификаций для процессов магмообразования. В природе из высокоплотных минералов наиболее часто встречаются только жадеитовые минералы, образующиеся при наименьших давлениях (порядка 15—20 кбар). Месторождения жадеита известны у нас главным образом в областях змеевиковых пород, среди которых он образует жилы и линзы часто совместно с альбититовыми породами. Является не ясным, можно ли считать эти альбититы за продукт перерождения жадеитовых пород или, наоборот, альбититовые породы являются реликтами первоначальных жил, за счет которых в условиях высокого давления образовывались жадеиты; не ясно также, почему эти минералы приурочены именно к змеевикам. Все эти вопросы в нашей литературе обсуждены в работах В. Н. Москалевой (1962) и Н. Л. Дорцова (1964).

Большое внимание советские исследователи уделили изучению эклогитовых пород, описанных в работе Н. Г. Удовкиной (1971) и в библиографической сводке. Следует указать также на работы К. Смуликовского, часть из которых опубликована на русском языке (1963).

Во всей проблеме эклогитов, с нашей точки зрения, наиболее важным является присутствие в них граната. Кристаллизация граната из расплава в экспериментах начинается при давлениях 12—15 кбар (40—50 км глубины). Поскольку гранат — минерал относительно очень бедный кремнекислотой, постольку выделение граната в качестве первой фазы ведет к обогащению остаточного расплава кремнеземом и к совершенно иному пути кристаллизации расплавов.

При выделении из расплавов граната резко расширяется поле кристаллизации свободной кремнекислоты; последняя может кри-

сталлизоваться как самостоятельный минерал из тех расплавов, в которых при нормальных условиях давлений она не выделяется совершенно (Геншафт и др., 1965, 1967; Грин и Рингвуд, 1968).

Изменение минерального состава базальтов при кристаллизации в условиях разных давлений показано на рис. 8 и 9. Однако диаграмма кристаллизации щелочного базальта (рис. 8, а) требует некоторых исправлений: гиперстеновая составляющая в области

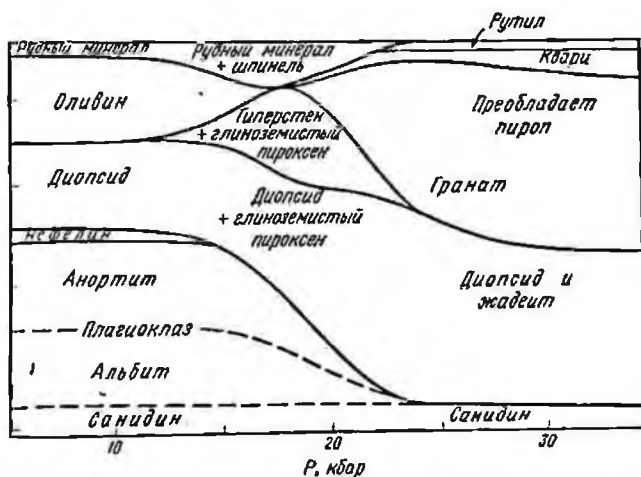
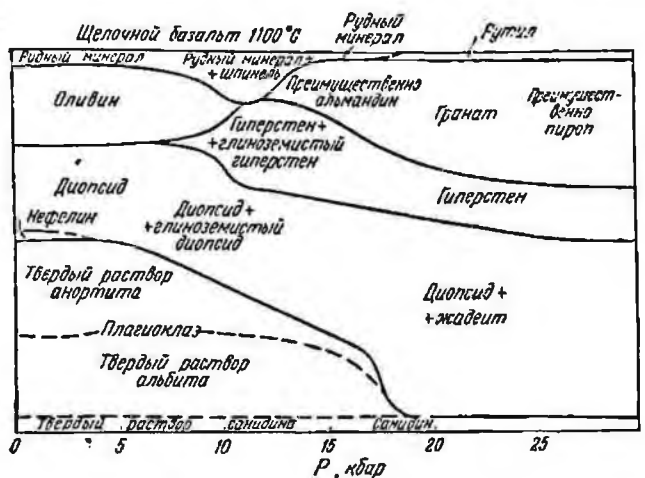


Рис. 8. Приблизительное соотношение минеральных фаз в щелочном базальте при 1100°C.

а — по Грину и Рингвуду (1968, стр. 93); б — с исправлениями автора

высоких давлений в действительности не проявляется; в реальном минеральном составе она существует только в узком интервале давлений — от начала разложения оливина до появления магнетитового граната. Последний начинает кристаллизоваться вместо гиперстена с параллельным выделением кварца (см. рис. 8, б), т. е. за счет поля гиперстена в области высоких давлений расширилось поле граната и появилось небольшое поле кремнекислоты.

Обращает на себя внимание одинаковое поведение поля кремнекислоты на рис. 8 и 9, оно несколько расширяется в области высоких давлений. Таким образом, и в случае толеитовых базальтов, и в случае оливиновых и щелочных базальтов в процессе их кри-

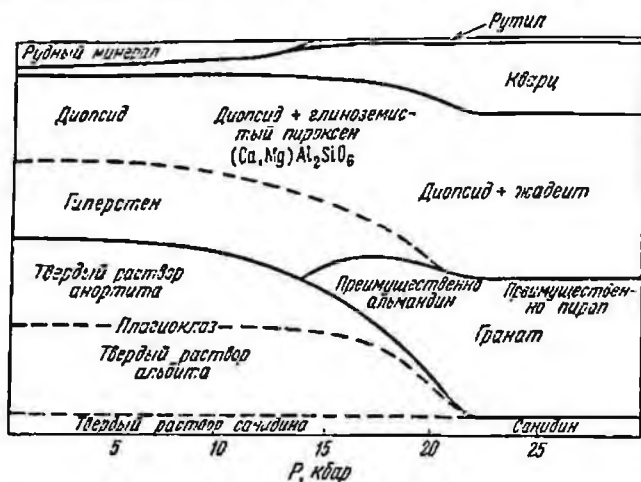


Рис. 9. Приблизительные соотношения минеральных фаз в кварцевом толите при 1100°C (по Грину и Рипгвуду, 1968, стр. 90)

сталлизации при высоких давлениях обязательно появляется кварц.

Разобранное поведение базальтовых расплавов петрологически крайне интересно. В англо-американской литературе пользуется большой популярностью разделение базальтов на два типа: толеитовый и щелочно-базальтовый по наличию или отсутствию в их норме кварца. Геологический смысл такого разделения его сторонники видят в том, что дифференциация этих базальтов по принципам кристаллизационной дифференциации, что предусмотрено гипотезой Боуэна, будет принципиально различной.

Толеитовые базальты, по этим представлениям, в результате кристаллизационной дифференциации могут дать ряд нормальных пород:

толеит → толеитовый андезит → дацит → риолит

В противоположность этому щелочные базальты по той же схе-

ме кристаллизационной дифференциации, как считалось, дадут только щелочной ряд:

щелочной базальт → гавайит → муджнерит → трахит $\left\{ \begin{array}{l} \text{фонолит} \\ \text{пантеллерит} \end{array} \right.$

Появление кварца и граната в качестве фаз высокого давления в корне меняет положение; даже в том случае, если бы имела место глубинная кристаллизационная дифференциация, все равно, различие между толеитовыми и щелочными базальтами не могло бы сказаться. Глубинная кристаллизационная дифференциация, учитывая появление в расплаве кристаллов фаз высокого давления, должна была бы идти по совершенно иным законам, чем те, о которых говорилось в этих схемах.

Весьма существенно указание разобранных диаграмм на возможность существования свободной кремнекислоты на довольно больших глубинах (порядка 30—40 км) даже в породах базальтового состава (45—50% кремнекислоты). Следует ожидать, что при еще больших давлениях, когда устойчивыми явятся рутилоподобные, шпинелеподобные и близкие к ним структуры, возможности для выделения свободной кремнекислоты появятся и в более основных составах. Как следствие, данные табл. 5 могут иметь петрографическое значение. Переходы кварца в коэзит, видимо, могут происходить при давлении около 30 кбар, т. е. на глубинах не менее 90—100 км. Стишовит может существовать на еще больших глубинах (глубже 250—300 км), хотя надо учесть, что, как отмечалось до сих пор, не известны точные давления, при которых происходят фазовые переходы, а также температурные условия этих переходов, которые на этих глубинах могут быть неблагоприятными для перехода кварца в коэзит и стишовит (Стишов и Попова, 1961; Рябинин и др., 1963).

Природа основной магмы явилась объектом весьма интенсивного изучения в течение последних десяти лет. Результаты этого исследования были сведены Иодером и Тилли (1965), а в более позднее время О. А. Богатиковым и др. (1970).

Для понимания природы основной магмы особенное значение имеют, по нашему мнению, работы Грина и Рингвуда (1968) по изучению температур плавления горных пород различного состава при относительно высоких давлениях. Причем ими было показано, что при давлениях около 30 кбар кривая плавления обычных горных пород имеет перегиб с минимумом у составов андезита, температура плавления которого примерно на 100°С ниже температуры плавления базальтов или гранодиоритов (рис. 10). Иначе говоря, при давлениях порядка 30 кбар, как только температура достигнет 1300—1350°С, неизменно должна выплавляться магма андезитового состава. Это наиболее легкоплавкая силикатная жидкость, существующая при таких давлениях.

Принципиально важным является причинная близость выплавки гранитной и основной (андезитовой) магм; в обоих случаях

это самая низкоплавкая жидкость при условиях, господствующих в местах выплавки.

Если перенести данные опыта в природу, то имеются все основания предполагать, что в недрах на глубинах порядка 100 км существует область выплавки андезитовой магмы, причем, как и в случае граштондов, здесь более или менее безразличен состав материнских пород, за счет которых идет выплавка, важно только, чтобы в этом составе хотя бы в минимальных количествах были бы все компоненты, входящие в состав андезита.

Природа базальта и механизм его отделения пока полностью не ясны. Очень заманчива аналогия с кислыми водными составами, в которых по мере увеличения давления минимум температур плавления сдвигается в сторону основных членов ряда. В литературе имеются указания о экспериментальных доказательствах существования такого перехода (Куно, 1969). Кроме того, еще в 1959 г. Куно показал, что в пределах Азии наблюдается закономерное распределение лав разного состава. Так, в Японии на Тихоокеанском побережье развиты толеиты, западнее расположена зона высокоглиноземистых базальтов, и на северо-западе Японии и частично в Корее и Китае наблюдается зона щелочных оливиновых базальтов. Позднее Кусиро и Куно (Kushiro, Kuno, 1963) на основании отмеченных выше закономерностей и сейсмических данных (расположений мест глубинных землетрясений) показали, что состав базальта зависит от глубины его выплавки (рис. 11).

Экспериментальная проверка гипотезы Кусиро и Куно, проведенная Ито и Кеннеди (Ito, Kennedy, 1968), подтвердила существование зависимости состава магмы от глубины выплавки, однако, по их данным, базальт должен выплавляться на больших глубинах, чем это показано Кусиро и Куно.

На разную глубину выплавки базальтов различного состава также указывают Грин и Рингвуд (1968), однако они, на основании своих опытов, дают меньшие глубины, а именно: толеит выплавляется на глубинах до 35 км, а оливиновый щелочной базальт на глубинах до 60 км. Эту же закономерность видит и В. В. Белоусов

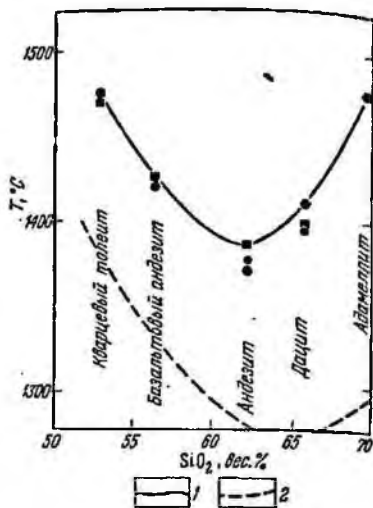


Рис. 10. Экстраполированные температуры ликвидуса и последовательность кристаллизации плги составов при 30 кбар (по Грину и Рингвуду, 1968, стр. 125).

1 — ликвидус; 2 — приближенное положение соли́дуса

(1969, стр. 8). Несмотря на сказанное выше, четкие данные о глубинах выплавки базальта отсутствуют. Специальные наши опыты дали результаты, которые могут толковаться различно, тем не менее из всего этого нам представляется наиболее правильным предположение о постепенном изменении положения андезитового минимума температур давления в сторону более основных составов при увеличении давления. Экстраполируя имеющиеся очень малые данные, наиболее вероятным будет предположение, что «базальтовый минимум» придется на 70—80 кбар (т. е. на глубины порядка 200—250 км).

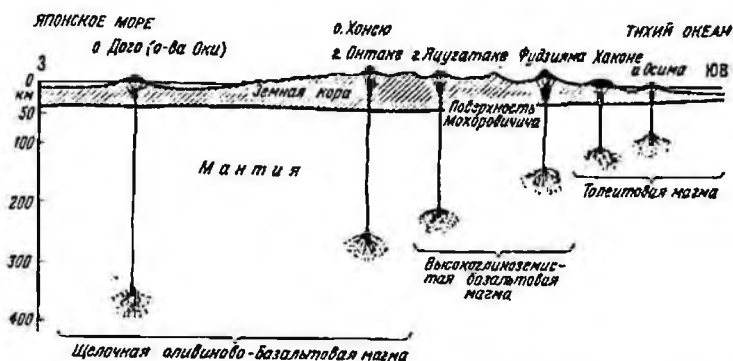


Рис. 11. Схематический разрез через центральную часть Японии, показывающий глубины образования магмы и магматических камер по гипотезе Куно (1970, фиг. 16)

Предположение о подобии механизма выплавки базальтовой магмы механизму выплавки андезитовой магмы, выявленному Грином и А. Е. Рингвудом, по-видимому, сейчас является единственным реально возможным. Все гипотезы выплавки основной магмы, начиная от Боуэна (см. стр. 11) и кончая различными современными гипотезами зонной плавки (Виноградов, 1962; Виноградов и Ярошевский, 1965), говорят просто о плавлении субстрата, не учитывая причин, почему должен выплавляться именно базальт, а не какая-либо другая жидкость. По отношению к гипотезе зонной плавки на этот момент отчетливо указал А. А. Ярошевский (1968), отметивший, что «зонная плавка» представляет собой механизм отделения расплава и его транспорта, состав же получающегося расплава регулируется другими закономерностями, в частности, могут играть роль и эвтектический принцип, и очень близкий к нему принцип андезитового температурного минимума, равно как и предложенный принцип базальтового температурного минимума.

Предположение о существовании определенного механизма выплавки именно базальта и андезита (по разобранным выше прин-

ципу «температурного минимума») позволяет нам, говоря о магме, не рассматривать природу верхней мантии и ее состав, что вызывает вообще довольно большие разногласия, разобранные Г. Д. Афанасьевым (1962) и В. А. Кутолным (1971).

Конечно, высказанная выше концепция хотя и является наиболее вероятной, не может считаться единственно возможным предположением. Недавно Грин (Green, 1969) выступил с оригинальной гипотезой генезиса основных магм, согласно которой происходит совершенно произвольное чередование селективной выплавки магматического материала и фракционной кристаллизации. В результате, по мысли Грина, возможно образование любых видов основных магм, вплоть до нефелинитовых. Самым главным недостатком таких гипотез является то, что они не учитывают того, что базальтовая магма по своему характеру отвечает типу «родоначальной магмы», т. е. пользуется глобальным распространением, дает массовые излияния и в различных районах имеет примерно одинаковый состав. Иначе говоря, гипотезой не объясняется преимущественное образование именно базальтовых пород. В представлениях Грина не все в порядке и с экспериментальной точки зрения, по крайней мере Кусиро (Kushiro, 1969) отмечал, что не все процессы фракционирования кристаллов пройдут в том порядке, который предполагает Грин.

Глубина формирования основной магмы. Для того чтобы на основе приведенных выше данных судить о месте и условиях залегания магмы, необходимо рассмотреть данные о поведении и состоянии вещества в глубинах земной коры и мантии и господствующую там температуру.

Для расчета давления в земной коре и в мантии необходимо знать плотность слагающих их веществ. Г. А. Гамбурцев и П. С. Вейцман (1957 г.) предположили, что плотность верхней части коры (до раздела Конрада) равна $2,65 \text{ г/см}^3$, ниже, до границы коры (до раздела Мохоровичича), от $2,78$ до $2,9 \text{ г/см}^3$, а еще ниже до $3,52 \text{ г/см}^3$; если учесть влияние неровности поверхности Земли, то различие в величинах давления в отдельных участках до глубины 50 км может достигнуть 1000—1500 бар с боковыми напряжениями 750—1000 бар.

Считается, что с увеличением общего давления увеличивается и общая прочность породы. Однако вряд ли это так, поскольку горные породы на глубине должны обладать довольно значительной пластичностью. Так, по М. В. Гзовскому (1963), период релаксации мантии измеряется тысячами лет.

Суждение о температуре глубинных частей земной коры основывается на величинах геотермического градиента и теплового потока.

Величина геотермического градиента (Белоусов, 1966) колеблется в очень широких пределах — от 6 град/км (геотермическая ступень 172,7 м/град в районе Витватерсранда) до 150 град/км (геотермическая ступень 6,6 м/град в Бонанце, шт. Орегон, США).

Наиболее распространена геотермическая ступень 28 м/град и соответствующий ей геотермический градиент 36 град/км.

Измерений теплового потока пока еще очень мало; он колеблется от 0,7 (в пределах щитов) до $2,2 \cdot 10^{-6}$ кал·см⁻²·сек⁻¹ в вулканических областях. В среднем принимается величина $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал·см⁻²·сек⁻¹.

Для расчета температур в глубинах Земли приходится учитывать влияние радиоактивных элементов, генерирующих тепло, а также теплопроводность пород, которая в глубинах может быть совершенно иной, чем в близповерхностных условиях.

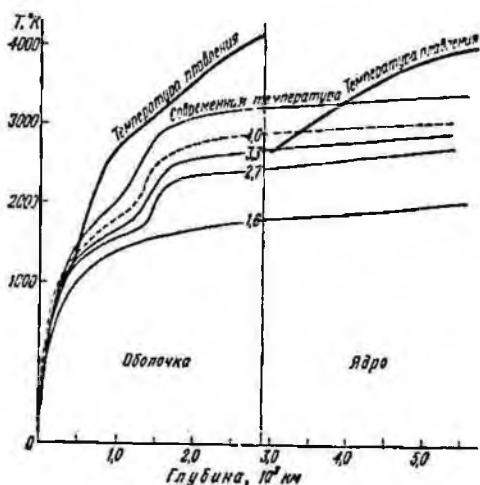


Рис. 12. Распределение температур по глубине для различных моментов времени равных 1,6; 2,7; 3,3; $4,0 \cdot 10^9$ лет, отсчитываемых от момента образования Земли (Любимова, 1962)

Различие в теплопроводности пород ведет к различиям градиента (и геотермической ступени) в разных породах и соответственно температуры на глубине. По В. В. Белоусову (1966, стр. 17), на дне депрессии, выполненной осадочными породами, температура должна быть выше, чем на той же глубине в кристаллических породах. Так, в столбе осадочных пород, в которых установилось термическое равновесие, на глубине 10 км температура достигает 350°C , в таком же столбе кристаллических пород 210°C . Этот термонзоляционный эффект осадочных толщ может рассматриваться как причина метаморфизма и плавления пород на глубине.

Все приведенные данные говорят о том, что температура с глубиной повышается медленно, и В. В. Белоусов (1966, стр. 19), видимо, совершенно справедливо предполагает, что региональный

метаморфизм и гранитизация требуют для своего осуществления на обычных глубинах теплового потока в 3—5 раз более высоко, чем «нормальный». Такие соотношения весьма вероятны, поскольку наблюдения градиента расходятся в тех же пределах, что говорит о возможности сделанного предположения.

Температуры, необходимые для выплавки гранитов, могут существовать уже на глубинах 7,5—15 км, если геотермические градиенты будут от 45 до 110 град/км. При нормальных градиентах можно ожидать плавление гранита на глубинах порядка 30 км.

Изучение радиоактивности и теплопроводности Земли, как показано Е. А. Любимовой (1962), говорит о том, что в истории Земли не имелось условий для охлаждения всего земного шара и осуществления его контракции. Наоборот, расчеты показывают постепенное разогревание земного шара (рис. 12). Причем вследствие неравномерной теплопроводности наибольший градиент температуры существовал в верхних слоях оболочки, до глубины 1000 км. Это привело к тому, что через 2—3 млрд. лет после образования Земли температура на глубинах от 50—200 до 500—700 км могла достигать температур плавления. Ранее чем $3 \cdot 10^9$ лет назад магматизма, по Е. А. Любимовой, не существовало.

Имеющиеся геофизические данные говорят о существенно твердом состоянии вещества непосредственно в области перерыва Мохоровичича и ниже его, которое сохраняется под материком до глубин порядка 100 км. Ниже расположено весьма интересное образование — так называемый волновод, характеризующийся уменьшенном скоростей поперечных сейсмических волн. Эта особенность волновода принципиально может говорить о частично жидком состоянии его вещества.

Кровля волновода под океанами приближается к поверхности до 50 км, тогда как под материками она не поднимается выше 100 км. Толщина волновода под океанами, по В. В. Белоусову (1966, стр. 53), больше, чем под материками; под океанами подошва волновода, как считают, находится на глубине 400 км, а под материками на глубине 200—250 км. Хуже всего выражен волновод под шитами, где, возможно, местами он отсутствует.

Гутенберг (1963) считал, что понижение сейсмических скоростей в волноводе связано с температурным эффектом; В. В. Белоусов предполагал (1966, стр. 44) различие по составу; В. А. Магницкий (1958) — фазовые переходы. Позднее В. А. Магницкий (1965, стр. 289) указывает, что, учитывая все стороны проблемы, пока наилучшим объяснением появления волновода в мантии является гипотеза аморфизации вещества в рассматриваемом интервале глубин. В. В. Белоусов (1966, стр. 45) также предположил здесь частичное плавление (аморфизация) вещества мантии, которое начинается с глубин 95—115 км, причем условия выплавки сохраняются до глубины 400 км; «это позволяет думать — пишет В. В. Белоусов — что волновод как раз представляет собой слой,

в котором происходит продолжающееся и сейчас выплавление базальта».

По представлению В. В. Белоусова, объем выплавленного вещества в волноводе составляет не более 5—25% всего объема, слагающего его мантийного вещества.

Весьма интересно, что в результате анализа имеющихся данных В. А. Магницкий (1965, стр. 189) пришел к выводу (рис. 13), что вещество верхних слоев Земли (*B*, *C* и *D*) находится в эффективно твердом кристаллическом состоянии. В слоях *C* и *D* температура нигде не приближается к точке плавления. Что же касается слоя *B*, то здесь можно предполагать, что в слое низких скоростей температура близка к точке плавления, и вещество здесь может находиться в аморфном состоянии. Однако он тут же подчеркивает, что «прохождение волн *S* с небольшим коэффициентом затухания γ для слоя низких скоростей не позволяет считать этот слой эффективно жидким (предположение о «кашеобразном» состоянии, — о чем говорит В. В. Белоусов, — видимо, наиболее вероятно)». Позднее В. А. Магницкий (1968) показал, что только предположение о частичной аморфизации вещества может объяснить все особенности и специфические свойства волновода.

Глубины 95—115 км — это как раз те области земных глубин, где давление достигает 30—32 кбар, а температуры возрастают до 1300—1350°С даже в условиях «нормального» повышения температур. Иначе говоря, условия, господствующие в верхах волновода, вполне отвечают тем, которые необходимы для выплавки андезитовой магмы, т. е. они совпадают с данными «андезитового минимума» Грина и Рингвуда. Условия, господствующие в низах волновода, отвечают тем данным, которые выше были показаны как наиболее вероятные для «базальтового минимума».

Условия, существующие в верхней части мантии и земной коры, В. В. Белоусов (1966) изобразил в виде очень интересной диаграммы, которую Ю. М. Шейнманн вполне справедливо назвал

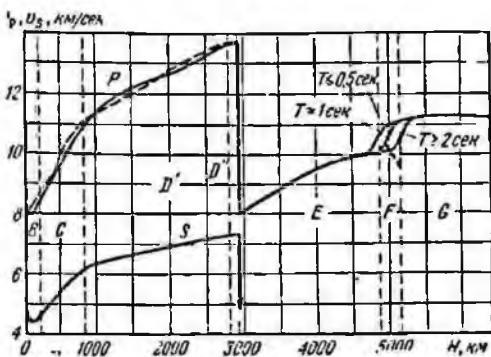


Рис. 13. Кривая изменения скоростей *P* и *S* с глубиной (Магницкий, 1965, фиг. 87). Сплошные линии — скорости по Гутенбергу, пунктир — по Джеферсу.

A — земная кора (не может быть показана в масштабе); *B* и *C* — составляют верхнюю мантию Земли (слой *B* имеет слабый минимум скоростей и заканчивается примерно на глубине 200 км); *D'* и *D''* — нижнюю мантию; *E*, *F*, *G* — ядро Земли (слой *G* — внутреннее ядро)

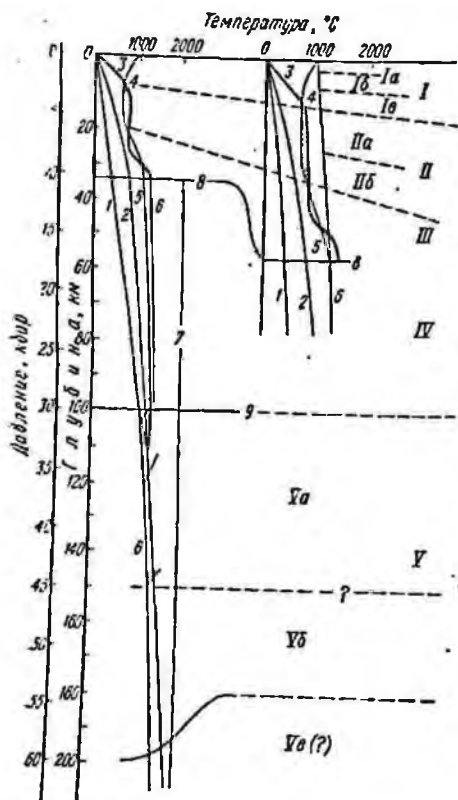


Рис. 14. Природа жидкой фазы, присутствующей в верхних горизонтах земной коры и верхней мантии, на основе «кривой Белоусова».

1 — минимальная «нормальная» (платформенная) температура; 2 — максимальная «нормальная» (платформенная) температура; 3 — температура земной коры при региональном метаморфизме и гранитизации (геосинклинальная температура); 4 — температура плавления гранитной магмы; 5 — температура сухого плавления базальта; 6 — температура выплавления основной магмы; 7 — температура плавления ультрабазита; 8 — граница Мохо; 9 — верхняя граница волновода. I — горизонт воды и водных растворов (Ia — область пресной воды, Ib — область соляных и термальных растворов, Ia — область горячих концентрированных силикатных растворов); II — горизонт генерации кислых магм (IIa — область генерации гранитной магмы, IIb — возможная область генерации граундиоритов); III — IV — горизонты земной коры (III) и верхней мантии (IV), лишенные жидкой фазы или содержащие ее в крайне малых количествах; V — горизонты генерации основной магмы (Va — наиболее вероятные горизонты выплавки андезитовых магм, Vb — то же, андезито-базальтовых магм, Vb — то же, базальтовых магм)

«диаграммой Белоусова». На ней, кроме нормальных температур щитов, показаны температуры, господствующие в геосинклиналях, и изменение температур плавления горных пород разного состава. На рис. 14 дана эта диаграмма, только продолженная в область больших глубин, чем это было у В. В. Белоусова. Новым в диаграмме является также характер выплавки основных магм.

Принципиально новым и теоретически крайне важным в высказанных только что предположениях о природе основной магмы является то, что причиной ее выплавления, как и в случае кислой магмы, является «низкоплавкость» (эвтектоидность) основной магмы. Это позволяет распространить на гипотетические области генерации основной магмы, которые пока не удастся наблюдать, все закономерности, установленные для областей генерации кислых магм, которые удалось изучить на примере гнейсовых толщ.

Магма во всех случаях возникает как наиболее легкоплавкая жидкость, и поэтому всегда в местах своего образования находится в равновесии с вмещающими ее «нерасплавившимися» минералами (базальтовым реститом).

Это вполне объясняет все особенности как кислой, так и основной магмы и, что самое главное, постоянство типов магмы и основные закономерности их распространения на дневной поверхности.

Взаимоотношение воды и силикатного расплава в условиях высоких давлений

Для суждения о проблеме магмы очень большое значение имеет правильное понимание поведения воды в земных недрах, ее место здесь и ее взаимоотношение с силикатами.

Изучение этих вопросов крайне трудно и очень многое базируется на общих соображениях. Эксперименты по взаиморастворимости воды и силикатов очень трудны и не всегда бесспорны. Они требуют очень высокой экспериментальной техники и трудно воспроизводимы.

Первые взаимоотношение воды с силикатным расплавом изучал в течение 1931—1937 гг. Горансон в институте Карнеги в США (Goranson, 1936, 1937). Этот исследователь, пользуясь созданной им весьма совершенной для того времени аппаратурой, изучал растворимость воды в гранитном расплаве при давлениях водяного пара до ~ 4 кбар (тогда считалось, что все геологически интересные процессы происходят на относительно небольших глубинах, и достигнутые давления, моделирующие глубины 12—15 км, достаточны для суждения об этих процессах): он установил, что в области низких давлений с увеличением давления водяного пара резко возрастала растворимость воды в стекле.

При дальнейшем увеличении этого давления рост растворимости был значительно медленнее и, под конец, увеличение давления водяного пара почти не сопровождалось увеличением растворимости (рис. 15).

Эти опыты, результаты которых повторить не удавалось почти 30 лет, вызвали очень оживленную дискуссию, участниками которой, в частности, были И. А. Островский и В. А. Николаев. И. А. Островский (1951, 1952) интерпретировал данные Горансона как доказательство начала смешимости и допускал существование, в конечном итоге, полной смешимости между водой и силикатным расплавом. В противоположность этому, В. А. Николаев (1944, 1945, 1956) считал, что снижение роста растворимости воды в силикатном расплаве будет продолжаться в дальнейшем, и некото-

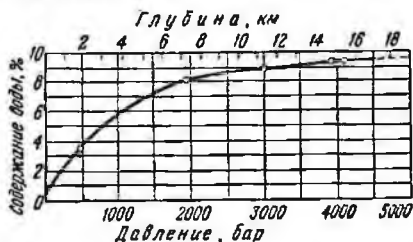


Рис. 15. Изотерма растворения воды в гранитном стекле (по Горансону)

рая, относительно малая растворимость будет предельной, выше которой вода не сможет входить в силикатный расплав. Иначе говоря, при всех давлениях, включая и самые высокие, как и на дневной поверхности, возможно существование двух фаз: первой — силикатной, с небольшим количеством растворенной воды, и второй — водной, с небольшой примесью растворенного силиката. Им была составлена физико-химическая диаграмма, обосновывающая такую возможность.

