

## СПОСОБЫ ОБРАЗОВАНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВОВ

**В.Н. Анфилогов**

*Институт минералогии УрО РАН*

*456317 Миасс, Челябинской обл.*

*E-mail: iminchf@ilmeny.ac.ru*

*Поступила в редакцию: 27 августа 2002 г.*

Рассмотрена специфика процессов образования, накопления и перемещения гранитного расплава в условиях ультраметаморфизма (катазона по А. Баддингтону), в мезозоне и в областях активного базальтового магматизма (эпизона по А. Баддингтону). Показано, что в присутствии флюидной фазы мигматиты могут формироваться путем встречной диффузии компонентов гранитной эвтектики через флюид без привноса компонентов в породу извне. Накоплению больших объемов гранитного расплава способствует специфический механизм движения частично расплавленного материала в зоне анатексиса. Гранитные батолиты мезозоны формируются за счет расплава, который образуется в зоне анатексиса, образуя с ней единую магматическую систему. Это снимает проблему пространства при образовании батолитов. Образование больших объемов гранитного расплава в областях активного базальтового магматизма происходит в три этапа: аутометасоматической переработки базальта, частичного плавления продуктов метасоматоза и перемещения гранитного расплава в верхнюю часть магматической системы.

Ключевые слова: *гранит, расплавы, генезис, накопление.*

## MODEL OF THE ORIGIN AND ACCUMULATION OF THE GRANITIC MELTS

**V. N. Anfilogov**

*Institute of Mineralogy Urals Branch of RAS*

The peculiarities of the granitic melt forming, accumulation and transport in the katazone, mesozone and epizone are discussed. It is shown that migmatites are able to form by head diffusion flows of the components of the granitic eutectic through the fluid. There is no the addition of these components to the rock from outside in this case. The specific mechanism of moving of the partially melted substance is promoted to accumulation of the big volume of the granitic melt in the anatexis zone. Granitic batolites of mesozone are formed from the melt, which is arisen in anatexis zone. Batolites of mesozone and zone of the anatexis are formed the united magmatic system. There is no the problem of the volume for granitic melt in this case. The formation of big volume of the granitic melt in the areas of the active basaltic volcanism is arisen by three steps: autometasomatic transformation of the basalt, partial melting of the metasomatic products and ascent of melt to the upper part of the magmatic system.

Key words: *granit, melts, origin, accumulation.*

Рассмотрена специфика процессов образования, накопления и перемещения гранитного расплава в условиях ультраметаморфизма (катазона по А. Баддингтону), в мезозоне и в областях активного базальтового магматизма (эпизона по А. Баддингтону). Показано, что, в присутствии флюидной фазы, образование расплава не требует непосредственного соприкос-

новения зерен кварца и полевых шпатов, и мигматиты могут формироваться путем встречной диффузии компонентов гранитной эвтектики через флюид без привноса компонентов в породу извне. Переход от стадии мигматитов к накоплению больших объемов гранитного расплава также не связан с метасоматозом и обусловлен специфическим механизмом движения

частично расплавленного материала в условиях, когда, вследствие образования гранитогнейсовых куполов и гранитных диапиров, зона анатексиса становится открытой системой и гранитный расплав постепенно выдавливается из нее, скапливаясь в центральной части куполов. Гранитные батолиты мезозоны формируются за счет расплава, который образуется в катазоне. При этом зона анатексиса и область накопления расплава в мезозоне образуют единую магмо-динамическую систему. Заполнение пространства при формировании гранитов мезозоны происходит постепенно. Необходимый для этого объем освобождается путем опускания столба пород, залегающих выше зоны анатексиса и компенсируется удалением образующегося в ней расплава. Образование больших объемов гранитного расплава в областях активного базальтового магматизма происходит в три этапа: автометасоматической переработки базальта, частичного плавления продуктов метасоматоза и перемещения гранитного расплава в верхнюю часть магматической системы.

В настоящее время большинство исследователей считают, что граниты являются магматическими породами, образованными при кристаллизации эвтектического или близкого к эвтектическому расплава. Как и в случае базальтовых расплавов, состав которых тоже близок к эвтектическому, при формировании гранитов должна существовать магматическая система, состоящая из зоны генерации расплава, магмовода, по которому гранитный расплав перемещается из зоны генерации вверх и магматических камер, где происходит его накопление и кристаллизация. Тем не менее, если для базальта механизм образования расплава способ его перемещения из зоны генерации в промежуточные магматические камеры и эволюция в процессе кристаллизации достаточно понятны, то для гранита эта проблема в таком плане никогда не ставилась.

В отличие от базальта процесс образования гранита оказался разорванным на части, каждая из которых изучается самостоятельно и никто до сих пор не сделал попытки связать их в рамках единой магматической системы. В настоящее время детально изучены процессы гранитизации в зонах ультраметаморфизма, где выплавляются гигантские объемы гранитного расплава и, в то же время, мы не можем найти источник расплавов для формирования гранитных батолитов в мезозоне. Большинство исследователей справедливо отвергли идею метасоматической трансформации, но вместо этого тут же появилась гипотеза образования гранита путем магматического замещения, в которой до сих пор нет разумного способа его реализации. Наконец, мы до сих пор не в состоянии объяснить механизм накопления гигантских объемов кислых расплавов в эпизоне и образования контрастных базальт-риолитовых формаций, в которых объемы базальтов и риолитов соизмеримы, а породы промежуточного между базальтом и риолитом состава, практически, отсутствуют.

