

THE MANTLE-DERIVED FLUID FLOWS AND ORIGIN OF GRANIT

L. L. PERCHUK

In our mind, the stone often is associated with granite – a symbol for eternity. Granitic magmas were, are, and will be generated in the Earth's crust. The mantle-derived fluid-heat flows play the leading role in their formation.

Нередко камень ассоциируется у нас с гранитом. Гранит – символ вечности. Гранитные магмы возникали, возникают и будут возникать в земной коре нашей планеты, причем решающую роль в их зарождении играют флюидно-тепловые потоки, возникающие в глубинах Земли.

ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ПОТОКИ И РОЖДЕНИЕ ГРАНИТА

Л. Л. ПЕРЧУК

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

ВВЕДЕНИЕ

На всех континентах существует большое разнообразие гранитов – полнокристаллических пород, состоящих из равных долей кварца, плагиоклаза ($X_{An}^{Pl} \approx 0,33$)¹ и калишпата; в небольших количествах (обычно до 5–7 %) – темноцветных минералов из числа *Bt*, *Hbl*, *Opх*, *Cpx*, *Ms*, *Fa*, *Mag*. Минеральный состав гранита определяется химическими и термодинамическими параметрами кристаллизации магмы. Средний химический состав гранита (в мас. %): $SiO_2 = 70,18$; $TiO_2 = 0,34$; $Al_2O_3 = 14,98$; $MgO = 1,08$; $Fe_2O_3 = 1,62$; $FeO = 1,66$; $CaO = 2,20$; $Na_2O = 3,28$; $K_2O = 3,95$; $H_2O = 0,78$; $P_2O_5 = 0,27$; содержания SrO , BaO , MnO , ZrO , F , Cl , редких земель незначительны. Сведения об истории изучения гранитов, их разновидностях, фазовых соотношениях в модельных гранитных системах изложены в статье В.С. Попова “Как образуются граниты” (см. с. 64–69).

Но прежде чем начать рассказ об этих удивительных горных породах, необходимо определить области их распространения. Различают три типа земной коры: океаническую, континентальную и переходную между ними. Первая слагает ложе Мирового океана и почти на 90% состоит из базальтов. Однако на некоторых океанических островах (например, Исландия, Галапагосские острова) существуют вулканы, извергающие в небольших количествах магмы гранитного состава. Они продукты глубокой дифференциации базальтовых магм [1]. Формирующая верхнюю часть материков древняя континентальная кора состоит из щитов (жестких плит) и обрамляющих их складчатых поясов самого различного возраста. Основная масса гранитов сосредоточена именно в континентальной коре, где они образуют иногда гигантские массивы. Крупные тела гранитов чаще встречаются в фанерозойских (породы моложе 600 млн лет) складчатых областях, таких, как Тянь-Шань, Кавказ, Кордильеры, Урал и во многих других регионах. На щитах в основном обнажаются более древние, но относительно мелкие тела гранитов с возрастом 2,6 млрд лет, которые зародились на глубинах 20–15 км в докембрийских метаморфических комплексах. В них также широко распространены гранитогнейсы [2].

¹ Термодинамические величины и индексы минералов приведены в конце статьи.

Еще в прошлом веке очень крупные массивы гранитов называли батолитами. Под ними подразумевали тела, уходящие своими корнями в нижнюю часть земной коры. С появлением геофизических методов оказалось, что это не так. Гранитные тела часто имеют форму гигантских лепешек или грибов с относительно узкими ножками — подводными каналами. Наиболее древние граниты (с возрастом более 3 млрд лет) приурочены к гранитогнейсовым куполам в архейских зеленокаменных поясах и в разрезе напоминают соляные диапиры.

Кристаллизация гранита из силикатного расплава — механизм у геологов общепринятый [1]. Это доказывается мощным термальным воздействием гранитной магмы на вмещающие породы: вокруг них возникают контактовые ореолы роговиков — плотных тонкозернистых пород черного цвета. В начале этого века В.М. Гольдшмидт, один из основоположников геохимии, обнаружил в роговиковых ореолах интрузивных массивов вблизи Осло температурную зональность. В дальнейшем подобная зональность многократно описывалась петрологами в роговиковых ореолах крупных гранитных массивов на различных континентах. О магматической природе можно судить и по многочисленным расплавленным микровключениям в минералах гранита, то есть реликтам нераскристаллизованного расплава. Наконец, хорошо известны вулканические лавы, соответствующие по составу граниту [1].

Однако мы пока еще мало знаем о механизмах зарождения гранитных расплавов в земной коре. Ясно лишь, что для этого нужна высокая температура. При $P = 1$ атм температура плавления гранита равна 950°C и возрастает с глубиной по мере увеличения давления. Но как подвести такую высокую температуру к потенциально магматическому очагу? Ведь существует проблема передачи тепла, обусловленная очень низкой теплопроводностью горных пород, в существенной мере ограничивающей кондуктивный теплоперенос в земной коре. Именно этот фактор в первую очередь приходится учитывать при разработке моделей зарождения гранитных магм. А что, если гранитные магмы зарождаются в глубоких горизонтах континентальной коры под влиянием не просто тепловых, а флюидно-тепловых потоков? Ведь известны мощные потоки вещества (их еще называют плюмами), поднимающиеся из мантии и даже из внешнего ядра планеты в результате продолжающейся дифференциации Земли. Это на несколько порядков ускоряет разогрев пород. Флюиды — это надкритические смеси преимущественно газовых компонентов (H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2 , Ar , He и др.). Их глубинная природа доказана повышенным содержанием тяжелых изотопов углерода и водорода. В случае инфильтрации таких флюидов, особенно богатых водой или фтором, температура выплавления гранитной магмы из пород континентальной земной коры может снизиться на триста градусов и более. Это связано с высокой

