

Часть 6. АКТУАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

И. С. Перетяжко

*Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
pgmigor@mail.ru*

Флюидно-магматические среды в процессах формирования гранитоидных пород: *P-V-T-X* свойства флюидов, данные изучения включений в минералах, петрологические следствия

Кристаллизация флюидонасыщенных гранитоидных расплавов сопровождается дегазацией и выделением флюидных сред, что создает благоприятные условия для захвата растущими фенокристаллами минералов сингенетичных расплавных (РВ) и флюидных (ФВ) включений. Интерпретация данных по термометрическим свойствам ФВ и РВ требует анализа *P-V-T-X* фазовых диаграмм растворов разных типов [Перетяжко, 2009]. Представим краткий обзор свойств нескольких водно-солевых флюидов, а также водно-силикатных жидких коллоидных сред, сосуществующих с гранитоидными расплавами разного состава.

Свойства водных флюидов при повышенных температурах и давлениях определяются коэффициентами растворимости входящих в их состав соединений и отсутствием или наличием критических явлений в насыщенных растворах. По этому признаку водные системы делятся на два типа [Равич, 1974; Валяшко, 1990]. Для водных растворов первого типа характерно непрерывное увеличение растворимости компонента (NaCl, KCl, H₃BO₃, CaCl₂, NaOH, KOH, KF, LiCl, CsCl, CsOH, MgCl₂, RbOH и др.) с повышением температуры. Во втором (или P-Q) типе систем растворимость соединений (силикатных минералов, NaF, LiF, Na₂CO₃, Na₂SO₄, K₂SO₄, Li₂SO₄ и др.) достигает минимальных значений в критической точке P, а вблизи критической точки Q – значительно повышается. Соленость растворов во ФВ рассчитывают по температуре плавления льда на эквивалентную концентрацию NaCl в системе NaCl–H₂O. Природные флюиды без газовых компонентов (CO₂, CH₄ и др.) чаще всего упрощают до системы первого типа (NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–KCl–CaCl₂+MgCl₂–H₂O, NaCl–H₃BO₃–H₂O). Свойства растворов P-Q типа обычно не учитывают при интерпретации данных по включениям, хотя такие соли как NaF, Na₂CO₃, Na₂SO₄, K₂SO₄ часто входят в состав магматических и гидротермальных флюидов.

В **растворах первого типа** поверхность растворимости компонента в координатах *P-T-X* сосуществует с областью жидко-паровой несмесимости. За пределами этой области находится гомогенный флюид. На каждой изоплете (изоконцентрате) раствора находится критическая точка, в которой плотности жидкой и паровой фаз равны. С ростом концентрации компонента эти точки смещаются в область высоких температур и давлений, образуя критическую кривую, которая не пересекается с поверхностью растворимости. Если в магматических процессах участвует водный раствор первого типа, то в равновесии с расплавом может находиться как гомоген-

ный флюид, так и жидко-паровая смесь двух флюидов. Включения, захваченные при P - T условиях за пределами области несмесимости из гомогенного флюида, в зависимости от его плотности, будут содержать жидкий или паровой (газовый) растворы в разных объемных соотношениях. Эти ФВ гомогенизируются в жидкую или газовую фазу. Захваченные в области жидко-паровой несмесимости ФВ содержат паровый или концентрированный растворы либо жидко-паровую смесь двух растворов (ФВ гетерогенного захвата). При охлаждении ФВ с раствором, содержащим, например, более 26.4 мас. % NaCl будет кристаллизоваться галит. До 800 °C растворимость хлоридов Na, K, Ca, Mg в паровом флюиде не превышает уровень насыщения этими компонентами жидкого раствора при 20–25 °C, и поэтому в первичных газовых ФВ не может быть кристаллов хлоридов. Присутствие таких кристаллов в газовых ФВ указывает на гетерогенный захват жидко-паровой смеси в области несмесимости. При понижении температуры в сингенетичных газовых и жидких ФВ значительно меняются содержания растворимого компонента, плотности жидкой и паровой фаз, их объемные соотношения. При охлаждении ФВ от температуры гомогенизации давление в газовых ФВ снижается медленнее, чем в жидких ФВ. Так, в интервале 500–650 °C величина ΔP для сосуществующих газовых и жидких ФВ с раствором NaCl в изотермических сечениях достигает 100–200 бар.