В настоящей работе мы попытаемся рассмотреть образование гранитного расплава, его перемещение по магмоводу и формирование гранитных массивов, как процесс, протекающий в единой магматической системе, представляющей собой вертикальную тепловую колонну, в основании которой находится зона генерации расплава, а в верхней части – магматические камеры. Основное внимание мы уделим специфике процессов плавления вещества в зонах гранитизации и механизму накопления больших объемов гранитного расплава.

#### **Генерация гранитного расплава в зонах ультраметаморфизма**

В отличие от базальтов, для которых зона генерации расплава находится на глубине 60–100 км и поэтому никогда не будет доступна для наблюдения, для гранитов мы имеем многочисленные примеры прекрасно обнаженных зон генерации, которые выходят на поверхность в областях регионального метаморфизма. Основные особенности строения этих зон детально описаны в классических работах [Судовиков, 1964; Менерт, 1971; Раген, 1979.].

Одним из наиболее сложных и нерешенных вопросов в проблеме гранитизации метаморфических пород и образовании автохтонных гранитов является вопрос о роли метасоматоза в изменении химического состава субстрата и приближении его к составу гранита. Совершенно очевидно, что состав мигматитов и гранитов существенно отличается от среднего состава пород, за счет, или в среде которых, образуются мигматиты и граниты [Судовиков, 1964; Махлаев, 1987]. В то же время, исходный состав пород в процессе прогрессивного метаморфизма остается практически постоянным, вплоть до температуры, при которой начинают появ-

ляться мигматитовые образования [Махлаев, 1987]. В связи с этим возникает вопрос: на какой стадии метаморфизма начинают проявляться метасоматические процессы, что является источником компонентов, которые привносятся в породу в процессе ее гранитизации и где находится источник флюида, с помощью которого осуществляется этот процесс.

Нам представляется, что в действительности существенного привноса компонентов извне при гранитизации не происходит и ответы на эти вопросы можно найти, если учесть специфический механизм процесса плавления твердых эвтектических смесей в присутствии флюида, открытый и изученный М. Эпельбаумом и М. Боголеповым [Эпельбаум и др., 1982; Боголепов, Эпельбаум, 1982]. Они установили, что в присутствии флюида гранитный расплав возникает не только на контакте зерен кварца и щелочного полевого шпата, но и на их поверхности, когда зерна этих минералов удалены друг от друга. Это объясняется тем, что в системе, состоящей из зерен минералов, содержащих компоненты эвтектики, возникают встречные диффузионные потоки, несущие эти компоненты, и расплав может возникать в точке встречи этих потоков. Мы показали, что, при перегреве системы выше температуры плавления эвтектики на  $100^\circ\text{C}$ , он может конденсироваться непосредственно из флюида [Пуртов и др., 2002]. При таком механизме образования расплава мигматиты будут возникать в тех участках гнейса или кристаллического сланца, которые обогащены кварцем или полевыми шпатами. При благоприятных условиях расплав может конденсироваться в трещинах или выжиматься в них под действием нагрузки. Это позволяет объяснить большое разнообразие текстурных типов мигматитов, которое мы видим в зонах мигматизации. Процесс этот будет происходить изохимически, за счет диффузионного перераспределения компонентов внутри толщи метаморфических пород. На возможность изохимического, в пределах толщи метаморфических пород, процесса образования мигматитов указывал К. Менерт [Менерт, 1971], который показал, что суммирование составов гранитного материала и меланократовой остаточной части породы дает состав, аналогичный составу породы до ее мигматизации.

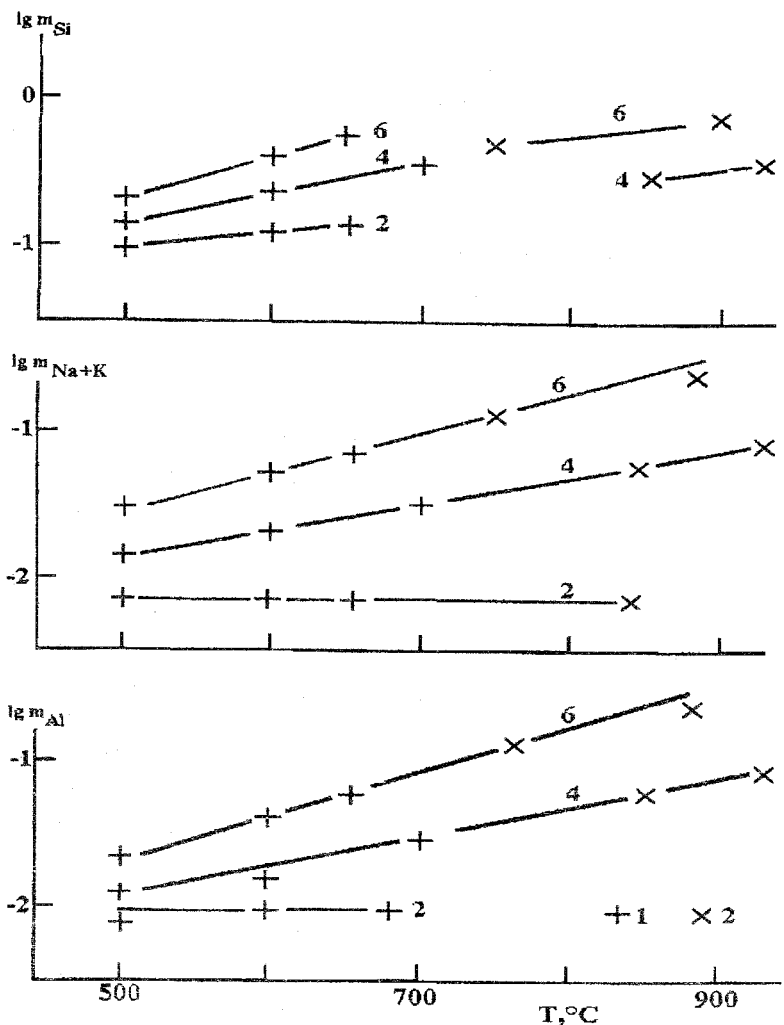
Изложенный выше механизм образования мигматитов, естественно, не исключает возможности метасоматического преобразования веще-

ства за счет внешних, по отношению к данному объему породы, флюидных потоков вещества. В связи с этим возникает вопрос об источнике флюида в зонах анатексиса. Ответить на него можно сравнивая особенности метаморфизма совмещенных гранулитовых и амфиболитовых блоков, как это сделал Б. Лутц для Анабарского щита [Лутц, 1974].