Широко распространенные

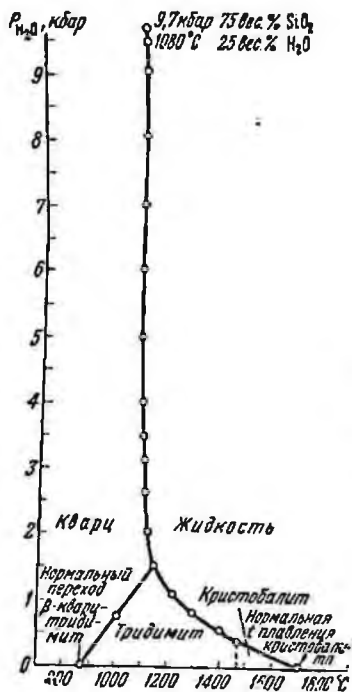


Рис. 16. Плавление SiO₂ под давлением в равновесии с H₂O (Kennedy and oth., 1962)

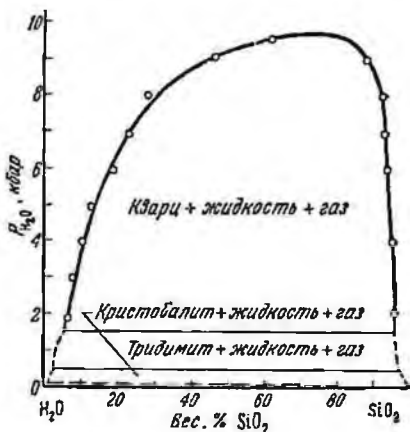


Рис. 17. Составы (в вес. %) вдоль границ верхней трехфазной области в системе SiO₂—H₂O (Kennedy and oth., 1962)

представления о несмесимости водных растворов и силикатных расплавов на всех глубинах дали основание для представлений о генезисе гранитов в результате метасоматоза.

Опыты по изучению растворимости воды в силикатном расплаве были возобновлены только примерно через 30 лет после Горансона в том же институте Карнеги в США Кеннеди с сотрудниками. Аппаратура, использованная Кеннеди (Kennedy and oth., 1962), позволяла получать давления до 10 кбар и температуры выше 1000°С. В противоположность Горансону, изучались не гранитные расплавы, а взаимоотношение воды и кремнекислоты. По данным Кеннеди, верхняя критическая точка системы, выше которой вода и кремнекислота полностью смешиваются, находится при давлении 9,7 кбар и температуре 1080°С (рис. 16).

Из рис. 16 видно, что небольшое повышение давления паров воды ведет к резкому снижению температуры плавления минералов кремнекислоты. При давлении около 2000 бар температура плавления кварца снижается примерно до 1120°С; однако в дальнейшем даже весьма значительное повышение давления только очень немного снижает эту температуру.

Растворимость воды в силикатном (кремневом) расплаве, подобно как и в гранитном расплаве в опытах Горансона, у Кеннеди вначале растет довольно интенсивно (рис. 17), но в дальнейшем, при значительном повышении давления паров H_2O , растворимость растет менее интенсивно, чем вначале, но рост этот вполне отчетливый. При давлениях, находящихся вблизи критической точки 8—9 кбар, интенсивность роста растворения опять возрастает. В верхней критической точке в состав силикатного расплава входит уже 25% растворенной воды. Сопоставление данных Горансона с материалами Кеннеди дано на рис. 18, где хорошо видна справедливость данных Горансона и принципиальная неправильность их объяснения В. А. Николаевым.

Весьма интересной оказалась противоположная сторона диаграммы Кеннеди (см. рис. 17). Растворимость силикатной фазы в парах воды растет более равномерно и интенсивнее, чем растворимость воды в силикатном расплаве. В конечном итоге пары воды растворяют огромное количество SiO_2 ; «флюидная фаза» — раствор SiO_2 в парах воды — близ критической точки на $3/4$ состоит из кремневой кислоты.

Данные опытов позволили Кеннеди и его сотрудникам предположить резкое увеличение вязкости паровой (флюидной) фазы по мере повышения давления и увеличения количества SiO_2 , растворенного в парах воды. Если при низких давлениях, когда содержание SiO_2 не более 20—30%, для достижения равновесия между паром и кремнекислотой было достаточно нескольких минут, то при высоких давлениях, когда количество растворенного SiO_2 равно или больше веса пара, для достижения равновесия нужны уже часы (рис. 19). Естественно, что эти соотношения могут быть объяснены только высокой вязкостью флюидной фазы, затрудняющей ее перемешивание. Такая высокая вязкость высококонцентрированных водных растворов силикатов должна



Рис. 18. Сопоставление данных Кеннеди и Горансона по растворимости SiO_2 в парах H_2O .

1 — область исследования Горансоном (1931); 2 — растворимость H_2O в гранитном расплаве по Горансону; 3 — растворимость H_2O в силикатном расплаве по Кеннеди; 4 — растворимость SiO_2 в воде по Кеннеди

учитываться при геологических интерпретациях. Фактически такой водный раствор не отличим от палингенной магмы и связан с ней постепенными переходами.

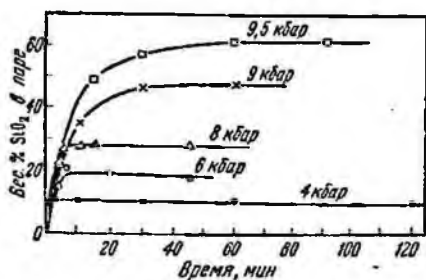


Рис. 19. Растворимость SiO_2 в парах H_2O как функция давления и времени (Kennedy and oth., 1962)

кремнекислоты в водяном паре несколько ниже, чем показано у Кеннеди, но все же довольно высока. Лутц (Luth, 1969), исследовавший взаимоотношения щелочного полевого шпата и кремнекислоты, также не подтвердил цифр Кеннеди и указал, что Бергхему и Шварцу, согласно их устному сообщению, до давления 10 кбар не удалось обнаружить критической точки. Равным образом Стюарт (1967), исследовавший систему анортит—кварц—вода, показывает, что при давлении 10 кбар наблюдается распад продукта на две фазы, из которых расплав содержит до 22% H_2O , а газовая фаза 38 вес. % кремнекислоты. Позднее Ламберт и др. (Lambert and oth., 1969, стр. 612), исследовавшие систему ортоклаз—кварц—вода, пишут, что при 13,8 кбар они явно наблюдали явления распада расплава, но при 18,5 кбар они не обнаружили двух фаз, поэтому они думают, что верхняя критическая точка будет располагаться около давлений 18,5 кбар.

Экспериментальные трудности изучения систем с участием воды при высоких давлениях и температурах оказались настолько велики, что за десять лет, прошедших после опубликования работы Кеннеди, показана была только неточность его данных, но не был ни подтвержден, ни опровергнут его основной вывод о существовании полной смешимости между силикатным расплавом и флюидными водными растворами; последние данные говорят скорее, что эта смешимость существует, хотя и при более высоких параметрах, чем это давалось Кеннеди; однако принципиально важен факт самого существования полной смешимости.

Полная смешимость силикатного расплава (магмы) и воды позволяет сделать целый ряд геологически весьма важных выводов:

1) полная смешимость воды и силикатного расплава (магмы) говорит о невозможности одновременного существования водных

Работа Кеннеди была встречена специалистами хотя и с очень большим интересом, но и с большим недоверием. Высказывались сомнения как вообще в существовании полной смешимости воды и силиката, так и в точности полученных им цифр. В более поздней работе Уэйла и Файфа (Weill, Fyfe, 1964) показано, что в области низких давлений и температур данные Кеннеди не точны: растворимость

растворов и магмы ниже тех горизонтов, в которых давление и температура соответствует критической точке системы вода — силикат;

2) область генезиса гранитной магмы является одновременно и областью поглощения воды магматическим расплавом, так как здесь вода является одним из наиболее дефицитных компонентов магмы;

3) ниже зоны генерации гранитной магмы водные растворы отсутствуют, существует только магма, содержащая ограниченное количество ювенильной воды, что делает невозможным проявление здесь метасоматических процессов;

4) областью, где возможен метасоматоз и где происходит стапование интрузивных тел, является верхняя часть земной коры, выше зоны генерации гранитной магмы.

Выводы 2, 3, 4 справедливы независимо от того, подтвердятся данные Кеннеди или нет.

Ранее отмечалось, что данные Кеннеди о полной смесимости воды и силикатного расплава до сих пор полностью не подтверждены другими экспериментаторами, и это позволяет ряду специалистов не принимать их во внимание, хотя в настоящее время нет данных, позволяющих поставить их под сомнение. Из таких работ, в которых неучет данных Кеннеди выражен наиболее отчетливо, можно упомянуть опубликованные на русском языке сводки К. Краускопфа (1970) и К. Бэрнема (1970). В последней работе прямо утверждается (стр. 42), что «полная смесимость между природным водным флюидом и кислой магмой не возможна». Тем не менее, анализируя имеющиеся материалы по возможным взаимоотношениям воды и магмы в глубинах земли, К. Бэрнем был вынужден прийти к выводу об исключительной дефицитности здесь воды и поэтому к невозможности допускать одновременное существование магмы и водных растворов. К. Бэрнем пишет (1970, стр. 65), что «в тех областях сналя, где температура достигает 900—1000°С или может быть даже всего 750°С самостоятельная водная фаза может существовать лишь в исчезающе малых количествах», и несколько далее: «Гидротермальные водные флюиды не могут существовать с анатектическими магмами мантии в виде самостоятельной фазы». По его соображениям, существование расплава и водной фазы одновременно возможно только при небольших давлениях на малых глубинах (обычно менее 10 км), т. е. это то же, о чем говорилось выше, на основе данных Кеннеди.

Еще один крайне важный дополнительный вывод, к которому на основе приведенных материалов приходит К. Бэрнем, это то, что вынос водной фазы к поверхности Земли «осуществляется преимущественно через посредство силикатных расплавов».

Приведенные выше выводы были сделаны К. Бэрнемом главным образом на основе следующих фактов: а) отсутствие водных минералов в породах глубинного генезиса; б) недосыщенность

магмы водой (при содержании в магме воды хотя бы в количестве 10% температура ее плавления должна была бы понизиться и количество расплава могло бы за счет дополнительного плавления резко увеличиться, вплоть до количеств, противоречащих данным геофизики), в) соотношение давлений воды в расплаве и вмещающих твердых пород таково, что вода будет мигрировать из вмещающих пород в расплав. Это явление и нам приходилось наблюдать неоднократно в процессах опытов с расплавами горных пород при высоких давлениях [Геншафт и др., 1965, 1967; Марков и др., 1965]).

К этим фактам следует еще добавить указание на общую бедность основных магм летучими составляющими, что было установлено непосредственными наблюдениями над вулканическими извержениями (Набоко, 1963, стр. 128—135), тогда как эксперименты (Хитаров и Слуцкий, 1965) показывают примерно одинаковую растворимость воды в кислых и основных лавах.

Данные Кеннеди и др. (Kennedy and oth., 1962) о полной смесимости кремнекислоты и воды, как нам представляется, вполне убедительны. Даже если отрицать результаты экспериментов Кеннеди, как это делал К. Бэрнем, все равно приведенные выше важнейшие петрогенетические выводы о соотношениях воды и магмы в глубинах могут быть получены на основе геологических наблюдений и общих соображений, как это было и сделано К. Бэрнемом; правда, формулировка их тогда должна быть несколько иной, хотя существо этих выводов сохраняется.

Распределение жидкой фазы в земной коре и верхней мантии

Условия генерации всех видов магмы показывают, что она является нормальной и обязательной жидкой фазой тех горизонтов, в которых образуется. Весьма характерно при этом, что природа и состав материнских пород, за счет которых образуется магматический расплав, более или менее безразличен. Так, материнские породы могут быть, как предполагает А. П. Виноградов (1959), подобны по составу наиболее распространенному силикатному метеорному веществу — хондритам каменных метеоритов. Не противоречит это и другому крайнему взгляду, предполагающему отсутствие резкого отличия материковой коры и пород верхней мантии от пород, залегающих над горизонтом Мохоровичича (Афанасьев, 1968).

Нет оснований ожидать сколько-нибудь значительных изменений состава генерирующейся магмы и в том случае, если материнские породы горизонта, в котором генерируются магмы, будут пестрыми по составу.

То, что магма в областях ее генерации является нормальной жидкой фазой каждого данного горизонта, позволяет рассматривать вообще распределение жидких фаз в верхней оболочке Зем-

ли (см. рис. 14). Выделяются при этом следующие, весьма характерные зоны, постепенно переходящие одна в другую.

1. На дневной поверхности, где имеется возможность природной дистилляции водных растворов, господствует пресная вода, как основная и преобладающая жидкая фаза.

2. Ниже, в области слабо нагретых недр, преобладают слабо минерализованные воды и водные рассолы с растворенными в них теми солями, для которых характерна растворимость при малых давлениях.

3. В областях подъема геотермического градиента и в областях глубинного прогрева господствуют гидротермальные растворы. Эта область является областью внедрения интрузий и дегидратации магмы, слагающей их, а также и областью генерации рудных месторождений и областью метасоматических процессов.

4. Дальнейшее опускание в толщу земной коры приводит нас в область резкого повышения давлений и одновременного повышения растворимости силикатов в водных растворах; в этой области преобладающей жидкой фазой являются высококонцентрированные водно-силикатные растворы. Формирование здесь рудных месторождений маловероятно, поскольку водные растворы этой области значительно обогащены силикатами и могут содержать лишь незначительное количество рудного компонента. Эта зона является зоной формирования пегматитовых жил и очень широкого развития метасоматических явлений.

5. Зона концентрированных водно-силикатных растворов переходит в зону гранитной магмы. Важным является здесь то, что в состав гранитного расплава при его образовании на глубинах 12—15 км (давление около 4 кбар) должно войти около 9—10% воды от веса новообразованной магмы. Поскольку метаморфические породы в своем составе содержат около 3% воды (учитывая и возможные межгранулярные растворы), то этой воды может хватить только примерно на 30% расплава от всего объема метаморфической породы, и увеличение количества магмы в известной мере будет определяться притоком воды. Получается концепция, весьма напоминающая представления Д. С. Коржинского о «сквозьмагматических», или «транзмагматических» растворах, только с той разницей, что Д. С. Коржинский предполагал поступление воды снизу и то, что вода является носителем тепла, здесь же имеется в виду поступление поверхностной воды вниз, тепло же, видимо, имеется на месте.

6. Дальнейшее углубление в толщу земной коры ведет к увеличению температуры и возможностям вхождения в магматический расплав большого количества плагиоклаза и большего содержания аортитовой частицы в последнем. Зона гранитной магмы переходит в зону градиоритовой магмы.

7. В более глубоких частях земной коры давление продолжает увеличиваться, что при неизменности температуры ее выплавки и соответственно к повышению температуры ее количества. Помешать этому может только увеличение количества летучих веществ, входящих в состав магмы и снижающих температуру ее плавления. При этом количества эти должны быть очень велики: Винклер и Платен говорили о 15—17% воды в магме при давлениях около 10 кбар. Однако путей увеличения количества летучих в магме, присутствующих в этой зоне, практически не известно; и снизу и сверху вода сюда может поступать только вместе с магматическим расплавом. Отсюда следует вывод о постоянстве или даже об уменьшении здесь количества летучих в магме, и как результат — о неизбежности уменьшения общего количества магматического расплава.

8. Еще большее углубление приводит к очень мощному горизонту, где жидкая фаза отсутствует или ее относительно очень мало. Температура плавления сухих горных пород, развитых здесь, много выше, чем господствующая температура земных глубин. Здесь теоретически может присутствовать некоторое количество межзернового, богатого летучими веществами, расплава, однако никаких данных, подтверждающих это, пока нет. О резком уменьшении количества воды на «доступных для непосредственного наблюдения глубинах» заключает и В. В. Белоусов (1966, стр. 85), считающий доказательством этого появление на глубинах безводных фаций метаморфизма (гранулитовой и эклогитовой).

9. На глубине более 100 км температура и давление приближаются к тем, которые отвечают условиям андезитового минимума Грина и Рингвуда, и появляется возможность выплавки андезитовой магмы, а с углублением, вследствие увеличения основности выплавленной жидкой фазы, андезитовая магма сменяется андезито-базальтовой и оливиново-базальтовой магмой.

10. Геофизические данные говорят о существенно твердом состоянии вещества под волноводом. Причиной смены области генерации базальтовой магмы твердой средой может быть принципиально то же, что и ранее — влияние давления, вызывающего повышение температур плавления не компенсируемое другими причинами.

Выше была проведена аналогия между магмой, залегающей в областях ее зарождения, с подземной водой близповерхностных частей земной коры. Аналогия эта, видимо, может простираться достаточно далеко.

На смену представлениям о магме, как о специфических местных участках расплавленной коры или мантии, сейчас постепенно входит в сознание специалистов представление о закономерном и обязательном жидком компоненте вполне определенных горизон-

тов земной коры и мантии. Движение магмы в пределах собственного ей горизонта, в общем, подобно перемещению водных масс в осадочных толщах и не приводит к существенному изменению состава магматической жидкости.

Связь тектоники и магматизма

Связь вулканизма и магматизма с тектоникой наблюдается постоянно и ни у кого не вызывает сомнений. Однако форма и причина этой связи до сих пор не ясны и служат объектом весьма напряженных дискуссий; практически сейчас в этой области почти нет точных знаний, существуют более или менее остроумные догадки, основанные на очень ограниченном фактическом материале, который к тому же может различно интерпретироваться. Примером различного подхода к теме могут служить доклады по теме «Тектоника и магматизм», прочитанные на совещании, происходившем в Москве в январе 1967 г., и вошедшие в сборник «Проблемы связи тектоники и магматизма» (1969). Материалы этого сборника, суммирующего современное состояние наших знаний в этой области, широко цитируются в дальнейшем.

Теоретически мыслимы и обсуждались в литературе три возможные формы связи тектоники и магматизма:

а) магма возникает вследствие тектонических движений (тектоника «рождает» магму);

б) подвижки магмы являются причиной тектонической деятельности (магма «рождает» тектонику);

в) магматизм и тектоника генетически независимы; тектоника в целом только контролирует подъем магмы к поверхности и размещение магматических тел в толще приповерхностных пород или на их поверхности.

Первоначально в сороковых и пятидесятых годах среди петрографов и геологов господствовали представления первого типа. В последнее время наибольшим распространением пользуются представления о приоритете магматизма и о том, что он формирует тектонику. И наконец, сейчас нам представляется, что наиболее вероятны теоретические построения, в которых тектоника и магматизм рассматриваются как равноправные.

Дальнейшее более подробное рассмотрение предположенных гипотез ведется по выделенным выше группам, с тем лишь различием, что среди представлений о «равноправности» магмы и тектоники мы раздельно рассмотрим становление архейских гранитоидов и постархейского магматизма (вулканизма и интрузивной деятельности).

Гипотезы, по которым магма образуется вследствие тектонических движений. Сейчас практически не осталось специалистов, разрабатывающих гипотезы этого типа.

Наиболее распространенным представлением этого типа было предположение о том, что тектоника, создавая трещины и ослабленные места, снижает в некоторых участках давление, господ-

ствующее в недрах. Дальнейшее влияние снижения давления по различным, господствовавшим в свое время гипотезам, представлялось различным. По первой группе гипотез снижение давления снижает температуру плавления перегретых горных пород, слагающих подкорковые части Земли, и они начинают плавиться, генерируя магму в участках, прилегающих к трещине, или участку, по которому произошло снижение давления. Вторая группа гипотез основывалась на предположении об изначальной стекловатости магмы. Предположенное выше снижение давления ведет к снижению вязкости стекловатого вещества и превращению его в подвижную магму.

Все эти гипотезы генерации магмы ранее были довольно подробно рассмотрены В. В. Белоусовым (1966, 1969), который указывает, что «при нормальном распределении температур падение давления до атмосферного не может вызвать плавления ни на одном уровне в пределах коры», и далее: «падение давления может способствовать плавлению в нижних слоях коры, в сухой обстановке, но при условии, что температура среды была уже поднята на несколько сот градусов против нормальной».

Выше были рассмотрены гипотезы генерации магмы и приведены дополнительные указания их температурной несостоятельности, а именно то, что при плавлении в условиях андезитового (и другого) термального минимума снижение давления может вести к кристаллизации, а не к плавлению и, кроме того, первые же порции магмы, если таковая появится, заполнят разрыв и уберут эффект снижения давления.

Крайне своеобразная гипотеза, весьма обоснованная для своего времени, была предложена в сороковых годах П. Н. Кропоткиным (1941, 1948). Им было предположено, что тектонические движения в процессе взаимного трения пород, передвигающихся друг относительно друга, генерируют тепло; количество этого тепла, по его расчетам, таково, что его может хватить для переплавления трещащих пород и генерации магмы.

Еще в 1961 г. А. В. Пейве (1961) возвращался к идее П. Н. Кропоткина, как наиболее вероятной причине генезиса магм.

Опыт изучения тектонических зон показывает, однако, практическое отсутствие здесь генерации каких-либо расплавов; только в некоторых, очень редких, случаях в зоне милонитизации появляется небольшое количество бухита — стекловидного материала, который, возможно, является продуктом местного плавления трещащих материалов. Еще одно соображение говорит о несостоятельности механизма, предложенного П. Н. Кропоткиным: местное переплавление под действием тепла, генерируемого в результате тектонических подвижек, должно дать расплав — «магму» — специфичную в каждом отдельном случае и различную в различных породах; должна быть вполне отчетливая зависимость между составом таких «магм» и составом материнских пород. Ни-

чего этого нет, и это можно рассматривать как доказательство несостоятельности механизмов, предложенных П. Н. Кропоткиным, как механизма генерации родоначальных магм, хотя, конечно, нельзя отрицать возможность образования тагм, хотя, конечно, количество местных расплавов.

Гипотезы о зависимости тектоники от подвижек магм. В основе всех относящихся сюда гипотез лежит различие в плотностях материала мантии и продукта его плавления; различия эти будут

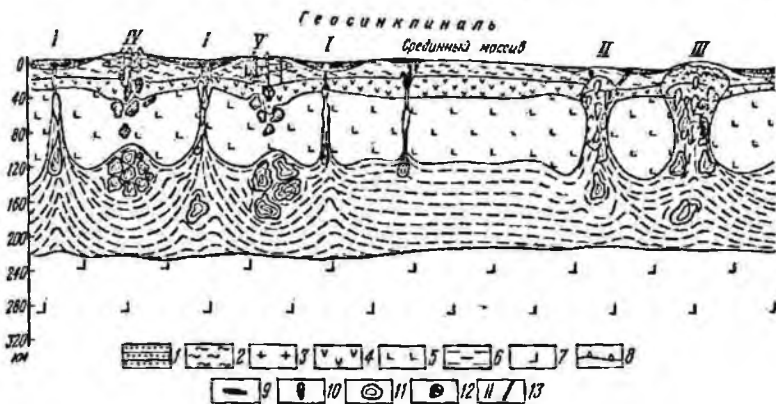


Рис. 20. Схема глубинных процессов в геосинклиналях (по В. В. Белоусову, 1969).

Стадии развития интрагеосинклинали: I — прогибание интрагеосинклинали; II — начальная стадия образования центрального поднятия над выступом волновода; III — рост центрального поднятия, сопровождаемый региональным метаморфизмом, гранитизацией и складчатостью; IV — раскалывание центрального поднятия, прекращение связи коры с волноводом, образование эклогитов и погружение их в мантию; V — образование грабенов на центральном поднятии. 1 — осадочные формации; 2 — гранито-гнейсовый слой; 3 — области метаморфизма; 4 — гранулит-базитовый слой; 5 — подкорковый слой верхней мантии; 6 — волновод средней температуры; 7 — слой верхней мантии; 8 — центральные вулканы; 9 — излияния и внедрения щелочно-земельной магмы; 10 — астеналиты; 11 — актнастеналиты; 12 — опускающаяся тяжелая глыба коры; 13 — разрывы (каналы для магмы)

не велики — единицы первого или второго знака после запятой, но и это различие, по некоторым расчетам, достаточно для создания течений в мантии, хотя время подъема блоков расплавленной (или частично расплавленной) магмы может быть очень длительным и измеряться многими миллионами лет. Предполагается также в некоторых случаях влияние на тектонику и базальт-эклогитового перехода. Если расплавленный базальт легче материала мантии и всплывает кверху, то эклогит тяжелее и опускается вниз.

Гипотез, предполагающих связь тектоники с движением магмы, довольно много; здесь мы остановимся только на двух: весьма популярной в нашей стране концепции В. В. Белоусова (1969) и на представлении Грина и Рингвуда (1968, стр. 113—117).

Взгляды В. В. Белоусова хорошо передаются рис. 20.

Появление магматических пород на поверхности или близ нее — по этим взглядам — следствие следующих процессов (1969):

а) частичное или полное плавление верхней мантии и образование первичной магматической эмульсии;

б) подъем первичной магматической эмульсии;

в) обособление базальтовых астенолитов;

г) подъем астенолитов;

д) изменение состава первичной магмы в результате дифференциации и ассимиляции;

е) прогревание коры, региональный метаморфизм, плавление пород коры, гнейсификация и гранитизация.

Плавление базальта, по данным В. В. Белоусова, ведет к снижению плотностей с 3,3 до 3,2 г/см². Такого снижения плотностей, как он считает, достаточно, чтобы произошли движения, в результате которых менее плотный материал волновода (раслав и не расплавившиеся кристаллы) поднимается, а более плотный — опускается. В этом процессе («адвекции») «в мантии должны образоваться округлые или многоугольные ячейки с противоположным направлением движения в центре и на периферии каждой ячейки», «либо образуется широкий купол нижнего материала посередине и узкие глубокие проникновения вниз верхнего материала по периферии, либо наоборот». При этом В. В. Белоусов тут же замечает, что «в обстановке тектоносферы, во всяком случае для фанерозойского времени, подъем материала волновода происходит, видимо, преимущественно по глубинным разломам, которые с физической точки зрения следует рассматривать как каналы пониженной вязкости», ... «расчеты показывают, что если бы подъем материала волновода происходил в сплошной среде, не нарушенной глубинными разломами, то требовалось бы десятки миллионов лет на то, что этот материал достиг подошвы земной коры» (Белоусов, 1969, стр. 9).

Последние две цитаты весьма интересны тем, что они в известной мере зачеркивают предыдущие положения, и характер движения «по каналам пониженной вязкости» будет существенно иным, чем подъем целой ячеи. Подъем магмы по каналу будет идти относительно быстро и конечно может вызвать поверхностный вулканизм или обусловить внедрение интрузии, но вряд ли с ним можно связывать тектонические движения осадочной толщи. Последние, как это видно на рис. 20, вызываются именно подъемом крупных блоков материала волновода. Важно при этом, что материал в разбираемой схеме не только поднимается вверх, но во время подъема должен разделяться на легкую жидкую базальтовую часть, образующую «астенолиты» — блоки, поднимающиеся вверх, и тяжелую (по-видимому, нерасплавленную), образующую «антиастенолиты», — тяжелые блоки, опускающиеся вниз.

Простое теоретическое рассмотрение природы базальтовой магмы, проводившееся выше, позволяет говорить не только о трудностях отделения базальта от остаточного материала, на что

указывает и В. В. Белоусов (1969, стр. 10), но и о невозможности этого процесса. Во-первых, жидкой составляющей в поднимающемся материале очень мало; кристаллизационная дифференциация — оседание кристаллов из расплава возможно только тогда, когда количество жидкости в смеси превышает 50%, здесь же жидкости много меньше. Во-вторых, сейчас же, как только смесь кристаллов и расплава начнет подниматься вверх и выйдет из области генерации магмы, должна начаться кристаллизация расплава, что еще больше увеличит количество твердой фазы и, кроме того, поскольку эта кристаллизация будет идти на зернах релита,

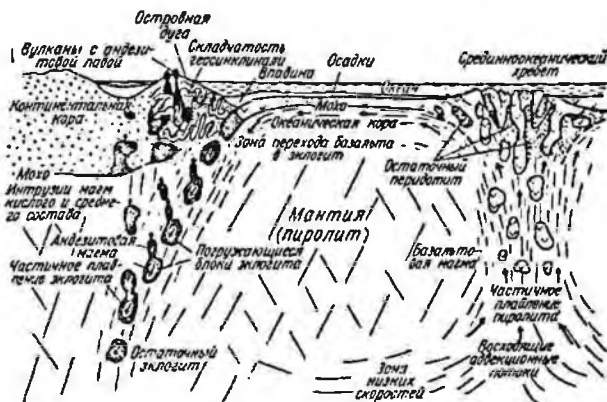


Рис. 21. Схема обновления океанического дна вследствие перехода базальта в эклогит (по Рингвуду, 1968, стр. 113)

в результате должна создаваться прочная структура, где оседание кристаллов вообще не может иметь места. Наконец, в-третьих, начавшаяся кристаллизация изменит состав расплава, и он не сможет дать базальтовых излияний, что предусматривается схемой.

В течение «десятков миллионов лет», которые должны пройти при подъеме магмы, расплав будет эволюционировать, изменяя свой состав применительно к условиям, господствующим в каждом данном месте. Расплав, имеющий иной состав, чем состав жидкости, свойственной данному горизонту (см. рис. 14), может существовать только относительно кратковременно.

Отделение первичной магмы от остатка вмещающих пород (релита) может происходить только в зоне ее генерации; в противном случае состав магмы будет соответствовать условиям места ее отделения.

Представления Грина и Рингвуда еще более сложны. В единую схему ими связывается и причина различий в строении океанической и континентальной коры и образование срединных хребтов, и их магматизм (рис. 21).

Развитие орогенической системы, по Грину и Рингвуду, идет по границе континентов и океана и распадается на семь этапов:

1) на границе континента и океана создается гравитационная неустойчивость;

2) аккумуляция осадков в прибрежных областях сопровождается одновременным подъемом легкого материала, его плавлением. Образующаяся магма интродуцирует в осадки и изливается на поверхность;

3) дальнейшее накопление осадков приводит к тому, что базальт превращается в эклогит под нагрузкой вышележащих пород;

4) погружение блоков эклогита ведет к образованию океанических впадин и сопровождается деформацией коры и складчатостью;

5) блоки погружающихся эклогитов в мантии претерпевают частичное плавление с образованием андезитовых магм, поднимающихся впоследствии и обуславливающих андезитовый вулканизм;

6) после опускания эклогита осадки сжимаются в складки и претерпевают изостатическое поднятие с образованием горных цепей;

7) консолидация и размыв горных сооружений.

Развитие орогенического цикла может сопровождаться обновлением океанического дна. Первичный материал мантии из зоны низких скоростей (волновода) поднимается вверх к осевым частям срединно-океанического хребта, что обуславливает его специфику. Отсюда кора перемещается в стороны, доходит до границы океана и континента, где претерпевает превращение в эклогит, что ведет к дальнейшему развитию орогенического цикла.

Разобранная только что схема еще менее вероятна, чем предыдущая. Все замечания, высказанные по отношению к предыдущей схеме, относятся и сюда. Кроме того, следует еще высказать сомнение о возможности большого тектонического значения эклогитовой реакции, что предусматривается разобранной схемой (этапы 3, 4, 5 и др.). Если базальт опустится по какой-либо причине в область высоких давлений (порядка 8—15 кбар), то его переход в эклогит неизбежен, однако очень сомнительно, чтобы этот блок новообразованного эклогита мог бы тонуть во вмещающих породах из-за своего высокого удельного веса. Переход базальта в эклогит является следствием распада полевого шпата в условиях высоких давлений, но, как было показано выше, этот переход претерпевает не только базальтовые полевые шпаты; любой полевой шпат, попадая в «эклогитовые» давления, перейдет в основном в жадеит и гранат, и поэтому любая первоначально полевошпатовая порода увеличит здесь свой удельный вес в той же мере, что и эклогитизирующийся базальт, тем более, что кислые полевые шпаты претерпевают распад даже при меньших давлениях, чем средние или основные. Таким образом, новообразованный эклогит может отличаться по плотности от вмещающих пород не больше,

чем базальт от их полевошпатовых аналогов на дневной поверхности. Маловероятно опускание эклогита и среди ультрабазитов, если предположить, что они могут быть его вмещающими породами.

Кроме того, в этих и других схемах подобного типа, не выявляется причина возникновения именно андезитовой или базальтовой магмы, которые пользуются повсеместным распространением и являются типичными «родоначальными магмами». Объяснение причин повсеместного возникновения именно этих типов магмы является основной задачей петрографической теории.

