

## ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ ВОДА–ГОРНАЯ ПОРОДА И ЕЕ ВНУТРЕННЯЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

С.Л. Шварцев

Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

634021, г. Томск, просп. Академический, 3

E-mail: tomsk@igng.tsc.ru

Поступила в редакцию 20 мая 2008 г.

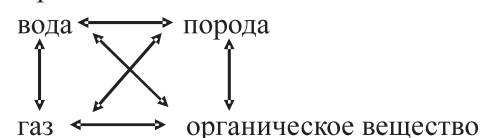
В работе рассматриваются природа и фундаментальные механизмы, определяющие непрерывное, строго направленное, геологически длительное взаимодействие в системе вода–порода, результатом которого является формирование разнообразных гидрогенно-минеральных комплексов, понятие о которых предложено автором. Показано, что изучаемая стационарная, равновесно-неравновесная система повсеместно развивается в области, далекой от равновесия, и приводит к формированию принципиально новых минеральных образований в тесной ассоциации с определенными геохимическими типами воды. Главным фактором, контролирующим состав гидрогенно-минеральных комплексов, является время взаимодействия, которое, в свою очередь, определяется многими условиями. Установлено, что рассматриваемая система обладает рядом внутренних механизмов, которые определяют ее геологически длительную эволюцию двух типов независимо ни от каких внешних данных.

**Ключевые слова:** стационарная система вода–порода, равновесие, гидрогенно-минеральный комплекс, эволюция, неорганическая материя, фактор времени.

Система вода–порода в последние годы привлекает пристальное внимание. Достаточно сказать, что на последнем 12-м международном симпозиуме, посвященном ее изучению, который состоялся в августе 2007 г. в Куньмине (Китай), было принято 360 докладов по этой проблематике [Bullen, Wang, 2007]. Такой небывало высокий интерес мировой научной общественности к этой проблеме объясняется тем, что система вода–горная порода является всеохватывающей на нашей планете и ее геологическая эволюция приводит к формированию многочисленных геохимических типов подземных и поверхностных вод, разнообразных вторичных минеральных новообразований, включая коры выветривания, гидротермально-измененные породы, разнообразные месторождения полезных ископаемых, многие аутигенные минералы, продукты гальмиролиза и т.д. Собственно, любые процессы литогенеза – есть результат взаимодействия воды с горными породами. В наших предыдущих работах показано, что система вода–порода обладает рядом особых механизмов, определяющих наличие в этой системе совершенно уникальной прогрессивной геологической эволюции, результатом которой является формирование диссипативных геологических структур, формирующихся без участия живого вещества [Шварцев, 2005, 2006, 2007]. Учитывая возможную связь такой эволюции с подготовкой геологических условий для возникновения жизни на нашей планете, в данной работе мы более подробно рассмотрим фундаментальные механизмы эволюционного раз-

вития системы вода–порода, акцентируя внимание на внутренних механизмах такой эволюции.

Как известно, В.И. Вернадский большое значение придавал равновесиям между основными компонентами окружающего мира: вода, порода, разнообразные газы, органическое вещество (живое и мертвое), различные минералы, углеводороды и т.д. Его знаменитое равновесие в системе:



стало общепризнанным, вошло во все учебники по геохимии и гидрогеологии и является базовым для современных наук о земле в целом. В.И. Вернадский [2003] рассматривал это равновесие главным образом с динамических позиций, но немалое значение он придавал и физико-химическим равновесиям в рассматриваемой системе. Поэтому он писал об одновременном динамическом и физико-химическом равновесии, которое «существует все время, меняясь в своей величине, пока существует раствор» (с. 155). Поэтому систему вода–порода–газ–органическое вещество мы предложили называть системой В.И. Вернадского [Алексеев и др., 2005; Шварцев и др., 2006].

Из всех компонентов этой системы В.И. Вернадский особую роль отводил воде. Он писал: «вода стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с

ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов» [Вернадский, 2003, с. 20]. Эта мысль великого учёного развивается применительно к разным оболочкам Земли: 1) не только земная поверхность, но и глубокие части планеты определяются *в самых существенных проявлениях*<sup>1</sup> наличием и свойствами воды; 2) вода создает основные механизмы земной коры, вплоть до магматической оболочки, по крайней мере; 3) ею вызывается и отчасти создается электрическое поле планеты и ее атмосферы; 4) свойства воды создают климат и определяют термодинамику атмосферы; 5) вода определяет всю химию земной коры и среду жизни; 6) природная вода охватывает и создает всю жизнь человека, так как едва ли есть какое-нибудь другое природное тело, которое бы до такой степени определяло его общественный уклад, быт, существование; 7) вода определяет и создает всю биосферу.