Далее будем исходить из трех достаточно очевидных условий: 1. Зона гранулитового метаморфизма находится ниже амфиболитовой зоны. 2. Высокая температура в зоне гранулитового метаморфизма обеспечивается тепловым потоком, поступающим в нее из мантии. 3. Мантия не содержит воды, необходимой для получения минеральных ассоциаций амфиболитовой фации, что подтверждается стабильностью состава базальтов, выплавляемых из вещества мантии, которая сохраняется более 2,5 млрд лет. Это позволяет сделать следующий вывод: отсутствие флюидных потоков в гранулитовой зоне и наличие их в амфиболитовой зоне свидетельствует о том, что флюидные потоки зарождаются на границе между этими зонами и источником флюида является вода, которая выделяется из минералов в процессе гранулитового метаморфизма. Вместе с водой во флюид переходят щелочи и кремнезем, которые в условиях более низких температур амфиболитовой фации способны производить кремнещелочной метасоматоз, способствующий гранитизации пород. Это хорошо согласуется с зависимостью концентраций щелочей и  $\text{SiO}_2$  от температуры [Пуртов, 2002] (рис.1).

Образование мигматитов является первой стадией процесса гранитизации в зонах ультраметаморфизма. На второй стадии происходит обособление гранитного расплава и его накопление непосредственно в зоне генерации. Факт образования в зонах ультраметаморфизма контрастных по составу, по отношению к вмещающим породам, крупных тел гранита, является одним из главных аргументов в пользу метасоматического преобразования вещества, предшествовавшего плавлению. Существует, однако, другая точка зрения, высказанная Эскола [Раген, 1979]. Он считает, что гранитный расплав способен отгоняться из породы, скапливаться в трещинах, выдавливаться, перемещаться на достаточно большие расстояния и образовывать крупные скопления батолитового размера. Если к этому добавить причину, объясняющую движение расплава в определенном направлении,

Рис.1. Зависимость концентраций Si, Na+K, и Al в растворе от температуры при взаимодействии гранита с водой. Цифры у кривых – давление, кбар [Пуртов, 2002].



то точка зрения Эскола будет выглядеть предпочтительней варианта, в котором главная роль отводится метасоматозу.

Для того, чтобы понять каким образом происходит переход от стадии мигматитов к стадии накопления расплава, необходимо рассмотреть состояние вещества в зоне генерации анатектического гранитного расплава. Характерной особенностью этих зон является развитие многоэтапной изоклинальной складчатости, у которой осевые поверхности складок субпараллельны сланцеватости, что свидетельствует о горизонтальном, близком к послойному, течению материала в зонах гранитизации [Грабкин, 1965; Добржанецкая, 1989]. Обычно образование этой дисгармоничной складчатости связывают с надвиговыми движениями параллельными осевым поверхностям складок [Добржанецкая, 1989]. Очевидно, что это не единственный вариант объяснения специфического характера деформации пород в зоне анатексиса. Экспериментальное моделирование послойного течения материала, в котором слои имеют различную вязкость, выполненное Ю. Миллером [Миллер, 1982], показало, что в открытых системах такие деформации возникают в процессе течения, вызванного давлением нагрузки, которое действует перпендикулярно к направлению течения (рис. 2).

Типичными крупными структурами в зонах генерации гранитного расплава являются гранито-гнейсовые купола. Примеры таких структур описаны в работе [Грабкин, 1965]. Их

характерной особенностью является возрастание доли гранитного материала от периферии к центру купола. Одновременно происходит увеличение степени деформации вещества, которое выражается в развитии мелкой складчатости. О. Грабкин считает, что причиной этого является формирование в центре купола гранитного диапира [Грабкин, 1965]. Он установил, что плотность пород в центре купола равна 2.5–2.7 г/см<sup>3</sup>. Выше лежащие породы имеют плотность 2.8–2.9 г/см<sup>3</sup>. В такой системе на границе раздела пород с разной плотностью неизбежно возникают области гравитационной неустойчивости, которые проявляются в форме куполов, перерастающих в диапиры [Теркот, Шуберт, 1985]. В результате этого зона анатексиса становится открытой и если материал в гнейсовых куполах насыщен расплавом, то перемещение его к центру купола и выдавливание вверх в виде диапира создают условия, обеспечивающие послойное течение материала в направлении купола и накопление расплава в его центральной части.