Гипотезы, предполагающие независимость тектоники и магматизма. В свете высказанного выше представления об обязательном существовании магмы в земных недрах, независимость магмы и тектоники представляется наиболее вероятной. С этой точки зрения, тектоника может рассматриваться только как механизм создания путей «доставки» магмы к дневной поверхности или, что наблюдается чаще, в верхние горизонты земной коры, где она внедряется в области наименьших напряжений, также создаваемых тектоникой. При этом образуются интрузивные тела, вскрывающиеся в последующем эрозией. Конечно, и здесь роль тектоники весьма высока, поскольку размываются только те части материка, которые претерпевают длительный и достаточно интенсивный подъем, причем глубина эрозии соответствует, в общем, величине подъема.

Рассматривая связь тектоники и магматизма, в первую очередь приходится сталкиваться с резким различием этой связи в архейских и более молодых толщах. Геологическое значение этих различий и своеобразие архейской тектоники до сих пор не оценены в полной мере тектонистами, хотя уже появляются исключительно интересные исследования, подчеркивающие своеобразие архея; в первую очередь отметим здесь работу К. О. Кратца и В. М. Чернова (1970), идеи которых в главных своих положениях близки к рассматриваемым ниже. Несомненно, работы по выявлению особенностей архея весьма перспективны и важны теоретически.

Различие тектоники архея и более молодых образований вызывает необходимость рассмотреть отдельно их связь с синхронным магматизмом.

Своеобразие связи тектоники и магматизма архейских толщ. Если снять метаморфизм с пород архея, то везде можно констатировать образование их за счет осадочных и вулканогенных пород, в общем весьма близких к осадочным и вулканогенным породам, слагающим послепалеозойские образования. Конечно, детальное изучение может показать здесь известные различия: некоторые породы, известные в послепалеозойских осадочных толщах, не известны в архейских метаморфитах, некоторые распространены здесь в больших или меньших количествах, но в целом можно уверенно говорить, что механизм накопления

осадочно-вулканогенных толщ в архее был принципиально тем же, что и в более поздние этапы геологической истории.

Дометаморфическая тектоника осадочных и осадочно-вулканогенных архейских толщ характеризуется в принципе теми же формами складчатости и разрывных нарушений, что и постархейских толщ. Конечно, при этом не следует иметь в виду тектонических деформаций, происходивших в процессе метаморфизма и гранитообразования; эти тектонические движения весьма приближаются к явлениям течения.

Очень характерен метаморфизм архейских пород; в них повсеместно развиты породы амфиболитовой или гранулитовой фации. Для достижения этой степени метаморфизма необходимы не только температуры, но и давления, а последние в условиях нормальных осадочных толщ могут создаваться только давлением нагрузки вышележащих образований. Метаморфизм амфиболитовой фации может происходить при давлениях порядка 3 кбар и выше; для гранулитовой фации принимаются давления порядка 10 кбар. Все приведенные только что соображения заставляют думать, что все известные сейчас архейские образования представляют собой корни осадочных толщ, имеющих мощность порядка 10—40 км, впоследствии размытых.

Своеобразие архея заключается в его послеметаморфической истории. В предпротерозойское время архейские образования уже были метаморфизованы в низах на всей территории современных материков, после чего они претерпели может быть довольно длительное и периодически возобновлявшееся, но неизменное и повсеместное поднятие, имевшее огромную амплитуду. Как отмечено, с их поверхности повсеместно смыта толща от 10 до 40 км, залегавшая на поверхности пород, обнажившихся перед протерозоем.

Необычны также в архее исключительно большие масштабы процессов подъема и размыва. Во всей послеперархейской истории тектонические процессы таких огромных масштабов как по амплитудам, так и по охваченным площадям неизвестны.

Совершенно не ясны также места, где были переотложены и захоронены огромные количества обломочных материалов, смытых с допротерозойской поверхности архейских пород; объемы пород протерозоя несомненно с объемами толщ, смытых с поверхности архея.

Для разбираемой проблемы о природе магмы и магматических пород крайне важно представление о подъеме в протерозое целиком слабо деформированных огромных блоков континентального основания. При этом метаморфические породы поднимались вверх вместе с пропитавшей их магмой, которая благодаря этому механизму могла застыть в условиях, близких к тем, в которых она возникла. Незначительные разрывы и деформации, которые имели место при таком блоковом подъеме, создавали отдельные небольшие гранитные интрузивы и пегматитовые тела, причем на их составе весьма резко отражается глубинность их образования.

При рассмотрении природы глубинных гранито-гнейсовых толщ следует учитывать возможность присутствия в них участков, кристаллизовавшихся разнообразно и в условиях самой различной глубинности, хотя их первоначальный материал является местным и генерировался одновременно.

Иначе говоря, в обнаженных сейчас толщах пород архея в процессе их формирования имела место длительная эволюция генерированной на месте палингенной гранитной магмы, происходившая в процессе блокового подъема без удаления остаточной жидкости и сопровождающего этот подъем охлаждения всей толщи, а также снижение давления.

В разобранный выше смысле, архейские гранито-гнейсовые толщ уникальны. Условия, благоприятные для генерации магмы, имели место и в более поздние эпохи: в ряде случаев эти области поздней генерации магмы были подняты к поверхности, и их удастся изучить, но условия подъема этих участков были существенно иными, чем условия подъема к поверхности архейских образований; подъем постаршейских толщ был относительно очень быстрым и сопровождался выжиманием магмы с образованием крупных интрузивов, ассоциирующихся с гнейсовыми толщами, относительно бедными магмой.

В архейских же толщах гнейс был поднят вместе с генерированной в нем магмой.

Связь тектоники и магматизма в постаршейских образованиях. Наиболее важной особенностью постаршейских магматических пород является их преимущественно интрузивное залегание. Везде (или почти везде) магматические тела являются «чужими» по отношению к вмещающим их породам.

Характерные особенности архейских гранитных толщ — наличие темных гранитов и мигматитов — в постаршейских толщах практически не проявляются; равным образом, здесь, как правило, не возникает «проблемы пространства». Только крайне редко в ядрах крупных складчатых сооружений или других фрагментах (выходах) фундамента, считающихся постаршейскими, проявляются характерные особенности гнейсовых толщ, которые можно объяснить выходом на дневную поверхность постаршейских областей генерации гранитной магмы; во всех же других случаях магматические тела образуют толщ эффузивных образований или залегают в форме интрузивных тел, которые внедрились в данную толщ как чуждое тело, причем во всех случаях залегания магматических тел магма была неравновесной с вмещающими породами, прогревала и изменяла последние.

Существенное различие между эффузивными и интрузивными магматическими телами заключается в том, что образование современных эффузивных толщ в той или иной мере человек может наблюдать непосредственно, тогда как интрузивные тела наблюдаются только после отвердевания и вскрытия их эрозией. В ре-

зультате все заключения о генезисе интрузивных пород даются на основе изучения структурных взаимоотношений и состава слагающих их пород. Последняя особенность весьма важна, так как именно невозможность наблюдения интрузивных тел в момент их становления ведет к многочисленным разногласиям и дискуссиям по генетическим вопросам. Аналогия с эффузивными породами здесь привлекается для решения очень многих генетических вопросов.

Еще в середине пятидесятых годов А. В. Пейве (1956, 1961) указал на существование теснейшей связи магматизма и глубинных разломов; последние сейчас можно понимать как каналы, подводящие магму в верхние горизонты земной коры или на дневную поверхность. Конечно, здесь нельзя исключить влияние явления «магморазрыва» подробно рассмотренного А. А. Пэком (1968), но и он, в конечном итоге, будет контролироваться разломами, в особенности в случае глубинных частей земной коры.

Представления А. В. Пейве встречали ранее и еще продолжают встречать ряд возражений, однако, несмотря на это, такое предположение является, видимо, наиболее вероятным объяснением причин связи магматизма и тектоники. Ниже сделана попытка обосновать этот вывод сначала на примере современных эффузивов, а затем на основе анализа литературных данных по соотношению тектоники и магматизма в пределах складчатых областей платформы.

Распределение современных вулканов. На рис. 22, где дано размещение важнейших вулканов суши, видно вполне определенное тектоническое положение этих важнейших геологических образований. Во-первых, они приурочены к островным дугам, которые сейчас принято рассматривать как развивающиеся современные геосинклинали, а во-вторых, к глубинным разломам, связанным с мировой рифтовой системой.

Океанографические исследования последних лет (Менард, 1966) также показали приуроченность подводных вулканов к срединным хребтам океанов и рассекающим их крупным рифтовым разломам. Показано, равным образом, единство мировой рифтовой системы (рис. 23). Вторым весьма важным результатом океанографических исследований является доказательство существования на океанском дне многочисленных (несколько тысяч, до 10 000) подводных вулканов, сохранивших свою форму, но, судя по фауне, залегающей на вершинах некоторых из них, имеющих довольно древний возраст (мезозойский, иногда юрский). Природа этих вулканов пока не ясна; существует на этот счет ряд гипотез, однако все они связывают вулканы с глубинными разломами. Указывается, в частности, на приуроченность этих вулканов к поперечным разломам — «оперяющим» рифтовую систему или, по другой гипотезе, на возможное расширение дна океана вдоль рифта, в процессе чего вулканы, возникшие вдоль рифтовых разломов, постепенно отодвигаются в стороны. Если

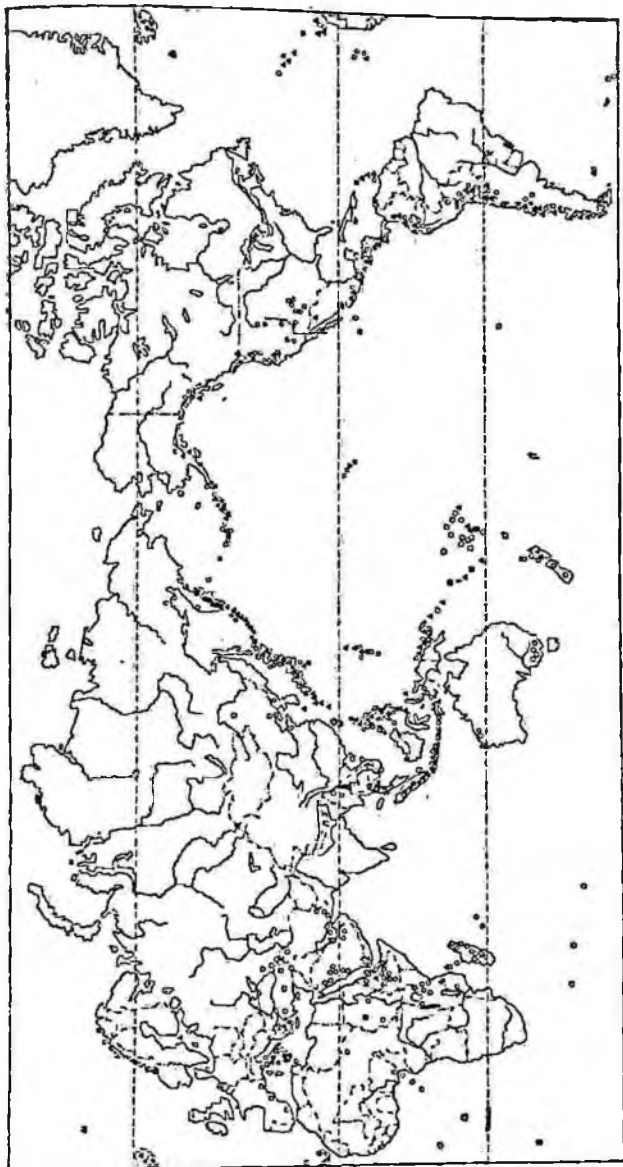


Рис. 22. Распределение вулканов на земной поверхности (Vering-Meinesz, 1964).
 1 — активные; 2 — действующие; 3 — потухшие

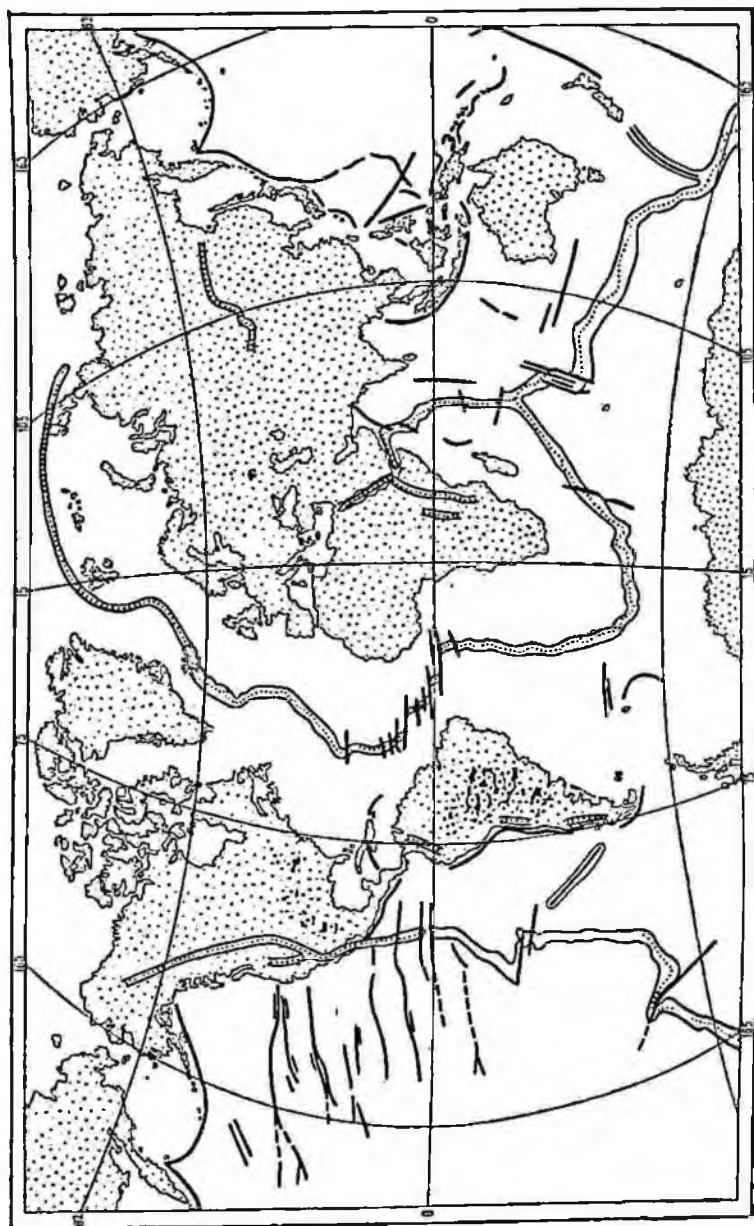


Рис. 23. Мировая рифтовая система (Vening-Meinesz, 1964)

последнее предположение справедливо, то должна быть зависимость между удалением вулкана от рифта и его возрастом: чем дальше удален вулкан, тем древнее должен быть его возраст. Никаких объективных данных на этот счет пока нет.

Говоря о распределении вулканов на земном шаре, Г. С. Горшков (1969, стр. 213) говорит о двух типах вулканов; он выделяет, во-первых, вулканы островных дуг, куда он относит «тихоокеанское кольцо» и субширотную полосу, «идущую от островов Индонезии к Средиземному морю, и, во-вторых, «внутриконтинентальные» вулканы, к которым он относит вулканы северо-востока Азии, Монголии, Китая, Центрального массива Франции, Африканской системы рифтов. Вряд ли, однако, целесообразно выделение специального типа внутриконтинентальных вулканов; они явно, с одной стороны, принадлежат тем же дугам (например, вулканы Французского Центрального массива) и, с другой, — являются проявлениями рифтовых трещин единой рифтовой системы (Африканский рифт, северо-восток Азии) или приурочены к оперяющим ее трещинам.

О том, что вулканические извержения островных дуг, так же как и рифтовых зон, приурочены к глубинным разломам можно судить по существованию так называемых предвестников извержений, которыми являются глубинные, постепенно поднимающиеся кверху, землетрясения, свидетельствующие о подъеме магмы в глубинном магматическом канале, в который превратился глубинный разлом (рис. 24). Перед извержением обычно устанавливается постепенный подъем глубинных очагов землетрясений. Когда последний подходит к дневной поверхности, начинается извержение. По Бло (Blot, 1967—1970), скорость подъема глубинных очагов землетрясений равна 1,8 км/день, а очагов землетрясений малой глубины — 0,9 км/день.

Механизм превращения глубинного разлома в подводящий канал следует из данных Е. Н. Люстиха (1961), развитых впоследствии В. В. Белоусовым (1966, стр. 13). По этим данным глубинный разлом может длительно существовать в мантии лишь в том случае, если он непрерывно поддерживается (восстанавливается). Такое восстановление возможно или в результате относительных подвижек его краев, или в результате периодического прогрева его стенок поднимающимися по разлому массами горячего веще-

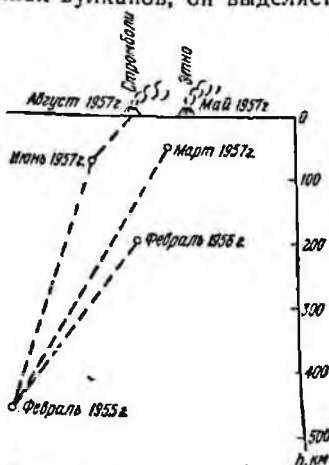


Рис. 24. Подъем очагов глубинных землетрясений (по Blot, 1964)

ства (магмы). В результате такого прогрева вязкость материала в стенках разлома уменьшается, и разлом превращается в канал, заполненный веществом с пониженной вязкостью (магматический канал).

Видимо, развитием подобного же процесса объясняются и глубинные магматические очаги, иногда образующиеся в районах развития вулканических центров. Присутствие такого очага было предположено Г. С. Горшковым (1956) под Ключевской группой вулканов. Изучая зону отсутствия поперечных сейсмических волн в районе, Г. С. Горшков показал, что магматический очаг располагается на глубине 50—60 км и имеет форму плоской линзы мощностью 10—12 км, диаметром порядка 30 км. Общий объем очага 3—5 тыс. км³. С. А. Федотов и А. И. Фарберов (1966) впоследствии подтвердили существование этого очага и более точными измерениями показали, что подобный же очаг, но иной формы, существует и под Авачинской группой вулканов. Он располагается в нижних частях земной коры или в верхней мантии, на глубинах 20—80 км. Эти исследователи представляют очаг в виде зоны, поднимающейся вертикально, с поперечником до 25 км. Зона эта обогащена магматическим материалом (магматической жидкостью), которая составляет в составе зоны до 20% по объему.

Кроме этого крупного очага, вернее подводящего канала, в смысле Е. А. Люстиха, непосредственно под Авачинским вулканом Г. С. Штейнберг и др. (1966) геофизическими данными обосновывают существование периферического очага более или менее изометрической формы, на глубинах 1—7 км под уровнем моря.

Место магматических образований в геосинклинальном цикле. В основе господствующих представлений о распределении магматических пород в складчатых областях лежит не доказанное, чисто эмпирическое предположение о том, что внедрение магматических образований происходит одновременно с главными фазами образования складчатой системы.

Впервые и наиболее отчетливо эти представления были высказаны Штилле (1954), по идее которого магматизм подчинен общему развитию геосинклинальной системы, в которой различают многогеосинклинали и эвгеосинклинали. Последние более полно развиты, и к ним в основном приурочены магматические проявления, хотя иногда, в начале развития многогеосинклинали, может проявиться вулканизм (возникают туфовые толщи).

К началу развития эвгеосинклинали приурочен основной вулканизм («инцидентальный» магматизм), затем одновременно со складчатостью идет внедрение гранитных интрузий («синорогенный» магматизм), за которым в завершающий этап развития эвгеосинклинали могут следовать вулканическая деятельность и кислый интрузивный магматизм. Весь цикл развития заканчивается «финальным вулканизмом», который происходит уже после подъема местности и имеет характер наземного вулканизма.

В форме схемы эти взгляды Штилле могут быть даны следующим образом:

1) начальный (инициальный) магматизм приурочен к длительному времени развития геосинклинали до складчатости; основной вулканизм, сопровождающийся интрузиями;

2) синорогенный (одновременный с орогенезом) сиалический плутонизм;

3) субсквентный (последующий) вулканизм, который проявляется после орогенной формы;

4) финальный базальтовый вулканизм, проявляющийся после стабилизации (кратонизации) региона.

Рассмотрение соответствия взглядов Штилле современным представлениям дается в статье Н. А. Штрейса и др. (1969).

Весьма интересно, и с нашей точки зрения очень важно, что геосинклинали вулканизм явно связан с глубинными разломами, подводщими магму к геосинклиналиной постройке. На эту особенность весьма четко указывал М. В. Муратов (1969, стр. 84), отметивший возможность выделения трех основных систем таких разломов, две из которых располагаются по краям прогибов, а третья в центре.

Глубинные разломы, выводящие магму в область геосинклиналиной системы, в случае выхода их к поверхности дают эффузивные породы. Одновременно в складчатой осадочной толще магма выполняет места, где господствуют растяжения и отрицательные усилия, причем подводщие каналы могут в процессе продолжающейся складчатости вновь замкнуться.

Совмещенное развитие эффузивного и интрузивного магматизма, связанного с одними и теми же системами разломов, составляет основную идею весьма обоснованно развивавшегося Е. К. Устиевым (1963) представления о вулкано-плутонических формациях.

Следуя основным положениям, выдвинутым Штилле, Д. С. Харкевич и В. Н. Москалева (1969) дают, однако, иные соотношения складчатости и магматизма. В развитии геосинклиналино-складчатых областей они различают следующие этапы тектоно-магматического цикла:

а) ранняя или геосинклиналиная стадия цикла; время заложения и прогибания первичных или собственных геосинклиналиных прогибов и формирование группы магматических формаций основной и ультраосновной магм;

б) средняя или инверсионная стадия; время замыкания первичных или собственно геосинклиналиных прогибов и заложения вторичных — краевых и межгорных; по краям срединных массивов формируются магматические формации преимущественно производных кислой магмы;

в) поздняя или консолидационная стадия; время прогибания и замыкания вторичных прогибов, а также консолидация областей; формируются магматические формации кислого, основного и щелочного рядов.

Ими указывается на существование, кроме того:

г) магматических формаций постконсолидированной активизации складчатых областей;

д) магматических формаций платформ.

По представлениям Д. С. Харкевича и В. Н. Москалевой количество и время проявления магматизма в разных районах различно. По этим признакам они выделяют два противоположных типа тектоно-магматических циклов: Уральский и Верхоянский. Для первого характерна весьма интенсивная вулканическая и плутоническая деятельность в раннюю стадию тектоно-магматического развития геосинклинали, когда наибольшую активность проявляют магмы основного и ультраосновного состава. Второму, наоборот, свойственна почти полная амагматичность геосинклинальной стадии и весьма интенсивное проявление магматической деятельности как вулканической, так и плутонической в среднюю и позднюю стадии, когда наибольшую активность проявляют магмы кислого состава.

Исключительно интересной и принципиально иной является позиция Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина, которые показали (1969, стр. 66), что «гранитоидный магматизм не является специфической особенностью геосинклинальных областей». В ряде случаев, по их данным, он достаточно широко распространен и за пределами геосинклиналей. Кроме того, существует, как его называют Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин, «телеорогенный магматизм» — магматизм, пространственно и хронологически связанный с геосинклинальным магматизмом, но располагающийся вне геосинклинали. По их данным (1969, стр. 69), представление об обязательной связи образования гранитоидов (даже субсеквентных по Штилле) с фазами складчатости неправильно; имеет место связь интрузий гранита во времени не со складчатостью, а с интенсивными поднятиями. Когда на заключительном этапе геосинклинального развития опускания сменились поднятиями, началось образование гранитоидов. Как они указывают, все случаи проявления гранитоидов в чисто платформенных условиях также всегда связаны с поднятиями.

Все сказанное выше приводит Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина (1969, стр. 70) к заключению, что пространственные и временные соотношения между складчатостью и гранитоидным магматизмом говорят о их независимости друг от друга.

Весьма интересно также и то, что Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин в конечном итоге приходят к выводу о справедливости представлений А. В. Пейве о связи магматизма с глубинными разломами. Они цитируют (на стр. 70) следующие его слова (Пейве, 1956, стр. 58 и 61), которые, по нашему мнению, и сейчас вполне справедливы: «...формации магматических пород имеют прямую связь с глубинными разломами... глубинные разломы во всех случаях обуславливают пути движения, а во многих случаях и размещение в земной коре магматических масс. Они же, возможно,

вызывают образование магматических очагов»... «Если зоны глубинных разломов (разрывные структуры) всегда служат путями движения магм из глубин к поверхности, нередко являясь также вмещающим магмы, то изгибы слоев земной коры (складчатые структуры) играют огромную роль лишь в размещении магмы в земной коре, но никогда не определяют путей ее движения к поверхности Земли».

Следует подчеркнуть, что, несмотря на достаточную очевидность связи вулканизма с глубокими разломами и, в свою очередь, связь этого вулканизма с другими формами магматизма, представление о координатной роли глубинных разломов, на что указывает А. В. Пейве в приведенных цитатах, встречает иногда резкий отпор и, с нашей точки зрения, некоторое непонимание. Особенно четко отрицательное отношение к концепции глубинных разломов было высказано Д. С. Харкевичем в прениях на совещании по связи магматизма и тектоники («Проблема связи тектоники и магматизма», 1969, стр. 256), но в подтверждение этого отрицательного мнения не было приведено никакого фактического материала.

Очень интересные материалы по связи интрузивного магматизма геосинклинальных областей с глубинными разломами приводил еще в 1961 г. Э. П. Изох, которым было изучено расположение интрузивных тел в Сихотэ-Алине. Здесь, по его данным (Изох, 1961, стр. 95), разломы глубокого залегания служили «путями перемещения различных расплавов из глубинных магматических очагов в верхние структурные ярусы». Основными доводами в пользу этого, по Э. П. Изоху, являются следующие:

- а) отчетливое цепочечное или поясовое расположение интрузий;
- б) расположение интрузивных цепочек как непосредственно вдоль структурных швов, так и оперяющих их систем;
- в) приуроченность полос эффузивов к некоторым интрузивным цепочкам.

Вулканизм платформ, по Ю. М. Шейнманну (1956), специально его изучавшему, проявляется в условиях малой тектонической активности и несколько напоминает первые проявления вулканизма геосинклиналей. Базальтовая и ультраосновная магмы проявляются здесь в периоды наибольшей деформации платформ, совпадающих с периодами складчатости в прилегающих геосинклиналях.

Преобладает на платформах трапповый вулканизм, однако к вулканизму платформ относят также щелочно-ультраосновные комплексы и кимберлитовые трубки.

Обычно под трапповыми образованиями понимают громадные накопления лавовых и туфовых масс основного состава и тесно связанные с ними гипабиссальные интрузии габбро-диабазов и диоритов, имеющие иногда огромные размеры (лополиты Седбери, Бушвельда и т. д.).

Первый этап трапповой вулканической деятельности, по Ю. М. Шейнманну (1956, стр. 137), обычно носит характер взрывов, в результате чего образуются мощные туфовые толщи, затем следуют лавовые и интрузивные образования. Мощности таких траппово-лавовых комплексов иногда очень велики (Шейнманн, 1956, стр. 137): для базальтов р. Параны она равна 600 м, для Карру и Базутоленда — 1200 м, для траппов Декана — 1000—1500 м; на Сибирской платформе (истоки Котуя и Аяна) 1500 м и т. д. По Ю. М. Шейнманну (1956, стр. 138), трапповые толщи в каждой трапповой области сложены обычно весьма однородными породами. Область от области по составу лав отличается сильнее, но во всех случаях эти колебания невелики — от андезитобазальтов до оливниновых базальтов. Эта особенность трапповых областей, по нашему мнению, крайне важна, поскольку она говорит о геологических закономерностях глобального масштаба и об определенной, видимо, довольно значительной глубине разломов, поставляющих лаву.

Приуроченности трапповых областей к определенным структурным формам видимо нет. По крайней мере материал, собранный Ю. М. Шейнманном (1956, стр. 139), показал приуроченность траппов как к синеклизам, так и к антеклизам. Однако он уверенно говорит о переходе во всех случаях трапповых областей в складчатые сооружения, краевыми частями которых они являются. Кроме того, все значительные излияния траппов по времени близко совпадают с магматическими проявлениями в соседних геосинклиналях.

Как и во всех других случаях, подъем магмы в трапповых областях обеспечивают глубокие трещины (Шейнманн, 1956, стр. 140).

Проведенный выше, достаточно подробный и всесторонний обзор литературы по связи тектоники и магматизма позволяет показать следующие особенности этой связи:

- 1) наиболее вероятно генетическая независимость тектоники и магматизма;
- 2) основными путями доставки магмы к поверхности являются глубокие разломы;
- 3) глубокие разломы доставляют магму как на дневную поверхность, давая эффузивные образования, так и в толщу земной коры, где они распределяются в ослабленных зонах, создавая интрузивные тела;
- 4) эффузивные толщи возникают в местах выхода глубинных разломов на дневную поверхность (или на морское дно);
- 5) положение интрузивных тел и их форма контролируется складчатыми структурами;
- 6) особую форму интрузивных тел составляют взрывные трубчатые образования — трубки взрыва, развитые преимущественно

в платформенных образованиях. Этот тип интрузивных форм изучен пока слабо.

Возможные причины смены типа магматических пород в геологической истории. Смена во времени в том или ином регионе магматических пород различного типа не вызывает сомнения. В истории петрографии причины смены пород объяснялись по-разному; в последние годы в большинстве случаев смена основных лав кислыми (равно как и обратная смена) объяснялась процессами кристаллизационной дифференциации. Считалось, что первоначально изливается непосредственно сама родоначальная магма, а затем продукт ее дифференциации, происходящей в пределах магматической камеры; при этом магма последовательно становится все более и более кислой.

Сейчас, когда пришлось полностью отказаться от представлений о единой магме и от боуэновской схемы дифференциации, эти объяснения не могут удовлетворить взыскательного исследователя. Необходимы разработки новых генетических схем, объясняющих выявленные закономерности.

Видимо, наиболее вероятными схемами такой связи будут схемы, связывающие состав магмы с глубиной разломов. Так, проявления плато-базальтов в «инициальную» стадию геосинклинального развития, а на платформах при «трапповом вулканизме» связаны, видимо, с начальными глубокими разломами, доходящими до областей генерации базальта. Существенно андезитовый вулканизм Курпильской дуги может быть объяснен относительно меньшей глубиной разломов, господствующих в областях «островных дуг». Наконец, «глубинные разломы» наименьшей глубины, захватывающие только «коровые» области земной оболочки, господствующие в пределах геосинклиналей в эпоху развития «снорогенного» и «субсеквенного» магматизма, дают кислые интрузии. Весьма интересно и геологически важно, что среди геосинклинальных интрузий настоящих гранитов очень мало. В интрузиях малых и умеренных глубин преобладают гранодиоритовые и диоритовые тела, которые могут рассматриваться как продукты смешения различных магм.

Пока не ясны также этапы превращения глубинного разлома в магмоподводящий канал, о чем писал Е. Люстих (см. стр. 63), что, конечно, может иметь очень большое влияние на характер магмы, подводимой к складчатой области, где формируются интрузивные тела.

Зависимость состава пород, слагающих интрузивные тела и эффузивные толщи, от условий их залегания и тектоники вмещающих толщ является одной из форм связи тектоники и магматизма, которые, по словам предисловия к сборнику «Проблемы связи тектоники и магматизма» (1969, стр. 3), являются «наиболее интересными и спорными вопросами современной геологии». Работы в этом направлении пока только начинаются.