За каждым из приведенных высказываний глубочайшее научное обобщение многочисленных эмпирических фактов, величайшая, сконцентрированная в емкой фразе мысль, определяющая парадигму всего нашего знания о роли воды в развитии нашей планеты и ее особого положения среди всех природных тел. Поэтому идею о том, что «*вода занимает особое положение и стоит особняком в истории нашей планеты*», мы предложили назвать постулатом В.И. Вернадского [Шварцев, 1996].

Вместе с тем изменение состава и структуры воды происходит в основном под действием горных пород, которые выступают основным источником химических элементов, определяющим геохимический тип воды со всеми вытекающими отсюда следствиями. При этом мы исходим из фундаментального положения о том, что химические элементы активны только в растворенном состоянии, а механизмы взаимодействия, независимо от типа растворения (конгруэнтного или инконгруэнтного), носят жидкофазный характер, т.е. протекают через полное растворение и осаждение вторичных минералов. Последнее уже давно доказано многочисленными экспериментами [Алексеев и др., 2005].

Как весьма образно отметили Дж.Р. О'Нейл и Х.П. Тейлор [O'Neil, Taylor, 1967], преобразуемая часть кристалла должна «переплыть реку раствора», чтобы стать другим минералом. Поэтому не просто вода, а система вода–порода представляет наибольший интерес.

Необычность системы вода–порода начинается с того, что она формирует своеобразную стационарную систему, широко развитую в земной коре.

#### ВОДА–ПОРОДА КАК СПЕЦИФИЧЕСКАЯ СТАЦИОНАРНАЯ СИСТЕМА

Напомним, что *стационарными* называются такие *неравновесные системы*, которые сохраняют

*постоянство состояния во времени за счет обмена с окружающей средой*. Поэтому важно разобраться в особенностях эволюции системы вода–порода и ее связях с окружающей средой с этих позиций. Применительно к рассматриваемой системе порода является постоянным и безграничным источником химических элементов, которые в твердой фазе являются инертными и только с помощью воды вовлекаются в активное взаимодействие. При этом вода непрерывно поступает в горную породу из внешнего источника, например, из атмосферных осадков, пополняемых за счет климатического круговорота. Горные породы также участвуют в геологическом круговороте, но по сравнению с климатическим он очень медленный, т.к. составляет сотни миллионов лет. Климатический же круговорот воды в среднем на земном шаре по М.И. Львовичу [1974] совершается каждые 10 суток или 36 раз в году. Поэтому горные породы, по сравнению с водой, образуют статическую часть системы, а вода – динамическую.

Химически взаимодействуя в процессе фильтрации с горными породами, вода меняет свой состав и формирует тот или иной геохимический тип, который ассоциирует со строго определенным минеральным комплексом. Следовательно, вода относительно горной породы выступает элементом из окружающей среды, но только до тех пор, пока не начнет взаимодействовать с горными породами.

Собственно система вода–порода как стационарная возникает с начала взаимодействия этих двух системообразующих компонентов. Из сказанного очевидно, что *вода, будучи внешним компонентом относительно горной породы, становится внутренней частью системы с начала взаимодействия и производства вторичного продукта*.

Итак, неординарность стационарной системы вода–порода состоит в том, что один ее элемент (порода) является неподвижным, стабильным, монолитным, т.е. обладает свойствами консервативных систем. Второй элемент (вода) является подвижным, пронизывающим первый, фильтруясь через него. Вода–порода вместе обладают свойствами диссипативных структур, которые в своем развитии по Г. Николису и И. Пригожину [1990] обязательно приводят к необратимым процессам.

Вторая неординарная особенность рассматриваемой стационарной системы состоит в том, что один из ее элементов (вода) выступает одновременно и внешним и внутренним компонентом этой системы. Вода, с одной стороны, будучи элементом круговорота, обеспечивает связи системы с внешней средой, а с другой, – будучи элементом системы, обеспечивает ее развитие и производство вторичного продукта.

Важным признаком стационарной системы является постоянство получения ею из внешней среды вещества и энергии. Этот аспект проблемы также

<sup>1</sup> Курсивом выделены базовые слова и сочетания В.И. Вернадского

имеет свои особенности. Начнем с вещества, важнейшим из которых выступает опять же вода.

Хотя атмосферные осадки в горные породы поступают дискретно, это не мешает процессу непрерывного взаимодействия воды с горными породами. Постоянство взаимодействия обеспечивается тем, что горные породы в силу низкой проницаемости не способны пропустить весь объем выпадающих атмосферных осадков, большая часть которых поэтому непрерывно стекает в моря в виде поверхностного стока (рис. 1). Избыток воды обеспечивает полное и постоянное заполнение ею всех пор горных пород, что и обеспечивает непрерывность и постоянство взаимодействия в рассматриваемой системе.