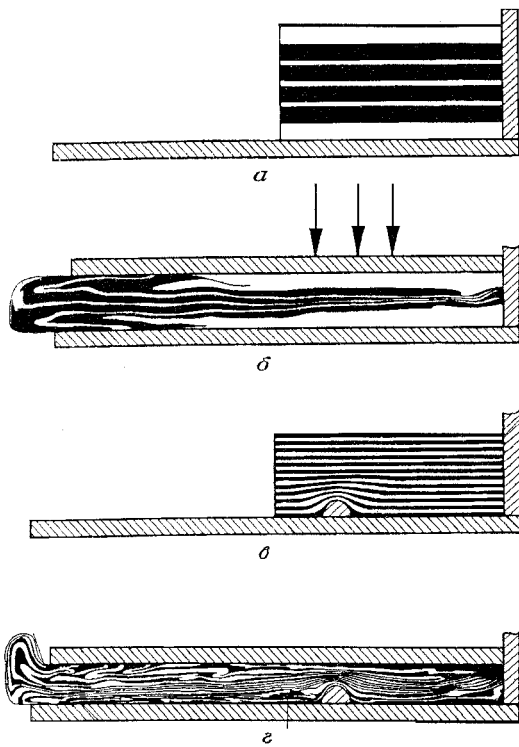


Рис. 2. Характер послойного и субслойного течения материала, состоящего из слоев различной вязкостью: светлые слои – повышенная вязкость, темные – пониженная. Стрелками показано направление приложенного давления; *a, в* – исходное состояние, *б, г* – состояние вещества после деформации [Миллер, 1982].

Таким образом, специфический механизм плавления эвтектических композиций в присутствии флюида и возможность выдавливания гранитного расплава из зоны генерации вверх создают условия для образования анатектических гранитов без привноса компонентов в зону генерации и накопления больших объемов расплава путем его механического перемещения в области гравитационной неустойчивости. Заметим, что образованные таким способом тела гранитов будут иметь все признаки, которые рассматриваются как доказательства их образования путем магматического замещения или гранитизации.

### Механизм образования гранитных батолитов

Изложенный выше механизм выплавления и накопления анатектических гранитов предполагает, что зона генерации анатектических расплавов представляет собой открытую систему, из которой расплав может выдавливаться в форме гранитных диапиров. В то же время, в мезозоне, расположенной на 6–7 км выше зоны анатексиса, формируются гигантские тела перемещенных гранитных батолитов, сложенных гранитами *s*-типа, генезис которых до сих пор остается неясным. Нам представляется разумным связать образование этих тел с зонами ана-

тексиса и предположить, что мезозона в большинстве случаев является верхним пределом, до которого поднимается основная масса гранитного расплава из катазоны, где происходит анатексис. При гигантских площадях, которые занимают области ультраметаморфизма, вертикальный интервал в 5–6 км, отделяющий мезозону от катазоны, не представляется значительным и обычно он оказывается заполненным гранитным материалом в виде послойных инъекций и факолитов [Баддингтон, 1963]. Это приводит к формированию огромных, по занимаемым площадям, гранитоидных провинций типа Монголо-Забайкальской [Леонтьев, 1982] и гигантских батолитов, таких как батолит Берегового хребта на Аляске [Баддингтон, 1963]. В этих случаях тесная связь и генетическая общность гранитов мезозоны и зоны анатексиса сомнений не вызывает. Значительно сложнее установить ее для плутонов расположенных в пределах палеозойских и мезозойских складчатых поясов. Примеры крупных массивов такого типа мы имеем в Забайкалье, на Алтае, в Казахстане, на Урале и в других складчатых поясах. С вмещающими породами эти массивы имеют частично конкордантные, частично дискордантные взаимоотношения. Контактное воздействие гранитов на вмещающие породы соответствуют условиям роговообманково-роговиковой фации.

Определенная попытка решить этот вопрос сделана Т. Перкалиной для гранитов Казахстана [Перкалина, 1966]. Она показала, что области гранитного магматизма совпадают с областями, где по геофизическим данным под отложениями протерозоя и нижнего палеозоя залегает древний кристаллический фундамент, сложенный метаморфизованными породами. Породы фундамента рассматриваются Т. Перкалиной как субстрат, из которого в процессе наложенной магматической активизации проис-

ходило выплавление гранитного расплава. Аналогичная ситуация наблюдается на Урале. Крупные массивы гранитов здесь расположены в пределах Восточно-Уральского поднятия, где также имеются блоки докембрийского фундамента. Обоснованность такого подхода подтверждается тем, что гранитный магматизм на этих территориях повторяется многократно, начиная с докембрия до мезозоя.

При решении вопросов генезиса крупных гранитных массивов мезозоны возникают две проблемы: где происходит выплавление расплава и каким образом происходит заполнение пространства, занятого гранитом. Традиционно считают, что генерация гранитного расплава происходит при температуре близкой к температуре тройного минимума в системе  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  и поэтому насыщенный водой расплав не может подниматься на сколько-нибудь значительные расстояния. В действительности температура в области генерации гранитного расплава намного выше температуры плавления гранита. По данным, полученным по расплавленным включениям, в гранулитовой фации она равна  $870-900^\circ\text{C}$ , а для анатектических гранитов и гранитных пегматитов достигает  $840^\circ\text{C}$  [Томиленко, Чупин, 1983]. При таких температурах гранитный расплав может перемещаться вверх на расстояние нескольких километров. Следует также иметь в виду, что в зонах ультраметаморфизма при общем давлении 6–8 кбар содержание воды в гранитном расплаве в условиях гранулитовой фации равно 0,4–0,6 мас. % [Томиленко, Чупин, 1983], что соответствует минимальной температуре плавления гранита около  $900^\circ\text{C}$  [Рябчиков, 1975]. В гранитах амфиболитовой фации содержание воды в расплаве составляет

3–4 мас. % и температура гранитного минимума опускается до  $700^\circ\text{C}$ , но при подъеме расплава, насыщенного смесью  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ , он продолжает насыщаться водой, несмотря на падение общего давления [Кадик, Эглер, 1976] (рис. 3) и, благодаря этому, способен уходить далеко вверх от зоны генерации.