АВТОНОМНАЯ ЖИЗНЬ МАГМЫ В НЕСВОЙСТВЕННЫХ ЕЯ УСЛОВИЯХ

Представления о генерации магмы как равновесной жидкой фазы того или иного горизонта земной оболочки заставляют несколько по-иному взглянуть на процесс отвердевания магмы и формирования за ее счет магматической горной породы.

Пересмотр существовавших представлений, в первую очередь, должен относиться к взглядам на глубинность формирующихся горных пород и их взаимоотношениям с вмещающими породами, в том числе по вопросу об отделении водных растворов от магмы и развитию процессов метасоматоза.

Конечно, полные ответы на все возникающие здесь вопросы могут быть получены только впоследствии, когда исследовательская мысль вполне освоится с новыми представлениями по генезису магматических расплавов и их дальнейшей эволюции. Сейчас можно только отчасти наметить те или иные проблемы, подлежащие дальнейшему решению.

Внедрение основной магмы в зону генерации гранитной магмы

Внедрение основного магматического материала в толщу, где генерируется гранитная магма, приведет к образованию нового расплава, отличающегося от первоначального меньшим количеством воды и большим содержанием оснований, в первую очередь, кальция, железа, магния. Состав нового расплава будет регулироваться количеством внедрившегося материала и установившейся в результате внедрения местной температурой, которая будет более высокой, чем температура других областей этого горизонта. Причиной изменения состава магмы, в первую очередь, будет смешение первоначальной гранитной магмы и внедрившейся основной, но известную роль могут играть частичная кристаллизация базальтовой магмы или растворение «рестита» — нерастворившихся ранее метаморфических минералов, сохранившихся в гранитном расплаве. Охлаждение нового расплава поведет к его кристаллизации, которая будет отличаться от порядка кристаллизации гранитной магмы. Простые расчеты показывают, что на начальных этапах кристаллизации будет выделяться основной пла-

гноклаз, а затем пироксен и магнетит (титано-магнетит). Выделение водных минералов — биотита и амфибола — здесь маловероятно, поскольку вода в магматическом расплаве будет наиболее дефицитным компонентом. По своему составу кристаллизующаяся здесь порода будет ближе всего к анортозитам. В этом процессе можно видеть одно из наиболее вероятных решений проблемы анортозита, которая до сих пор является одной из важнейших в петрографии.

Недавно вполне современный, достаточно полный обзор проблемы генезиса анортозитов был сделан Грином (Грин и Рингвуд, 1968): Обзор этот сопровождается очень детальными экспериментальными исследованиями, в которых Грин на основе многочисленных опытов показал возможность кристаллизации анортозитов из весьма широкого диапазона составов исходной магмы — от габбровой до кварцево-диоритовой. Причем им было показано, что наиболее вероятная глубина образования анортозитов — порядка 30 км. Образование анортозитов в более высоких горизонтах земной коры, по Грину, маловероятно, так как при более низких давлениях должны кристаллизоваться более основные плагиоклазы, чем обычно присутствующий в анортозитах лабрадор. Образование же анортозитов на большей глубине по тем же опытам (1968, стр. 247) также маловероятно; при давлениях выше 7 кбар из той же шихты начинает кристаллизоваться глиноземистый пироксен, а еще ниже — гранат; ни то, ни другое не имеет места в природных анортозитах.

Все материалы Грина вполне согласуются с высказанными выше предположениями. Разница заключается только в том, что он в своих предположениях исходил из возможностей возникновения габбровой или кварцево-диоритовой расплава на месте, что, как следует из предыдущего текста, маловероятно. Генерация основных расплавов, как было показано, идет в земной оболочке на много больших глубинах. Попасть в область генерации гранитной магмы, на глубину 30—40 км, основные расплавы могут только в результате интрузии. Кристаллизация же здесь этих расплавов (равно как и гибридных расплавов, получающихся при смешении основных интрузивных, кислых и местных магм), идет, очевидно, в полном согласии с закономерностями, выявленными Грином. Следует упомянуть, что Грин, кроме интрузивного происхождения анортозитов, допускает и образование их как реликтового материала в результате выплавки гранитного расплава из известковистых глин. Теоретической основой для такого заключения были опыты Вилклера и Платена (1968, стр. 111), получивших экспериментально именно плагиноклазовый остаток при выплавлении гранитного материала. Вряд ли, однако, этот механизм можно привлекать для объяснения генезиса крупных анортоклазовых массивов, которые, как правило, однородны и лишены гнейсовидности, что не может иметь места в «остаточных» метаморфических толщах.

Следует указать, что весьма основательные полевые доказательства магматического генезиса анортозитов приводят А. П. Лебедев и Н. В. Павлов (1957), изучавшие анортозитовые массивы хр. Джугджур, и А. П. Лебедев (1953), рассмотревший в своей более ранней работе собственный и литературный материал по анортозитам мира.

Интересно проследить судьбу и составы остаточных расплавов, возникающих при кристаллизации основной магмы в области генерации гранитной магмы. Прежде всего следует отметить, что кристаллизация анортозита должна идти медленно и преимущественно по краям магматической камеры, как у нормального интрузивного тела, сильно перегретого по отношению к вмещающим породам; это резко отличается от кристаллизации на той же глубине «обычных» мигматитовых (гнейсовых) толщ, в процессе кристаллизации которых одновременно охлаждается вся масса породы — как остаточный нерасплавившийся материал (рестит), так и пропитывающая его магматическая жидкость (мобилизат), и кристаллы в охлаждающихся мигматитовых толщах выделяются во всей массе расплава, часто нарастая на кристаллы — останцы (рестит). Эта особенность кристаллизации основной магмы ведет к важным петрографическим результатам. Кристаллизующиеся плагиоклазы и сопутствующий им материал выполняют все пространство; выпадающие первоначально кристаллы дорастают в

Таблица 6

Результаты кристаллизации стекла щелочного базальта Мухор-Талы (Забайкалье) при давлениях 25 кбар

Опыт	Т, °С	Фазы в %	Стекло		Содержание SiO ₂ в стекле в %
			Количество в %	N	
Одностадийный	1300	Ст	100	—	—
»	1150	Ол (52), фл (4), ст	44	1,560	56
»	850	Мп, К, ст	4—5	1,534	62
Двухстадийный	1150—950	Г (30), фл (25), Мп (7), А (20), ст	18	1,511	70

Обозначение фаз: ст — стекло, ол — оливин, фл — флогопит, мп — моноклиновый пироксен, К — кварц, Г — гранат, А — амфибол.

интерстициях тем же веществом, с отжимом остаточного расплава в центральные части магматического бассейна. В результате снижения температуры кристаллизации плагиоклаза и сопутствующих ему минералов состав расплава резко меняется. Он обогащается щелочами и водой и в конечном счете при снижении температуры до температур генерации гранита остаточный расплав обязательно приобретает гранитный состав. При этом, очевидно, получится «ювенильный гранит», о котором было довольно много споров и который, видимо, никаким другим путем получиться не может. Желая в известной степени моделировать процесс, автор с со-

трудниками (Генштафт и др., 1965) проводил несколько опытов кристаллизации базальта в различных условиях. Непосредственные результаты опытов даны в табл. 6, достаточно ясной по своему содержанию.

Из табл. 6 видно, что в процессе кристаллизации базальта в условиях достаточно высоких давлений образуется более кислый расплав, чем первоначальный (особенно резко здесь сказывается выделение граната), но собственно кислых расплавов при этом не получается. Иначе обстоит дело тогда, когда кристаллизация идет двухступенчато, т. е. когда базальтовый расплав, обогащенный кремнекислотой в условиях первого этапа кристаллизации, продолжает кристаллизоваться в условиях более низких температур; в одном из таких опытов (см. табл. 6) остаточное стекло приобрело светопреломление, равное 1,511; эта величина характерна для обычных гранитных стекол (содержание SiO_2 около 70%).

Интрузия магмы в верхние горизонты Земли

Процессы внедрения магмы в верхние горизонты Земли и ее излияние на дневную поверхность, а также ее застывание здесь в форме интрузивных и эффузивных горных пород являются обычным объектом изучения петрографии, поэтому здесь мы рассмотрим только те из них, в которых наметилось новое понимание в связи с иными, чем ранее, представлениями о родоначальной магме.

Наиболее важным моментом в новых взглядах, как уже отмечалось, является неравновесность интрузивной и эффузивной магмы в местах ее внедрения или излияния. Процесс остывания магмы, а также все явления, его сопровождающие, следует рассматривать как процессы, ведущие к восстановлению равновесия, нарушенного внедрением магмы.

К петрографическим проблемам, заслуживающим первоочередного рассмотрения в свете новых данных, относится вопрос о петрогенетическом значении различных видов дифференциации: магматической (ликвационной) и кристаллизационной, поскольку эти процессы являются одной из форм реакции охлаждающейся магмы на изменение условий в процессе охлаждения. Равным образом, такой же реакцией являются процессы ассимиляции и контаминации. Растворение окружающего вещества магмой в областях ее генерации невозможно, но такая возможность появляется тогда, когда магма попадает в результате интрузии в несвойственные ей неравновесные условия. Петрографические результаты этих процессов могут иметь первостепенное значение, однако природа их не вполне ясна. Они широко обсуждаются в литературе, однако наблюдаемые факты интерпретируются по-разному и требуют дальнейшего изучения как в поле, так и в лабораториях.

Результат эволюции магматических образований во многом определяется термической историей магматического тела: темпе-

ратурой магмы, внедрившейся в магматическую камеру, скоростью остывания, глубиной внедрения и т. д. Точные расчеты или наблюдения на этот счет пока отсутствуют (Осипов, 1966; Лазаренков, 1967). Некоторые предварительные данные приведены на рис. 25.

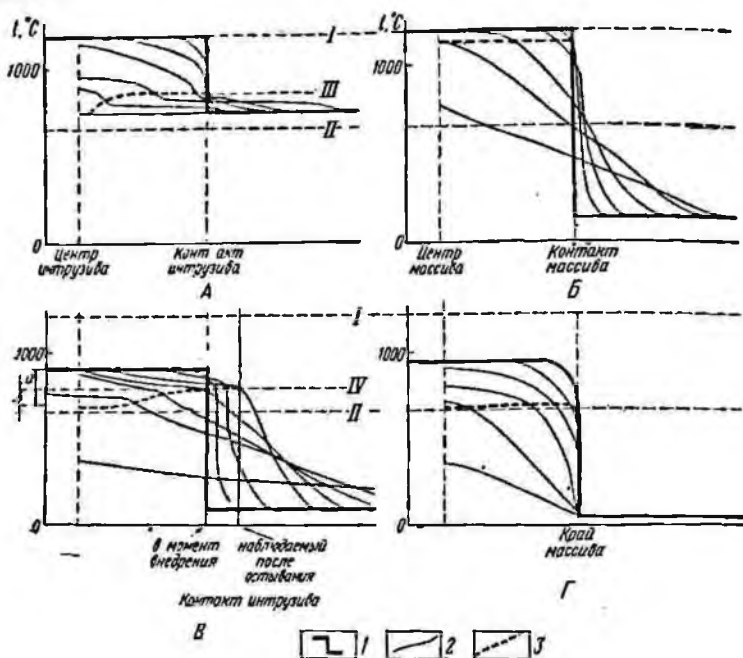


Рис. 25. Наиболее вероятный путь изменения температур при остывании интрузива в разных условиях:

А — внедрение базальтовой магмы в зону генерации гранита (магма полностью не отвердевает); Б — внедрение базальтовой магмы, сопровождающееся дифференциацией, в верхние горизонты земной коры; В — внедрение гранитоидной интрузии, сопровождающееся ассимиляцией (а — область перегрева, б — область температур возможных «дополнительных интрузий»); Г — экструзия на дневной поверхности. I — температура кристаллизации базальтовой магмы; II — температур возможных «дополнительных интрузий»; III — начало кристаллизации гранита; IV — температура кристаллизации гибридной магмы. 1 — температура в момент внедрения; 2 — распределение температур в процессе остывания интрузива; 3 — температура отвердевания в разных частях массива

Особенно много нового должны дать представления о неравномерности магматических пород в процессе их становления в земной коре для понимания природы гидротермальных растворов. При этом последние могут рассматриваться как ювенильные растворы, отходящие от остывающего магматического тела, и как воды вмещающих пород, попавших в несвойственное им высокотемпературное поле в контакте с магмой. Несмотря на генетическое различие обоих типов вод, их геологическое значение может быть весьма близким — они могут генерировать гидротермальные месторожде-

ния и вызывать метасоматические изменения в процессе своего охлаждения.

Специального рассмотрения в свете новых взглядов заслуживает и весьма актуальная проблема жильных пород и близкая к ней проблема о причине различий в составе отдельных интрузивных массивов, которая недавно начала изучаться В. С. Коптевым-Дворниковым и его учениками.

Дифференциация магмы — процесс ее разделения на ряд составляющих как жидких, так и твердых, рассматривался во всей предыдущей истории петрографии как основной процесс, ведущий к образованию, за счет одной или нескольких родоначальных магм, производных вторичных магм, из которых в результате дифференциации происходят разнообразные горные породы.

В основе многих теорий генезиса горных пород (например, теории Боуэна, см. стр. 10) лежал именно разбор механизма дифференциации магмы. Только в конце сороковых годов наметилось иное отношение к процессам дифференциации; первоначально о них просто перестали упоминать, а затем появились высказывания о том, что дифференциация не может быть процессом, генерирующим родоначальную магму. Об этом, насколько нам известно, говорил Д. С. Белянкин (1958, стр. 351), который указывал, что представления о генерации родоначальных магм в результате дифференциации «не больше как чисто логические, более или менее спекулятивные построения». Вместе с тем он отмечал большую вероятность этих процессов в верхних горизонтах коры.

Магма в местах ее генерации, в свете представлений о ее палингенном образовании, равновесна с господствующими условиями и здесь невозможна ее дифференциация; и только в случае ее подъема в верхние горизонты равновесие нарушается. В образующихся при подъеме магмы промежуточных интрузивных камерах кристаллы, выделяющиеся в магме, составляют первоначально очень небольшое количество от общей массы интродуцировавшей магмы. Возникают при этом все условия как для развития процессов дифференциации, так и ассимиляции вмещающих пород; при этом возможна как кристаллизационная дифференциация, так и магматическая, а также отделение газовой фазы.

Еще в двадцатые годы были начаты исследования так называемых расслоенных интрузивов, и уже тогда они показали, что формирование отдельных слоев в этих интрузивах идет в результате отсадки на дно, выделившихся в магме, кристаллов. Первоначально работы эти, проводившиеся английскими петрографами Уэджером и Диром (Wager and Deeg, 1939), рассматривались как модель дифференциации по схеме Боуэна. Впоследствии расслоенные интрузии рассматривались как местный интересный феномен, не имеющий особого петрогенетического значения, и только в последние годы, когда выявились специфические условия, в которых существуют и кристаллизуются интрузивные тела в верхних горизонтах земной коры, вновь определилось петрографи-

ческое значение этих работ. Уэджер и его ученик Браун опубликовали (1970) исключительно интересную работу, вышедшую уже после смерти Уэджера, в которой авторы показали исключительно широкое развитие расслоенных интрузий и существование выявленных ими элементов расслоенности в большинстве кристаллизующихся на умеренной глубине интрузий.

Как показано Уэджером и Брауном, многие случаи, которые в советской литературе рассматриваются как элементы комплексного развития интрузии и тракуются как следствие ряда последовательных внедрений, а иногда и как явления метасоматических замещений, могут пониматься как результат дифференциации магмы в магматическом бассейне с внутрибассейновыми подвижками. В сводке Уэджера и Брауна описаны многие явления такого рода, они весьма обычны во всех изученных ими на Западе интрузиях. Видимо, необходимым в этом смысле значительный пересмотр имеющегося у нас материала.

Особенное значение, с нашей точки зрения, имеет тот факт (установленный петрографами школы Уэджера), что далеко не все кристаллы в интрузивной породе залегают в местах своего зарождения и роста, и что во многих интрузивных телах существуют участки породы, в которой можно различать осадившиеся кристаллы («кумулятивные кристаллы», «кумуляты») и вмещающую их межкристальную остаточную жидкость, которая явно отличается от кристаллизующейся главной части магмы. Из этой межкристальной жидкости («интеркумулятивной жидкости») не только кристаллизуется промежуточный межкристальный материал, но за ее счет дорастают и осевшие в эти участки кумулятивные кристаллы. Показано также важное петрографическое значение конвекционных токов в интрузивном бассейне и влияние стенок бассейна. Весьма интересны и методика изучения самих структур пород и структурная интерпретация состава породообразующих минералов.

Распределение породообразующих элементов-примесей на различных этапах кристаллизации интрузивов, определенное Уэджером и Брауном, дает много нового для их изучения. Крайне интересно, что наряду с выделением кристаллов и их отсадкой Уэджер и Браун вполне определенно описывают случаи дифференциации жидкой магмы и отделение от силикатного расплава сульфидных капель, образующих сульфидные расплавы. Значение этого процесса для практики исключительно велико; изучение его весьма перспективно.

Следует указать, что в советской литературе имеются исключительно интересные работы, показывающие большое значение явлений кристаллизационной дифференциации. Здесь в первую очередь надо упомянуть работу акад. А. А. Полканова (1929), показавшего существование в природе не только явлений оседания выделившихся кристаллов, что изучено Уэджером и его сотрудниками, но и явлений всплывания. Им прекрасно описана диабазо-

вая дайка в берегах Кольского фьорда, где выделявшиеся кристаллы полевого шпата всплывали и концентрировались в верхних частях дайки (рис. 26). Классические явления расслаивания одного из интрузивов Норильска (Норильск I). Классификация типов сибирских расслоенных интрузивов была дана А. П. Лебедевым (1957). Есть и еще ряд подобных работ.

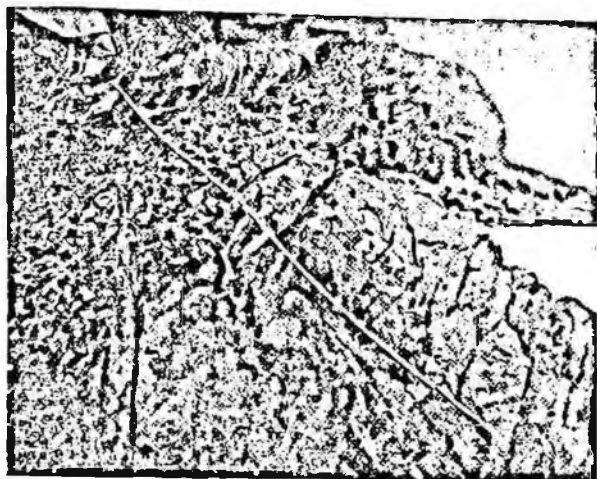


Рис. 26. Аккумуляция вкрапленников лабрадора в высшем боку дифференцированной дайки диабаз в Кольском фьорде (фото акад. А. А. Полканова)

Безусловно, существуют большие перспективы изучения дифференциации интрузивных массивов, происходящей в процессе их становления; явления подобного рода, несомненно, имеют место при образовании многих щелочных интрузивов и при кристаллизации трапповых толщ. Весьма полезен учет опыта оксфордских петрографов при изучении тел габбро на Урале и ряде гипабиссальных сложных интрузивов Кавказа, Закавказья и Приморья; видимо, многие внутренние контакты, которые сейчас рассматриваются, как ряд последовательных внедрений, окажутся образованными в результате конвекционных течений в кристаллизующейся магме.

Отделение растворов от магмы. Процесс отделения растворов от магмы является одной из форм магматической дифференциации и, как другие формы разделения магмы, может иметь место только тогда, когда магма неустойчива и идет ее кристаллизация. Однако процесс этот и практически, и теоретически чрезвычайно важен, поскольку с ним связаны многие процессы породообразо-

вания, кроме того, именно с этим процессом по традиции связывается образование большого количества рудных месторождений.

Следует учесть, что процесс отделения воды от расплава достаточно сложный и сильно зависит от условий, в которых происходит. При высоких давлениях отделение воды, как таковой, представить невозможно; от магмы может отойти сложный и весьма концентрированный раствор, который практически отличить от магмы крайне трудно. Весьма вероятно, что многие аплитовые жилы кристаллизуются именно из такого раствора, весьма богатого силикатными (породообразующими) компонентами.

Чем ниже будет давление, при котором остывает магма, тем ближе к привычным нам водным растворам будут растворы, отходящие от магмы, и тем менее в этом отходящем растворе будет силикатных материалов и больше (конечно, относительно больше) тех компонентов, которые мы привыкли считать относительно хорошо растворимыми (в том числе различные соединения металлов). Этот очень важный факт, выявившийся с совершенной очевидностью из последних работ по растворимости кремнекислоты в воде (Kennedy and oth., 1962), не учтен, в частности, в вышедшей в 1970 г. на русском языке сводке К. Краускопфа, написанной на основе литературы пятидесятых годов и не учитывающей более поздних данных.

Крайне интересные материалы по изучению природы воды и условий ее отделения от магмы получены в последние годы Н. И. Хитаровым и его учениками (Хитаров и др., 1963, 1969). В частности, они указывают, что при обычных содержаниях воды в магме вода начинает выделяться даже при очень небольших давлениях только в самом конце процесса кристаллизации магматического расплава (в температурном интервале около 25° С). Это геологически крайне важный момент, говорящий о том, что в конце процессов застывания интрузивного тела в нем концентрируются, хотя и относительно холодные, но весьма активные, богатые водой расплавы, которые в силу этого способны к ассимиляции и в результате могут приобрести иной состав, чем состав материнской магмы.

Очень важной стороной процесса отделения воды от магмы является то, что практически невозможно отличить ювенильные растворы (растворы, отходящие от магмы) от растворов, создающихся из вадозных вод, присутствующих в толще осадочных пород, и от растворов, созданных водами, отходящими от осадочных пород в результате их метаморфизма и дегидратации (например, перехода глины в слюду или этой последней в безводные минералы — полевошпат, пироксен и т. д.). Воды эти будут одинаково насыщены кремнекислотой и одинаково взаимодействовать с вмещающими интрузивную горную породу осадками, растворяя их компоненты, взаимодействуя с ними и вызывая их метаморфизм и метасоматически их изменяя.

Выше уже рассматривались составы водных растворов, суще-

ствующих в той или иной точке земной коры выше зоны генерации гранитной магмы, т. е. выше той зоны, где существует только одна магматическая жидкость. Здесь нам следует рассмотреть изменения, которые будут внесены в характер существующей магматической жидкости внедрением в каждую данную зону второй жидкости — магматического расплава, жидкости, неравновесной с господствующими в данном месте условиями и поэтому существующей геологически только очень небольшое время. Самым важным при этом является то, что интрузивная жидкость — магматическое тело — создает в своих окрестностях временное поле, необычное по своим физико-химическим характеристикам. Давление в этом местном поле будет таким же, как вообще на данном горизонте земной коры, но температура резко повышена в районе внедрения магмы, падая в стороны от нее. Это создает градиент температуры, изменяющийся во времени, и, как нам представляется, являющийся наиболее важным фактором в изменении характера растворов и изменении растворами вмещающих пород.

В области генерации магмы никакого отделения растворов и одновременного существования раствора и магмы невозможно. Вода является наиболее дефицитным и весьма активным компонентом этого горизонта. Если представить какое-либо проникновение сюда воды — «интрузию водных растворов», то немедленно начинается взаимодействие этих растворов с вмещающими породами и в конечном итоге должна образоваться та же гранитная магма, которая господствует в данном горизонте; при этом эта «необычная» магма будет иметь тот же характер распределения «рестита» — остаточных минералов первоначальной магматической породы, что и рядом расположенные гнейсы. Промежуточные между магмой и водным раствором формы, судя по опытам Винклера и Платена, будут иметь характер кислых пород, типа аплитов: основные различия здесь невозможны. Напомним, что гнейсовые толщи не могут быть полной моделью областей генерации гранитной магмы, поскольку магма застыла в них, хотя в основном на месте ее генерации, но уже в условиях, резко отличных от условий ее зарождения; видимо, наиболее сильно здесь сказывалось снижение давления.

В условиях относительно больших глубин внедрения гранитов температурный градиент между застывающей интрузией и вмещающей породой невелик, поэтому характер растворов устойчив на больших расстояниях от интрузии. В этих условиях из растворов образуются различные жильные породы, типа аплитов, пегматитов или кварцевых жил, лишенных занорышей и крустифицированных полостей, что может быть объяснено высокой концентрацией растворов (Петров, 1970); местами могут быть созданы условия для концентрации высокотемпературных полезных ископаемых.

Интрузия в условиях умеренных глубин создает настоящие гидротермальные растворы: температура интрузии здесь много вы-

ше температуры вмещающих пород — создается четкий ореол прогрева вокруг интрузии, и горячие растворы, имеющие возможность далеко проникать по трещинам и каналам в толщу холодных неравновесных пород, создают свои участки измененных пород и свои неравновесные температурные поля. Следует учесть еще одну важную особенность термальных растворов малых глубин: вследствие резких различий температур гидротермальные растворы, образующиеся близ интрузивных тел, могут встречаться и химически взаимодействовать с водами другой температуры и другого состава. Области такого взаимодействия наиболее перспективны для формирования рудных тел.

Для интрузий малых глубин и субвулканических тел характерны все те особенности, которые свойственны интрузиям умеренных глубин, с той разницей, что время действия интрузива как источника тепла здесь ограничено и количество воды больше. Обилие воды позволяет в районе действия неглубоких интрузий, обычно в областях активного вулканизма, сформироваться широкому фронту умеренно горячих вод, производящих небольшие изменения вмещающих пород, но охватывающие очень большие площади. Как правило, эти умеренно горячие воды не имеют металлогенического значения. Рудоносными могут быть струи более горячих вод и в особенности участки химического неравновесия, участки встречи и реакции вод разного состава.

Следует учесть, что отмеченные только что различия наблюдаются в типичных случаях. В природе же встречаются все переходы, которые, однако, можно в общем виде привязать к тому или иному «частному» типу.

Процессы ассимиляции. Ассимиляция вмещающих пород магмой, внедрившейся в толщу иных по составу магматических или осадочных пород, весьма часто привлекается как одна из причин, ведущих к изменению состава горных пород. Предполагается, что магма, внедрившись в толщу пород иного состава, обладает достаточным запасом тепла для того, чтобы растворить (расплавить) вещество вмещающих пород; при этом состав первоначальной магмы изменится за счет их вещества и, таким образом, возможно получение магматических расплавов имеющих существенно иной состав, чем родоначальная магма.

Ассимиляцией также объяснялось и различие составов магматических пород в интрузивном теле; предполагалось, что в крайних частях интрузивное тело кристаллизовалось за счет магмы, ассимилировавшей большое количество вмещающих пород, чем породы центральных частей интрузива, имевших меньше возможностей ассимилировать вмещающие породы, и поэтому сохранившей свой первоначальный состав.

Примерно тот же смысл, что и термин ассимиляция, имеет термин контаминация (загрязнение). Предполагается, что магма загрязняется веществом вмещающих пород и изменяет свой состав, причем это загрязнение может идти как на месте современ-

ного залегания магмы, так и ранее, по путям ее движения. При этом контаминированная магма может быть перемешана и может не содержать четких признаков такого загрязнения.

Признаками, говорящими об ассимиляции и контаминации, считается наличие шпир и большого числа ксенолитов, причем как ксенолитов участков породы, так и ксенокристов, которые могут служить затравкой для более поздней кристаллизации магматических минералов породы. «Уверенным» признаком, говорящем о существовании явлений ассимиляции, считается связь состава вмещающих пород и внедрившихся в них магматических пород. В некоторых интрузивах хорошо видна зависимость (изменение) состава его краевых частей от состава вмещающих пород.

Наиболее четкий пример целого комплекса таких признаков наблюдался автором в Тежсарском массиве в Армении. Массив этот описан в работах автора (1947), В. Н. Котляра (1958) и особенно подробно изучен Г. П. Багдасаряном (1950). Основу массива составляет щелочной сиенит. Весь массив внедрился в толщу нижнетретичных лейцитовых лав и туфов, местами сильно измененных и даже превращенных в контактные роговики. При всех этих изменениях в лавах и туфах прекрасно сохраняются псевдоморфозы по кристаллам лейцита. Особенно характерны в лавовой толще некоторые слои и дайки крупнопорфировых лейцитовых лав, где размеры кристаллов лейцита достигают 3—5 см в поперечнике. В контактах с лавовой толщей щелочной сиенит делается еще более щелочным, давая нефелиновые сиениты, а в самом контакте эпилейцитовые сиениты, где по кристаллам лейцита образованы калишпатово-нефелиновые псевдоморфозы. При этом крупнолейцитовые слои и дайки, подходящие к контакту с сиенитом, можно грубо проследить на некоторое расстояние в сиенитовом массиве.

Предположение об ассимиляции щелочно-сиенитовой магмой лейцитовых пород окружающих массив третичных вулканогенных толщ было, таким образом, весьма обосновано наблюдаемыми в поле признаками.

Однако пока нет уверенности, что такие полевые признаки могут говорить именно об ассимиляционных процессах. Возможны и другие объяснения наблюдаемых фактов. В качестве примера укажем, что Д. С. Коржинский (1952) на основе фактов того же порядка говорит о явлении «магматического замещения», понимая под этим термином образование магматического расплава за счет вмещающих пород под действием глубинных «сквозьмагматических растворов», которые породили магму и, в свою очередь, выходя из магмы во вмещающие породы, прогревали их и привнесли в них элементы и окислы, необходимые для гранитизации и плавления этих пород.

Очень стройная теория «магматического замещения» вполне объясняет все наблюдаемые факты, и пока нет каких-либо определенных доказательств в пользу этой гипотезы или гипотезы

ассимиляции. Пожалуй, как известное противоречие представлениям о магматическом замещении можно рассматривать эксперименты, проведенные Л. Б. Нагапетяном в лаборатории Н. П. Хитарова (Хитаров и др., 1969), в которых было показано, что отделение растворов от магмы идет только в самом конце процесса ее кристаллизации, когда отделяющиеся растворы уже достаточно холодные и не в состоянии вызвать плавление.

Совершенно очевидно, что для оценки значимости обеих гипотез в дальнейшем должны быть проведены новые исследования как в поле, так и в лаборатории.

Появление взглядов, рассматривающих ассимиляцию как результат привноса огромных количеств тепла с помощью некоторого гипотетического механизма, который в рассмотренных представлениях Д. С. Коржинского фигурирует как «сквозьмагматические растворы», является результатом полученных в последнее время расчетов о малой вероятности растворяющего действия гранитной и другой кислой магмы по отношению к вмещающим основным породам (см. Осипов, 1966). Рассуждения здесь весьма просты: если гранитный расплав является эвтектикой, то он должен обладать очень небольшим резервом тепла и, внедряясь в толщу основных пород, не сможет растворить (расплавить) основные вмещающие породы.

В эти расчеты можно внести следующие коррективы. Наиболее вероятно представить внедрение в качестве интрузии не чистой гранитной магмы, которая в гипабиссальных интрузиях редка, а некоторой гибридной кварцево-диоритовой, которая встречается гораздо чаще и которая может содержать примесь до 20—30% основной магмы, а у такой гибридной магмы тепловой резерв может быть весьма высок. Простой подсчет говорит, что примесь 20% основной магмы может повысить температуру гранитного расплава на 150—200° С (до 900° С и выше), снизив при этом общее содержание кремнекислоты в породе не более как на 3—5% (до 67—69%). Если учесть, к тому же, что к контактам массива, где будет проходить растворение вещества вмещающих пород в магме, будет идти постоянный приток тепла из центральных его частей, а также, что контакты интрузива являются областью, где концентрируются как растворы, отходящие от интрузии, так и растворы, содержащиеся во вмещающих породах, то возможности растворения вмещающих пород, даже если ими окажутся базальтовые лавы, будут весьма велики. Кроме того, как показал В. Г. Лазаренков (1967), нельзя исключать возможностей дополнительного перегрева интрузивующей магмы. Конечно, здесь нельзя провести точных расчетов, возможны только приближенные соображения, но довольно просто представить такие условия, в которых перегретая магма, внедряясь в окружающие базальтовые лавы, первоначально, пока не охладится до температуры кристаллизации, будет растворять их, а затем, исчерпав все запасы того тепла, которое может быть подано к контакту, начнет осты-

вать с краев. В этом процессе образуется зона ассимиляции, где прилегающие к контакту породы должны будут иметь состав, промежуточный между магмой и вмещающими породами, а также содержать в структуре элементы структуры вмещающих пород и их реликты (ксенолиты, ксенокристаллы и т. д.). Постепенно внутри массива эти признаки ассимиляции будут исчезать, а состав будет приближаться к составу первоначальной магмы (см. рис. 25, В).