растворимостью компонентов флюида в расплаве: чем выше их содержание, тем ниже температура плавления гранита и тем меньшей плотностью и вязкостью обладает магма. Однако и в случае насыщенных водой флюидов возрастание глубины заметно увеличивает температуру гранитной эвтектики [1]. Вместе с тем не только температура, давление и содержание воды в глубинном флюиде создают условия для зарождения гранитных магм. Существенное влияние оказывают и другие термодинамические параметры, в первую очередь химические потенциалы CO_2 , K_2O и Na_2O . Важную роль могут сыграть и композиционные параметры, например $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{rock}}$, $X_{\text{Al}}^{\text{rock}}$ и $X_{\text{Mg}}^{\text{rock}}$, исходных пород, подвергшихся воздействию глубинных флюидно-тепловых потоков. Поэтому перед петрологами всегда стояла проблема выбора тех параметров, которые в каждом конкретном случае определяют зарождение гранитного расплава в породах земной коры.

Если флюидно-тепловые потоки воздействовали на породы земной коры в далеком геологическом прошлом, то не исключены находки следов этого воздействия. Геологи ищут и находят не только следы миграции таких потоков, но и связь с ними гранитообразования. Они были найдены во многих местах, но выглядели по-разному. Так, в конце 70-х годов в гнейсовых комплексах Южной Индии, Шри Ланки, а позднее и Гренландии карьерами были вскрыты пятнистые чарнокиты — гиперстеновые разновидности гранитов (рис. 1). Размер этих чарнокитовых пятен в диаметре варьирует от первых сантиметров до первых метров. Расположены они в пределах относительно широких зон, контролируемых дайками и близких по составу к базальтам. В пространстве

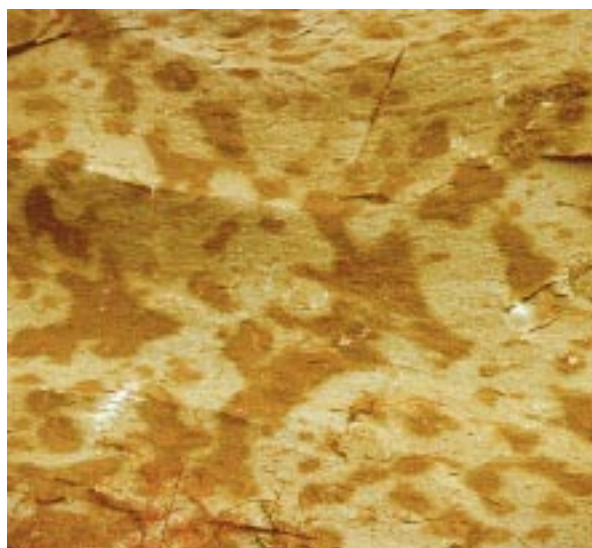


Рис. 1. Темные пятна чарнокитов среди светлых гнейсов в карьере вблизи деревни Удадиганга, в 20 км к югу от г. Канди, Шри Ланка

пятнистые чарнокиты представляют собой гирлянды шарообразных тел, соединенных своеобразными ветвями — ослабленными зонами в гнейсах, проводниками миграции флюидов. Имеется множество свидетельств тому, что расположенные в ядрах пятен гиперстеновые граниты возникали в тех местах, где мы их сейчас видим (*in situ*). Потому они получили название зарождающихся гранитов (*incipient granites*).

Таким образом, геологическая часть проблемы как будто оказалась решенной: пути миграции гранитизирующих флюидов найдены. Но все же это были экзотические находки. Геологам же давно известны комплексы гиперстеновых гранитов (чарнокитов), имеющие региональное распространение. К их числу относятся Побужский чарнокитовый комплекс, аналогичные комплексы в Антарктиде и Индии, Северной Америке и Восточной Сибири. В начале этого века при строительстве Кругобайкальской железной дороги на протяжении 70 км был вскрыт Шарыжалгайский комплекс. Комплекс сложен семью крупными, однотипными по геологическому строению (морфологии) куполами, залегающими в кристаллосланцах — очень древних базальтах, метаморфизованных при высоких T и P более 2 млрд лет тому назад. Каждый купол отделенно напоминает пятнистый чарнокит (рис. 2), но по морфологии тел они являются аналогами гранитных куполов в зеленокаменных поясах (см. рис. 1). В отличие от пятнистых чарнокитов возникали они не на месте, а перемещались вверх, вытесняя и час-