В водно-солевых системах второго типа растворимость соли снижается с повышением температуры и поверхность растворимости пересекает критическую кривую в точках P и Q [Равич, 1974; Валяшко, 1990]. Минимальная концентрация соли в растворах достигается в точке P вблизи критических параметров чистой воды (374.1 °C, 221 бар). Ниже температуры точки P газ или пар (V), жидкость (L) и кристаллическая соль (S) могут находиться в равновесиях V–L, V–L–S, V–S и L–S. Между точками P и Q существует гомогенный флюид – ненасыщенный либо насыщенный в равновесии с кристаллом соли. Плотность флюида в этой области постепенно возрастает при изотермическом повышении давления. Граница между паровым и жидким состоянием флюида устанавливается условно по параметрам за критической экстраполяции кривой кипения или критической изохоры чистой воды. В соответствии с этим между точками P и Q в паровом флюиде могут захватываться газовые ФВ (гомогенизация в газ), а в жидком – жидкие ФВ (гомогенизация в жидкость). Характерной особенностью систем второго типа является значительное повышение растворяющей способности флюида в интервале температур между точками P и Q с ростом давления. В большинстве изученных систем P–Q типа критическая кривая, идущая от критической точки воды, не является продолжением кривой, исходящей из критической точки соли. Вследствие этого метастабильные продолжения критических кривых от точек P и Q образуют на фазовой диаграмме метастабильную область расслаивания [Валяшко, 1990]. Метастабильное расслаивание часто переходит в стабильное при наличии во флюиде дополнительных компонентов. При температурах выше точки Q и высоких давлениях в равновесии могут находиться две жидкости и кристалл соли (L_1 – L_2 , L_1 – L_2 –S, L_1 –S, L_2 –S), а при низких давлениях – газ, жидкость и соль (V–L, V–L–S, V–S, L–S). Для жидкостей (L_1 или L_2) характерна высокая растворимость солевого компонента.

Водно-силикатные флюидные среды коллоидной природы могут существовать в широком диапазоне температур (250–800 °C) и давлений (50–2500 бар) [Peretyazhko et al., 2004; Перетяжко, 2012]. Предполагается, что они образуются за счет взаимодействия флюида (истинного раствора) с кристаллическими фазами и/или силикатным расплавом при последовательной полимеризации и гелировании раство-

ренных во флюиде форм кремнезема, глинозема и других компонентов, находящихся в коллоидном (дисперсном) состоянии.

Кварц входит в состав всех структурных разновидностей гранитов и гранитных пегматитов – от кварц-полевошпатовых зон магматической кристаллизации до крупных блоковых обособлений и кристаллов в друзовых комплексах из миарол. Наличие РВ силикатных расплавов во многих кварц-полевошпатовых комплексах гранитов и гранитных пегматитов не вызывает сомнений относительно их магматической природы. Неясен, однако, генезис крупных блоковых выделений кварца, чаще всего находящихся в центральных частях пегматитов, а также тел силикситов, нацело сложенных кварцем, объем которых достигает нескольких тысяч кубических метров. В блоковом кварце из пегматитов встречаются только ФВ. Зоны массивного кварца не имеют признаков осаждения из обогащенных кремнеземом растворов в надкритических условиях. Образование блоковых обособлений кварца на флюидно-магматической стадии требует большой массы циркулирующих водных растворов, поскольку концентрация кремнезема в них даже в сильно щелочных или кислых условиях обычно не превышает 1 мас. % SiO_2 . Об отсутствии значительных масс флюида в процессах пегматитообразования свидетельствуют геологические наблюдения. Обычно гранитные пегматиты или граниты с кварцевыми ядрами не имеют больших ореолов гидратированных пород. Подобные кварцевые выделения описаны нами во многих гранитных массивах, например, в Монголии и Казахстане. Имеются также характерные особенности блоковых выделений кварца, которые не согласуются с представлениями о его кристаллизации из расплава. Во многих пегматитах идиоморфные кристаллы КПШ, турмалина и других минералов вырастают в массивный кварц. В некоторых случаях среди блокового кварца находятся кристаллы других минералов, которые были подвержены механическим деформациям (изогнуты или сломаны со смещением). Все это свидетельствует о формировании блокового кварца после кристаллизации первично-магматических минералов гранитных пегматитов. Очевидно, что при P - T условиях кристаллизации пегматитов ($< 700\text{--}800\text{ }^\circ\text{C}$ и $< 5\text{--}7$ кбар) ожидать появления расплава чистого кремнезема даже в присутствии флюида не приходится. Для существования такого расплава в «сухих» системах необходима температура выше $1300\text{ }^\circ\text{C}$. Все это свидетельствует о том, что формирование блокового кварца среди гранитов, пегматитов, а также в телах силикситов происходило из обособлений силикагеля.