Таким образом, проблема перемещения насыщенного водой гранитного расплава вверх является искусственной и в природных условиях расплав может переходить из катазоны, где происходит его генерация, в мезозону без кристаллизации. Как мы отметили выше, выплавление гранита из метаморфического субстрата происходит многократно, повторяясь на каждом этапе тектономагматической активизации. Естественно предположить, что при повторном переплавлении главным источником гранитного расплава являются граниты, накопленные в процессе первичной гранитизации метаморфических пород и что процесс вторичной мобилизации гранитного материала имеет не региональный, а локальный характер.

Рассмотрим теперь как может быть решена проблема пространства при внедрении в мезозону больших масс гранитного расплава. Нам представляется, что главная ошибка при ее решении заключалась в том, что по мнению ряда авторов заполнение объема осуществлялось путем быстрого одноактного внедрения. Между тем, есть масса доказательств того, что это происходило постепенно и что гигантских маг-

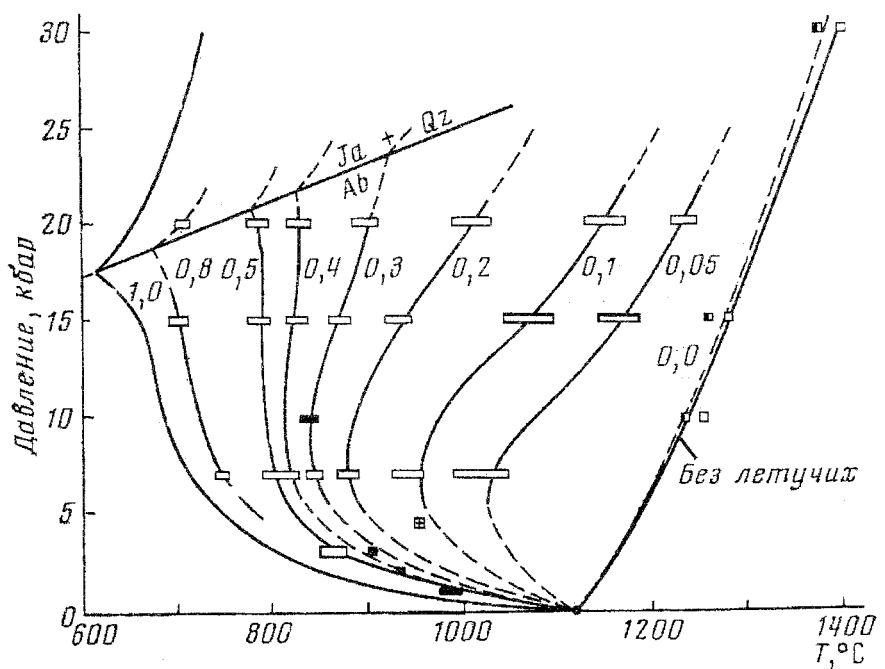


Рис. 3. Кривые плавления (солидуса) альбита как функция состава пара  $\text{H}_2\text{O} / \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  [Кадик, Эглер, 1976].

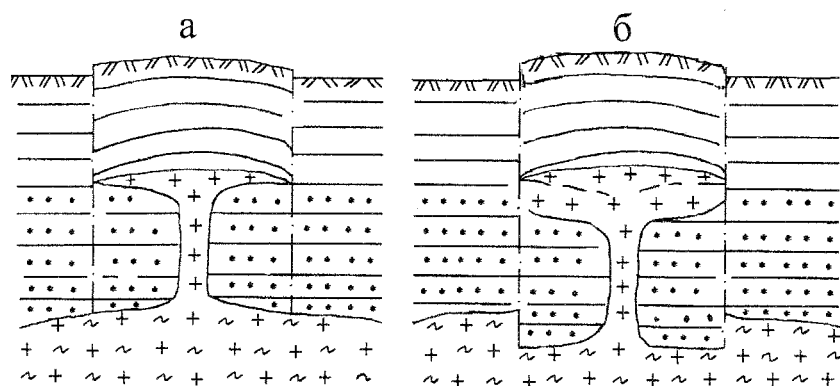


Рис. 4. Схема образования гранитного батолита в мезозоне: *а* – образование послойной интрузии малой мощности и кольцевого разлома; *б* – постепенное заполнение пространства гранитным расплавом, сопровождающееся опусканием по кольцевому разлому блока подстилающих пород.

магматических камер, заполненных расплавом никогда не существовало. Процесс заполнения пространства начинается с образования пластовой интрузии, имеющей небольшую мощность и большие размеры по площади. Это может происходить на уровне, где избыточное давление в расплаве окажется больше веса пород кровли. Действие избыточного давления приведет к образованию в кровле интрузии купольной структуры и к гидравлическому подъему всего блока пород, перекрывающих интрузию, (рис. 4а). Одновременно, вследствие удаления расплава из зоны генерации, будет происходить опускание блока вмещающих пород под интрузией и освобождаться объем для следующих порций расплава, (рис. 4б). В результате, зона генерации гранитного расплава выступает как компенсатор объема и заполнение камеры может происходить постепенно, слой за слоем, без взламывания боковых пород и кровли интрузии. В конечном итоге мы получим массив со всеми признаками замещения занятого им объема, но образованного механическим способом без «сжедания» вмещающих пород. В его кровле, которая представляет собой закристаллизовавшийся первый слой расплава, могут оказаться погружившиеся в расплав, и затем «вмороженные» в породу, ксенолиты вмещающих пород, сохранившие первичную ориентировку и фрагменты первичной текстуры. Они могут быть как относительно свежими, так и интенсивно измененными наложенными процессами. Второй и последующие слои гранита ксенолитов содержать не будут. Все эти явления характерны для крупных гранитных массивов [Слободской, 1971].