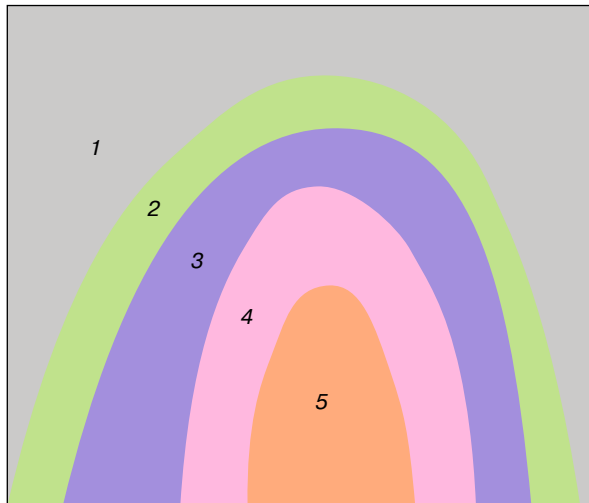
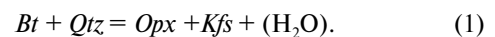


Рис. 2. Схематическое строение гранитогнейсового купола в Шарыжалгайском комплексе, Юго-Западное Прибайкалье (по Е.Б. Курдюкову): 1 — кристаллосланцы ($Opx + Cpx + Hbl + Pl + Bt + Qtz$); 2 — гнейсы ($Pl + Opx + Hbl + Bt + Qtz$); 3 — эндербиты ($Opx + Pl + Qtz$); 4 — гиперстеновые граниты (чарнокиты: $Opx + Kfs + Pl + Qtz$); 5 — биотитовые граниты ($Bt + Kfs + Pl + Qtz$)

тично замещая толщи кристаллосланцев. Однако и в этом случае имеются свидетельства связи образования гранитов с глубинными флюидно-тепловыми потоками.

В середине этого века выдающийся российский петролог академик Д.С. Коржинский обратил внимание на выдержанность состава гранитов, сформированных в самых различных геологических обстановках. На этой основе он сформулировал принцип подвижности щелочей при гранитизации как магматическом замещении вулканогенно-осадочных пород — модель, и по сей день весьма популярную среди геологов бывшего СССР. Позднее Д.С. Коржинский выдвинул гипотезу метасоматического превращения биотитовых гнейсов в чарнокитовые при возрастании μ_{K_2O} в существенно водном растворе мантийного происхождения. (Метасоматизм — твердофазное изменение состава породы за счет привноса—выноса химических элементов фильтрующимися флюидами.) Однако эта модель в силу разных причин не получила должного развития.

В последние 15–20 лет известный американский петролог Р. Ньютон [3] предложил иную модель твердофазного превращения гнейса в чарнокит по реакциям дегидратации Bt и/или Hbl в связи с притоком из мантии углекислых флюидов. Модель получила название “углекислой”. Действительно, соотношение C^{13}/C^{12} в газовых вытяжках из этих пород свидетельствует о смешанной, мантийно-коровой природе флюида, для которого справедливо соотношение $(X_{CO_2}^{fl} + X_{H_2O}^{fl}) = 1$. Повышенная в нем мольная доля CO_2 должна привести к снижению доли воды, ограничивая поле кристаллизации биотита — обычного водосодержащего минерала гнейсов. Вместо биотита должен возникнуть безводный минерал ортопироксен. В общем виде условную реакцию образования чарнокита за счет биотитового гнейса записывают так [3]:



Заметим, что правая часть этой реакции отнюдь не означает, что в породе остаются лишь два минерала, $Opx + Kfs$. Теоретически в ассоциации с $Opx + Kfs$ может быть устойчив либо Qtz , либо Bt ; все четыре минерала сосуществовать не могут. Но парагенезисы без кварца ($Bt + Opx + Kfs$) в природе не встречаются. Поэтому реакция дегидратации (1) может осуществляться лишь в породе, пересыщенной SiO_2 . В этом случае ее продуктом должен стать парагенезис $Qtz + Opx + Kfs$. В гнейсах всегда присутствует плагиоклаз, но в реакции (1) он не участвует. Вновь образованная ассоциация $Kfs + Pl + Opx + Qtz$ как раз и есть гиперстеновый гранит. Но ведь граниты возникают из магмы. Углекислотная модель этого не отрицает. Наоборот, она постулирует, что процесс чарнокитизации происходит не только при повышении CO_2 во флюиде, но и температуры. При определенных их соотношениях происходит плавление.

Возникший расплав может мигрировать, образуя при кристаллизации интрузивные массивы или жёлавые потоки на поверхности [1].

С первого взгляда концепция Р. Ньютона кажется достаточно стройной и основана на богатом петрологическом и экспериментальном материале. Так, гнейсовые комплексы Шри Ланки богаты включениями жидкой углекислоты, а образование пятнистых чарнокитов сопровождалось возникновением графита. Однако реакционные структуры $Opx + Kfs$ по биотиту, то есть следы реакции (1), обнаружены не были. Не был также проведен локальный рентгеноспектральный анализ сосуществующих минералов на фронте зарождающихся гиперстеновых гранитов. Остался неясным механизм преобразования исходного гнейса или кристаллосланца в эктектический гранит [1]. Чем объяснить зональность в строении гранитогнейсовых куполов (см. рис. 2)? Что общего и в чем различие в механизмах образования пятнистых чарнокитов и зональных метаморфических комплексов Прибайкалья, Побужья или Антарктиды? На все эти вопросы следовало дать ответы. И в первую очередь определить термодинамические параметры зарождения гранитных магм.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗАРОЖДЕНИЯ ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВОВ

Вспомним [2], что главными и единственными свидетелями условий образования и эволюции кристаллических горных пород являются слагающие их минералы. Благодаря вариации их составов можно рассчитать не только PT -параметры, но и другие физико-химические параметры процесса минералообразования. Главная задача — найти в горных породах такие реакционные структуры, которые возникли в ходе конкретной химической реакции. Начиная в 1991 году разработку проблемы зарождения гранитов, мы (я и мой ученик, а ныне сотрудник Тарас Геря; в прошлом году к нам присоединился Соросовский аспирант Олег Сафонов) понимали, что ее решение следует искать не в гранитах, а на фронте их развития, в зонах, промежуточных между гранитом и кристаллосланцем или же гнейсом. Для начала мы выбрали хорошо изученные чарнокитовые комплексы Южной Финляндии, Енисейского Кряжа и Юго-Западного Прибайкалья.