Подведем итоги о современных взглядах на возможность ассимиляционных процессов в контактах интрузивных массивов.

Возможность ассимиляции гранитной магмой кислых вмещающих пород, видимо, сейчас не вызывает сомнения. Опыты Винклера и Платена показали возможность существования кислых расплавов при низких давлениях, опыты Кеннеди — наличие всех переходов между собственно расплавами и водными растворами кремнекислоты.

Иное положение в случае предположений об ассимиляции гранитной магмой основных вмещающих пород. Здесь остается много неясного, и пока нельзя уверенно говорить о существовании этого процесса, но и отрицать его пока также нельзя. Необходимы дальнейшие опыты и исследования по изучению условий и характера плавления базальта в гранитном расплаве в присутствии воды (что-то в роде старых опытов Ф. Ю. Левинсона-Лессинга по расплавлению гранита и известняка), но, конечно, на новом техническом уровне) и изучение в поле природы контактных пород различных гипабиссальных интрузивов, присутствующих здесь структур и составов минералов. Изучение распределения ксенолитов и ксенокристаллов может привести к принципиально новому объяснению строения контактных областей интрузивов и, возможно, приведет к мысли, что строение областей обусловлено расслоением интрузивов. В последние годы все более и более четко выявляется автономность каждого интрузивного тела и зависимость этого взаимодействия с вмещающими породами от состава последних, при этом такие воздействия могут быть разными в разных участках интрузива.

Процессы десилификации. С процессами ассимиляции теснейшим образом связаны процессы, которые еще в начале нынешнего столетия были названы десилификацией. Наиболее типичным примером этого являются описанные А. Е. Ферсманом процессы, происходящие вокруг пегматитовых жил Изумрудных копей на Урале, и «десилификация» аплитовых тел, внедряющихся в ультрабазиты в окрестностях Березовска.

Зарисовка строения пегматитовой жилы Изумрудных копей, по А. Е. Ферсману (1925), дается на рис. 27. Здесь гранитная пегматитовая жила внедрилась в ультраосновные породы; по ее периферии образовались слюдиты, в которых сидят кристаллы изумрудов, а также краевые контактные оторочки: хлоритовая, амфиболитовая, тальковая и антигоритовая. То, что вместо обычных

жилых минералов пегматитовой жилы — кварца и полевого шпата, сохранившихся в центре жилы, по краям располагается слюдит, — видно по резкому контакту слюдитов, их форме и взаимоотношению с изумрудами.

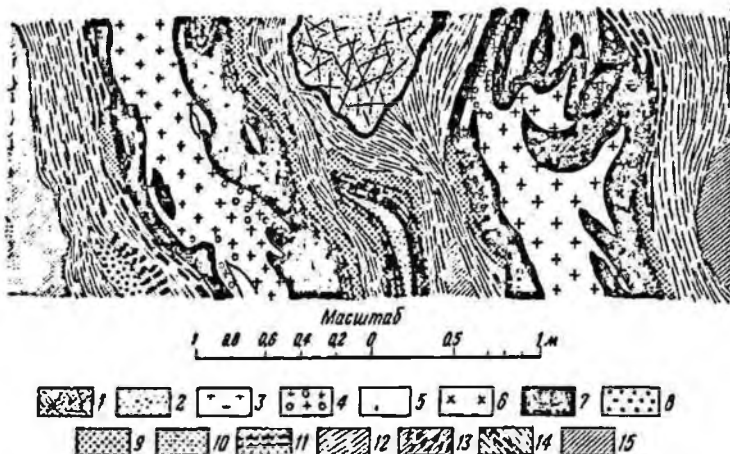


Рис. 27. Процессы десилификации в Изумрудных коях на Урале (Ферсман, 1925, стр. 167).

1 — жилы гранодиорита; 2 — жилы алита; 3 — пегматиты; 4 — то же, каолинизированные; 5 — кварц серый; 6 — кварц железистый; 7 — биотитовый сланец (слюдит); 8 — «звездарь» — биотитовый сланец, в котором биотит расположен без ориентировки; 9 — актинолитовый сланец чистый; 10 — то же, с хлоритом; 11 — то же, с биотитом; 12 — тальковый сланец белый; 13 — то же, желтый; 14 — то же, с биотитом; 15 — глинистые сланцы

Березовские жилы в том виде, как они были зарисованы Н. И. и М. Б. Бородаевскими (Бородаевский и Бородаевская, 1947; Бородаевская, 1951), изображены на рис. 28 и 29. В обоих случаях

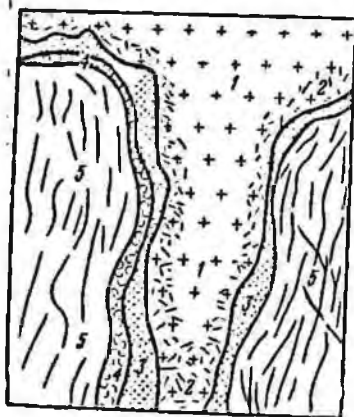


Рис. 28. Явление десилификации в Андреевской дайке Березовского месторождения (Бородаевский и Бородаевская, 1947, стр. 71).

1 — нормальный гранит-порфир; 2 — красные фации гранит-порфира, обогащенные биотитом (десилифицированные); 3 — биотитовые породы; 4 — хлорито-тальковые породы; 5 — оталькованный и карбонатизированный мезосит

в змеевки внедрились гранит-порфировые жилы, которые в случае Андреевской дайки (см. рис. 28) по краям перешли в мелаократовые гранит-порфиры. Со стороны змеевика в контакте с жилой развиваются те же оторочки, что и в Изумрудных коях.

В случае второй, безымянной дайки с тупым окончанием (см. рис. 29) изменения состава жильной породы более существенны.

Эти изменения вызваны тем, что в переходных породах (установлено под микроскопом) альбит развивается, хотя бы частично, за счет первоначального микроклина (шахматный альбит), а вкрапленники кварца, появляющиеся в альбитовой массе, «имеют вид растворяемых в воде леденцов».

Весь процесс образования контактных оторочек в дайках и во вмещающих породах, по мнению А. Е. Ферсмана (1925) и М. Б. Бородаевской (1951, стр. 101), наиболее интенсивно проходит еще в период существования жидкой магмы; при этом магма активно растворяет вещество вмещающих пород и порождает как температурный, так и химический градиент во вмещающих породах. В результате растворения вмещающих пород состав магмы сильно изменяется, но в силу большой вязкости магмы, насыщенной веществом вмещающих пород, в первую

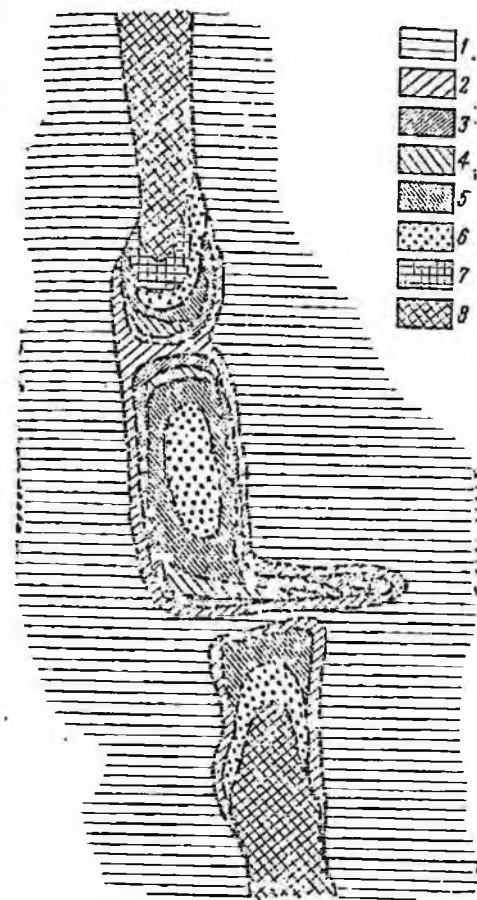


Рис. 29. Взаимодействие гранит-порфировой дайки с серпентинитами (Бородаевская, 1951).
1 — серпентинит, оталькованный и хлоритизированный
2 — актинолитово-биотитовая порода; 3 — биотитовая порода; 4 — нефелиновый сиенит; 5 — альбитовый сиенит-порфир и альбитит; 6 — кварцевый сиенит-порфир; 7 — бедный кварцем гранит-порфир; 8 — гранит-порфир

очередь Mg и Fe, начинает кристаллизоваться не полевой шпат и кварц, а биотитовая слюда. Возникают слюдиты, в которых одним из последних кристаллизуется изумруд. Формирование контактной

оторочки начинается ранее, и сюда может уйти из магмы значительная часть кремниевой кислоты — происходит «десилификация» магмы. Процесс десилификации может идти как перед кристаллизацией магмы, так и после ее начала; последнее и происходит в Березовском случае, где ранее выделившиеся кристаллы кварца в магме растворялись и замещались альбитом и вкрапленниками микроклина. За счет остаточного магматического расплава кристаллизовались альбитовые и нефелиновые породы краевых зон. Чем дальше зашло образование слюдитов, тем сильнее десилифицирована магма и тем резче краевые части жилы, кристаллизовавшиеся за ее счет, отличаются от центральных.

Оба описанных случая могут быть объяснены иначе: с точки зрения представлений Д. С. Коржинского они могут пониматься как случаи широкого развития процессов постмагматического метасоматоза.

С этой точки зрения, в то место, где сейчас залегают слюдит, меланократовый гранит-порфир или альбитит и нефелиновые слениты, внедрилась нормальная гранитоидная магма, за счет которой кристаллизовалось нормальное пегматитовое или гранит-порфировое жильное тело, имеющее обычный для таких образований состав, а в пределах пегматитовой жилы образовались кристаллы изумруда. После отвердевания породы полностью, под действием растворов порожденных интрузией или образованных на месте, начинается перекристаллизация и метасоматическая переработка как магматической породы, так и вмещающих ультрабазитов; возникает химическая реакционная зональность, обусловившая образование слюдитов из кварц-полевошпатовой магматической породы. За счет вмещающей породы, в результате привноса воды и кремниевой кислоты и выноса магния, кристаллизуется хлоритовая, амфиболовая и тальковая оторочки, а в случае привноса только воды — возникает антигоритовая зона. Альбит и нефелин, кристаллизуясь под действием обогащенных щелочами растворов, замещают ранее выделившиеся минералы.

Конечно ни та, ни другая гипотезы не исключают влияния магмы в контакте и роли постмагматических растворов. Основное различие их сводится к разной оценке масштабов того или иного процесса, в частности, роли процессов взаимодействия жидкой магмы и вмещающих пород, и к разным представлениям о путях развития контактных зон. Сейчас пока не найдено каких-либо объективных данных, уверенно доказывающих тот или иной путь развития контактных зон.

Нам представляется более обоснованным путь, предложенный А. Е. Ферсманом. Основания для этого следующие:

1) с метасоматической точки зрения трудно понять условия вхождения хрома в изумруд. Если берилл кристаллизовался в нормальной пегматитовой жиле, то хром вмещающих пород в него войти не мог; никаких признаков последующей перекристаллизации берилла нет;

2) в пегматитовых жилах Мамы нам отчетливо приходилось наблюдать обогащение краевых частей плодоносных пегматитов слюдой за счет ассимиляции вещества вмещающих пород в магматическую стадию существования жил, а также кристаллизацию мусковита с участием геометрического отбора (доказательство роста от стенок в свободных условиях) (Белянкина и др., 1958). Там же, на Маме, удалось наблюдать случаи, когда остаточный относительно холодный расплав-раствор попадает в гнейсы. В этих случаях среди гнейсов формируются своеобразные жилы, сложенные кварц-мусковитовой породой, являющиеся более низкотемпературной, чем основная пегматитовая жила. В этих примерах мы видим некоторое подобие процессов, приводящих к образованию этих пород, с процессами образования краевых слюдитов типа слюдитов Изумрудных копей, выражающееся в обогащении жильного материала слюдяным веществом за счет вмещающих пород и в низкотемпературной кристаллизации слюды;

3) присутствие в некоторых случаях в контактных зонах «полурастворенных» ксенолитов вмещающих пород, а также указание (Бородаевская, 1951, стр. 101) о том, что при пересечении контактной зоны более молодой, но того же возрастного комплекса жильной породой, в последней наблюдается нормальная зона закалки, что говорит об образовании контактной зоны после внедрения первой жилы, но обязательно до внедрения второй;

4) существование постепенных переходов от зоны к зоне, а не резкая зональная граница типа, описанных на Слюдянке Д. С. Коржинским (1947), реакционных зон.

Явления, которые можно назвать явлениями десилификации, и генезис которых, как отмечалось, можно понимать по-разному, весьма широко распространены в природе; облик очень многих горных пород, в особенности жильных, определяется именно этими явлениями. Существование корундовых пород, таких как кыштымиты и марундиты, объясняется этими процессами. Видимо, с ними же связано формирование ряда щелочных образований и образование краевых оторочек крупных массивов.

Жильные породы. Жильным породам в истории петрографии явно не повезло. Очень редки работы, где разбираются проблемы пространственного размещения жил, связь их с вмещающими породами и с развитыми в районе интрузивными телами, а также причины своеобразия их состава. Больше исследованной относится, пожалуй, только к пегматитовым жилам, поскольку последние весьма интересны по своей структуре и содержат большое количество весьма ценных и очень специфических полезных ископаемых. Что касается жильных пород, сопровождающих интрузивные тела, то они, хотя за последние годы им посвящены некоторые очень интересные работы В. С. Коптева-Дворникова и его учеников (Ефремова, 1970), — изучены явно недостаточно.

Еще в конце прошлого века Розенбуш (1934) разделял все жильные породы на две большие группы — ашистовые — неразде-

ленные (нерасщепленные) и диашистовые — разделенные (расщепленные). К первым он отнес те жильные породы, которые имеют состав такой же или близкий к составу крупных массивов интрузивных пород; ко вторым — породы, резко отличные по составу от любых пород, встречающихся среди крупных тел. К последним, в первую очередь, относятся более кислые, чем породы массивов, аплитовые жилы и более основные — лампрофировые.

Кроме собственно аплита, или точнее будет сказать гранит-аплита, в последние годы под именем аплита начали выделять диорит-аплиты или даже габбровые аплиты — лейкократовые фации соответственно диоритовых и габбровых пород. Вряд ли это правильно, лучше было бы оставить термин аплит только для гранитоидов, а параллельно с аплитом говорить о лейкократовых жильных диоритах и таких же габбро; но независимо от этого такие породы существуют, и природу их стоит рассмотреть.

Среди лампрофиров выделяются, в первую очередь, породы, обогащенные темными минералами — амфиболом — спессартиты или биотитом — мончикиты. Присутствие именно водных темноцветных минералов, с нашей точки зрения, крайне важно и далее будет обсуждено.

Пегматитовые жилы по составу скорее должны быть отнесены к ашистовым — неразделенным породам, но структура их резко отлична. Правильнее было бы сказать, что «разделение» пегматитовых тел происходит на месте, при их формировании.

Возвращаясь вновь к самому разделению жильных пород на расщепленные и нерасщепленные, следует отметить, что это разделение не очень удачное; все жильные породы более или менее сильно отличаются по составу от материнских пород (или от тех ассоциирующихся с ними пород, которые принято считать материнскими) и, таким образом, все должны быть отнесены в группу «расщепленных», но у одних это «расщепление» очень невелико, а у других идет дальше, создавая совершенно новые типы пород. Таким образом, следует признать, что механизм «расщепления» действует при образовании всех жильных пород, и к тому же действует в одном направлении, приводя, в конечном итоге, к резкому различию составов жильных пород; понимание природы жильных пород сводится, видимо, в результате, к пониманию механизма этого расщепления. К рассмотрению его следует перейти последовательно по разделам.

Пегматитовые жилы являются наиболее изученными жильными породами. Современное их понимание началось со знаменитой монографии А. Е. Ферсмана (1940), вызвавшей большую дискуссию. А. Е. Ферсман исходил из предположения, что пегматитовые жилы формируются за счет остаточного расплава, обогащающегося в процессе кристаллизации водой, отделившейся от закристаллизовавшейся части. Впоследствии пегматитовая жила, начавшая свою жизнь как магматическое тело, продолжает ее уже как водный раствор, и минералы последних стадий кри-

сталлизации, слагающие центр жилы, кристаллизуются уже из водных растворов.

Многое в схеме кристаллизации в момент ее появления было не ясно и многое оспаривалось. В частности, резкую критику со стороны А. Н. Заварицкого вызвало то, что А. Е. Ферсман (1940, стр. 33—36) за физико-химическую основу своей схемы принял диаграмму состояния системы силикат—вода, предложенную П. Фогтом и П. Ниггли. Конечно, она была в основе своей чисто умозрительной. Основным ее положением было тогда еще предположение, что вода и силикат в конечном итоге смешиваются во всех пропорциях. А. Н. Заварицкий указал (1944, 1947) на недоказанность этого положения и на большую, с его точки зрения, вероятность модели В. А. Николаева, допускавшего существование несмесимости силиката и воды во всех отношениях (см. стр. 43). На этой основе он предположил, что начальная кристаллизация идет из расплава, а затем вступают в силу метасоматические явления и явления перекристаллизации, которые в общем создают структуру пегматитовой жилы. Следует отметить, что еще до работы А. Е. Ферсмана существовали развиваемые американскими учеными Шаллером (Schaller, 1933) и Ландесом (Landes, 1933, 1937) представления о метасоматическом генезисе пегматитовых жил, которые в известной мере возродил А. Н. Заварицкий.

Исключительно интересной оказалась одна из капитальных американских работ по изучению пегматитов Аппалачских гор, проведенная Е. Камероном и др. (1951). Эти авторы полностью приняли основную концепцию А. Е. Ферсмана и исключительно интересно объяснили природу присутствующих часто в пегматитовых жилах так называемых комплексов замещения. Это в основном и вызывало споры. По их представлениям, остаточный расплав (а позднее раствор), формирующий пегматитовую жилу, изменяет свой состав и если такой измененный раствор-расплав в силу каких-либо причин (например тектонический разлом) придет в соприкосновение с ранее выделившимися зонами пегматита, то последние, взаимодействуя с раствором, перекристаллизуются в новом составе, образуя замещающий комплекс (кварц-мусковитовый, альбитовый и т. д.); иногда при этом в перекристаллизующуюся породу вносятся новые компоненты, которые ранее в ней не кристаллизовались.

Новую концепцию генезиса пегматитов, построенную на основе взглядов А. Н. Заварицкого, разработал некоторое время тому назад В. Д. Никитин (1955), который представлял формирование пегматитовой жилы как серию последовательных разломов и перекристаллизаций вдоль разломов под действием подступающих сюда растворов. Представления эти некоторое время пользовались у нас популярностью.

Главное различие в представлениях А. Е. Ферсмана, К. А. Власова (1952), А. И. Гинзбурга и др. (1960), с одной стороны,

и А. Н. Заварицкого и В. Д. Никитина — с другой, заключается в том, что А. Е. Ферсман и его последователи представляли развитие пегматитового процесса как самостоятельного, вполне автономного процесса; внедрением пегматитовой магмы заканчивается, по А. Е. Ферсману, связь пегматитовой жилы и материнской породы. Иначе обстоит дело в схеме В. Д. Никитина. Образование пегматитовой жилы, по его представлениям, связано все время с поступлением извне перекристаллизовывающих растворов.

Изучение камерных пегматитов, проведенное в последние годы на Волыни и в Казахстане (массив Кент; Ивантишин и др., 1957), показало автономность пегматитов, а разбор механизма образования пегматитовых тел, проведенный Г. Г. Родионовым с сотрудниками (Назарова и др., 1960; Родионов, 1964), показал возможность формирования других типов жил в результате заполнения полостей во вмещающих породах. В результате сейчас почти нет специалистов, сомневающих в концепции А. Е. Ферсмана. Следует отметить также большой успех изучения палеотемператур пегматитового процесса по включениям в минералах (Долгов, 1969). Работы эти показали, что развитие пегматитового процесса начинается при нормальных температурах гранитного расплава (650—700° С) и заканчивается при обычных гидротермальных температурах (150—200° С).

Исключительно интересны новые материалы на основе экспериментальных исследований, приведенные недавно Джансом и Бархемом (Jahn and oth., 1969), которые полностью подтвердили представления А. Е. Ферсмана и показали, что в полном согласии с взглядами последнего начало кристаллизации пегматитовой жилы шло из магматического расплава, а затем продолжалось из водного флюида.

Однако на основе новых материалов о природе гранитной магмы в концепцию А. Е. Ферсмана следует ввести некоторые дополнения (Петров, 1969).

Выявившееся обязательное богатство гранитной магмы водой и изучение положения пегматитовых жил в камерных пегматитовых полях позволяет говорить, что пегматитовые жилы возникают там, где из гранитной магмы в процессе ее кристаллизации не могла удалиться вода; в тех местах, где вода удалялась, кристаллизовались нормальные граниты, а в жилах — формировались аплиты.

Яснее в последнее время стала и природа зональных пегматитовых жил: исключительно высокая растворимость кварца в водных парах (см. стр. 44) позволяет понять казавшуюся ранее физико-химически непонятной смену кристаллизации комплекса минералов на кристаллизацию одного кварца. Из магматического расплава кристаллизуется аплитовая зона жилы. Затем снижение вязкости позволяет кристаллизоваться зоне «графитки» и пегматонидной зоне, где уже из раствора сбрасываются все труднорастворимые минералы — полевой шпат и слюда — и в растворе оста-

ется только легкорастворимый кварц, который образует центральное ядро пегматитовой жилы.

Очень интересны были работы по изучению связи глубинности образования (фашии метаморфизма, в которых образуются пегматитовые жилы) и характера минералообразования, идущего в этих жилах (Гинзбург и Родионов, 1960; Соколов, 1965). Детальное изучение этой связи позволили А. И. Гинзбургу и Г. Г. Родионову (1960) наметить следующую ее схему.

Наиболее глубинными являются редкометалльные (ортитовые, монацитовые и др.) пегматиты, возникающие на глубинах 8—9 км в условиях гранулитовой фашии глубинности. В пегматитах этой группы зональность и процессы замещения выражены слабо; значительную роль играют процессы ассимиляции вмещающих пород.

Пегматитами большой глубины названы мусковитовые пегматиты, образующиеся на глубинах 5—8 км; они связаны с обычными гранитами и амфиболитовой фашией метаморфизма. Для этих пегматитов характерны отчетливая зональность и наличие в центре отчетливого кварцевого блока; часты процессы ассимиляции и иногда замещения.

Редкометалльные — тантал-берилл-литиевые — пегматиты характерны для средних глубин (3—5 км). Характерна их приуроченность к явно интрузивным гранитным телам, от которых пегматитовая жила отходит на расстояние не более 2 км. В жилах наблюдается очень отчетливая зональность. Широко развиты различные метасоматические процессы — замещение микроклина кварц-мусковитовым комплексом, а также альбитизация и грейзенизация ранее образованных пород. Возникает при этом много ценных аксессуарных минералов; появляются миаролитовые пустоты с драгоценными камнями.

Хрусталеносные занорышевые пегматиты образуются на глубинах менее 4 км среди гранитов, залегающих в филлитах и глинистых сланцах. В преобладающем большинстве случаев пегматиты эти залегают непосредственно в апикальных частях крупных гранитных интрузивов и непосредственно в них переходят. Внутри пегматитового тела располагается обычно крупная миаролитовая пустота, усаяженная кристаллами кварца и содержащая различные драгоценные камни — топаз, берилл и т. д.

С общими принципами разделения пегматитовых жил по глубинности на четыре основных типа, даваемых А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым, можно согласиться, но приводимые ими цифры, безусловно, очень сильно занижены. Все фашии метаморфизма располагаются на значительно больших глубинах, чем это фигурирует в их статье; так, в частности, амфиболитовая фашия метаморфизма достигается при давлениях 6—10 кбар, что возможно только на глубинах 22—38 км, а не 7—8 км, как об этом пишут А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов.

Поскольку сопоставление характера пегматитов и типа метаморфизма в цитированной работе сделано значительно основа-

тельнее, чем вывод абсолютных цифр, то последние, очевидно, должны быть просто увеличены в три-четыре раза для получения действительных величин.

Еще одно замечание. Вряд ли следует говорить о приуроченности пегматитов к гранулитовой фации метаморфизма, как это цитировалось выше по отношению к редкоземельным пегматитам. Породы гранулитовой фации исключительно бедны жидкой фазой и пегматитовая кристаллизация здесь маловероятна. Приводимые А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым примеры редкоземельных пегматитов относятся скорее к низам амфиболитовой фации.

Причина связи степени метаморфизма (глубинности) и характера пегматитовых жил сейчас более или менее ясна, и она сводится, с одной стороны, к давлению, существующему при образовании жил, что резко сказывается на растворимости минерального вещества, а с другой, — к конечной температуре кристаллизации, которая не будет ниже температур образования (метаморфизации) вмещающих пород.

Связь формы и характера центрального кварцевого блока и глубинности образования пегматитов определяется изменением растворимости кварца с давлением (Петров, 1969). В слюдоносных пегматитах Мамы и Карелии, где вмещающими являются породы амфиболитовой фации глубинности и есть основание предполагать, что пегматитовые жилы образовались именно в условиях этой фации, — краевые блоки полностью выполняют все центральное пространство жилы. В случае камерных пегматитов Волыни, где глубина образования была меньшей, кварцевый блок выполняет только часть внутреннего пространства, оставляя значительный, усаженный кристаллами, занорыш.

Аплитовые и лампрофировые породы. Рассмотрение пегматитовых жил позволяет подойти к природе аплитовых пород. Гранитная магма, застывающая в условиях легкой отдачи (отвода) воды, застывает в виде гранитных же пород, если кристаллизация происходит на больших глубинах. Если же глубины меньше, то, как показали опыты Г. Вияклера и Г. фон Платена (см. стр. 23), наиболее низкоплавкий богатый водой расплав содержит больше кремнекислоты, чем нормальный гранит, и его кристаллизация, опять-таки при удалении воды, дает мелкозернистую равномерную породу кварц-полевошпатового состава, но более богатую кварцем, чем гранит, т. е. аплит.

Аплитовые жилы, таким образом, следует понимать, как продукты кристаллизации гранитной магмы, обогащенной водой на меньших глубинах, чем глубины генерации гранитных магм, конечно, при условии легкого оттока воды.

Что касается других «аплитов» — диорит-аплитов и т. д., то здесь меньше ясности: будут ли породы, кристаллизующиеся из магмы обогащенной водой, обязательно лейкократовыми или меланократовыми — пока не ясно; опыты на этот счет отсутствуют, а теоретически возможно и то и другое.

Нам (Белянкин и Петров, 1940) в Ахалцихских камптонитах — образованиях весьма малой глубинности — приходилось наблюдать тешенитовые жилы, лейкократовые и весьма богатые анальцимом; здесь обогащение жильного материала водой не вызывает сомнений. Труднее понять очень своеобразные лейкократовые жилы, наблюдавшиеся в скарнах на склоне вершины месторождения Тырны-ауз на Кавказе. Жилы в нем сложены кварцем и анортитом (№ 70—80), причем иногда имели весьма своеобразную крустификационную структуру (Пэк, 1962, стр. 38, 87 и др.). Может быть здесь следовало бы предполагать кристаллизацию из концентрированных растворов, близких к гидротермальным. Вряд ли можно сомневаться в заимствовании кальция из вмещающих пород.

Большое богатство лампрофировых пород амфиболами и слюдой, видимо, говорит об избытке воды в материале, из которого кристаллизовались эти жильные породы. Возможность относительно низкотемпературной кристаллизации амфибола отмечалась довольно часто. Известны настоящие гидротермальные жилы, сложенные целиком амфиболовым асбестом (Андреев, 1962). В жильных породах очень часты щелочные амфиболы, а именно для них отмечена низкотемпературная кристаллизация. Возможность низкотемпературной кристаллизации слюды уже рассматривалась ранее (см. стр. 86). Там же была показана возможность заимствования богатыми водой растворами или расплавами слюдяного вещества из вмещающих пород.

Конечно, все сказанное выше нельзя рассматривать как доказательство того предположения, что лампрофировые жильные породы, как и аплиты, можно рассматривать в качестве продуктов кристаллизации из богатой водой относительно низкотемпературной магмы, обогащенной, кроме того, в той или иной степени веществом вмещающих пород. Приведенные выше материалы скорее говорят о том, что пока нет каких-либо факторов, противоречащих такому предположению. Доказательств же следует ждать в дальнейшем.

В отношении условий отделения жильных пород от магматического тела, у нас пока нет четких представлений. Иногда жильные породы рассматривают как производное интрузивных массивов, иногда как параллельное образование, имеющее общие корни.

Наиболее полная сводка о генезисе, с генетической типизацией жильных тел, была дана В. С. Коптевым-Дворниковым и его учениками (Ефремова, 1970). Они рассматривают жильные породы как производные гранитных (или других) интрузивов, расположенных вблизи областей распространения даек или рассекаемых ими. Состав даек считается производным от эволюционирующего материнского массива. Ими различаются два типа даек:

дайки «первого этапа» — близкие по времени к породам «главной фазы» интрузивного массива и связанные с ними; эти дайки имеют состав, близкий к составу материнских пород;

дайки «второго этапа» — более поздние. Это различные порфиновые породы и лампрофиры, связанные с проявлениями разновозрастных интрузий, но в более глубоких структурных ярусах, где имели место явления дифференциации и гибридности, и это нашло отчетливое отражение в составе даек.

Оруденение, связанное с теми же интрузиями, сложно сочетается с дайковыми комплексами, и по времени может опережать их, формироваться в промежутке между каждым из типов даек или после них. Соотношения возрастов даек и оруденения могут служить, по В. С. Коптеву-Дворникову и др., поисковым признаком на рудные тела.

Совершенно очевидно, что кроме жильных пород, связанных с интрузивными телами, имеется большое количество жильных тел, которые представляют собой подводящие каналы эффузивных образований. Особенно обильны они в вулканогенных толщах, однако, они могут быть и в нижележащих геологических формациях. Отличить их от жильных пород, связанных с интрузивами, видимо, можно по гипабиссальному облику.

Большая дискуссия возникла вокруг вопроса о возможности существования так называемых «самостоятельных малых интрузий», весьма близких к дайковым образованиям. Подробное доказательство существования «самостоятельных малых интрузий» и их большой металлогенической роли приводит в своей статье Ф. К. Шипулин (1964). Указывается, однако, что эти интрузии крайне трудно распознаются и их принципиально трудно отличить от «даек второго этапа».

Следует отметить, что металлогеническая роль малых интрузий, видимо, связана еще с тем, что они создают резко неравновесное термическое поле, и возникающие в этом поле растворы неизбежно должны быстро охлаждаться и тем самым обусловить большую компактность связанных с этим полем рудных месторождений.

Дальнейшее изучение жильных пород, их связи с интрузивными и эффузивными образованиями и оруденением весьма перспективны. Формирование жильных тел разного типа является важнейшей частью общего процесса отвердевания магмы в верхних горизонтах земной коры и образования различных горных пород, иногда весьма своеобразных по составу.