#### Механизм образования и накопления кислых расплавов при формировании базальт-риолитовых и габбро-гранитных магматических формаций

В тектоно-магматических обстановках активных континентальных окраин и островных дуг широкое развитие имеют базальт-риолитовые и габбро-гранитные формации, в которых граниты и риолиты не несут в себе признаков участия в их образовании сиалического кислого материала. Более того, их геохимия свидетельствует о том, что они, также как и базальты, образованы по мантийному субстрату. В качестве примера таких формаций можно привести риолиты плато Парана в Бразилии [Bielly et al., м 1986]. Гигантские объемы кислого магматического материала извергаются и отлагаются на поверхности в виде игнимбригов. Как справедливо отметил В. Жариков, попытки объяснить образование кислых расплавов в этих формациях путем кристаллизационной дифференциации базальтового расплава несостоятельны «вследствие противоречий между широким распространением гранитов и крайне ограниченным количеством кремнекислого материала (гранитного), который можно было бы получить многократной и сложной сепарацией из мантийных перидотитов» [Жариков, 1986]. Нет смысла говорить и о возможности получения таких объемов расплавов путем контактового плавления кислых метаморфических пород. Этот процесс, несомненно, имеет место, но, благодаря низкой теплопроводности пород и низкому теплосодержанию базальто-

го расплава, масштабы его весьма ограничены. Следовательно, в природе существует специфический механизм, трансформирующий породы основного состава в кислые, который действует в тектоно-магматических обстановках активных континентальных окраин и островных дуг и который, практически, не работает при излиянии океанических базальтов, траппов и континентальных платобазальтов.

Наиболее существенным отличием базальтового магматизма в обстановке активных континентальных окраин от процесса излияния базальтов в океанических условиях и платобазальтов континентов является активная роль воды, которая выделяется при дегидратации водных минералов и циркулирует в пределах тепловой колонны вокруг магмоводов и промежуточных магматических камер. Эти процессы должны идти и в океанических условиях и при извержении континентальных платобазальтов, но при интенсивном и непрерывном поступлении базальтового расплава он не успевает насытиться водой и поэтому проявления кислого магматизма здесь крайне ограничены. Кислый магматизм развивается в магматических системах в периоды длительных перерывов между излияниями базальтового расплава, во время которых происходит интенсивная метасоматическая переработка базальта и подготовка субстрата, из которого затем выплавляется гранитный расплав.

В связи с тем, что в контрастных базальто-риолитовых и габбро-гранитных формациях отсутствуют признаки участия в образовании гранитов и риолитов кислого материала коры, механизм переработки базальта должен иметь автосоматический характер. Удовлетворяющую этим условия модель можно построить на основе экспериментальных данных Н. Горбачева с соавторами [Горбачев и др., 1994]. Н. Горбачев и др. установили, что коэффициенты распределения Na, K, SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> между флюидом и расплавом базальта при температурах

1100–1300°С при изменении давления от 10 до 1 кбар уменьшаются для K<sub>2</sub>O от 50 до 0.14, для Na<sub>2</sub>O от 10 до 0.07 и для SiO<sub>2</sub> от 0.9 до 0.05 [Горбачев и др., 1994] (рис. 5). Это означает, что флюид, равновесный с расплавом на глубине, при высоких давлениях, способен осуществлять щелочной и кремнекислотный метасоматоз базальта при подъеме вверх и понижении давления. Процесс метасоматического преобразования базальта и образования гранитного расплава изучен В. Пуртовым и др. [Пуртов и др., 2002]. Установлено, что при температурах 600–800°С, при взаимодействии базальта с растворами NaCl + KCl происходит замещение плагиоклаза щелочными полевыми шпатами, а при содержании в растворе HCl больше 0.5 моля / литр появляется кварц. При температуре выше 690°С и давлении 1 кбар появляется гранитный расплав. Так же как в опытах М. Эпельбаума и М. Боголепова [Эпельбаум и др., 1982; Боголепов, Эпельбаум, 1988], расплав образуется путем диффузионного обмена компонентами между зернами кварца и полевого шпата. Благоприятные условия для такого обмена создаются в порах, которые образуются в шихте базальта, и поэтому в них происходит накопление гранитного расплава в виде сферических капель не связанных с поверхностью пор (рис. 5). Важно отметить, что расплав, близкий к составу тройного минимума, образуется когда отношение числа молей Na<sub>2</sub>O к числу молей K<sub>2</sub>O в растворе ≤ 4.

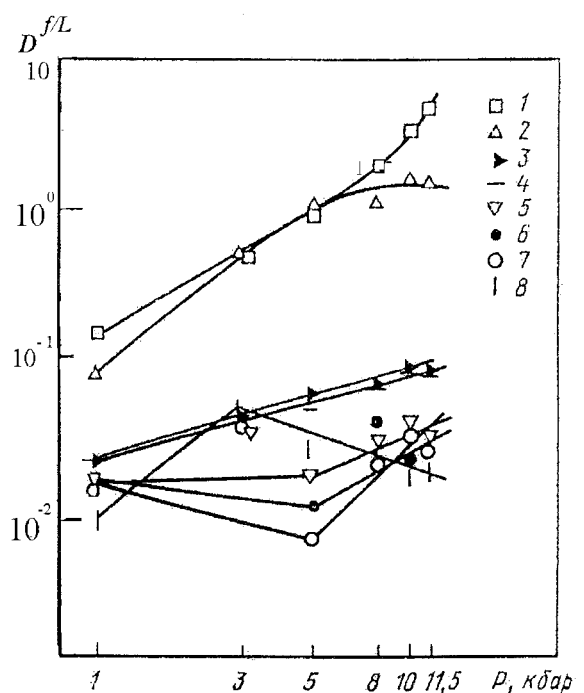


Рис. 5. Зависимость коэффициента распределения петрогенных элементов между базальтовым расплавом и флюидом от давления при  $T = 1100^\circ\text{C}$ .