Теперь о стабильности состояния рассматриваемой системы. Известно, что подземные воды самых верхних горизонтов подвержены изменениям в течение сезонов года, разных лет, многолетних циклов и т.д. Но могут ли такие изменения нарушить стабильность функционирования этой системы? Этот вопрос применительно к условиям зоны гипергенеза исследовался нами достаточно подробно [Шварцев, 1998]. Мы проанализировали временные и пространственные изменения состава подземных вод основных гидрогеологических провинций земного шара и показали, что *воды каждой такой провинции обладают специфическим, отличным от других провинций, составом, который сохраняет свою индивидуальность в ходе всех временных и пространственных изменений.*

Из анализа масштабов сезонных колебаний состава вод в разных провинциях были сделаны следующие выводы:

1) временные колебания состава воды в любой ландшафтной зоне, как правило, не приводят к изменению главных (ведущих) ее черт, характеризующих геохимический тип;

2) геохимический тип подземных вод не определяется только режимом их питания, как это упрощенно часто понимают, а обусловлен многими глубокими его связями со всеми компонентами ландшафта, но особенно, с горными породами. Изменение условий питания в разные сезоны года – это только один из этих параметров, который не в состоянии нарушить другие связи;

3) параметры каждого типа воды в разных гидрогеологических провинциях в совокупности достаточно стабильны и индивидуальны, хотя каждый из них может перекрываться с другим типом воды в отдельные периоды года.

Аналогичным образом были рассмотрены и пространственные изменения состава подземных вод, имея в виду их колебания вдоль фильтрационного потока от области питания к области разгрузки для каждой провинции зоны гипергенеза. Установлено, что состав подземных вод во всех ландшафтных зонах и провинциях естественно меняется вдоль

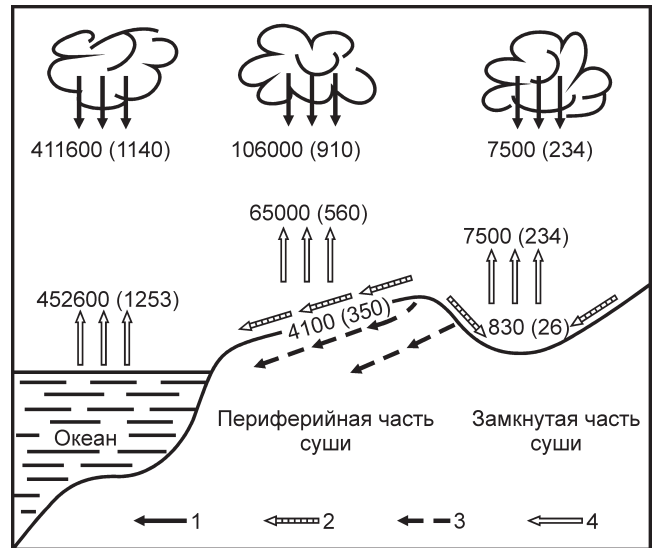


Рис. 1. Схема гидрологического круговорота воды.

Числа на рисунке – значения соответствующих элементов мирового баланса: без скобок – в км³, в скобках – в мм (по данным М.И. Львовича). 1 – осадки; 2 – поверхностный сток; 3 – подземный сток; 4 – испарение.

фильтрационного потока. Однако эти изменения не настолько велики, чтобы преобразовать один геохимический тип воды или класс миграции в другой. Отсюда был сделан важный вывод о том, что *геохимическая специфика подземных вод закладывается уже в области питания и непрерывно усиливается вдоль фильтрационного потока.* Важнейшими показателями такой специфики выступают общая минерализация, pH, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, Fe, Al, K, P, S, **химический тип воды**, соотношение между отдельными элементами и т.д.

Все сказанное позволило сделать несколько выводов:

1) геохимический комплекс элементов в водном растворе зоны гипергенеза образует весьма устойчивую систему, пространственные и временные изменения которой не затрагивают основных (базовых) ее параметров;

2) в каждом типе ландшафта и гидрогеологической провинции в целом формируется индивидуальная устойчивая гидрогеохимическая система, обладающая некоторой степенью свободы, которая обеспечивает возможность колебания ее отдельных параметров, но только в строго определенных пределах;

3) индивидуальность и стабильность гидрогеохимической системы обеспечивается, главным образом, характером водообмена, небольшими расстояниями между областями питания и разгрузки, наличием комплексных связей с компонентами окружающей среды.

В этой связи нельзя не вспомнить опять же работы В.И. Вернадского [2003], который писал, что «эмпирическое положение о *постоянстве химиче-*



ского состава природных вод в определенных пределах колебаний их состава (выделено нами – С.Ш.) вошло в научное сознание в конце XIX–начале XX в.», но оно никогда не было «высказываемо в определенной и ясной общей форме и не было подвергнуто критическому рассмотрению и анализу», хотя «в действительности оно лежит в основе нашего знания и в основе всей текущей научной работы. Из него, однако, не сделаны еще необходимые выводы» (с. 256).