Одним из характерных компонентов флюидов при кристаллизации гранитных пегматитов является борная кислота, содержание которой достигает 27–30 мас. % при средних значениях 8–12 мас. % [Перетяжко и др., 2000; Перетяжко, 2012]. Растворимость H_3BO_3 увеличивается с ростом температуры, и ее водные растворы относятся к первому типу флюидов [Перетяжко, 2009]. Если при P - T параметрах кристаллизации пегматитов магматические борнокислые флюиды попадают в область жидко-паровой несмесимости, то при одних и тех же условиях будут сосуществовать фазы жидкого (концентрированного в отношении H_3BO_3) и низкоплотного парового флюидов. Каждый из этих флюидов может формировать крупные обособленные пузыри в пегматитовой магме или пузыри, в которых захватывались смеси флюидных фаз (как в ФВ гетерогенного захвата). В процессе длительного взаимодействия в магматическом очаге флюидных пузырей и расплава могли также формироваться крупные обособления силикагелей разного состава. После внедрения во вмещающие породы гетерогенной (как в отношении флюидных сред, так и расплавов)

пегматитовой магмы на месте таких обособлений образуются миаролы, содержащие разнообразные минеральные комплексы.

Во многих минералах из околомароловых комплексов и миарол гранитных пегматитов встречаются ФВ с нерастворимыми при нагревании дочерними кристаллами, что свидетельствует о принадлежности растворов во включениях к системе P-Q типа. Наличие в пегматитовой магме крупных флюидных обособлений с разным объемным соотношением силикагелей сложного состава, борнокислых флюидов и флюидов P-Q типа объясняет многообразие миарол в гранитных пегматитах – от «пустых» с небольшим наполнением и ограниченным набором минералов до почти нацело заполненных минеральными комплексами. Условия минералообразования в миаролах (природных автоклавах) существенно различались по давлению, плотности и составу системы, поскольку в них находились разные флюидные среды. Большая разница флюидного давления (десятки и сотни бар) в относительно близко (десятки сантиметров, первые метры) расположенных друг от друга миаролах увеличивала вероятность их разгерметизации и часто приводила к вскрытию и дроблению кристаллосырья [Загорский и др., 1999; Перетяжко, 2012].

Экспериментальные данные [Перетяжко и др., 2010] позволяют предположить, что в природных флюидах с высокими концентрациями бора и фтора вероятны проявления жидкостной несмесимости с разделением флюида на существенно борную (первый тип) и фторную (P-Q тип) концентрированные жидкости, а в окрестностях критической точки воды могли стабильно сосуществовать две жидкости и пар. В концентрированных B-F-содержащих флюидах при 800 °C образуются водно-силикатные вязкие жидкости. Коллоидное состояние таких жидкостей способствует экстракции многих редких элементов из окружающего их флюида и/или расплава. Преобразование водно-силикатных жидкостей при охлаждении и их последующая кристаллизация приводит к выделению флюида (истинного раствора), обогащенного редкими элементами. Реликты флюидных сред с растворимыми B-F-содержащими комплексными соединениями, а также водно-силикатных жидкостей коллоидной природы обнаружены в миароловых гранитных пегматитах и редкометальных гранитах разных регионов мира [Перетяжко и др., 2010; Перетяжко, 2012].