Реакционные структуры. В первых же образцах из зон перехода от гнейса к чарнокиту нам удалось обнаружить необычные реакционные структуры. Они представляли собой микронных размеров прожилки ортопироксена и $K-Na$ полевого шпата, развитые между зернами биотита и кварца (рис. 3). Это подсказывало, что мы находимся на правильном пути. Следует лишь изучить составы реагирующих минералов. Вот здесь и началось самое интересное. Оказалось, что в пределах реакционных структур химический состав минералов не остается постоянным, а закономерно изменяется.

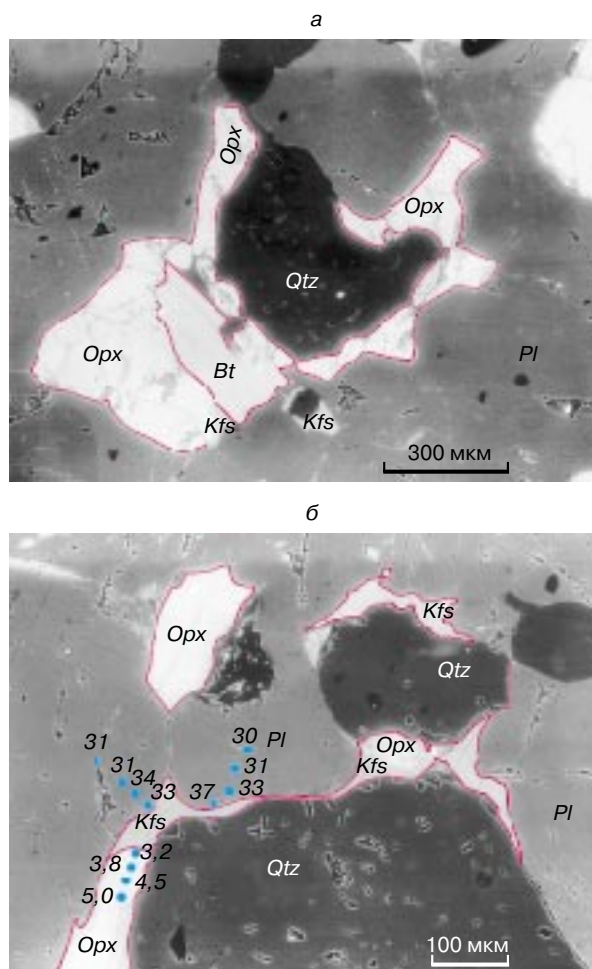


Рис. 3. Реакционная кайма Opx и Kfs , возникшая на границе зерен биотита и кварца (а), и развитие реакционной каймы Kfs (б) в гиперстеносодержащем гнейсе из комплекса Сулкава, в Южной Финляндии, при $T = 720 \pm 30^\circ C$, $P = 6,2 \pm 0,4$ кбар, $a_{H_2O} = 0,4 \pm 0,03$. Цифры на микрофотографии (б) обозначают содержание анортитового (кальциевого) компонента в плагиоклазе (Pl) и содержание Al_2O_3 в ортопироксене (Opx)

PT -параметры и $a_{H_2O}^{fl}$. С помощью геотермометров (табл. 1) и геобарометров [2] мы рассчитали PT -параметры зарождения гранитов. Оказалось, что процесс гранитизации ограничен такими пределами: $750-650^\circ C$ и $7-5$ кбар (глубины порядка $20-15$ км). При этом удалось доказать, что гранитизация протекает не на прогрессивной, идущей с возрастанием T - и P -стадии метаморфизма, а на регрессивной стадии, то есть при их снижении. Этот вывод противоречит углекислотной модели Ньютона [3]. Может быть, высокая концентрация CO_2 во флюиде приводит к снижению $a_{H_2O}^{fl}$ и вызывает гранитизацию гнейсовых толщ? Это можно проверить расчетными методами.

Таблица 1. Некоторые геотермометры, основанные на Fe–Mg-обменных равновесиях [2], и значения термодинамических величин этих равновесий в уравнении $T, K = (\Delta H^0 + P\Delta V^0)/(1,987 \ln K_T + \Delta S^0)$

Геотермометр	ΔH^0 , кал/атом	ΔS^0 , э.е.	ΔV^0 , кал/бар
Хлорит-гранатовый	7895	5,510	0,018
Биотит-гранатовый	7843	5,699	0,025
Кордиерит-гранатовый	6002	2,557	0,035
Клинопироксен-гранатовый	5543	3,447	0,010
Ставролит-гранатовый	5391	5,561	0,015
Амфибол-гранатовый	6617	4,630	0,018
Ортопироксен-гранатовый	4066	2,143	0,023
Хлоритоид-гранатовый	4273	3,523	0,012
Шпинель-гранатовый	3909	3,216	0,009