1 – K<sub>2</sub>O, 2 – Na<sub>2</sub>O, 3 – SiO<sub>2</sub>, 4 – CaO, 5 – MgO, 6 – TiO<sub>2</sub>, 7 – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 8 – FeO [Горбачев и др., 1994].



Степень аутометасоматической переработки базальтового субстрата не может быть достаточно высокой для того, чтобы после нее исходный базальт заметно приблизился по составу к граниту. В этих условиях большое количество расплава может накопиться только в том случае, если переработка затронула объем базальта на два порядка больший объема выплавленного из него гранита. При этом, небольшие порции расплава, которые образуются в каждом элементарном объеме метасоматически измененного базальта, должны отделиться от субстрата и накопиться в магматической камере выше зоны генерации расплава. В связи с этим возникает проблема перемещения насыщенного водой гранитного расплава вверх на расстояние 3–5 км. Решается она также как для анатектических гранитов. Реальные температуры гранитного расплава, определенные для гипабиссальных гранитов по гомогенизации расплавных включений равны 1100–1200°С [Соболев, 2001]. При таком перегреве проблемы движения расплава вверх не существует. Заметим, что перегрев гранитного расплава позволяет решить также проблему игнимбритов и образования спекшихся туфов, не привлекая к процессу спекания гипотетические «летучие» ком-

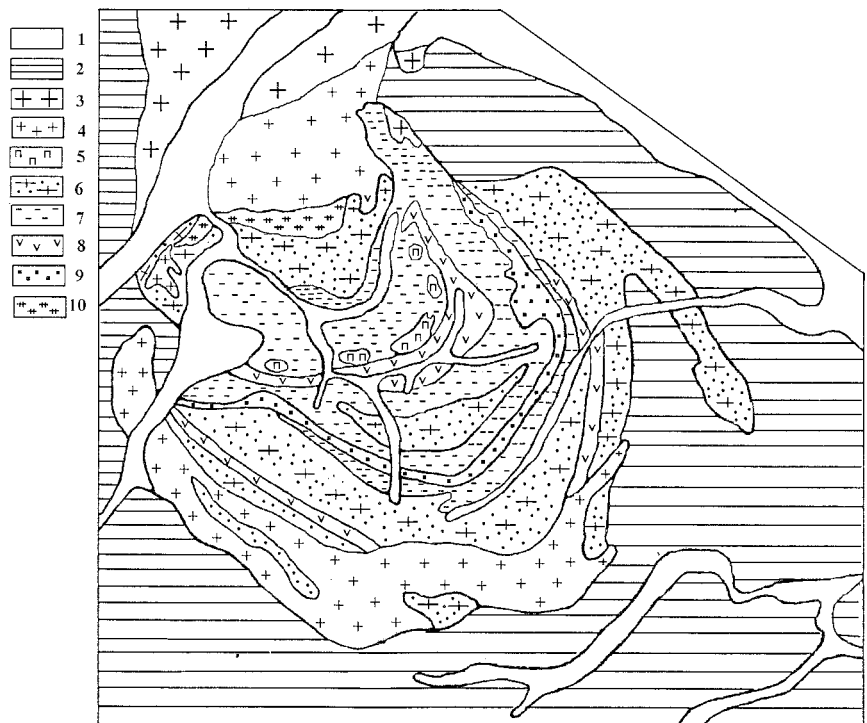
поненты. Имея температуру 1100–1200°С пепловый материал будет спекаться за счет собственного тепла.

В связи с установленной по расплавным включениям высокой температурой генерации гранитных расплавов, возникает проблема сохранения состава расплава в пределах тройного кварц-альбит-ортоклазового температурного минимума. Это обеспечивается подвижным поведением щелочей. При постоянной их концентрации во флюиде состав гранитного расплава, при его перегреве выше температуры ликвидуса, не может самопроизвольно смещаться в сторону более основных композиций. При этом отношение концентраций  $Na_2O / K_2O$  может варьировать от 4:1 до 1:1 [Пуртов и др., 1996; Пуртов и др., 2002].

Типичным примером габбро-гранитных комплексов является Кассельский массив, расположенный в Магнитогорском прогибе в 50 км севернее города Магнитогорска (рис. 6). Массив представляет собой изометричную куполовидную структуру диаметром около 18 км. Центральная часть структуры занята породами кровли, представленными в различной степени измененными диабазовыми порфиритами. Нижняя, не вскрытая эрозией, часть, сложена пла-

Рис. 6. Схематическая геологическая карта Кассельского габбро-гранитного массива (Южный Урал).

1 – четвертичные отложения, 2 – вмещающие вулканиты основного состава, 3 – крупнозернистые граниты Гумбейского массива, 4 – лейкократовые граниты, залегающие в кровле массива габбро, 5 – альбит-амфиболовые породы роговиковой фации, 6 – плагиоклаз-амфиболовые породы роговиковой фации с калиевым полевым шпатом, 7 – слабо измененные диабазовые порфириты кровли, 8 – выходы пироксен-плагиоклазовых габбро, 9 – диабаз-гранитные брекчии в кровле массива, 10 – выходы щелочных гранитов.