Нельзя не поражаться прозорливости и умению этого великого ученого понимать то, что даже не было высказано «в определенной и ясной форме». К сожалению, это положение не вошло в науку и в наше время, хотя прошло почти 75 лет с тех пор, как были написаны эти строки. Вот как далее этот замечательный исследователь формулирует это эмпирическое положение: «химический состав каждой индивидуальной природной воды может быть выражен для каждого химического элемента в предельных минимальных и максимальных числах, которые не смещаются в короткий срок исторического времени. Выведенная в связи с этим средняя величина химического состава есть величина постоянная в пределах исторического времени» (выделено автором – В.В.). Это среднее может выдерживаться для данной воды и в течение геологического времени» (там же). Думаем, что это высказывание также может быть названо *постулатом В.И. Вернадского* о постоянстве состава воды.

После такого заключения В.И. Вернадского вряд ли можно сомневаться, что стационарная система вода–порода геологически длительно может функционировать в условиях стабильного состояния.

#### РАВНОВЕСНОЕ-НЕРАВНОВЕСНОЕ СОСТОЯНИЕ КАК ВЕДУЩИЙ ФАКТОР ЭВОЛЮЦИИ

Второе фундаментальное свойство системы вода–порода состоит в том, что со многими эндогенными минералами подземная вода всегда неравновесна. Так, например, крепкие рассолы Сибирской платформы с минерализацией 300–600 г/л, возраст которых несколько сот миллионов лет и которые практически неподвижны, тем не менее, не достигли равновесия с анортитом, диопсидом, нефелином, гроссуляром, пренитом, альбитом, флогопитом, форстеритом, кордиеритом, волластонитом и т.д. Они равновесны с глинистыми минералами, кальцитом, гипсом, галитом, кварцем, мусковитом, парагонитом, анальцимом, иногда альбитом, энстатитом, ломонитом, бишофитом, тетрагидритом и т.д. [Букаты, 1999]. В то же время, в условиях, например, тропиков, где водообмен особенно велик и достигает 40–60 л/сек·км<sup>2</sup> и где формируются латериты, подземные воды зоны активного водообмена равновесны только с оксидами и гидроксида-

ми Al, Fe, иногда Mn, Ti, Zr т.е. с гетитом, гиббситом, диаспором, магнетитом, реже каолинитом, но естественно, не равновесны практически со всеми эндогенными алюмосиликатами. Более того, даже атмосферные осадки часто равновесны гиббситу, а иногда и гетиту [Шварцев, 1998].

Проанализировав результаты собственных исследований и имеющиеся к тому времени публикации, мы еще в 1978 г. пришли к заключению, что в условиях зоны гипергенеза система вода–порода носит *равновесно-неравновесный характер*, т.е. вода всегда равновесна одним минералам, но одновременно неравновесна другим. Позже, проводя исследование характера равновесия соленых вод и рассолов осадочных бассейнов, включая и воды седиментационного генезиса с возрастом сотни миллионов лет, и обобщив имеющиеся литературные данные, мы подтвердили сделанный ранее вывод, расширив его формулировку: «В естественных условиях система вода–порода является равновесно-неравновесной во всех без исключения участках земной коры: водный раствор всегда неравновесен с отдельными минералами магматического или метаморфического генезиса, но одновременно равновесен с определенной гаммой вторичных минеральных фаз. Это обстоятельство определяет способность воды непрерывно растворять одни минералы и формировать все новые и новые вторичные продукты. Каких-либо термодинамических или кинетических ограничений такого развития рассматриваемой системы не имеется. Следовательно, мы имеем дело с *внутренне противоречивой системой, способной к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых минеральных фаз и геохимических типов воды*» [Шварцев, 1991, с. 46].

Подробно вопрос о природе равновесия воды с горными породами нами рассмотрен в специальных работах [Шварцев, 1991; Алексеев и др., 2005; Шварцев и др., 2007], поэтому мы не будем подробно на нем останавливаться. Подчеркнем лишь, что равновесно-неравновесное состояние рассматриваемой системы наблюдается в любой части земной коры, всюду, где есть свободная вода, т.е. до температур ~400° или глубин 20–30 км. При этом характер такого равновесия сохраняется независимо от типа горной породы, температуры и давления, pH, Eh среды, солености подземных вод и т.д.

Равновесно-неравновесное состояние системы вода–порода установлено и во многих работах зарубежных исследователей [Capuano, Cole, 1982; Reed, Spycher, 1984; Nesbitt, 1985; Gislason, Arnorsson, 1993; Tarcu, Gemicu, 2001, и др.], хотя они такую терминологию не используют. Приведем только один пример.