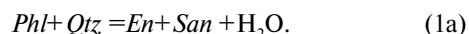
Зная PT -параметры, при которых зарождаются гранитные магмы, легко рассчитать $a_{H_2O}^f$ в реакции типа (1). Записывается выражение для константы реакции (1): $K_{(1)} = a_{H_2O}^f = -\Delta G_{(1)} = RT(\ln a_{Phl}^{Bt} - \ln a_{En}^{Opx} - \ln a_{Or}^{Kfs}) + \Delta G_{Phl}^0 + \Delta G_{Qtz}^0 - \Delta G_{En}^0 - \Delta G_{Or}^0 - \Delta G_{H_2O}^0$, где, согласно уравнению Гиббса–Гельмгольца, $\Delta G_i^0 = \Delta H_i^0 - T\Delta S_i^0 + P\Delta V_i^0$. На основе известных термодинамических данных по ΔH_i^0 , ΔS_i^0 , ΔV_i^0 , а также по активностям Phl , En и Or в соответствующих твердых растворах рассчитывают величины $a_{H_2O}^f$ при данных P , T и составах минералов. Оказалось, что при одинаковых T или P активность воды в чарноките выше либо равна значению $a_{H_2O}^f$ в гнейсе, из которого этот гранит возник. Этот важный вывод не дает, однако, ответа на вопрос, почему возникает типичная минеральная ассоциация чарнокита – парогенезис $Opx + Kfs + Qtz$. Ведь возрастание $a_{H_2O}^f$ должно приводить к смещению реакции (1) влево, то есть способствовать стабильности ассоциации биотита с кварцем. Но, быть может, все-таки высокая активность углекислотного (CO_2) компонента флюида способствует образованию чарнокита?

К сожалению, на основе минеральных равновесий величину активности CO_2 нельзя рассчитать, поскольку в неизмененных гранитах нет карбонатов. Напомним, что глубинные флюиды более чем на 90% состоят из воды и углекислоты. Но коль скоро $X_{CO_2}^f + X_{H_2O}^f \approx 1$, то выявленное нами возрастание концентрации воды во флюиде при гранитизации гнейсов и кристаллосланцев неизменно приведет к снижению в нем CO_2 . Следовательно, граниты не могут быть продуктами трансформации гнейсов за счет повышенной $X_{CO_2}^f$, как это следова-

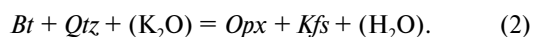
ло из углекислой модели Р. Ньютона. Но тогда что же способствует стабилизации в граните парогенезиса $Opx + Kfs$?

Вариации составов минералов в реакционных структурах показали, что химические реакции на фронте зарождения гранита контролируются не только и не столько P и T , сколько активностями подвижных компонентов флюида. Но каких компонентов? На этот главный вопрос и предстояло дать ответ.

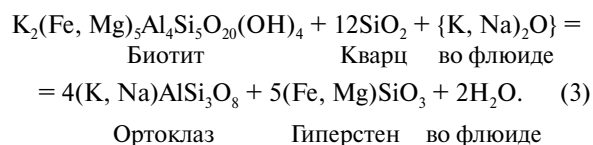
Химические потенциалы K_2O и Na_2O во флюиде. Согласно модели Р. Ньютона, реакция (1) в терминах конечных членов твердых растворов записывается следующим образом:



Но в гнейсах и сопутствующих кристаллических сланцах ($Pl + Bt + Hbl + Qtz$) никогда не встречается чистый флогопит, а биотит постоянно содержит избыток алюминия в виде молекул $East$ и Sid . Чтобы реализовать этот избыток, реакцию чарнокитизации следует записать так:



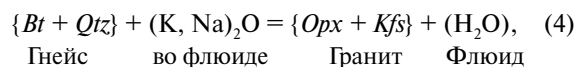
Наиболее глиноземистый Bt серии $Sid-East$ может реагировать с Qtz лишь в случае возрастания химических потенциалов щелочных металлов во флюиде, то есть



Таким образом, теоретические предпосылки и эмпирические данные свидетельствуют о том, что процесс гранитизации протекает по более сложной схеме, чем это предполагалось ранее.

Как отмечено выше, гранитизация гнейсов сопровождается снижением содержания алюминия в Opx , Bt , Hbl по направлению к контакту с Kfs . Этому явлению удалось найти простое объяснение: растворенные в надкритическом водном растворе щелочные металлы экстрагируют алюминий из минералов для создания K – Na полевого шпата, без которого гранит не гранит. Реакционные структуры как бы возникают под лозунгом “Весь глинозем на построение K – Na полевого шпата!”. Как это ни странно, но такая простая идея до недавнего времени ни кому не приходила в голову, хотя микроанализатор используется петрологами уже 30 лет.