гиоклаз-пироксеновыми габбро. Выходы габбро фиксируются в наиболее пониженных частях рельефа. Габбровый состав основной части массива устанавливается по гравиметровым данным. В южной части массива на поверхности обнажаются кулисообразные тела лейкократовых гранитов, ориентированные параллельно контакту массива. Наиболее крупное из них имеет длину 15 и ширину 1.5 км (рис. 6). Мощность тел не превышает 50 м. Контакты гранита с габбро четкие, но без закалочных явлений и гибридызма.

Есть все основания утверждать, что гранитный расплав находился в общей с габбро магматической камере, занимая ее верхнюю часть. Это, в свою очередь, позволяет сделать, на первый взгляд, невероятное предположение о том, что транспортером гранитного расплава был расплав основного состава. Объяснить это явление можно следующим образом. Небольшие порции гранитного расплава, образующиеся в процессе плавления метасоматически измененных пород основного состава могут захватываться расплавом габбро и, обладая кинетической несмесимостью с ним [Анфилов, Быков, 1998], подниматься и накапливаться в верхней части магматической камеры. Аналогичный механизм образования граптофировых силлов был предложен нами для Скаергаардской интрузии [Анфилов, Быков, 1998]. При интенсивной метасоматической переработке субстрата основного состава гранитный расплав может образовывать собственные струи, которые будут подниматься вверх до уровня, на котором плотность расплава будет равна плотности вмещающих пород.

Таким образом, гранитообразование в природе реализуется в двух, принципиально отличных, геодинамических обстановках: в областях, где мантийные тепловые потоки вызывают плавление кристаллического фундамента, сложенного преимущественно метаморфизованными осадочными породами и в активных континентальных окраинах и зрелых островных дугах, где гранитные расплавы образуются по породам, возникшим при частичном плавлении вещества мантии.

### Список литературы

- Анфилов В.Н., Быков В.Н.* Силикатные расплавы. Строение, термодинамика, свойства. Миасс: УрО РАН, 1998. 160 с.
- Боголепов М.В., Эпельбаум М.Б.* Метод изучения составов первых выплавов многокомпонентных флюидно-магматических систем // Эксперимент в минералогии. М., Наука, 1988. С. 71–74.
- Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М.: ИЛ, 1963. 108 с.
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.
- Габкин О.В.* К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Темптонского купола на Алданском щите // Вестник МГУ, серия IV, геология, 1965. С. 36–44.
- Горбачев Н.С., Каширцева Г.А., Налдрет А.* Экстрагирующие и транспортные свойства флюидов в базальтовых магматических системах при высоких давлениях // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 155–180.
- Добржинская Л.Ф.* Деформации магматических пород в условиях глубинного тектоногенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
- Жариков В.А.* Проблемы гранитообразования // Вестник МГУ, сер. 4, геология, 1986. № 6. С. 3–14.
- Кадик А.А., Эглер Д.Х.* Режим воды и углекислоты при образовании и дегазации кислых магм // Геохимия. 1976. № 8. С. 1167–1175.
- Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры. М.: Наука, 1974. 304 с.
- Леонтьев Л.Н.* Гранитоидный магматизм и вопросы геодинамики. М.: Наука, 1982. 200 с.
- Махлаев Л.В.* Изолитогенные гранитные ряды. Новосибирск: Наука (Сибирское отделение), 1987. 153 с.
- Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
- Миллер Ю.В.* Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96.
- Перкалина Т.В.* Геология герцинских гранитоидов Центрального Казахстана. Л.: Издательство ЛГУ, 1966. 240 с.
- Пуртов В.К., Егорова Л.Г., Котляров В.А.* Экспериментальная характеристика системы базальт- $H_2O-NaCl-KCl-HCl$  при температурах 600–800°С и давлении 1 кбар // Уральский минералогический сборник. № 6. Миасс: УрО РАН, 1996. С. 149–161.
- Пуртов В.К., Анфилов В.Н., Егорова Л.Г.* Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов // Геохимия. 2002. № 10. С. 187–200.
- Пуртов В.К.* Высокотемпературный метасоматоз и гранитизация пород базальтового состава в хлоридных растворах. Миасс: УрО РАН, 2002. 140 с.
- Раген Э.* Геология гранита. М.: Недра, 1979. 327 с.
- Рябчиков И. Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 240 с.

*Слободской Р.М.* Критерии механизма образования гранитных плутонов. Новосибирск: Наука (Сибирское отделение), 1971. 173 с.

*Соболев Р.Н.* Оценка температуры внедрения кислой магмы в камеру кристаллизации (на примере массива Эльджурту, Северный Кавказ) // Доклады РАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 244–246.

*Судовиков Н.Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Издательство ЛГУ, 1964. 350 с.

*Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др.* Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1989. 288 с.

*Тёркот Д.Л., Шуберт Дж.* Геодинамика. М.: Мир, 1985. 730 с.

*Томленко А.А., Чупин В.П.* Термобарография метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука (Сибирское отделение), 1983. 200 с.

*Этельбаум М.Б., Чехмир А.С., Кузнецов А.Д.* Диффузионная методика изучения ликвидусных отношений в гидротермальных условиях // Проблемы эксперимента в твердофазной и гидротермальной аппаратуре. М.: Наука, 1982. С. 203–206.

*Billieny G., Comin-Ciaramonty P., Marques L.S. et al.* Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from Parana Plateau (Brazil): Geological, mineralogical and petrochemical relationships // J. Petrol., 1986. V. 27. № 4. P. 915–944.

*Рецензент Г.Б. Ферштатер*