В гранитных пегматитах друзовые минеральные комплексы в миаролах и первично-магматические комплексы с широкими вариациями минерального состава и часто невыдержанным соотношением минералов (турмалина, лепидолита, петалита или сподумена, иногда – поллуцита, топаза, апатита, флюорита, танталониобатов и др.) предположительно формировались из водно-силикатных жидкостей (гелей) сложного состава [Peretyazhko et al., 2004; Перетяжко, 2012]. При изучении риолитов дзунбаинской свиты (K₁) в Нилгинской депрессии (Центральная Монголия) обнаружены и детально изучены многочисленные реликты гелеподобных силикатных и силикатно-железистых сред с широкими вариациями состава в интерстициях минералов матрикса пород и во включениях из фенокристаллов кварца и санидина [Перетяжко и др., 2014].

Магматические NaF-содержащие существенно газовые флюиды P-Q типа были диагностированы во ФВ из фенокристаллов кварца и топаза онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) [Перетяжко, 2009; Перетяжко, Савина, 2010]. Присутствие таких ФВ является признаком низкобарических условий кристаллизации пород. С учетом особенностей фазовой диаграммы системы второго типа (NaF–H₂O), а также данных термометрии ФВ и РВ определено флюидное давление для темпера-

турного интервала кристаллизации онгонитового расплава (600–750 °С), которое составляет 400–800 бар. Оценки флюидного давления по системе первого типа (NaCl–H₂O) для этих же ФВ дают почти в два раза более высокие значения давления флюида.

Таким образом, для корректных оценок условий кристаллизации пород по данным изучения ФВ и РВ необходимо анализировать *P-T-V-X* свойства флюидных сред разных типов. Необоснованное отнесение растворов Р-Q типа, например, к хлоридной системе первого типа приводит к значительному завышению величины флюидного давления. Следует учитывать многокомпонентный состав водных систем, к которым относится большинство природных флюидов, вариации температурного коэффициента растворимости компонентов в зависимости от их концентраций и *P-T* условий. Яркий тому пример, описанное вскипание флюида в афировой зоне массива онгонитов Ары-Булак, вызванное сменой типа флюида (переход от Р-Q к первому типу) за счет изменения его состава в результате взаимодействия с остаточным расплавом, кристаллическими фазами и фторидно-кальциевым стеклом [Перетяжко, Савина, 2010]. При интерпретации данных по включениям в минералах гранитоидных пород (гранитных пегматитов, редкометалльных гранитоидов, кислых вулканитов) необходимо также принимать во внимание возможное образование водно-силикатных жидкостей коллоидной природы с широкими вариациями состава в широком диапазоне *P-T* условий.

Литература

- Валяшко В. М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: Наука, 1990. 270 с.
- Равич М. И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. М.: Наука, 1974. 150 с.
- Загорский В. Е., Перетяжко И. С., Шмакин Б. М. Миароловые пегматиты (Гранитные пегматиты. Т. 3). Новосибирск: Наука, 1999. 488 с.
- Перетяжко И. С. Включения магматических флюидов: *P-V-T-X* свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 197–221.
- Перетяжко И. С. Миароловые гранитные пегматиты. Процессы образования минерализованных полостей, особенности минералогии, геохимии и внутреннего строения. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2012. 421 с.
- Перетяжко И. С., Прокофьев В. Ю., Загорский В. Е., Смирнов С. З. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального минералообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H₃BO₃) во флюидных включениях // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 241–266.
- Перетяжко И. С., Савина Е. А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.
- Перетяжко И. С., Смирнов С. З., Котельников А. Р., Котельникова З. А. Экспериментальное изучение системы H₃BO₃–NaF–SiO₂–H₂O при 350–800 °С и 1–2 кбар методом синтетических флюидных включений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 4. С. 450–472.
- Перетяжко И. С., Савина Е. А., Карманов Н. С., Павлова Л. А. Силикатно-железистые флюидные среды в риолитовой магме: данные изучения риолитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 287–326.
- Peretyazhko I. S., Smirnov S. Z., Thomas V. G., Zagorsky V. Ye. Gels and melt-like gels in high-temperature endogeneous formation // Proceedings of the IAGOD Conference. Vladivostok, 2004. P. 306–309.