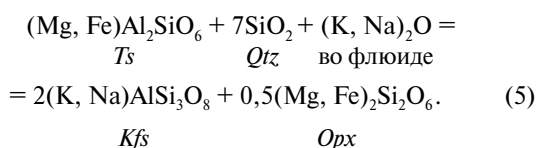
Итак, под влиянием химических потенциалов щелочей, растворенных во флюиде, гнейс с Bt может трансформироваться в гранит с Opx по реакции



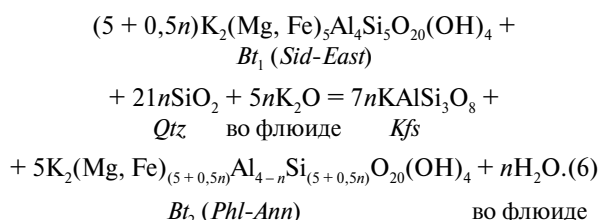
которая может протекать как в твердой породе, так и при температуре выше кривой плавления. При

этом концентрация ионов щелочных металлов в равновесном флюиде может быть ничтожна. Но протекание реакции (4) будет контролироваться химическими потенциалами К и Na.

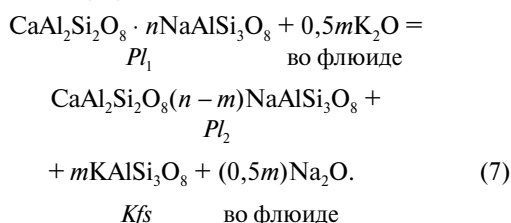
Реакция (4) не отражает изменения составов минералов. Вариации в них содержания, например, Al_2O_3 описываются дивариантными реакциями. Так, в *Opx-Bt* гнейсе алюминий экстрагируется из глиноземсодержащего *Opx* для создания *Kfs*, что записывается в виде уравнения смещенного равновесия [2]:



Биотит также теряет глинозем для создания *Kfs* (в частности, ортоклаза):



Параллельно происходит обогащение глиноземом твердого раствора плагиоклаза. Выражается это в росте содержания $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ в *Pl*, поскольку радикал $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ расходуется на создание молекулы ортоклаза (KAlSi_3O_8):



Следы этих реакций сохраняются в горных породах как в виде микроструктур, так и в составах контактирующих минералов. На рис. 3 показаны примеры таких структур в гранито-гнейсе из комплекса Сулкава, что в Южной Финляндии.

Реакции (5) и (7) не зависят от активности воды. Следовательно, при постоянных *T* и *P* они контролируются $\mu_{\text{K}_2\text{O}}^f$ и/или $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}^f$. Вместе с тем на рис. 2 подчеркнута важная деталь: в ядрах гранито-гнейсовых куполов гиперстеновые граниты сменяются биотитовыми. Это значит, что реакция (1) смещается влево за счет повышения активности воды и относительного снижения $\mu_{\text{K}_2\text{O}}^f$ и $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}^f$. Таким образом, повышенные химические потенциалы К и Na во флюиде характерны лишь для передовой зоны гранитизации, где происходит кислотно-основное взаимодействие флюида с вмещающими породами: при просачивании через породы более основного состава

ва во флюиде резко возрастают коэффициенты активности ионов щелочных металлов [4, с. 217]. В тыловой зоне гранитизации химические потенциалы щелочных металлов определяются их исходными величинами в глубинном флюиде. В равновесии с ним и находится расплав биотитового гранита (см. рис. 2).

Итак, приведенные примеры не оставляют сомнения в том, что зарождение гранитов в крупных зональных комплексах сопряжено с притоком щелочных флюидов. Но тогда и флюидные микровключения в минералах должны содержать реликты таких растворов. До недавнего времени их не находили. Но после первой же нашей публикации голландский ученый Ж. Туре обнаружил в таких образцах микронных размеров включения раскристаллизованной рапы — высококонцентрированного щелочно-хлоридного раствора. Это было первое независимое подтверждение “щелочной” концепции.

Ну а что же пятнистые чарнокиты? Они как будто хранили обет молчания. Никто, в том числе и мы, не мог обнаружить в них ни реакционных структур, ни микровключений рапы. Но результаты изучения зональных комплексов не давали покоя. Ведь это один и тот же процесс. А пятна гиперстеновых гранитов в гнейсах — это микромодель зональных комплексов. В пятнистых чарнокитах просто обязаны быть те же признаки процесса гранитизации. Я предложил Олегу Сафонову провести ревизию наших образцов из Шри Ланки и Индии. Результат превзошел все ожидания. В образцах из Шри Ланки он обнаружил не только уже известные нам реакционные структуры, но и следы более низкотемпературных реакций, типичных для гранитных интрузий. Ж. Туре немедленно запросил эти образцы для исследований. Через неделю из Амстердама пришло сообщение: “Как и следовало ожидать из Вашей теории, в образцах не оказалось обычных для гнейсов включений жидкой углекислоты. Обнаружены множественные микровключения раскристаллизованной рапы”. Так пал последний бастион “углекислотной” концепции. Физико-химическое решение задачи состоялось, но в тени остался механизм процесса гранитизации. Но это уже задача о транспорте вещества.

МЕХАНИЗМ ГРАНИТИЗАЦИИ

Мы уже говорили о том, что зарождение гранитов (гранитизация) в зональных комплексах, часто имеющих купольное строение, связано с замещением ими кристаллических сланцев (см. рис. 2). Для выяснения механизма гранитизации кристаллосланцев необходимо изучить пространственное распределение химических элементов, то есть химическую зональность, неизбежно возникающую из-за градиента концентраций этих элементов в исходных породах и гранитной эвтектике. На рис. 4 приведены две диаграммы изменения концентраций наиболее

важных химических элементов в породах разных зон гранитизации в нескольких гранитогнейсовых комплексах. Видно, что процесс гранитизации сводится к потере исходными породами таких элементов, как Mg, Fe, Ca и Ti. Эти элементы выносятся щелочными флюидами из первичных пород и накапливаются в зоне, промежуточной между гнейсом и гранитом. В сторону гранита возрастает концентрация Na_2O , K_2O , SiO_2 , а также присущих гранитам элементов-примесей, особенно тория. Таковы факты. А каков же механизм?