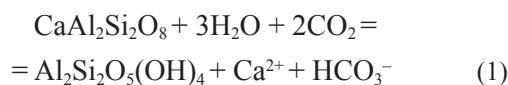
Равновесие высокотермальных (T = 200–250°C) вод с минералами вмещающих пород исследовано в районе гидротермальных полей Амиата и Латера

в Италии [Minissale et al., 1995]. Все 15 проб высокотемпературной воды из глубоких скважин являются Cl-Na с соленостью от 2 до 22 г/л и высоким содержанием  $\text{CO}_2$ . Высокотемпературные воды равновесны с мусковитом, альбитом и КППШ, реже с парагонитом и каолинитом (рис. 2). При этом чем выше их температура, тем ближе они к границе равновесия с альбитом и КППШ. В то же время они неравновесны с кальцевыми, магниевыми и железными эндогенными минералами, т.е. налицо равновесно-неравновесное состояние системы.

Следовательно, равновесно-неравновесное состояние – это не частный случай, а фундаментальное свойство системы вода–порода, которое отражает ее природные особенности, т.е. внутреннюю сущность и не зависит от каких-либо внешних факторов. Именно *равновесно-неравновесное состояние выступает главной причиной непрерывной, геологически длительной эволюции рассматриваемой системы.*

Равновесно-неравновесный характер системы вода–порода обеспечивает ее развитие в области, далекой от равновесия, что делает эту систему еще более важной, нацеленной на прогрессивное развитие [Шварцев, 2007]. Рассмотрим этот вопрос более подробно на примере гидролиза кальцевых алюмосиликатов.

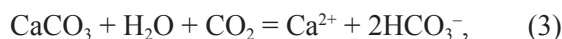
Напишем реакцию растворения анортита в следующем виде:



Константа этой реакции при 25°C равна

$$K_1 = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-]^2}{P_{\text{CO}_2}} = 10^{5,4} \quad (2)$$

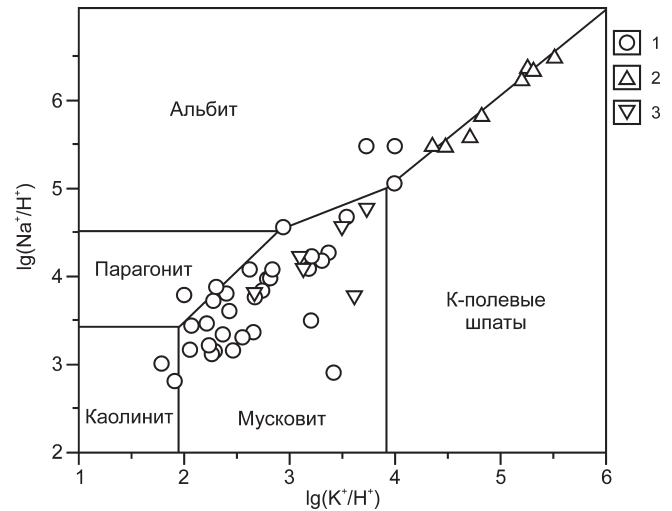
Если еще напишем реакцию растворения кальцита:



константа которой ( $K_2$ ) при 25°C равна

$$K_2 = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-]^2}{P_{\text{CO}_2}} = 10^{-6,0} \quad (04)$$

то увидим, что константы растворения этих двух минералов контролируются одними и теми же компонентами раствора. Но, во-первых, константа равновесия анортита почти на одиннадцать математических порядков выше аналогичной константы кальцита и, во-вторых, различие констант в том, что в случае анортита парциальное давление  $\text{CO}_2$  находится в квадрате. По этой причине квотант реакции растворения анортита при одних и тех же содержаниях элементов в растворе всегда будет ниже квотанта реакции растворения кальцита. Последнее крайне важно, т.к. объясняет природу неравновесности системы вода–анортит.

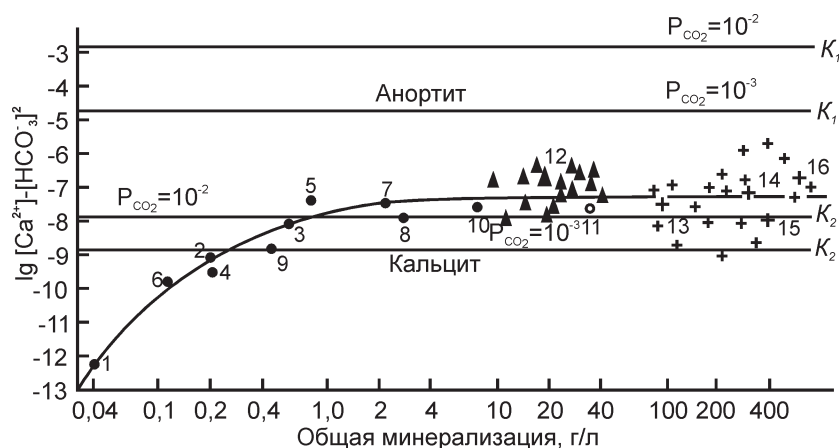


**Рис. 2.** Система  $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-SiO}_2$  при 300°C и давлении 86 бар с нанесением данных по горячим родникам в районе геотермального поля Амьата (1) и высокотемперальным водам районов Амьата (2) и Латера (3), Италия.