К сожалению, до сих пор отсутствуют специальные исследования кристаллизации силикатных материалов из высокотемпературных растворов в условиях высокого давления (1—5 кбар), т. е. в тех условиях, в которых можно ожидать формирование пегматитовых, аплитовых и лампрофировых жил.

Зависимость облика магматической породы от глубины формирования и метаморфизма

Наиболее резко глубинность становления породы сказывается на равновесных отношениях магмы. Магма в местах своей генерации находится в полном равновесии с вмещающими породами; при

выдренни в верхние горизонты Земли в толщу остывших пород это равновесие резко нарушается.

На больших глубинах, в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, при кристаллизации магмы, если таковая будет иметь место, будут выделяться те же минералы, из которых сложены глубоко регионально-метаморфизованные вмещающие породы. Поэтому контактные зоны здесь будут практически отсутствовать. Контактное взаимодействие в условиях амфиболитовой фации будет отсутствовать даже в том случае, если породами, вмещающими гранитную магму, будут известняки и доломиты; причиной этого является эвтектическая природа гранитного расплава; без изменения условий существования этого расплава из него ничего не может быть удалено и в него ничего не может быть добавлено.

В более высоких горизонтах, где вмещающие породы менее метаморфизованы (биотитово-сланцевая и зеленосланцевая фации), вокруг интрузии появляется четкая контактная оторочка и возникает интенсивный метаморфизм вмещающих пород. Особенно интенсивные контактные изменения с очень хорошо выраженными метасоматическими явлениями и контактными ореолом вокруг интрузии возникают тогда, когда интрузивы вмещают почти неизменные осадочные породы — глинистые сланцы или филлиты.

Давление на разных глубинах также влияет на характер минералообразования в магматических породах. Наиболее высоким давлениям (и соответственно наибольшим глубинам) соответствуют, видимо, минералы кимберлитов: алмаз, пироповый гранат и др.

Обычные породообразующие минералы — полевой шпат, кварц, биотит являются минералами умеренных давлений и высоких температур.

При условиях избытка воды и при низких давлениях вода начинает входить в состав породообразующих известково-натровых силикатов, давая различные цеолиты: вместо кварца кристаллизуется тридимит или кристобалит, вместо биотита — хлорит и т. д., — возникают своеобразные цеолитсодержащие породы — аналог метаморфических пород цеолитовой фации глубинности.

Результатом разной глубинности могут быть и различные по своему характеру растворы, отходящие от магматического тела и вызывающие метасоматические явления, а также дающие выполнение пустот. В общем случае характер этих растворов отвечает условиям, господствующим на глубине их отделения от магмы; на больших глубинах это или магнеподобные растворы-расплавы, дающие начало аплитовым и пегматитовым жилам, на меньших — гидротермальные растворы и, наконец, на малых глубинах — относительно слабоминерализованные термы, вызывающие метаморфизм цеолитовой фации.

Одним из важнейших факторов формирования облика магматических пород являются процессы их постмагматического изменения и метаморфизма, на которые до сих пор обращалось весьма мало внимания.

Сформировавшись в условиях амфиболитовой фации глубинности, магматическая порода находится примерно в стабильных условиях и может сохранить свой облик. Однако если такая порода попадет в условия зеленокаменной фации или сформируется здесь, то условия ее существования после охлаждения до господствующих температур будут явно не соответствовать условиям устойчивости слагающих ее минералов, что, в свою очередь, не может не сказаться на их составе. Наиболее отчетливо это скажется на характере темных минералов, которые полностью или частично перейдут в устойчивые в новых условиях хлоритовые минералы. Затем это изменение резко скажется на характере полевых шпатов, которые могут претерпеть весьма значительную перекристаллизацию — распад твердого раствора на калиевую и натровую составляющую с образованием пертитовых пород; одновременно, очевидно, происходит распад железисто-полевошпатового компонента с появлением розовой окраски калишпатов.

Еще более значительно сказывается метаморфизм на эффузивных породах. Собственно, все признаки «палеотипности» эффузивных пород обусловлены метаморфическим изменением пород. В последние годы отчетливо выяснилось, что вулканическое стекло независимо от состава (кислое или основное) очень хорошо сохраняется на дневной поверхности. Так, третичное стекло широко распространено на Кавказе (Белякин и Еремеев, 1935). Меловые и верхнеюрские стекла составляют объект промышленной эксплуатации в Забайкалье (Мухор-тала), где на их базе создана промышленность вспученного перлита (Наседкин, 1963). Наконец, палеозойские (пермо-карбоновые) стекла известны в Казахстане, где они пользуются очень широким распространением в вулканических образованиях Джунгарии (Русаков и др., 1960). Хорошая сохранность стекол на дневной поверхности может служить доказательством того, что не «неустойчивость» и «неравновесность» стекла являются причиной его изменения, а изменяется оно под действием факторов метаморфизма — повышенной температуры и воздействия водных растворов. Экспериментальное воспроизведение условий изменения вулканического стекла в цеолитовой фации было дано Н. А. Казыринным (Казырин и др., 1969).

В последние годы все более и более отчетливо выявляется (Петров, 1969), что эффузивы, излившиеся на дневную поверхность, почти не несут какой-либо минерализации ни в микротрещинах, ни по трещинам. Образование всех характерных для этих пород минералов — цеолитовые и кальцитовые кристаллы, натечки халцедона, а иногда и цеолитовое и глинистое перерождение вещества лавы происходит уже после остывания лавовых потоков и консолидации туфов в результате переработки лав горячими растворами, связанными с общим температурным прогревом в районе вулканов. Такое происхождение не позволяет считать эти минералы в полном смысле поствулканическими. Впервые наиболее отчетливо наложенность цеолитовой минерализации на серию вулкано-

генных пород Северной Ирландии показал Уалкер (Walker, 1951). Позднее Кумбе (1963), изучив детально Новозеландские цеолитизированные породы, показал, что процесс цеолитизации можно рассматривать как своеобразную цеолитовую фацию метаморфизма, для которой характерны очень низкое давление, умеренные температуры и большая активность воды. Минералообразование в этой фации весьма чувствительно к условиям температуры и концентрации в каждом отдельном случае. Колебанием этих условий могут быть объяснены как зональность измененных пород, так и местные отклонения от этой зональности.

С эффузивными породами, измененными в цеолитовой фации, связаны многие полезные ископаемые, в частности исландский шпат, некоторые виды глин (каолины, бентониты), а иногда и рудные залежи.

Гидротермальное изменение в цеолитовой фации — единственный вид метаморфизма, который может изучаться в процессе его образования в районах современного вулканизма, и этой теме посвящено большое число работ как зарубежных, так и советских авторов (Набоко, 1963; Минералогия гидротермальных систем, 1970 и др.).

Кислые стекла под действием начинающегося метаморфизма, который имеет характер или цеолитовой фации или самых верхов зеленокаменной фации, превращаются в чрезвычайно тонкий, так называемый фельзитовый агрегат кварца и полевого шпата, ортоклаза или плагиоклаза. Параллельно происходит упорядочение вкрапленников полевых шпатов и распад их на пертитовые сростки. Железистый компонент, который был в стекле или в полевых шпатах, выпадает из смеси и кристаллизуется в виде гематита, давая характерный красный цвет или вкрапленникам или основной массе (исключительно эффектный вид античного порфира, в котором белые полевошпатовые вкрапленники резко выделяются на темно-красном фоне основной массы, создается как раз в результате такого распада стекла основной массы). Распад полевых шпатов вкрапленников и их упорядочение ведет к образованию ортоклазовых порфиров, а иногда даже к появлению во вкрапленниках микроклина, тогда как в молодых эффузивных породах кристаллизуется только неупорядоченный санидин и неупорядоченные плагиоклазы. Нами (Марков и др., 1966) экспериментально было показано, что давление определенно содействует упорядочению калиевых полевых шпатов.

Изменение основных стекол заканчивается перекристаллизацией их в слюдисто-хлоритовое вещество весьма неопределенного состава и свойств. Мы еще до сих пор не знаем природы палагонита или хлорофента, хотя хорошо узнаем их в древних основных стеклах под микроскопом. Частично это может быть монтмориллонит, а частично различные смешанно-слойные сростания из монтмориллонита, слюды, хлорита и т. д. Причем очень широко входят в состав этих сростков, а иногда выделяются в виде самостоятельных

Обособлений и сферолитов различные селадониты и настоящие хлориты, типа прохлорита. Видимо, существует ряд переходов этого слюдисто-хлоритового вещества, пока за его счет не начнет кристаллизоваться зеленая роговая обманка и пумпелинит; последний, видимо, достаточно широко распространен в таких породах, но, к сожалению, его с большим трудом удается определить. Изменение полевых шпатов в основных породах, видимо, также сводится к распаду и упорядочению, но в основных полевых шпатах это заметить гораздо труднее, чем в кислых.

В настоящее время приходится все более и более склоняться к предположению, что альбитовое изменение кислых и основных лав, что имеет место в кератофиристо-спилитовых толщах, является результатом их метаморфического изменения в верхах зеленокаменной фации, где альбит является наиболее устойчивым полевошпатовым минералом. Второе предположение о том, что замещение полевошпатовых минералов альбитом происходит под действием натрия морской воды на лавы, излившиеся на морское дно, всегда казавшееся наиболее обоснованным, сейчас постепенно отпадает. В настоящее время бурением и тралением морского дна удалось получить большое количество образцов лавы, причем некоторые из этих лав явно имеют относительно древний — мезозойский (юрский) возраст (Менард, 1966). При этом во всех случаях лава оказалась свежей и не несла никаких признаков альбитового перерождения (Коржинский, 1962).

Учитывая, что основная масса кератофиристов и спилитов претерпевает то же изменение, что и основная масса других палеотипных пород, а факт альбитового замещения полевого шпата эффузивных пород наблюдается в современных областях термальной активности, надо думать, что предположение о метаморфизме в «альбитовой» фации является наиболее вероятным предположением о генезисе спилитов и кератофиристов. В этой связи весьма интересные материалы приводятся в диссертации В. И. Чернова (1969), изучавшего эффузивные толщи Алтая. Им на очень большом фактическом материале показано, что альбитизация на Алтае имеет региональный характер и захватывает не только эффузивы спилит-кератофиристового ряда и их туфы, но и секущие их жилы, а также развитые здесь интрузивные породы, которые иногда представлены альбитовыми разновидностями (альбитовые граниты). Этот факт говорит о том, что альбитовое перерождение происходило в эффузивных толщах значительно позже их излияния и даже после позднейшего внедрения в них гипабиссальных гранитных и гранодиоритовых интрузий. Иначе говоря, это доказывает, что альбитизация спилит-кератофиристовых формаций — наложенный метаморфический процесс.

Конечно, это далеко не все проявления метаморфизма магматических образований, но и они достаточно существенны, чтобы говорить о необходимости внимательного изучения этого этапа автономной жизни магматической горной породы.

ЧАСТНЫЕ МАГМЫ

Выше были разобраны возможные и, как сейчас представляется, наиболее вероятные пути магмообразования и становления состава обычных магм, а также пути формирования большинства встречающихся горных пород. Вместе с тем существуют редкие типы горных пород, которые пока не могут быть поняты, исходя из представлений о существовании только нормальных кислых и основных магм.

В природе сейчас не удается найти достаточно достоверного механизма, позволяющего произвести только за счет обычных магм ультраосновные породы. Равным образом, должно быть обсуждено происхождение карбонатитов, о которых идут в нашей литературе в последние годы большие споры, и природа близких к ним, но крайне своеобразных по составу пород — кимберлитов; с этой же группой пород, видимо, связывается и генезис щелочных пород.

Ультрабазиты. Вопрос о природе ультрабазитовых пород в настоящее время весьма актуален, и по этому поводу ранее высказывался ряд иногда прямо противоположных мнений.

Недавно этот вопрос довольно подробно рассматривался П. Уилли, под редакцией которого был опубликован большой сборник статей, освещающий проблему ультрабазитов (*Ultramafic and Related rocks*, 1967), а позднее (Wyllie, 1969) была опубликована обзорная статья, где он рассматривает вопросы генезиса этих пород. В этой статье все виды проявлений ультрабазитовых пород П. Уилли разделяет на одиннадцать генетически различных типов:

- 1) ультрабазиты, входящие в габбро-норит-перидотитовые ассоциации;
- 2) участки ультрабазитов в дифференцированных силлах и других малых интрузиях;
- 3) концентрически зональные дунит-пикритовые ассоциации в орогенных поясах;
- 4) альпинотипная перидотит-серпентиновая ассоциация;
- 5) серпентиниты океанических областей;
- 6) ультрабазиты, ассоциирующие с гранитными телами;
- 7) щелочно-ультраосновные кольцевые комплексы;
- 8) кимберлиты;
- 9) щелочно-ультраосновные лавы;

Основные гипотезы образования алыинотипных

№ п/п	Автор гипотезы	Характер материала из мантии	Процесс в мантии	
1	А Тейлор (Taylor, 1967)	Ультрабазитовая жидкая магма с взвешенными кристаллами или без них	Полное или частичное плавление	
	Б Олуки (Olukei, 1965)			
2	А Грин (Green, 1967)	Основная жидкая магма с взвешенными кристаллами или без них	Частичное плавление	
	Б Чаллис (Challis, 1965)			
	В Миасиро (Miashiro, 1966)			
3	А Грин (Green, 1967) Зайер (Thayer, 1967)	Часть вещества мантии	Перидотитовая «каша» с основным расплавом	Мобилизация в результате частичного плавления
	Б Хесс (Hess, 1960)		Мантийный перидотит или серпентинизированный 3-й слой океанической коры	?
	В Дитц (Dietz, 1963)			Опускание в процессе конвекции
4	Ден-Текс (Den-Tex, 1965)	Региональный метаморфизм перидотитов		

Примечание. О. в. — очень высокая температура, выше базальтового расплава; В. — Ср. — умеренная температура; температура между отвердеванием безводного базальта и устойчивости

10) ультраосновные нодулы в базальтах и других породах;

11) метаморфические и метасоматические ультрабазиты.

Конечно, приведенное перечисление является чрезмерно большим, и здесь упомянуты породы, которые не могут рассматривать-

Таблица 7

ультрабазитовых пород по Уилли (Wyllie, 1969)

Последовательные стадии			Стадия	Температурные пределы			
1	2	3		О. в.	В.	Ср.	Н.
Интрузия	Внедрение кристаллической «каши»		1	—	—	—	—
Дифференциация материнской магмы			2	—	—	—	—
			3	—	—	—	—
Гравитационная дифференциация с образованием расслоенных интрузий	Внедрение осевшей «каши»		1	—	—	—	—
	Отделение основной массы от осадка		2	—	—	—	—
			3	—	—	—	—
Дифференциация в магматической камере?	Подводное внедрение и дифференциация		1	—	—	—	—
			2	—	—	—	—
			3	—	—	—	—
Расслоенная интрузия магматической «каши»	Пластическое течение слоистых комплексов		1	—	—	—	—
			2	—	—	—	—
			3	—	—	—	—
Тектонический подъем	Разрыв и выдавливание мантии		1	—	—	—	—
			2	—	—	—	—
			3	—	—	—	—
Опускание и прогрев серпентинита	Тектоническое замещение в осадках		1	—	—	—	—
			2	—	—	—	—
			3	—	—	—	—
в серпентинитов							

Пластическое течение, серпентинизация, перенос тектонических блоков, твердое внедрение серпентина

высокая температура в пределах температур кристаллизации безводного базальтового расплава; юстью серпентинита; Н. — низкая температура, в пределах стабильности серпентинита

ся как продукт кристаллизации специальной ультрабазитовой магмы, их правильнее отнести к другим разделам обзора; так, щелочные комплексы следует, конечно, разбирать совместно с встречающимися в этих комплексах карбонатами, а ультрабази-

ты, связанные с теми или иными более распространенными породами, совместно с этими последними. Ультраосновные нодулы в базальтах также имеют большое геологическое значение — в них обычно видят захваченные магмой участки мантии, но для рассматриваемой проблемы генезиса ультрабазитов их изучение дает относительно мало. Специальную проблему представляет генезис кимберлитов, поскольку состав их весьма специфичен.

Особенно острая дискуссия идет относительно генезиса самостоятельных ультрабазитовых (серпентинитовых) пород, залегающих в складчатых областях, и их отношения к так называемым альпинотипным гипербазитам (группа 4) и серпентинитам океанических впадин (группа 5), считающихся аналогом последних.

Среди гипотез генезиса этих пород (табл. 7) имеются гипотезы, полностью отрицающие их магматическую природу. Так, в нашей стране А. Книппер (1969) возродил, правда в несколько новой форме, развитую Хессом идею (Hess, 1966) о том, что альпинотипные гипербазиты не являются собственно магматическими породами, а представляют собой тектоническую выжимку материала мантии (протрузию) в твердом виде, без его расплава.

Основанием для такого вывода А. Книпперу (1969) послужили многие особенности условий залегания ряда массивов альпинотипных гипербазитов. Так, например, гипербазитовые тела наиболее часто залегают в зонах разлома; часто наблюдаются случаи тектонического прорывания серпентинитами слоев, содержащих гальки тех же серпентинитов и, наконец, очень часто наблюдается определенная нечеткость в строении контактных областей массивов.

А. В. Пейве и др. (1971) на основе установленного ими аллохтонного залегания всех южно-уральских массивов как чисто ультрабазитовых, так и меланжа — тектонических брекчий с преобладанием серпентинитов — пришли к выводу о немагматическом происхождении этих пород.

Следует указать, что, обосновывая немагматическое внедрение ультрабазитов, Х. Хесс приводит ряд геологических фактов, а также указывает на высокую глиноземистость пироксенов ультраосновных пород, что говорит, по данным Грина (см. выше), о глубокой их кристаллизации. Кроме того, Х. Хесс допускал, что немагматическое внедрение (протрузия) происходит в твердом, но горячем состоянии, чем обуславливаются наблюдающиеся иногда контактные изменения пород, вмещающих ультрабазиты.

Второй популярной немагматической теорией генезиса ультрабазитов является предположение о их метаморфическом происхождении (Dep-Tex, 1965, 1969). Основанием для такого вывода являются для Ден-Текса структуры оливиновых ультрабазитов, которые нигде, даже в реликтах, не имеют характера нормальных кристаллизационных структур; все наблюдавшиеся структуры были только деформационными. Конечно, все эти факты весьма интересны, однако они говорят только об очень широком развитии наложенных деформаций, но не о генезисе самой породы. Образование

некоторых чисто пироксеновых или оливиновых пород при метаморфизме осадков несомненно, но пока нет никаких данных, позволяющих считать этот процесс универсальным.

Несмотря на большую привлекательность немагматических гипотез генезиса ультрабазитов, сторонников их, в общем, не очень много. Большинство специалистов все же считает ультрабазиты магматической породой.

В свою очередь, среди гипотез, признающих магматический генезис альпийских ультрабазитов, по Уилли (Wyllie, 1969), можно выделить две группы (см. табл. 7): первую, в которой предполагается существование жидкой ультрабазитовой магмы, и вторую, в которой предполагается концентрация минералов ультраосновных пород из основных жидких магм (например, габбровых расплавов). Следующую группу составляют уже упоминавшиеся гипотезы, предполагающие, что источником ультрабазитов является мантия, и, наконец, в таблице помещено также упоминавшееся предположение, по которому альпийскими ультрабазитами могут стать породы соответствующего состава, если их захватят процессы регионального метаморфизма и деформаций, неизбежные в складчатых областях.

Конечно, в каждой группе существуют несколько отличные в деталях гипотезы, но в целом приведенное перечисление передает общий характер гипотез. Сам Уилли, видимо, отдает предпочтение второй группе гипотез, указывая на высокие температуры базальтовых расплавов и на возрождение общего интереса геологов к гипотезам этого типа.

Магматическое происхождение ультрабазитовых массивов допускается очень многими петрографами, изучавшими их в поле. Так, Н. А. Малахов и Л. В. Малахова (1970) считают, что Тагильский ультрабазитовый массив образовался из ультраосновной магмы. Тыланты, располагающиеся в основном в северо-восточной части массива, рассматриваются ими как контактные породы, образованные под действием магматического расплава.

Сильные контактные изменения, вызванные ультрабазитовыми массивами, которые наблюдаются во многих случаях, крайне трудно объяснить предположением Хесса о «протрузии» твердых горячих ультрабазитов. Кроме того, сторонники «протрузивного» немагматического генезиса ультрабазитов не вполне точно учитывают физические свойства ультрабазитовых пород. Они ссылаются обычно на весьма высокую пластичность альпийских ультрабазитов, забывая, впрочем, что эта пластичность в ультрабазитах создается серпентином, минералом вторичным, образование которого в породе может идти только в близповерхностных условиях и не ниже верхов зеленокаменной фации метаморфизма.

Высокие давления, господствующие в низах зеленокаменной фации или в более глубоких фациях, поведут к распаду серпентина с выпадением вновь оливиновых и пироксеновых минералов, практически не обладающих пластичностью.

Взгляды, близкие к взглядам А. Кинппера, высказывались и ранее, но по отношению к ним было сделано довольно много замечаний, главные из которых следующие (Тейлор и Нобл, 1963; Нобл и Тейлор, 1963):

- 1) существование стекла оливникового состава в маймечитах;
- 2а) существующая часто теснейшая ассоциация ультрабазитов с габбровыми телами и постепенный переход ультрабазитов в габбро;
- 2б) ассоциация ультрабазитов с офиолитовыми комплексами;
- 3) сепарация из вещества ультрабазитов хромитовых нодулей и концентрация хромита в определенные тела, закономерно распределенные в уже сформированном магматическом теле;
- 4) наличие хотя и нечетких, но в ряде случаев вполне определенных магматических контактов.

Суммируя все сказанное выше, можно указать, что гипотезы, объединенные Уилли во вторую группу и предполагающие внедрение основной магмы вместе с большим количеством ультрабазитового материала, который в процессе отвердевания так или иначе отделяется от основного расплава и дает ультрабазитовые породы, слагающие те или иные части интрузивного тела, могут очень хорошо сочетаться с гипотезами четвертой группы и с представлениями о «протрузивном» залегании серпентинитов; об этом говорит и Уилли (Wyllie, 1969). Действительно, после того, как сформируется массив гипербазитов, пускай даже связанный с габбро, он может быть серпентинизирован, и тогда могут происходить последующие отрыв, деформации и перемещения пластичных (серпентинизированных) ультрабазитовых частей интрузивных тел, т. е. «протрузия» альпийских гипербазитов в верхние горизонты складчатой системы.

Сам Уилли «вторую группу» гипотез считает наиболее вероятной и скептически относится к первой группе гипотез, предполагающей существование перидотитовой магмы, о наличии которой в земной коре говорил Холмс еще в тридцатых годах (Holmes, 1932).

В обоснование соображений об отсутствии самостоятельной жидкой ультрабазитовой магмы можно привести следующие положения:

- 1) практически отсутствуют эффузивные проявления ультраосновной магмы;
- 2) ультрабазиты не принадлежат к широко распространенным породам и весьма различны по типу и характеру, что противоречит представлению о существовании единой ультрабазитовой магмы;
- 3) если допускать существование самостоятельной ультрабазитовой магмы, то с трудом объясняется ассоциация габбро — ультрабазит, весьма распространенная в природе;
- 4) пока не было предложено какого-либо вероятного механизма местного или общего плавления ультрабазитового материала.

В вопросах генезиса ультрабазитов не все еще ясно, имеются противоречивые факты и не объяснены пока многие наблюдения

(например, существование маймечитового стекла) и поэтому совершенно ясна необходимость дальнейших исследований ультрабазитов, условий их залегания и генезиса.

Карбонатиты, щелочные породы, кимберлиты. Объединение ранее считавшихся резко различных горных пород, как это сделано в заголовке, еще несколько лет тому назад не могло бы никому прийти в голову, и только теперь все с большей и большей ясностью выявляется взаимная близость всех этих пород. Эта близость выражается: в обязательной приуроченности их к континентальным частям Земли, о чем, видимо, первым говорил Баклунд еще в 1932 г. — сейчас это принимается практически всеми (Шейнманн и др., 1961), в очень своеобразной форме залегания, наиболее часто в форме трубчатых тел, имеющих все признаки взрывного образования (рис. 30), и, наконец, в постоянном совместном их залегании.

Вряд ли требуют рассмотрения первые два положения, они общеизвестны: весьма характерна трубчатая форма алмазонасных кимберлитовых тел и щелочно-карбонатитовых образований. Кольцевая форма, прослеживающаяся на большие глубины, характерна и для наших крупнейших щелочных массивов Хибинского и Ловозерского. Вместе с тем нельзя не отметить, что эти породы не менее часто встречаются в форме даек, неправильных массивов или тел иной формы; однако такие формы залегания менее характерны, чем трубчатая форма.

Менее известны примеры совместного нахождения перечисленных пород. Ассоциация карбонатитовых тел с кимберлитами на трубке Премьер в Африке отмечалась еще Дэли; богатство кимберлитовой магмы кальцием также довольно известно. Недавно природу карбонатных пород среди кимберлитовых образований обсуждали А. А. Фролов и др. (1970). Они показали существование здесь как магматических карбонатитов, так и низкотемпературных замещающих кимберлит кальцитов. На магматическое происхождение карбонатитов указывает их специфическое обогащение ниобием, цирконом, редкими землями и стронцием, а также присутствие пироклора и бадделита. Весьма характерно обогащение кимберлитов щелочами. По данным В. С. Трофимова (1970), содержание окислов калия и натрия в кимберлитах может достигать соответственно 4,3 и 2,5 вес. %.

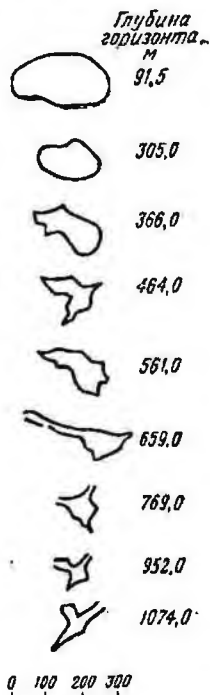


Рис. 30. Изменение формы трубки Кимберли (Трофимов, 1967, стр. 212)

В районе Фая в Нэрвегии (Барт и Рамберг, 1969, стр. 249) кимберлитовые тела были известны еще со времен Брёггера, когда они были названы ламевернитамми. Они образуют трубки брекчии, дайк и ветузии неправильной формы, ассоциирующие с карбонатными кольцевыми комплексами этого района. На наличие кимберлитовых даек и кимберлитовых обломков в районе Альне в Швеции указывает Экерман (1969, стр. 28); он считает, что разлитый здесь карбонатитовый комплекс ведет свое начало от кимберлитовой магмы. Связь карбонатитов Малави с кимберлитами доказывает Гарсон (1969, стр. 84), указывающий на присутствие переходных пород в трубках Кивурунги и Игвиши в Танзании и других, а также одинаковый состав аксессуарных минералов в ряде смежных тел кимберлитов и карбонатитов.

На общую близость карбонатитов и кимберлитов определенно указывают О. Таттл и Дж. Гиттис (1969, стр. 19). Такая же близость этих пород, но уже для конкретного региона — Восточного и Юго-восточного склонов Анабарской синеклизы в Якутии, уверенно утверждает В. Ковальским и др. (1969, стр. 248). Напомним, что первичный кальцит, правда в форме пустот выщелачивания — «элатолит», отмечался в Хибинских тундрах еще в старых работах А. Е. Ферсмана (1937, стр. 176). Большое содержание кальцита в ильменских мнаскитах отмечалось неоднократно (Куплетский, 1937, стр. 88). Эти указания крайне важны, так как собственно нефелин-сиенитовые массивы обычно противопоставляются карбонатитовым интрузивным комплексам.

Некоторые материалы для суждения о месте формирования карбонатитов и кимберлитов, а также о их кровном родстве можно получить из данных А. П. Виноградова и др. (1967) об изотопном составе углерода из различных пород. Ниже приводятся некоторые из полученных им данных в виде значения изменения содержания C^{13} по отношению к стандарту ($\sigma C^{13}\%$). Стандарт имеет отношение $C^{12}/C^{13} = 88,99$. По определениям А. П. Виноградова, среднее $\sigma C^{13}\%$ у карбонатитов равно 0,65 с относительно небольшими колебаниями, у карбонатов из кимберлитов 0,68 и у алмазов 0,53. Однако в последних колебания изотопных отношений более значительны (от 0,47 у бразильских алмазов, до 0,71 у алмазов Якутии). Однородность этих данных говорит о «кровном родстве» карбонатитов и кимберлитов, вместе с алмазами присутствующих в последних. Кроме того, большое значение $\sigma C^{13}\%$ у этих пород говорит о присутствии в них «тяжелого» углерода, который А. П. Виноградов считает глубинным — эндогенным. Углерод битумов и живого вещества «легкий» — его $\sigma C^{13} = 2,5 \div 2,6$; углерод морских карбонатных осадков примерно равен стандарту. Указывается, что и кислород карбонатитов также «эндогенен» — его изотопный состав ближе к таковому же метеоритов, чем к изотопному составу морских известняков.

Природа карбонатитовых тел очень долго была совершенно неясна. Впервые предположение об интрузивном магматическом про-

исхождении некоторых карбонатных пород района Фен в Норвегии было высказано Брэггером в 1921 г., но оно было отвергнуто Боузиом (1924), критически рассмотревшим работу Брэггера и предположившим метасоматическое и гидротермальное образование карбонатитовых пород.

Идея о метасоматическом происхождении карбонатитовых пород стала после этого надолго господствующей в американской литературе и до сих пор продолжает быть популярной у нас, в Советском Союзе. В этом смысле весьма характерны высказывания Л. К. Пожарицкой (1966, стр. 143), которая, рассмотрев всю проблему, на основе косвенных признаков приходит к выводу, что карбонатиты формируются под воздействием потока летучих, отделяющегося от мантии и возникающего после прекращения магмотделения; поток этот использует те же каналы, по которым внедрялась магла.

Весьма интересную последовательность формирования карбонатитовых комплексов рисуют В. С. Самойлов и Т. С. Гормашова (1966). По их данным, образование щелочно-ультраосновного карбонатитового массива в Восточной Сибири происходило в пять последовательных стадий:

- 1) внедрение интрузий ийолит-мельтейгитов;
- 2) внедрение биотитовых нефелиновых сиенитов и образование фенитов в контакте сиенитов с вмещающими породами;
- 3) равняя стадия карбонатизации; образование «пегматитоподобных» кальцитовых карбонатитов;
- 4) вторая стадия карбонатизации; образование мелкозернистых полосчатых кальцитовых карбонатитов с доломитом;
- 5) образование анкеритовых карбонатитов.

Причем В. С. Самойлов и Т. С. Гормашова (1966, стр. 11) предполагают, что любой исходный состав в результате щелочно-карбонатного метасоматоза замещается, в конечном итоге, мономинеральными кальцитовыми карбонатитами. Но последние, по их данным, развиваются только в наиболее ослабленных тектонических зонах, поэтому в месторождении наиболее распространены силикатные карбонатиты (биотитовый, биотит-эгириновый, канкринитовый или эгириновый), которые этими авторами считаются промежуточными членами метасоматической зональности.

Можно было бы привести очень большое число высказываний подобного рода, но здесь следует остановиться только на мнении Л. С. Бородина (1969, стр. 6), который, признавая, что зарубежные авторы приводят «веские аргументы в пользу магматического происхождения карбонатитов», все же указывает, что «в советской литературе до сих пор отдается предпочтение метасоматическому образованию как карбонатитов, так и ряда сопровождающих их щелочно-ультраосновных пород».