Вновь вернемся к пятнистым чарнокитам. Я уже назвал их выше микромоделью процесса гранитизации, то есть рождения гранитного расплава. В карьере села Удадиганга, в Шри Ланке, мы отобрали образец цельного чарнокитового пятна, то есть чарнокита с гнейсовой окантовкой, и подвергли его детальному анализу. Картина распределения элементов в пятне (рис. 5) практически не отличается от зональных комплексов, разве что в пятне она более четкая. И это несмотря на то, что валовой химический состав чарнокита и вмещающего его гнейса весьма близки. Ядро пятна почти точно соответствует составу гранитной эвтектики (в мас. %): $\text{SiO}_2 = 73,15$; $\text{TiO}_2 = 0,13$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,19$; $\text{MgO} = 0,21$; FeO (как $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) = 1,22; $\text{CaO} = 1,73$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,42$; $\text{K}_2\text{O} = 5,03$; $\text{Cl} = 0,13$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,06$. Следовательно, и здесь щелочные флюиды делают свое дело. Еще в твердой породе они производят своеобразное рафинирование — очистку породы от тех химических элементов, которые чужды гранитной эвтектике [1]. Наступает момент, когда состав ее достигнут и порода плавится при данных $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$, T и P . Не исключено, однако, что порода достигла эвтектического состава, но эти параметры не соответствуют условиям плавления. В этом случае гранит можно считать метасоматическим. Такие породы известны на Юж-

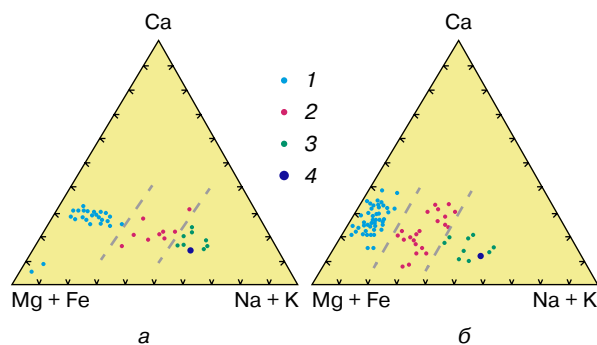


Рис. 4. Изменение химического состава пород в геологическом разрезе зональных чарнокитовых комплексов Украины и Белоруссии (а) и Юго-Западного Прибайкалья (б). Видно, что по мере приближения к ядру купольной структуры происходит накопление щелочей и снижается содержание Ca, Fe и Mg: 1 – метабазит, 2 – энтербит, 3 – чарнокит, 4 – гранит эвтектического состава (средний из 230 анализов по А.Н. Заварицкому)

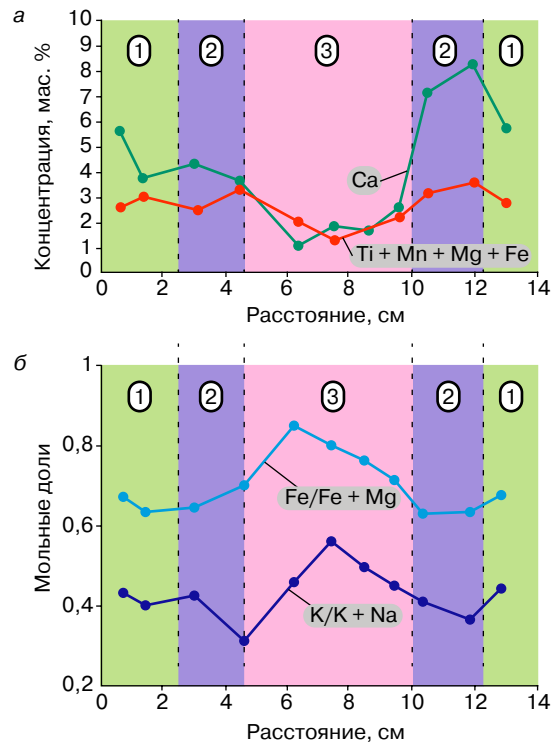


Рис. 5. Распределение некоторых элементов (а) и вариации состава породы (б) из чарнокитового пятна и вмещающего его гнейса (1). Ядро пятна (3) сложено практически чистым эвтектическим гранитом. Рафинирование происходило при фильтрации водно-солевого щелочного флюида через гнейсы. При этом терялась их гнейсовидность, то есть происходила структурная гомогенизация породы. Химические элементы, концентрация которых не соответствовала эвтектическому составу, накапливались в зоне 2 (она не плавилась). Так рождался из расплава (магмы) гранит

ном Урале, вблизи Ильменского заповедника. В большинстве случаев можно найти прямые доказательства того или иного процесса — плавления или же метасоматоза. Напомню, что в подавляющем большинстве случаев гранитные тела имеют чисто магматическую природу.