Однотипность констант двух реакций позволяет проводить сравнительный анализ их квотантов на одной довольно простой диаграмме для разных типов подземных вод. Так, если мы зададимся значением  $P_{\text{CO}_2}$ , то можем рассчитать значение произведения  $[\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{HCO}_3^-]^2$  для каждой из реакций. При  $P_{\text{CO}_2} = 10^{-3}$  это произведение в случае  $K_1$  равно  $10^{-0,6}$ , а в случае  $K_2 = 10^{-9,0}$ . При  $P_{\text{CO}_2} = 10^{-2}$  оно равно соответственно  $10^{1,4}$  и  $10^{-8,0}$  и т.д. Следовательно, мы можем сравнивать степень насыщения вод к двум разным минералам (анортиту и кальциту) в одних координатах [Shvartsev, 1995].

Значения произведений  $[\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{HCO}_3^-]^2$  для подземных вод с разной минерализацией и определенном  $P_{\text{CO}_2}$  показаны на рис. 3. Нетрудно видеть, что пресные подземные воды не насыщены по отношению к кальциту, но уже при солености более 0,6–1,0 г/л в зависимости от pH и  $P_{\text{CO}_2}$  они становятся насыщенными к этому минералу. Все соленые воды и рассолы также равновесны с кальцитом. Но насыщенные к кальциту воды остаются повсеместно ненасыщенными к анортиту.0

При солености воды >1,0 г/л степень равновесия раствора к анортиту несколько не увеличивается: при солености 400 г/л она остается практически такой же, как и при 4 г/л. Более того, такое насыщение в обычных условиях невозможно, поскольку кальцит, связывая  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , выступает *геохимическим барьером* на пути достижения равновесия с анортитом. Последнее возможно только при высоких значениях произведения  $[\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{HCO}_3^-]^2$ , но этому мешает процесс образования кальцита. Следовательно, карбонаты Са являются барьерами на пути установления равновесия природной воды с Са–алюмосиликатами.



**Рис. 3.** Степень насыщенности подземных вод разной минерализации относительно кальцита и анортита.

$K_1$  — константа растворения анортита при разных парциальных давлениях  $\text{CO}_2$ ;  $K_2$  — то же, кальцита; 1–9 — подземные воды зоны гипергенеза разных регионов мира; 10 — соленые воды Донбасса; 11 — океаническая вода; 12 — соленые седиментационные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна; 13–16 — рассолы из пород разной степени метаморфизма Сибирской платформы.

Аналогичным путем нами построены диаграммы равновесия с водой многих других алюмосиликатов [Shvartsev, 1995; Алексеев и др., 2005; Шварцев, 2007], которые показали, что все воды всегда насыщены по отношению к каким-либо вторичным минералам, которые формируются в этой системе, но одновременно всегда ненасыщены хотя бы к части первичных (эндогенных) минералов, которые поэтому практически всегда растворяются водой. Соотношение растворяемых и формируемых минералов в разных геологических обстановках, геохимических средах и зонах интенсивности водообмена различно, но неизменно то, что всегда имеются как те, так и другие минералы. Все это подтверждает принцип равновесно-неравновесного состояния системы вода–порода.

Но если это так, то становится очевидным, что *система жидкая вода–порода в пределах земной коры развивается в условиях, далеких от равновесия*, которые определяют принципиально новые возможности развития этой системы как прогрессивно самоорганизующейся диссипативной структуры в понимании И. Пригожина и И. Стенгерса [1986].

Известно, что для синергетики, в отличие от кибернетики, неравновесность — не источник гибели, не состояние деструкции, а, напротив, — основание становления упорядоченности, причина структурогенеза и эволюции системы в целом. Неравновесность — движущая сила эволюции, которая приводит в конечном итоге к изменению необратимых потоков энергии (и вещества), возникающих при стремлении к равновесию эволюционирующих открытых систем. С рассматриваемых позиций неравновесно-равновесный характер системы вода–порода выступает главным фактором эволюции минерального вещества многообразных процессов его самоорганизации и саморазвития.

По И. Пригожину и И. Стенгерсу [1986], в случае термодинамического равновесия системы ее элементы (молекулы) ведут себя независимо один от другого, так как каждый из них «игнорирует» все остальные и ведет себя пассивно. Такие элементы системы авторы предлагают назвать *гипнонами*, т.е. пребывающими в гипнотически спящем состоянии. Переход в неравновесное состояние «пробуждает» гипноны, между которыми устанавливается когерентная связь, и они перестают быть независимыми. В этом случае «система ведет себя так, как если бы она была вместилищем дальнедействующих сил. Несмотря на то, что силы молекулярного взаимодействия являются короткодействующими (действуют на расстоянии  $10^{-8}$  см), система строится так, как если бы каждая молекула была «информирована» о состоянии в целом» [Пригожин, Стенгерс, 1986, с. 229].