Вряд ли можно согласиться с таким высказыванием; метасоматические процессы часто сопровождают становление интрузивных тел, и наблюдаемые иногда явления замещения не должны маски-

ровать главного — магматического внедрения карбонатитовых тел. Следует отметить, что и в СССР Л. С. Егоров (1964) всегда доказывал магматическую природу карбонатитов.

В пользу магматического происхождения карбонатитов свидетельствует и извержение вулкана Олдоиньо-Ленгаи, наблюдавшееся многими специалистами, в том числе и советскими геологами В. И. Герасимовским и А. А. Красновым. Подробное описание извержений 1960 и 1961 гг. даны Даусоном (1969 г.). По этому описанию карбонатитовый вулканический конус Олдоиньо-Ленгаи, расположенный в 16 км от оз. Натрон, действовал, начиная с 1880 г. За это время было зарегистрировано 10 извержений вулкана. На вершине вулкана пмеется два кратера — южный, который в настоящее время потух, и северный, действующий. Последний образовался в результате крупного извержения в 1917 г. Северный кратер представляет собой эллиптическую воронку размером 450×650 м, с высотой стенок от 125 до 240 м. Жерло расположено в восточной половине дна кратера и его поперечник 65×90 м; оно окаймлено шлаковыми конусами и небольшими лавовыми потоками. На склонах вулкана установлен следующий разрез (сверху вниз):

- современные натрово-карбонатитовые лавы;
- карбонатные пеплы действующего кратера;
- излияния меланократовых нефеленитов;
- нефелинитовые туфы и агломераты черного цвета;
- серые пирокласты паразитических конусов;
- желтые ийолитовые туфы и агломераты с прослоями лав.

В январе, июне, сентябре и октябре 1960 г. и в августе 1961 г. наблюдалось, что на дно кратера изливались карбонатитовые лавы. Они были представлены как подвижными породами типа пахоэхоэ, так и глыбовыми породами типа «аа».

Свечение изливавшихся лав не наблюдалось, хотя были ее всплески и бульканье; видимо, температура лавы была ниже 500°C. Анализировались образцы горячих лав, собранные в западные контейнеры в августе 1967 г. Лавы самого высокого потока (обр. NL₁) и лава, взятая несколько ниже (обр. NL₄) имели следующий состав (табл. 8).

Таблица 8

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Cl	SO ₄	S	Σ
NL ₁	1,18	1,64	19,09	1,43	1,05	0,89	29,00	6,90	1,81	31,98	2,07	2,79	0,08	99,91
NL ₄	1,12	1,70	17,52	2,35	1,02	0,85	30,00	7,50	1,91	30,73	3,03	2,88	0,13	100,74

В минеральном составе лав преобладает незнакомый Дж. Даусону сложный карбонат.

Новый этап бурных извержений начался в 1966 г. (Dawson and oth., 1968), при этом наиболее интенсивно выбрасывался пепел,

состоящий из щелочных карбонатитов; в качестве обломков в выброшенном материале фиксированы ийолит-мельтейгиты, якупирангиты, фениты, севиты, доластонитовые и баритовые пирокласты.

Лавы были содовые, без кремния или с небольшим количеством кремния. В момент излияния, когда эти потоки удавалось наблюдать, они были черные, но белели через два-три дня.

10 августа 1966 г. пепел выпадал в 80 милях к западу от вулкана и в 40—45 милях к северу и востоку (пепел содержал 25—26% SiO_2 ; 8% Fe_2O_3 ; 14—16% CaO , 18—19% Na_2O , 4—5% H_2O).

Изменение строения вершины вулкана в процессе извержений дано на рис. 31.

Район вулкана Олдонньо-Ленгаи находится в области широкого развития щелочных и ультращелочных лав, описанных в свое время многими авторами, из которых наибольшей известностью пользуются публикации Сахама (Sahama, 1960).

В Африке существует еще ряд вулканических построек, изливавших карбонатитовую лаву; так, вулканы Замбии описаны Бейли (1969), вулканы Уганды — Кингом и Сатерлендом (1969). Весьма интересно, что о вулканической природе карбонатитовых комплексов еще в

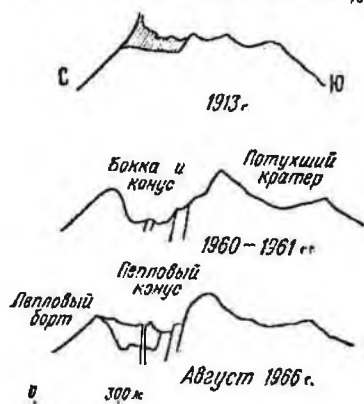


Рис. 31. Сечение через вершинную часть вулкана Олдонньо-Ленгаи в разные годы (Dawson and oth., 1968)

1946 г. говорил в своих выступлениях Б. М. Куплетский.

Основной причиной, заставившей Боуэна отказаться от представлений о существовании карбонатитовой магмы, были опыты Смита и Адамса, установившие очень высокую температуру плавления кальцита (около 1200°C). В этих опытах, однако, не учитывалось возможное влияние плавней, которыми могли явиться щелочи, вода и другие летучие. В более позднее время исследования проводились Таттлом и Уилли, которые показали, что в системе $\text{Ca}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ возможны расплавы, существующие при очень небольших давлениях (уже при 27 бар) и кристаллизующиеся при очень малых температурах. Тогда же было показано, что расплавы, содержащие кроме кальцита соду, вполне могли бы достигнуть земной поверхности. Это в действительности и оказалось в лавах вулканов Танзании. Следует указать, что много раньше (в 1948 г.) Эккерман указывал на наличие избытка щелочей в карбонатитовых интрузиях и связывал с ними фенитизацию окружающих пород.

Очень содержательный обзор экспериментальных работ в системах с кальцитом дал Уилли (1969) в сборнике «Карбонатиты»,

переведенном на русский язык. Важнейшим шлодом является заключение о существовании карбонатитовых расплавов при относительно низких параметрах температур (600—700°C) и давлений. Проведенные опыты, по Уилли (1969, стр. 299), указывают, что многие особенности, наблюдаемые в карбонатитовых комплексах, могут быть объяснены существованием карбонатитовых магм, а многие процессы и продукты могут возникать в результате эволюции и кристаллизации карбонатитовых магм.

Заканчивая обзор, мы должны указать, что эксперименты и особенно наблюдения за извержениями вулканов Африки и, в частности, вулкана Олдонью-Ленган уверенно показали существование в природе карбонатитовых расплавов — карбонатитовой магмы. Что же касается метасоматического породообразования в условиях постинтрузивного существования горных пород, то оно весьма вероятно, однако при всех обсуждениях строения щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов следует учитывать существование магматических карбонатитов.

Природа карбонатитовой магмы. Уверенное существование карбонатитовой магмы — факт исключительно большого теоретического значения. Он с полной несомненностью подтверждает существование в природе местных глубинных магм необычного состава и позволяет рассматривать щелочные и кимберлитовые магмы как типичные местные магмы. Для пород этого типа характерна большая пестрота состава. Практически каждый массив своеобразен по составу слагающих его разновидностей и к тому же крайне пестр по своему строению; каждый массив слагается широкой гаммой пород, в которую входят щелочные, ультраосновные и карбонатитовые породы в разных количествах.

При дальнейшем рассмотрении возможных условий генезиса карбонатитовых магм следует учитывать невозможность предположить какой-либо приповерхностный механизм, генерирующий щелочно-ультраосновные массивы.

Уилли (1969, стр. 266) говорит о четырех возможных путях генезиса карбонатитовых магм:

- 1) карбонатитовые магмы — это остаточные расплавы, отделившиеся от углекислых щелочных перидотитовых магм;
- 2) карбонатитовые магмы — первичные магмы;
- 3) карбонатитовая магма — жидкая фракция, отделившаяся от материнской основной или ультраосновной магмы;
- 4) карбонатитовая магма — результат реакции обмена щелочей — щелочных земель на последних стадиях кристаллизации ультращелочной магмы (предполагаются реакции типа: анортит + +сода = нефелин + кальцит).

Возможны и другие предположения; так, в литературе наиболее детально обсуждалось предложение:

- 5) палингенного генезиса карбонатитов за счет известковых осадочных пород.

Из всех пяти предложений уже по общим геологическим соображениям нельзя согласиться со вторым, поскольку условия распространения карбонатитовых пород говорят о том, что карбонатитовая магма имеет все признаки местной магмы.

Равным образом, трудно представить условия и причину появления карбонатитовых магм в результате дифференциации какой-либо другой магмы. Против этого говорят самостоятельность щелочных и карбонатитовых магм и отсутствие постоянных ассоциаций их с какими-либо другими магмами. Уилли также указывает (1966, стр. 289), что высокотемпературные силикатные жидкости в качестве первичных минералов осаждают оливин, пироксены, мелилит и монтичеллит и не способны давать остаточные расплавы, осаждающие карбонатные и водные фазы. Поэтому маловероятно, что карбонатно-перидотитовая жидкость может давать путем кристаллизационной дифференциации карбонатитовую магму. На стр. 298 он же пишет, что на ликвидусах исследованных карбонатных систем существует постоянный температурный барьер, который указывает, что нормальные перидотитовые магмы не могут в процессе кристаллизации отделять остаточную богатую известью карбонатитовую магму, но щелочная карбонатитовая магма, видимо, может возникнуть из богатых щелочами разностей ультрабазитовой магмы.

Наиболее отвечающим существующим представлениям является, таким образом, предположение пятое, что карбонатитовая магма является палингенной, образовавшейся в результате плавления известковых материалов, опустившихся весьма глубоко в толщу земных недр. С этим предположением согласуется:

- а) континентальное положение;
- б) повсеместная молодость этих пород;
- в) трубчатая форма залегания.

Все три положения связаны со своеобразием генезиса известняков и их составом. Отложение карбонатных пород происходило или в прибрежных областях или во внутриконтинентальных морях, причем тогда, когда органическая жизнь уже достигла достаточного развития. Однако это произошло, видимо, достаточно давно; по крайней мере А. В. Сидоренко с соавторами (1969) указывают на широкое развитие карбонатных пород в самом раннем докембрии, причем здесь встречаются не только первоначальные известняки, но и бывшие мергели. После своего образования все эти породы могли послужить объектом палингенеза.

Большое богатство карбонатитовой магмы летучими и несмешиваемость ее с силикатными материалами, видимо, могут способствовать взрывной деятельности и образованию трубчатых форм.

Главным возражением против палингенной природы карбонатитовой магмы сейчас считаются данные по изотопному составу стронция (Дж. Пауэл и др., 1969). Результаты определений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во многих породах даны на рис. 32, из которого

видно, что карбонатиты во всех 21 анализах имеют отношение Sr^{87}/Sr^{86} меньшее, чем у большинства известняков, что, по мнению Дж. Пауэла (стр. 321), «несовместимо с гипотезой, рассматривающей карбонатиты в качестве ксеролитов известняков». Таким образом, это отношение более низкое, чем у континентальных или океанических базальтов, а также у ультрабазитов, для которых приходится среднее отношение Sr^{87}/Sr^{86} , равное 0,7042, тогда как у карбонатитов в среднем получена величина 0,7035. Отсюда делается вывод, что карбонатиты не могут быть продуктом дифференциации магмы, дающей начало этим породам.

Дж. Пауэл и др., видимо, склоняются к предложению о смешанном генезисе карбонатитовой магмы. Они пишут (1969, стр. 322), что карбонатиты могли бы произойти за счет магмы субналического происхождения, которая «полностью ассимилировала бы небольшое количество известняка»... «Карбонатиты, образовавшиеся таким путем, содержали бы ювенильный стронций и переотложенную углекислоту».

На еще одну возможность понимания имеющихся фактов указал нам осенью 1970 г. В. И. Виноградов в устной беседе. По его сведениям, отношение Sr^{87}/Sr^{86} в карбонатных породах тем ниже, чем древнее данные породы, причем в некоторых случаях это отношение может спуститься ниже 0,7000. Иначе говоря,

карбонатитовая магма может быть продуктом палингенеза очень древних карбонатных пород. Геологические данные не дают оснований отрицать такую возможность.

Предположение о палингенном генезисе карбонатитовых магм все же оставляет довольно много трудно понимаемых частных вопросов. Сухое плавление известняков, как указывалось, начинается при температурах порядка 1200°C. Сейчас нам эти температуры не кажутся столь высокими, как об этом думал Боуэн в 1924 г. Так, В. П. Костюк и Л. И. Панина (1970), изучая включения в оливин биотит-нефелиновых перидотитов Гулинской интрузии, показали, что гомогенизировались они при 1100—1230°C. Видимо, эти температуры можно принять за начало палингенеза. Вряд ли, однако, в карбонатитовых магмах можно ожидать такие высокие

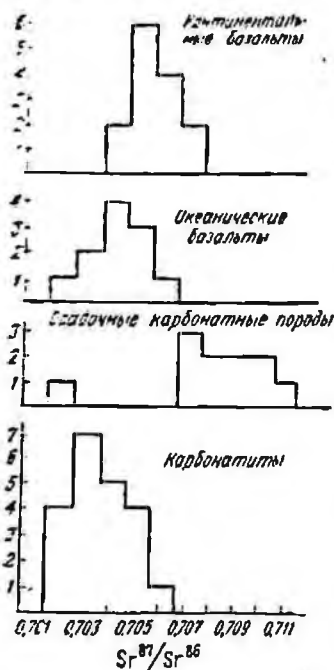


Рис. 32. Частота распределения отношения Sr^{87}/Sr^{86} в различных породах (Пауэл и др., 1969, стр. 322).

температуры. Очевидно, существуют факторы, снижающие температуру плавления длительно существующих карбонатных расплавов. Об этом говорят, например, низкие температуры лав Олдо-пью-Ленгаи. Маловероятно ожидать, что снижение температуры будет вызвано водой (Дж. Даусон в цитированных выше материалах говорил о сухой лаве). Равным образом, трудно представить попадание воды в подгранитные области, где формируется карбонатитовая магма.

С нашей точки зрения, более вероятным плавнем являются щелочные карбонаты или хлориды, генезис которых может быть двойным; во-первых, они могут изначально присутствовать в форме эвапоритовых толщ в подвергающихся палингенезу осадках или, во-вторых, образоваться в результате реакции двойного обмена между щелочными силикатами и известково-магнезиальными карбонатами.

О генезисе щелочных пород в связи с палингенезом эвапоритовых толщ очень обоснованно писал М. И. Пильтенко (1964). Тогда им приводились доказательства этого предположения, некоторые из них сохранили до сих пор свое значение. Очень важным является также установленный в последние годы факт присутствия соленосных толщ на самых ранних этапах геологической истории; в частности, на присутствие их среди карбонатных пород архея Восточной Сибири указывает Ф. В. Чухров с соавторами (1968). Возможность образования вторичных хлоридно-щелочных расплавов в контакте диабазов с соляными толщами недавно доказал Д. И. Павлов (1970), описав такие случаи на юге Иркутской области.

В качестве реакции двойного обмена, ведущей к ощелачиванию расплава, можно привести, например, реакцию альбита (или калишпата) с доломитом, в результате которой может выделиться кристаллический магнезиально-известковый силикат с переходом в расплав щелочного карбоната. Известным подтверждением реальности реакций силикатных минералов с карбонатом кальция может служить частое присутствие в щелочно-ультраосновных и щелочных комплексах мелиллита, кальциевых гранатов, канкринита и волластонита.

Следует думать, что при реакциях щелочного силиката с щелочноземельным карбонатом вероятно предположение о начале плавления последнего при довольно высоких температурах, но застывание обогащенной щелочами карбонатитовой магмы может идти уже при относительно низких температурах.

Реакционным взаимоотношением богатой щелочами карбонатитовой магмы и ультраосновных пород можно объяснить появление щелочных ультраосновных магм. Гораздо проще представить взаимодействие карбонатитовой магмы с габбро, базальтом или базальтовой магмой, а также с гранитоидными породами или магмами. Наиболее вероятно именно такое взаимодействие различных количеств карбонатитовых магм с различными другими типами

магм (или пород) ультраосновной, габброидной или гранитоидной, к которым обычно относятся щелочные породы (Куплетский, 1937).

Весьма интересным фактом, подтверждающим теснейшую связь щелочных пород и карбонатитов, является отношение изотопов стронция Sr^{87}/Sr^{86} , которое (Пауэл и др., 1969, стр. 321) одинаково, в пределах точности анализа, у карбонатитов и щелочных пород в массивах Она, Магнет-Ков и Айрон-Хилл. Это может говорить о их «кровном родстве».

Щелочные породы. Щелочные породы являются теми петрографическими объектами, о генезисе которых существует огромная литература (Куплетский, 1936; Шейнманн и др., 1961; Воробьева, 1963 и др.). Сейчас вряд ли следует давать рефераты существующих представлений по этому вопросу; необходимо только подчеркнуть новые положения, которые следуют из факта существования карбонатитовой магмы.

В сущности говоря, в связи с этим создается широкая возможность взаимодействия любой горной породы (или любой магмы) с карбонатитовой магмой — это как раз те условия, которые предусматриваются гипотезой Дэли, предполагающей обогащение обычных пород щелочами за счет связывания кремнекислоты щелочно-земельными компонентами и выделения соответствующих силикатов в осадок. Эти соображения привлекли к схеме Дэли в последние годы большое внимание исследователей — экспериментаторов. В результате проведенных работ было опубликовано большое число исследований по условиям кристаллизации систем, в которые входят силикаты и карбонаты, причем в некоторых случаях эти исследования проводились до давления 40 кбар. Обзор этих работ вместе с большим числом новых данных приводится в недавно вышедшей статье Уилли и Уаткинсона (Wyllie, Watkinson, 1970). Полученные ими выводы весьма противоречивы и не очень близки к соотношениям, наблюдаемым в природе. Наиболее важным выводом своей работы Уилли и Уаткинсон считают подтверждение факта существования температурного барьера между гранитными породами и карбонатами. На наличие такого барьера указал еще Боуэн в тридцатых годах. В синтетической карбонатитовой магме, по их данным, растворяется с понижением температуры только около 5 вес.% альбита; дальнейшая добавка альбита к расплаву ведет к кристаллизации последнего с выделением ряда известковых силикатов. Равным образом, добавка карбонатитовой магмы (или даже просто CO_2) к гранитному расплаву вызывает его, хотя бы частичную, кристаллизацию даже в изотермических условиях. При этом состав жидкости в отношении ее насыщенности кремнеземом меняется очень слабо.

Вместе с тем Уилли и Уаткинсону удалось получить нефелиновые породы, которые кристаллизовались из расплава, полученного при ассимиляции в сиенитовой магме до 20 вес.% известняка. Однако для такой ассимиляции требовалось большое количество тепла, и даже при постоянной температуре количество такого рас-

плава было небольшим. Подобным же образом могут быть получены щелочные и мелилито-нефелиновые, волластонито-нефелиновые, оливино-нефелиновые и другие породы при взаимодействии известняка и ультрабазитов.

Подтвердилась экспериментально возможность газового переноса щелочей, но, по мнению Уилли и Уаткинсона, из-за малых его масштабов при нормальных магматических условиях он не может приводить к образованию недосыщенных щелочных магм.

В более новой работе тех же авторов (Watkinson, Wyllie, 1971) экспериментально показана возможность образования мелилитовых и нефелиновых пород из карбонатно-нефелиновой магмы. Фенитизация вмещающих пород может быть связана с воздействием на них обогащенной натрием газовой (водной) составляющей, ассоциирующей с такой магмой при давлениях около 1 кбар. На основе своих экспериментов авторы определенно считают, что метасоматоз не играет роли в образовании щелочно-карбонатитовых комплексов. Они не исключают процессов ассимиляции, но продолжают считать, что генерация щелочной магмы в результате реакций карбонатного материала (карбонатитовой магмы) и пород сналя маловероятна.

Выводы Уилли и Уаткинсона кажутся нам убедительными далеко не во всех своих положениях, так как они все время исходят из предположения об образовании любой магмы в результате фракционной кристаллизации по схеме Боуэна, которая идет в процессе остывания магмы. Поскольку от этой схемы уже пришлось отказаться при представлениях о генезисе обычных магм, постольку наиболее вероятно предположение об образовании щелочных магм в прогрессивном процессе — при нагревании, причем геологические данные говорят, что щелочное магнообразование шло на довольно больших глубинах, где можно предполагать большие перегревы расплавов против «нормальных» магматических температур.

Существенным образом могут изменить наблюдаемую сейчас экспериментальную картину и процессы вплавления в магму не только известняков, но и других осадочных пород — доломитов или различных солей. Природные условия нахождения щелочных пород вполне позволяют сделать предположение о возможности такой ассимиляции. Напомним, в частности, что природные карбонатитовые лавы явно обогащены карбонатами щелочей. В этом смысле можно многое ждать от опытов плавления систем силикатов с галлоидными соединениями, которые проводятся у нас, в частности, группой Н. Д. Рябчикова (Когарко, Рябчиков, 1969) и группой Б. Н. Мелентьева (Делицина и Мелентьев, 1969).

Вряд ли, однако, можно говорить об однообразии путей генезиса щелочных пород. Это явно гетерогенные породы. Степень «щелочности» и масштабы отдельных массивов и областей щелочных пород весьма различны и, видимо, далеко не все щелочные породы связаны именно с карбонатитовыми телами или специальными щелочными магмами. Легко можно представить механизм ощелачивания кислой магмы, близкий к процессам ее десилифика-

Для моделирования образования таких щелочных пород может служить сопоставление с стр. 34 Березовская дайка с нефелин-сиенитовой порфиритом. Базальты во также ошелачивание одних силикатных пород (например, в Тежгарском массиве в Армении (Жуков, 1951)), где intrusive тело явно обогащалось щелочными катионами за счет развитых в районе эффузивных лейцитовых базальтов и другие пути «ошелачивания» магматических пород, например, упомянувшийся выше газовый перенос щелочей. Видно, что можно полностью отрицать также и процессы низкотемпературного метасоматического генезиса некоторых разновидностей щелочных пород. Приводимые в литературе доказательства крайне весьма убедительны. Для выявления путей образования этих пород необходимы дальнейшие петрографические исследования.

Кимберлиты. Термин этот крайне неопределенный, и сейчас весьма трудно определить его пределы. По В. С. Трофимову (1970), под этим термином разные авторы понимают:

1) известную определенную изверженную ультраосновную породу;

2) известную брекчию;

3) известную алмазопосную породу, выполняющую трубку, дайки

и т.д. Выходя из состава и составы кимберлитов; так, В. С. Трофимов указывает на колебание содержания в них SiO_2 от 20,71 до 46,83%; Al_2O_3 от 0,59 до 10,70%; Fe_2O_3 от 1,48 до 27,00%; MgO от 10,80 до 39,70%; CaO от 1,58 до 28,80%; содержание Na_2O и K_2O соответственно может достигать 2,5 и 4,3%.

Большое число разновидностей пород, называемых кимберлитами, потребовало ряд специальных классификаций (Францессон, 1968), базирующихся на самых различных принципах. Рассматриваются в этих классификациях и форма залегания магматических тел (жильная, дайковая, жерловая форма), и брекчиевидность или монолитность, наличие ксенолитов и характер преобладающих минералов: отмечаются флогопитоносные (лампрофировые) и нефелиноносные (базальтоидные).

В минеральном составе кимберлитов описываются, кроме слюды, оливин, моноклиный пироксен (наиболее часто обогащенный гликоземом), меллит, иногда монтичеллит в качестве главных минералов: диокроилъменит, пироп (или другой пиральспитовый гранат), магнетит, хромшпинелиды, алмаз, муассанит, хромдиопсид, перидот, троилит и циркон — как второстепенные минералы. Очень характерно большое число вторичных минералов: серпентинита, иногда весьма обильных карбонатов (весьма вероятно, что карбонаты существенно первичные — магматические), перовскита, магнетита, хлорита, талька, гидрогроссуляра и других, характерных для приповерхностных магматических пород.

Е. В. Францессон (1968) сохраняет термин «кимберлит» только для брекчиевидных пород сложного состава, отделяя от них мас-

сивные породы, называя их «породами, родственными кимберлитам». Сюда относятся разные оливиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты (эклотиты), гранатиты, оливин-ильменитовые, ильменит-диопсидовые, ильменит-флогопитовые и слюдяные породы, а также различные пикритовые порфириты, альениты и меллитовые базальты.

Уже приведенный фактический материал показывает всю сложность проблемы кимберлита в целом, но в то же время отчетливую петрографическую близость их к породам щелочно-ультраосновных комплексов.

Вместе с тем кимберлиты характеризуются большой специфической минеральной составом, в них встречаются минералы, нигде в других породах не встречающиеся (или крайне редкие). Сюда следует отнести алмаз, муасанит, троилит, периклаз, а также пироп (по Н. В. Соболеву, 1964, содержащий до 70% пироповой частицы). Весьма характерен глиноземистый пироксен. Все эти минералы, в особенности встречаясь совместно, говорят о высоких давлениях и сухости магмы в момент своего образования. Особенно важно, в этом смысле, присутствие пиропа и глиноземистого пироксена. Очень существенным является указание на присутствие во включениях в алмазе мелких, но довольно хорошо определяемых зерен коэсита (Naggia, 1968). Это уверенный свидетель высоких давлений в момент образования алмазов. Кроме того, по А. П. Виноградову (Виноградов и др., 1967), о глубинной кристаллизации алмаза говорят изотопный состав слагающего его углерода и постоянство этого состава у алмазов разных континентов. Однако вывод о глубинном происхождении кимберлита иногда оспаривается (Васильев и др., 1968).

Вторая группа компонентов свидетельствует, наоборот, об образовании в условиях крайне малых давлений и при относительно высоких температурах (гидрогранаты, тальк, серпентинит и хлорит, вторичный кальцит, может быть сюда следует отнести монтичеллит и меллит).

Большой проблемой является присутствие в алмазоносных районах неалмазоносных кимберлитовых пород.

Все проблемы, поднятые в процессе исследования кимберлитов, широко обсуждаются в советской и зарубежной литературе (их обзор, в частности, приводится В. Г. Васильевым и др., 1968), причем, изучающие проблему специалисты иногда предполагают относительно малоглубинную (подкоровую) концентрацию кимберлитового вещества, откуда в результате взрыва оно доставляется на поверхность.

В свете сказанного об общности форм залегания и составов кимберлитов, карбонатитовых и щелочных интрузий обсуждение проблемы глубинности и образования трубчатых форм должно вестись совместно. При всей неопределенности вопроса все же, видимо, имеется больше данных об относительно глубинном генезисе карбонатсодержащих и щелочных магм и начале их кристаллиза-

... (высокая температура, минералы — индикаторы высоких давлений и пр.). Однако последние этапы формирования этих пород имели место при самых низких давлениях и близповерхностных условиях (кристаллизация минералов низкого давления).

Что же касается сохранения в породах минералов, неустойчивых при высоких температурах и низких давлениях, то здесь могла бы играть роль скорость их транспортировки к поверхности и скорость остывания породы, что пока не подвергалось детальному обсуждению. Карбонатитовые и щелочные комплексы, в которых встречается алмаз и другие минералы высоких давлений, безусловно, застывали много медленнее, чем кимберлитовые тела, особенно брекччевидные, где есть эти минералы. Можно думать, что минералы высокого давления перешли в процессе медленного остывания породы в верхних горизонтах земной коры в аналогичные по составу минералы низкого давления.

ИТОГИ ОБЗОРА

В последние годы в результате больших успехов полевой геологии и геофизики, а также углубленного физико-химического эксперимента геологи получили возможность значительно более обоснованно, чем ранее, судить о природе приповерхностных частей земного шара. Резко увеличилось наши сведения о природе магмы. На смену умозрительным предположениям о магме пришли сейчас более или менее обоснованные гипотезы, а в некоторых случаях и точное знание.

Оказалось, что существуют на Земле как типичные «родоначальные магмы», в смысле понятий Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, имеющие устойчивый характер для всей ее поверхности и для всех времен, так и «частные магмы», «пестрые» по составу, встречающиеся в определенных районах и характерные только для определенного времени. Оказалось также, что на дневной поверхности удается наблюдать процессы, источник которых находится на значительно больших глубинах, чем это предполагалось ранее. В частности, таким процессом является основной вулканизм, берущий начало на глубинах 200—400 км.

Следует считать, что сейчас вполне подтвердилось предположение, сделанное еще в начале нынешнего столетия Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, о том, что в природе существует два резко различных типа природной родоначальной магмы — кислая и основная. Причем кислая, относительно богатая водой, локализуется на малых глубинах в толще земной коры, а основная, почти сухая, располагается на значительно больших глубинах; наиболее вероятно в пределах так называемого «волновода».

За рубежом продолжают пользоваться большой популярностью взгляды, предполагающие, что фракционная кристаллизация может рассматриваться как механизм, ведущий к образованию больших масс однородных родоначальных магм. В Советском Союзе эти представления не пользовались большой популярностью; во фракционной кристаллизации и последующем отделении кристаллов от жидкости у нас большинство петрографов видело только механизм образования местных магм и отдельных местных редких видов и разновидностей горных пород. Все данные, приведенные в последние годы, показывают справедливость такой оценки этого процесса.

Пространственной разобщенность областей развития кислой и основной магмы является весьма важной для понимания условий размещения горных пород на земной поверхности.

Как кислая, так и основная родоначальные магмы в условиях высоких давлений, господствующих в областях их генерации, судя по всему, являются наиболее легкоплавкими жидкостями и вследствие этого находятся в равновесии с вмещающими их твердыми составляющими. Вывод этот справедлив независимо от того, каким является состав вмещающих твердых веществ.

Весьма важен тот факт, что появление пресной воды на дневной поверхности, рассолов и растворов на больших глубинах определяется теми же законами, что и появление глубинных магм; во всех случаях и вода, и растворы представляют собой наиболее легкоплавкую жидкость, находящуюся в равновесии с вмещающими их твердыми составляющими. Выявляется также отсутствие принципиальных различий между высококонцентрированными растворами глубин и гранитной магмой. Растворы, видимо, совершенно постепенно, когда количество расплавленных силикатных составляющих в составе жидкости начнет резко преобладать над количеством воды, переходят в гранитную магму. Исходя из этого, в зависимости от давлений и отчасти температур, господствующих на разных уровнях в глубинах земных недр, можно наметить следующую зональность верхних частей земного шара, по характеру жидкой фазы, сосуществующей с твердыми минералами:

- 1) пресная вода, господствующая на дневной поверхности;
- 2) глубинные рассолы и минерализованные воды;
- 3) силикатные растворы с постоянно повышающейся с глубиной концентрацией;
- 4) гранитные магматические расплавы;
- 5) область, бедная жидкой составляющей;
- 6) основные магмы; андезитовые наверху, постепенно книзу переходящие в более основные разновидности, вплоть до основных базальтов.

Весьма важно, что родоначальные магмы, как и другие жидкости, равно как и регионально метаморфизованные силикатные толщи, слагающие верхнюю оболочку земного шара, являются равновесными с господствующими в данном месте условиями и могут существовать бесконечно, если не будут выведены со своего места или не изменятся условия.

Иначе будет обстоять дело, если какая-либо сила, например, тектоника, вызовет миграцию любой из понменованных выше жидкостей или твердых пород из областей их устойчивости в области, где нормально господствуют несвойственные им температуры и давления; происходит интрузия или эффузия и создается местное термодинамически неравновесное поле. Вся система после этого стремится вновь прийти в равновесное состояние.

Остывание интрузивных магм и формирование магматических образований в верхних частях Земли и все сопровождающие это

застывание процессы — дифференциация магмы, ассимиляция вмещающих пород, создание гидротермальных растворов, их кристаллизация, метасоматические процессы и контактные изменения вмещающих пород — являются отдельными формами весьма сложного процесса выравнивания местных неравновесных условий, являющихся следствием, внедрения магмы.

Разнообразие магматических горных пород определяется, во-первых, различием первичных магм, породивших эти породы, и их смешением, а, во-вторых, многочисленными и очень важными процессами, сопровождающими их кристаллизацию, различными для пород различной глубинности внедрения.