Минеральный и химический состав гранитов хоть и варьирует в небольших пределах, но находится в прямой зависимости от щелочности флюидов. В случае нейтральных по щелочности флюидов из порожденных ими магм кристаллизуются обыкновенные граниты. Темноцветные минералы в них представлены биотитом и/или роговой обманкой. При высокой активности натрия во флюиде возникают эгириновые и/или рибекитовые граниты. При относительно высокой химической активности калия образуются пироксеновые (с Sprx или Orpx) граниты и т.п.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, процесс гранитизации в значительной степени контролируется притоком существенно водного флюида глубинного происхождения. Взаимодействуя с породами земной коры, он выносит из них компоненты, не соответствующие составу гранитной эвтектики. Если $TPa_{H_2O}^H$ -параметры при этом допускают плавление, то в результате возникают гранитные магмы. При взаимодействии флюида с вмещающими породами возрастают активности щелочных металлов, и они переходят во вполне подвижное состояние, определяя состав гранита. Ясно, что эти выводы не имеют ничего общего с концепцией Р. Ньютона. И хотя они основаны на безупречных данных, мы ожидали с его стороны негативной реакции. Однако случилось обратное.

В письме ко мне Р. Ньютон признался, что под давлением фактов он отказывается от своих взглядов на процесс чарнокитообразования и поддерживает нашу модель. Более того, позднее [5, с. 877] в престижном международном журнале появилось его весьма любопытное заключение: “Концепция Перчука и Гери (1993) наряду с исследованиями солевых растворов представляет новое направление в экспериментальной и теоретической петрологии; именно она определяет физико-химические свойства концентрированных полиионных надкритических флюидов на уровне глубокой части земной коры и решает, в частности, проблему генерации гранитных магм”. Профессор Роберт Ньютон оказался подлинным ученым, для которого прежде всего важна истина.

Условные обозначения некоторых минералов

Bt — биотит, $K_2(Mg, Fe)_{5+0,5n}Al_{4-4n}Si_{5+0,5n}O_{20}(OH)_4$, твердый раствор аннита (*Ann*), $K_2Fe_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$, флогопита (*Phl*), $K_2Mg_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$, сидерофилита (*Sid*), $K_2Fe_3Al_4Si_5O_{20}(OH)_4$ и истонита (*East*), $K_2Mg_3Al_4Si_5O_{20}(OH)_4$.

Chl — твердый раствор хлорита $(Mg, Fe)_{2+n}Al_{2-n}Si_{1+n}O_5(OH)_4$; *Chd* — твердый раствор хлоритоида $(Mg, Fe, Mn)Al_3SiO_7(OH)_2$; *Cpx* — клинопироксен $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$; твердый раствор диопсида (*Di*) $CaMgSi_2O_6$, геденбергита (*Hed*), $CaFeSi_2O_6$ и эгирина (*Aeg*) $NaFeSi_2O_6$; *Fa* — фаялит Fe_2SiO_4 ; *Kfs* — K—Na полевошпат — твердый раствор альбита ($Ab = NaAlSi_3O_8$) и ортоклаза ($Or = KAlSi_3O_8$); *Hbl* —

амфибол, например обыкновенная роговая обманка, *Mag* — магнетит, Fe_3O_4 ; *Ms* — мусковит $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$; *Opx* — гиперстен (ромбический пироксен) $(Fe, Mg)SiO_3$ или $(Fe, Mg)_2Si_2O_6$, твердый раствор энстатита (*En*) $MgSiO_3$, ферросилита (*Fs*) $FeSiO_3$ и чермакита (*Ts*) $(Fe, Mg)Al_2Si_2O_6$; *Pl* — плагиоклаз, твердый раствор альбита ($Ab = NaAlSi_3O_8$) и анортита ($An = CaAl_2Si_2O_8$); *Qtz* — кварц SiO_2 ; *Rib* — рибекит $Na_2Fe^{2+}Fe^{3+}_3Si_8O_{22}(OH)_2$.

Простейшие термодинамические величины и функции

T — температура; *P* — давление; $\Delta G, \Delta H, \Delta S, \Delta V$ — изменение свободной энергии Гиббса, энтальпии, энтропии и объема соответственно в ходе реакции между минералами; X_i — мольная доля компонента *i* в растворе, например $X_{Mg} = Mg : (Mg + Fe)$ мольная доля магнезиального компонента в минерале или системе; $a_i = \gamma_i X_i$ — термодинамическая активность компонента *i* в любом растворе; γ_i — коэффициент термодинамической активности компонента *i* в растворе; $\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln a_i = \mu_i^0 + \mu_i^m$ — химический потенциал компонента *i* в твердом растворе или флюиде (*f*).

ЛИТЕРАТУРА

1. Попов В. С. Магматизм Земли // Соросовский Образовательный Журнал. 1996. № 1. С. 74–81.
2. Перчук Л. Л. Теория фазового соответствия и геологическая термобарометрия // Там же. № 6. С. 74–83.
3. Newton R. C. Fluids and Melting in the Archean Deep Crust // J. Mineral. Soc. London. Ser. 2. 1990. P. 149–179.
4. Коржинский Д. С. Основы метасоматизма и метаматизма. М.: Наука, 1993.
5. Newton R. C. Simple-system Mineral Reactions and High-Grade Metamorphic Fluids // Europ. J. Mineral. 1995. Vol. 7. P. 861–881.

* * *

Леонид Львович Перчук, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик Российской академии естественных наук и Международной академии высшей школы, зав. кафедрой петрологии МГУ, главный научный сотрудник Института экспериментальной минералогии РАН. Автор более 300 статей и 15 монографий.