Следовательно, система вода–порода, развиваясь в области, далекой от равновесия, ведет себя как единая когерентная структура, которая постоянно в течение геологически длительного времени трансформируется, перестраивается, формирует новые минеральные образования и разнообразные геохимические типы вод, т.е. ведет себя, как неравновесная стационарная система с образованием новых, равновесных со средой, более сложных продуктов, формирующих более организованные диссипативные системы.

Вода, взаимодействуя с эндогенной породой, создает принципиально иной окружающий мир, в корне отличный от существующего ранее. На первых этапах это выражается в образовании иного состава воды и новых минеральных продуктов, непохожих на растворяемые водой эндогенные алюмосиликаты. Вместо полевых шпатов, оливинов, роговых обманок формируются каолиниты, монтмориллониты, кальциты, хлориты, гиббситы, гети-



ты и т.д. Важно при этом, что вода формирует эти новые образования в согласии с ее составом, структурой, средой. Поэтому смело можно сказать, что *этот вторичный (возникающий) мир создается водой в полной гармонии с законами изменения ее внутреннего содержания, внутренней энергии*. Под влиянием химических элементов, поступающих из породы, сама вода и связанная с этим геохимическая среда меняются, что приводит к «рождению» новых разнообразных минеральных соединений, состав и структура которых определены *водным раствором*.

### ГИДРОГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС – РЕЗУЛЬТАТ ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ СИСТЕМЫ ВОДА–ПОРОДА

Итак, *результатом эволюционного развития системы вода–порода является разнообразный вторичный минеральный продукт, соответствующий геохимический тип воды и определенная геохимическая среда*. При этом между всеми этими компонентами существует глубокая генетическая связь, поскольку один без другого они не образуются [Шварцев и др., 2007]. Все вместе эти продукты образуют генетически единый комплекс, который мы предлагаем называть *гидрогенно-минеральным*.

Следовательно, *гидрогенно-минеральный комплекс – это генетически связанная ассоциация минеральных, органических и растворенных в воде химических соединений, равновесных с породившей их средой, которые сформированы в результате эволюционного развития системы вода–порода в условиях (как будет показано ниже) строго определенного водообмена с последующим включением и биологических процессов*. Введение этого понятия необходимо для того, чтобы выявить природу разнообразия этих комплексов, их связь с той геохимической средой, которая формируется в результате процессов взаимодействия в системе вода–порода. Именно непонимание этого единства – основа споров вокруг генезиса тех же содовых вод, лессов, латеритов, железорудных осадочных месторождений, некоторых типов почв (например, солонцы) и т.д. Если мы примем единство среды с вторичными продуктами, будем мыслить гидрогенно-минеральными комплексами, тогда многие спорные положения отпадут сами по себе.

Трудность понимания механизмов формирования таких генетически единых комплексов состоит в том, что при поверхностном анализе, якобы, не всегда выявляется связь между составом воды и выпадающей твердой фазой. Например, кальцит может выпадать из пресных, солоноватых, соленых вод и крепких рассолов при различных pH, температуре, парциальном давлении CO<sub>2</sub>, содержаниях Са и т.д. Все верно, но есть один, абсолютно строгий критерий: вода должна быть насыщена по отно-

шению к кальциту, а уж сколько эта вода содержит дополнительно сульфатов, хлоридов, нитратов или фосфатов – не так и важно. Конечно, такие соли повышают соленость воды, меняют ее ионную силу, степень комплексообразования элементов и т.д., но неизменным остается требование равновесия воды с кальцитом. Пока любая подземная вода равновесна с кальцитом, он будет формироваться и его количество в системе вода–эндогенный минерал будет расти.

В отличие от воды, твердые вторичные продукты консервативны и для их растворения необходимо не только изменить геохимическую среду, но и требуется иногда геологически длительное время для того, чтобы они были растворены или трансформированы в другие соединения. Поэтому, безусловно, возможны варианты, когда в рассматриваемую систему проникнет вода иного состава, которая не является продуктом эволюции данной системы. В этом случае вторичные продукты (тот же кальцит) могут не формироваться, а растворяться. Но в данном случае предыдущая система будет деградировать, а новая, вновь возникающая, – формироваться. Поэтому всегда важно знать, в каком направлении протекает эволюция системы, что растворяется, а что образуется.

Гидрогенно-минеральный комплекс – это результат определенного типа взаимодействия воды с эндогенными алюмосиликатами, который определяется многими факторами, среди которых водообмен играет особо важную роль. Один такой комплекс сменяет другой по мере эволюции системы вода–порода. Поэтому таких комплексов достаточно много, вероятно многие сотни. Только применительно к зоне гипергенеза мы выделили семь (табл. 1), хотя их конечно значительно больше. Это только наиболее широко распространенные: латеритный, сиаллитный (каолинитовый), бисиаллитный (иллит – монтмориллонитовый), содовый (содово-лессовый), гипсообразующий, галитобразующий и органогенный. Название каждому комплексу дано с учетом типа взаимодействия воды с горными породами и принятой терминологии [Шварцев и др., 2007].