Одним из важных петрогенетических выводов, вытекающих из проведенного выше обзора, является вывод об исключительно малом значении явления дифференциации в процессе возникновения и развития первичных, магм. Основным магмообразующим процессом, как выявляется, везде служит процесс селективного плавления, тогда как дифференциация может иметь место только как местное явление в процессе остывания магмы в интрузивной камере, где только и возникают явления неравновесности и связанные с этим возможности разделения прежде однородной магмы.

Не ясной осталась до сих пор природа ультрабазитов и щелочных пород. Пока совершенно не известны какие-либо природные механизмы, позволяющие предположить образование этих пород за счет нормальных первичных родоначальных магм.

Наиболее вероятным предположением об источнике ультрабазитов, с точки зрения автора, является предположение, что вещество ультрабазита внедряется в виде оливиново-базальтовой «каши». Последующее разделение этой «каши» в местах ее отвердевания может дать габбро-дунитовые и габбро-пироксенитовые и подобные им сложные комплексы горных пород. Самостоятельные ультрабазитовые тела, равно как и эмеэвиковые массивы, могут получиться за счет этих комплексов после воздействия ряда палложенных процессов — метаморфизма и тектонического «протрузивного» отрыва наиболее пластичной ультрабазитовой части комплекса от более хрупкой — габбровой.

Приуроченность к континентам, преимущественное залегание в форме трубчатых тел и особенности состава позволяют предполагать генетическую близость щелочных, карбонатитовых и кимберлитовых интрузивов и допускать возможность образования их за счет местных магм, возникающих при палингенезе карбонатных и соляных осадков, глубоко опущенных в подкоровые пространства.

В проведенном обзоре, конечно, очень много гипотетичного, в некоторых случаях просто гадательного, но совершенно ясно, что сейчас в петрографической теории появились принципиально новые возможности понимания всего магматического процесса, начиная от зарождения магмы в недрах Земли, ее существования там, о

процессе интрузии, ее связи с другими геологическими явлениями и, наконец, о процессах эволюции магмы при ее остывании в неравновесных условиях. До сих пор мы могли судить только о последней части этого процесса.

Дальнейшие исследования как в поле, так и в лаборатории в области моделирования генезиса магмы и условий ее остывания весьма перспективны и могут дать очень многое для развития учения о магме и магматических породах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ*

Андреев Ю. К. Генетические типы месторождений щелочно-амфиболовых (голубых) асбестов как основа их поисков. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, № 6. М., «Наука», 1962.

Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1961, № 3.

Афанасьев Г. Д. Еще раз о строении земной коры по геофизическим данным с позиции петрографии. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1962, № 10.

Афанасьев Г. Д. К проблеме гранитов. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Афанасьев Г. Д. О границе земной коры и верхней мантии. — МГК, XXIII сесс. Пробл. «Кора и верхняя мантия», М., «Наука», 1968.

Багдасарян Г. П. О механизме видоизменения и этапах формирования Тежарской щелочной интрузии в АрмССР — «Изв. АН АрмССР». Ереван, 1950, т. III, № 8.

Барсуков В. А. О металлогенетической специализации гранитоидных интрузий. — В кн.: Химия земной коры, № 1. М., «Наука», 1964.

Безруков Г. Н. О кристаллизации кубического нитрида бора и алмаза. — «Докл. АН СССР», М., 1968, т. 179, № 6.

Бейли Д. К. Карбонатитовые вулканы и близповерхностные интрузии Замбии. — К кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.

Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. «Сов. геология», 1965, № 1.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.

Белоусов В. В. Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма М., «Наука», 1969.

Белянкин Д. С. Дифференциация магмы. — Избр. труды. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Белянкин Д. С., Еремеев В. П. Вулканические стекла Аджаристана. «Тр. Петрич АН СССР», 1935, вып. 5.

Белянкин Д. С., Петров В. П. Тешенито-камптонитово-мончикитовые интрузии окрестностей Ахалдиха — «Тр. ИГЕМ. АН СССР», 1940, № 21.

* Приведенный список не исчерпывает всей литературы по рассматриваемому вопросу; в нем приведены лишь работы, использованные автором, при этом везде, где возможно, цитируются работы на русском языке — оригинальные или переводные.

- Богатиков О. А., Годлевский М. Н., Петров В. П. Современные проблемы изучения базальтового магматизма. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1970, № 1.
- Бородаевская М. Б. Контактные явления в связи с жильными гранитоидами Березовского района на Среднем Урале. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1951, № 11.
- Бородаевский Н. М., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М., Metallurgizdat, 1947.
- Бородин Л. С. Предисловие редактора русского издания. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород (The Evolution of Igneous Rocks, 1928). ОНТИ, 1934.
- Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений (доклады симпозиума 1964 г.). М., «Мир», 1970.
- Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В. Происхождение алмазов. М., «Недра», 1968.
- Верещагин Л. Ф. К вопросу о механизме полиморфного превращения графита в алмаз — «Докл. АН СССР», 1965, т. 62, № 5.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
- Винклер Г., фон Платен Г. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Сборник переводов из журнала Geoch. et Cosmoch. acta за 1957—1961 гг. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Виноградов А. П. Метеориты и земная кора. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1959, № 10.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1962, № 11.
- Виноградов А. П., Донцова Е. И., Чухнин М. С. Изотопный состав кислорода изверженных пород и метеоритов. — «Геохимия», 1958, № 3.
- Виноградов А. П., Кропотова О. И. Об изотопном фракционировании углерода в геологических процессах. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1967, № 11.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. — «Геохимия», 1965, № 7.
- Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1952, № 2.
- Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., «Иностр. лит.», 1951. Авт.: Е. Н. Камерон, Р. Г. Джанс, А. Г. Мак-Нейр, Л. Р. Пейдж.
- Возможные пути эволюции глубинного вещества Земли. Авт.: В. В. Наседкин, Ю. С. Генштафт, Ю. Н. Рябишин, В. П. Петров. — «Физика Земли», 1967, № 9.
- Воробьева О. А. Проблемы щелочного магматизма. — В кн.: Проблемы магмы и железа изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Генезис и типизация промышленного мусковита. Авт.: Е. Д. Белянкина, Э. Я. Гурьева, В. П. Еремеев, В. П. Петров, К. И. Толстихина. — «Тр. ИГЕМ АН СССР». 1958, вып. 12.
- Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным.

Авт.: Г. С. Штейнберг, С. Т. Балеста, М. И. Зубин, А. А. Таракановский. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Т. III. М., «Наука», 1966.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы происхождения магм различного химического состава. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гинзбург Н. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.

Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 106, № 4.

Горшков Г. С. Особенности вулканизма в главных структурных зонах Земли. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.

Григ Д. Х., Рингвуд А. Е. Петрология верхней мантии. Серия «Наука о Земле», № 8. М., «Мир», 1968.

Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. — «Ср. ГИН АН СССР». 1963, вып. 98.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М., «Иностран. лит.», 1963.

Дальнейшие сведения об условиях образования плотной модификации кремнезема при высоких давлениях и температурах. Авт.: Ю. Н. Рябинин, В. П. Петров, В. К. Марков, Л. Д. Лившиц, И. С. Делицин. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1963, № 8.

Даусон Дж. Б. Олдоиньо-Ленган — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.

Делицина Л. В., Мелентьев Б. Н. Сосуществование жидких фаз при высоких температурах (система нефелин — виллиомит — фтористый литий). — «Докл. АН СССР». 1969, т. 189, № 4.

Джефрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., «Иностран. лит.», 1960.

Добрецов Н. Л. Условия образования Саянских и других месторождений жадеита. — «Тр. III петр. совещ.», Т. 3. М., «Наука», 1964.

Долгов Ю. А. Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов. — «Тр. ВНИИСИМС», 1969, т. XI.

Дэли Р. А. Магматические горные породы и происхождение их (Igneous Rocks and their origin, 1933). М., Гостехиздат, 1920.

Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли (Igneous Rocks and the Depths of the Earth, 1933). ОНТИ, 1936.

Егоров Л. С. К проблеме происхождения карбонатитов. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1964, № 1.

Ефремова С. В. Дайки в гранитоидных комплексах Центрального Казахстана. М., «Наука», 1970.

Заварицкий А. Н. Описательная петрография. «Кубуч», 1929.

Заварицкий А. Н. Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1944, № 5.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. — «Зап. Всес. минер. об-ва», 1947, серия 2, ч. 76, вып. 1.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Золотухин В. В. Вопросы механизма образования трапповой дифференци-

рованной интрузии Норильск I. — «Тр. СО АН СССР. Серия геол.-геофиз.», 1963, № 12.

Изох Э. П. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий (на примере некоторых районов Дальнего Востока). — «Сов. геология», 1961, № 4.

Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

Кадик А. А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магмы при естественной конвекции расплава. — «Геохимия», 1970, № 4.

Казырин Н. А., Смирнова С. А. Об изменении гранита в воде при высоких температурах и давлениях. — «Тр. ВНИИСИМС». М., «Недра», 1969, т. X.

Кинг Б. К., Сатерленд Д. С. Карбонатитовые комплексы восточной Уганды. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.

Книппер А. Л. Породы мантии на поверхности Земли. — «Природа», 1969, № 7.

Ковальский В. В., Никишев К. Н., Егоров О. С. Кямберлитовые и карбонатитовые образования Восточного и Юго-Восточных склонов Анабарской антеклизы. М., «Наука», 1969.

Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Происхождение некоторых содалитовых пород в свете экспериментальных данных по системе $\text{NaAlSi}_3\text{—SiO}_2\text{—NaCl—В}$ кн.: Материалы IV Всес. петр. совещания. Баку, 1969.

Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — «Тр. ИГЕМ АН СССР». 1947, вып. 29.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1952, № 2.

Коржинский Д. С. Проблема сплитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1962, № 9.

Костюк В. П., Панина Л. И. О температурных условиях кристаллизации щелочных пород Гулинской интрузии. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194.

Котляр В. Н. Памбак (геология, интрузивы и металогения). Изд-во АН АрмССР, 1958.

К проблеме распространенности карбонатных отложений в докембрии. Авт.: А. В. Сидоренко, О. М. Розен, Г. В. Гиммельфарб, В. А. Теняков. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 6.

Кратц К. О., Чернов В. М. Ранний протерозой — крупнейший рубеж в развитии земной коры. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. М., «Недра», 1970.

Краускопф К. В. Горные породы как источник металлоносных сульфидов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений (доклады симпозиума 1964 г.). М., «Мир», 1970.

Кристаллизация базальта при давлении 25 кбар и температурах от 800 до 1300°C. Авт.: Ю. С. Генштафт, В. В. Наседкин, Ю. Н. Рябинин, В. П. Петров. — «Сов. геология», 1965, № 8.

Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм. — «Тр. ИГЕМ АН СССР. Серия геол.», 1941, вып. 47, № 14.

- Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1948, № 5.
- Кузнецов Ю. А. Предисловие. — В кн.: Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Кузнецов Ю. А., Изок Э. П. Геологические свидетельства ипрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В кн.: Пробл. петрол. и генет. минералогии. М., «Наука», 1969.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Кумбс Д. С. Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии. Тр. МГК, вып. П, М., «Иностр. лит.», 1963.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окранны континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Куплетский Б. М. К вопросу о генезисе щелочных пород. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1936, № 2—3.
- Куплетский Б. М. Формация нефелиновых шенитов СССР. — «Петрография СССР. Серия II», вып. 3. Изд.-во АН СССР, 1937.
- Куплетский Б. М. Обзор современных взглядов на происхождение гранитов. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1942, № 3.
- Кусиро И. Состояние H_2O в верхней мантии. — В кн.: Пробл. петрол. и генет. минералогии. М., «Наука», 1969.
- Кутюлин В. А. К вопросу о генезисе базальтов в связи с составом верхней мантии. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 6.
- Лазаренков В. Г. О теплотах охлаждения и кристаллизации интрузий на разных глубинах. — «Зап. Всес. минер. об-ва». 1967, серия 2, ч. 96, вып. 3.
- Лебедев А. П. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1953, вып. 148, петр. серия, № 44.
- Лебедев А. П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1957, № 2.
- Лебедев А. П. Кимберлиты северо-востока СССР и связанные с ними вопросы. Итоги науки. Геохимия, минералогия, петрография, 1962 г. ВИНТИ, 1964.
- Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», М., Изд.-во АН СССР, 1957, вып. 15.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Об основных проблемах петрогенезиса. — «Изв. СПб Политехн. инст.» СПб, 1910; то же, Geol. Mag. VIII, № 6, 1911.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. 1 изд. ОНТИ, 1925; 6 изд. М., Изд.-во АН СССР, 1955.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. М., Изд.-во АН СССР, 1934.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. — «Избр. труды». Т. I, статьи I и II. М., Изд.-во АН СССР, 1949.
- Лодочников В. Н. К статье Н. Л. Боуэна «Проблемы анортозита». — «Геологический вестник», т. IV, 1918—1921 гг. М., Гостехиздат, 1921. То же, Jor. of Geol., 1925, 33.

Любимова Е. А. Об условиях возникновения магматизма и роли вулканов в тепловом режиме земной коры. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., «Наука», 1962.

Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектопические сообщения. — «Сов геология», 1961, № 6.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

Магницкий В. А. Слой низких скоростей в верхней мантии Земли. — «Чтения им. Вернадского», 1968, № 8.

Малахов И. А., Малахова Л. В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающий его породы. — «Тр. Инст. геол. и географ., Уральск. филиал АН СССР». Свердловск, 1970, № 87.

Медведева И. Е. Эклогиты. Итоги науки 1963—1964 гг. М., «Недра», 1965.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.

Менерт К. Новое о проблеме гранитов (Der gegenwärtige Stand des Granitproblems). М., «Иностр. лит.», 1963.

Менерт К. Мигматиты. М., «Мир», 1971.

Мишашов В. А. Геохимические особенности и термодинамические условия образования кимберлитов. — МГК, XXIII сесс. Пробл. «Кора и верхняя мантия». М., «Наука», 1968.

Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1970.

Минералы Хибинских и Лавозерских тундр. Под ред. А. Е. Ферсмана. М., Изд-во АН СССР, 1937.

Морфология продуктов распада санидина при высоких температурах и давлениях. Авт.: В. П. Петров, И. С. Делицын, В. К. Марков, Ю. Н. Рябинин. — «Иzv. АН СССР. Серия геол.», М., 1969, № 10.

Москалева В. Н. К минералогии Прибалхашских жадеитов. — «Зап. Всес. минер. об-ва», 1962, серия 2, ч. 91, вып. 1.

Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. — «Тр. Инст-та вулканологии». М., «Наука», 1963.

Назарова А. С., Родионов Г. Г., Тимофеев И. Н. Механизм образования легматитовых тел. Сер. «Геология и мин. редких элементов», вып. 7. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. — «Тр. ИГЕМ АН СССР». 1963, вып. 98.

Неймайер М. История Земли. Т. 1, 2. СПб, «Просвещение», 1903.

Никитин В. Д. К теории генезиса легматитов. — «Зап. ЛГИ». 1955, т. 30, вып. 2.

Николаев В. А. О процессе отделения летучих соединений магмы. — «Иzv. АН СССР. Серия геол.», М., 1944, № 5.

Николаев В. А. Диаграммы равновесия бинарных систем типа силикат — вода. «Зап. Всес. минер. об-ва», 1945, серия 2, ч. 74, № 2.

Николаев В. А. Осмотические равновесия расплав — газовая фаза. — «Иzv. АН СССР. Серия геол.», М., 1956, № 5.

Нобл Дж. А., Тейлор Х. П. Сопоставление ультраосновных комплексов юго-

восточной Аляски и других частей Северной Америки и всего мира в целом. — «Тр. XXI межд. геол. конгр.». Вып. II. М., «Иностр. лит.», 1963.

О возможных причинах выноса калия из недр Земли и значение этого для геотермики. Авт.: В. К. Марков, Ю. Н. Рябинин, И. С. Делицин, В. П. Петров. — «Физика Земли», 1968, № 2.

Осипов М. А. К вопросу о магматической ассимиляции в связи с проблемой происхождения самостоятельных малых интрузий. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1966, № 9.

Островский И. А. О физико-химии бинарных систем с летучими компонентами. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1951, № 4.

Островский И. А. О различном понимании физико-химии бинарных систем с летучими компонентами. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1952, № 2.

Павлов Д. И. Галитовые анатектиты и некоторые их менее метаморфизованные аналоги. — «Докл. АН СССР». 1970, т. 295, № 6.

Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. — «Геотектоника», 1967, № 5.

Пауэлл Дж. Л., Харли Р. М., Ферберн Х. В. Изотопный состав строция и происхождение карбонатов. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.

Пейве А. В. Связь осадочноконгломератов, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1956, № 3.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1961, № 3.

Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1947, № 2.

Петров В. П. Современное состояние представлений о магне и проблема гранита. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1954, № 3.

Петров В. П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. — В кн.: Водные вулканические стекла. М., «Наука», 1967.

Петров В. П. [Рец. на кн.:] Седерхольм. Избранные работы. Граниты и мигматиты. — «Новые книги за рубежом», сер. А, 1969, № 8.

Петров В. П. Теория генезиса пегматитовых жил в свете данных Д. Кеннеди о системе кремнекислота — вода. — «Тр. ВНИИСИМС», 1969, т. XI.

Петров В. П. О генезисе кварцевых жил Алдана. — «Тр. ВНИИСИМС», 1970, т. XII.

Пильтенко М. Н. О возможности образования щелочных горных пород посредством палингенеза суперкристалльных соленосных толщ. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М., «Наука», 1964.

Платен фон Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур. Авт.: Ю. С. Генштафт, В. В. Наседкин, Ю. Н. Рябинин, В. П. Петров. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1967, № 6.

Пожарицкая Л. К. О генезисе карбонатитов. — В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Вост. Сибир. М., «Наука», 1966.

Полканов А. А. Несимметричная дайка диабазы с побережья Кольского фьорда. — «Тр. Ленинградского об-ва ест.». 1928, т. 58, вып. 4.

Превращения биотита и лепидомелана при высоких давлениях в температу-

рах. Авт.: В. К. Марков, В. П. Петров, И. С. Деллици, Ю. Н. Рябинин. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1968, № 2.

Превращения мусковита при высоких давлениях и температурах. Авт.: И. С. Деллици, В. К. Марков, Ю. Н. Рябинин, В. П. Петров. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1970, № 8.

Превращения флогопита при высоких давлениях и температурах. Авт.: В. К. Марков, В. П. Петров, И. С. Деллици, Ю. Н. Рябинин. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1966, № 6.

Проблема радиогенного калия в верхней мантии Земли. Авт.: И. С. Деллици, В. К. Марков, Ю. Н. Рябинин, В. П. Петров. — «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», М., 1967, № 12.

Проблемы образования гранитов. Сб. 1. М., «Иностр. лит.», 1949, сб. 2. Там же, 1950.

Пэк А. А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1968, № 7.

Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырлыауз. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 56.

Пьезокварцевые пегматиты Вольки. Киев, изд-во АН УССР, 1957. Авт.: М. Н. Ивантишин, В. Г. Ключков, Н. Л. Личак, И. Д. Царовский, Л. П. Чернышкова.

Роднонов Г. Г. Условия образования слюдоносных пегматитов. — «Тр. ВИМС», 1964.

Розенбуш Г. Описательная петрография. М., Госгеонефтыиздат, 1934.

Русаков М. П., Фрейд Г. М. Казимсовское месторождение перлита в горах Архарлы Джунгарского Алатау. — «Тр. Казахск. научн. исслед. инст. сырья», 1960, вып. 2.

Самойлов В. С., Гормашова Т. С. О физико-химических условиях щелочно-карбонатного метасоматоза. — В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Вост. Сибири. М., «Наука», 1966.

Севергин В. Первые основания минералогии. СПб, изд. АН, 1798.

Смулкковский К. Замечания об эклогитовой фации регионального метаморфизма. — «Тр. XXI межд. геол. конгр.». Вып. II. М., «Иностр. лит.», 1963.

Смуликовский К. Проблема образования эклогитов. В кн.: Физико-химические условия магматизма и метаморфизма. М., «Наука», 1964.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.

Соколов Ю. М. Региональный метаморфизм и пегматитоносность Мамской серии водораздела рек Чан и Большой Чуи (Сев.-Байк. нагорье). М., «Наука», 1965.

Стишов С. М., Попов С. В. Новая плотная модификация окиси кремния. — «Геохимия», 1961, № 10.

Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. С. Перфильев, И. И. Пospelов, С. В. Руженцов, С. Г. Смыгин. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.

Судовиков Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование. — «Вестн. Ленингр. Ун-та, № 6. Серия геол. и географ.». Вып. 1, 1959.

Таттл О. Ф., Гиттинс Дж. «Предисловие» и «Введение». В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.

Тейлор Х. П., Нобл Дж. А. Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски. — «Тр. XXI между. геол. конгр.». Вып. II. М., «Иностран. лит.», 1963.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., «Иностран. лит.», 1961.

Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. М., «Недра», 1967.

Трофимов В. С. Верхняя мантия и проблема происхождения алмазов. МГК, XXIII сесс. Пробл. «Кора и верхняя мантия». М., «Наука», 1968.

Трофимов В. С. О термине «кимберлит». — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1970, № 11.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М., «Наука», 1971.

Уилли П. Дж. Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных. Возникновение и дифференциация карбонатитовой магмы. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.

Уилли (Вилли) П. Дж., Таттл О. Ф. Экспериментальное подтверждение магматического происхождения карбонатитов. — «Тр. XXI между. геол. конгр.». Вып. II. М., «Иностран. лит.», 1963.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», М., 1963, № 12.

Уэджер Л., Браун Г. Расслоенные интрузии. М., «Мир», 1970.

Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубин. строение Земли. Т. III. М., «Наука», 1966.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР. Т. II. Месторождения. Л., Изд-во АН СССР, 1925.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. Гранитные пегматиты. 3 изд. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Францссон Е. В. Петрология кимберлитов. М., «Недра», 1968.

Фролов А. А., Багдасаров Ю. А., Нечаева Е. А. Карбонатизированные кимберлиты и карбонатиты. — «Сов. геология», 1970, № 6.

Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Серия магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.

Хитаров Н. И. Об условиях плавления гранитного субстрата. — «Геохимия», 1957, № 2.

Хитаров Н. И. Международный симпозиум по фазовым превращениям и глубинам Земли (Австралия). — «Геохимия», 1969, № 5.

Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А. Растворимость воды в расплаве гранитного состава при давлении 7000 атм. — «Геохимия», 1963, № 10.

Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов. — «Геохимия», 1969, № 3.

Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б. Влияние давления на температуру плавления альбита и базальта. — «Геохимия», 1965, № 12.

Чернов В. И. Классификационное значение альбита в магматических породах и номенклатура эффузивов «альбитофировой фации». — «Изв. вузов. Серия геол. и разв.», М., 1969, № 9.

Чухров Ф. В., Виноградов В. И., Ермилова Л. П. К вопросу об изотопном фракционировании серы в природе. — *Изв. АН СССР. Серия геол.*, М., 1968, № 11.

Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах. — *Тр. ВАГТ. Вып. 2*. Мат-лы по регион. геол., 1956.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.

Шейнманн Ю. М., Апелъцин Ф. Р., Нечасва Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — *Геол. мест. редк. элемент.*, Вып. 12-13. М., Гостехиздат, 1961.

Шипулин Ф. К. О самостоятельных малых интрузиях. В кн.: *Магматические формации*. М., «Наука», 1964.

Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1954.

Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. — В кн.: *Проблемы связи тектоники и магматизма*. М., «Наука», 1969.

Ярошевский А. А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. МГК, XXIII сесс., пробл. «Кора и верхняя мантия». М., «Наука», 1968.

Boettcher A. L., Wyllie P. J. Melting granite with excess water to 30 kilobars pressure. *Journ. of Geol.*, 1968, v. 76, N 2.

Blot C. Origine profonde des seismes superficiels et des eruptions volcaniques. *Assoc. seism. ets., serie A. Travaux scientif* 23, 1964.

Blot C. Volcanisme et seismes du manteau superieur. Докл. XV Генеральной ассамблеи МГГС, 1971.

Blot C., Priam. Volcanisme et seismicite dans l Archipel des Nouvelles Hebrides. *Bull. Volcan.* 26, 1963.

Challis G. A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions. *J. Petrol.*, 1965, N 6.

Cloos H. *Das Batholitenproblem*. Berlin, 1923.

Cloos H. *Die Batholiten des Bayrischen Waldes*. *Geol. Rund.*, 1923, 14.

Green D. H. Hightemperature peridotite intrusions. In: *Ultramafic and Related Rock.*, 1967.

Green D. H. The origin of basaltic and nephelinitic Magmas in the Earth's Mantle. *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, N 5—6.

Goranson R. W. Silicate—Water System: the solubility of Water in albite melts. *Trans. Amer. Geophys. Union* 1936, 17.

Goranson R. W. Silicat — Water System: the osmotic presure of silicate melts. *Amer. Miner.*, 1937, N 22.

Daly R. A. Carbonate dikes of Premier Diamond Mine. *Transvaal. Jour. Geol.*, 1925, N 33.

Dawson J. B., Bowden P., Clark G. S. Activity of the carbonatite Volcano Oldoinyo-Lengai, 1966. *Geol. Rundschau Band*, 1968, N 57.

Den-Tex E. Metamorphic lineages of origenic plutonism. *Geol. Mijnbouw*, 1965, N 44 (4).

Den-Tex E. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history. A Contribution to the discussion of the paper „The Origin of ultramafic and ultrabasic rocks” by R. J. Wyllie. *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, N 5—7.

- Dietz R. S. Alpine serpentinites as oceanic ring fragments. *Geol. soc. Am., Bull.*, 1963, N 74.
- Hamilton W., Myers W. B. The nature of batholiths. *Geol. Surv. prof.*, 1967.
- Harris J. W. The recognition of Diamond Inclusions. Pt. I. Singenetic mineral Inclusions. *Ind. diamond Rev.*, 1968, vol. 28, N 334.
- Hess H. H. Caribbean research project; progress report. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1960, N 71.
- Hess H. H. Caribbean geological Investigations. *Geol. Soc. Am., Mem.* 98, 1966.
- Hoefs J., Epstein S. O^{18}/O^{16} Ratios of minerals from migmatites, rapakivi granites and orbicular rocks. *Lithos*, 1969, vol. 2, N 1.
- Holmes A. The origin of ingeous rocks. *Geol. Mag.*, 1932, N 69.
- Jto K., Kennedy G. C. Melting and phase relations in the plane tholeiite — Ilterzolite — nepheline basanite to 40 kbars with geological implications. *Cont. min. Petr.*, 1968, vol. 19, N 3.
- Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis: I A Model for derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, 1969, vol. 64, N 8.
- Kennedy G. C., Wasserbrug C. J., Nead N. G., Newton R. C. The upper three — phase region in the system SiO_2-H_2O . *Am. J. Sci.*, 1962, vol. 260.
- Kuno H. Origin of basaltic magmas and of ultramafic rocks; summary and conclusion. *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, N 5—6.
- Kushiro I. Discussion of the paper „The Origin of basaltic and nephelinitic Magmas in the Earth's Mantle" by D. H. Green. *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, N 5—6.
- Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *J. Petrol.*, 1963, N 4.
- Lambert I. B., Robertson J. K., Wyllie P. J. Melting reactions in the system $KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ to 18.5 kbars. *Am. J. Sci.*, 1969, vol. 267.
- Landes K. K. Origin and classification of pegmatites. *Am. Min.*, 1933, N 18.
- Landes K. K. Pegmatite and hidrothermal vens. *Am. Min.*, 1937, vol. 22, N 5.
- Luth W. C. The system $NaAlSi_3O_8-SiO_2$ and $KAlSi_3O_8-SiO_2$ to 20 kbar and the relationship between H_2O content P_{H_2O} and P_{total} in granitic magmas. *Am. J. Sci.*, 1969, vol. 267A.
- Merill R. B., Robertson J. K., Wyllie P. J. Melting reaction in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ to 20 kbar, compared with results for other feldspar — quartz — H_2O and rock — H_2O systems. *Journ. of Geol.*, 1970, vol. 78.
- Miyashiro A. Some aspect of peridotite and serpentinite in orogenic belts. *Japan. J. Geol., Geogr., Trans.*, 1966, N 37.
- Onuki H. Petrochemical research on the Horonian and Miyamori ultramafic intrusives Northern Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ. Third. Ser.* 9, 1965.
- Richardson W. A., Sneesby G. The frequency-distribution of ingeous rocks. *Min. Mag.*, 1922, vol. 19, N 97.
- Rosenqvist Iv. Th. The metamorphic facies and the feldspat minerals. *Univ. Bergen ardok Natur rekke*, 4, 1952.
- Sahama Th. Kalsilite in the laves of Mt. Nyragongo (Belgian Congo). *J. Petrol.*, 1960, N 1.

Schaller W. Pegmatites. Lingren-Volume. Am. Inst. Min. Met. Eng. 1933, N. V.

Sederholm J. J. Selected Works; Granites and migmatites, Oliver and Boyd, Edinb., 1967.

Stewart D. B. Four phase curve in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ between 1 and 10 kbars. Schw. min. petr. Mit. 1967, vol. 47.

Taylor Jr. H. P. The Zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska. In: Ultram. a. Relat. rocks, 1967.

Thayer T. P. Chemical Structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. In: Ultram. a. Relat. rocks, 1967.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 193, 1958.

Ultramafic and Related Rocks. New-York, 1967.

Vening-Meinesz F. A. The earths crust and mantle. Elsevier, 1964.

Wager L. R., Deer W. A. Geological investigations in the East Greenland. P. III. The Petrology of the Skaergaard. Medd. om Greenland, 105, N 4, 1939.

Watkinson D. H., Wyllie P. J. Experimental study of the composition joins $\text{NaAlSiO}_4\text{—CaCO}_3\text{—H}_2\text{O}$ and the genesis of alkalic rock-carbonatite complexes. J. Petrol. 1971, 12, N 2.

Welll D. F., Fyfe W. S. The solubility of quartz in H_2O in the range 1000—4000 bars and 400—500°C. Geoch. et Cosmoch Acta, 1964, vol. 28, N 8.

Wyllie P. J. The origin of Ultramafic and ultrabasic rocks. Tectonophisics, 1969, vol. 7, N 5—6.

Wyllie P. J., Watkinson D. H. Phase equilibrium Studies bearing on genetic links between alkaline and subalkaline magmas, with special reference to the limestone assimilation hypothesis. Can. Miner., 1970, 10, N 3.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
История представлений о магме	5
Основы современных представлений о магме	17
Кислая магма	17
Основная магма	28
Взаимоотношение воды и силикатного расплава в условиях высоких давлений	43
Распределение жидкой фазы в земной коре и верхней мантии	48
Связь тектоники и магматизма	51
Автономная жизнь магмы в несвойственных ей условиях	70
Внедрение основной магмы в зону генерации гранитной магмы	70
Интрузия магмы в верхние горизонты Земли	73
Зависимость облика магматической породы от глубины формирования и метаморфизма	94
Частные магмы	99
Итоги обзора	119
Список литературы	123

Валерий Петрович Петров
**Магма и генезис
магматических горных пород**

Редактор издательства *В. И. Максеев*
Техн. редактор *В. В. Романова*
Корректор *Э. А. Ляхова*

Сдано в набор 3/IV 1972 г. Подписано в печать
18/VII 1972 г. Т-10933 Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 2.
Печ. л. 8.5. Уч.-изд. л. 9.0 Тираж 3900 экз.
Заказ № 601/4301-1 Цена 90 коп.

Издательство «Недра», 103633,
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Типография № 32 Главполиграфпрома.
Москва, Цветной бульвар, 26.

90 коп.

НЕДРА · 1972