В табл. 1 гидрогенно-минеральные комплексы расположены в порядке их формирования в эволюционном развитии системы вода–эндогенные алюмосиликаты. Исключение составляет органогенный комплекс, который напрямую не связан с системой вода–порода, а определяется главным образом масштабами накопления органического вещества и поэтому может занимать любое положение среди других комплексов.

Равновесно-неравновесное состояние системы вода–порода обеспечивает непрерывный переход всех химических элементов в подземные воды. Поэтому их содержание в водном растворе со временем возрастает, причем избирательно, поскольку

Таблица 1. Основные гидрогенно-минеральные комплексы зоны гипергенеза

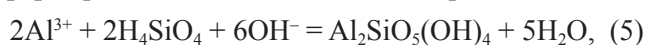
| Комплекс                  | Основной минеральный состав                               | Геохимический тип вод                                       | Контролирующие растворенные элементы и параметры среды | Необходимое химическое условие                           | Основные параметры состава воды                                                                                 |
|---------------------------|-----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Латеритный                | Оксиды и гидроксиды Al, Fe (Ni, Mn, Ti)                   | Кислый железисто-алюминиевый                                | Al, Fe, Mn, pH, $p_e$                                  | Равновесие с гидроксидами Al, Fe, (Mn, Ni, Ti)           | Ультрапресные кислые и слабокислые, $M < 0,1$ г/л, $Eh > 0,2$ В, $SiO_2 < 5$ мг/л                               |
| Каолининовый              | Каолинит, реже галлуазит, диакрит, накрит                 | Алюминиево-кремнистый                                       | Al, Si, pH                                             | Равновесие с каолинитом                                  | Пресные, слабокислые и нейтральные, $SiO_2 > 5$ мг/л, $M = 0,05-0,5$ г/л                                        |
| Бисапатитный              | Монтмориллонит, иллит, реже бейделит, нонтронит, сапонит  | Кремнисто-Na (Ca, Mg, K, Fe)                                | Si, Na, Mg, Ca, K, pH                                  | Равновесие с минералами групп иллитов и монтмориллонитов | Пресные и солоноватые, нейтральные и слабощелочные, $SiO_2 \sim 10-60$ мг/л, в зависимости от pH, $M > 0,3$ г/л |
| Содовый (содово-лессовый) | Кальцит, монтмориллонит, гидрослюда, редко каолинит, гипс | Слабощелочной и щелочной кремнистый карбонатно-Ca (содовый) | Ca, $HCO_3$ , pH                                       | Равновесие с кальцитом, монтмориллонитом, иллитом        | Щелочные пресные и солоноватые $M = 0,6-10$ г/л, $SiO_2 = 10-80$ мг/л                                           |
| Гипсообразующий           | Гипс, кальцит, монтмориллонит                             | Сульфатно-кремнистый карбонатно-Ca                          | Ca, Si, $SO_4$                                         | Равновесие с гипсом, кальцитом и монтмориллонитом        | Солоноватые, щелочные с высоким содержанием сульфат- и хлор-ионов, $M = 8-50$ г/л                               |
| Галитобразующий           | Галит, кальцит, монтмориллонит                            | Хлоридно-кремнистый сульфатно-Ca-Na                         | Na, Cl, Si                                             | Равновесие с галитом                                     | Солёные воды с высоким содержанием Cl и Na, $M \sim 300$ г/л                                                    |
| Органогенный              | Торф, гумус, подзол, реже фосфаты, вивианит и др.         | Кислый, органический                                        | Al, Si, $C_{орг}$ , pH, $p_e$                          | Равновесие с каолинитом, торфом, гумусом, фосфатами      | Пресные, кислые с высоким содержанием $C_{орг}$ , $M = 0,1-1,0$ г/л, $SiO_2 > 5$ мг/л                           |

Примечание. M – общая минерализация,  $p_e$  – электрический момент диполя



в соответствии с законом действия масс постепенно происходит насыщение воды гидроксидами, что ведет к переводу в осадок части элементов с образованием латеритного комплекса. Но тем самым в воде нарушается первоначальное соотношение концентрируемых элементов: одни из них получают преимущество перед другими, в данном случае Si перед Al. Именно это обстоятельство в конечном итоге и определяет смену осаждения гиббсита каолинитом, а значит, и смену латеритного комплекса каолинитовым.

Если взаимодействие воды с породой (например, базальтами) будет продолжаться, содержание кремнезема в растворе будет расти и на некотором этапе такого взаимодействия водный раствор достигнет равновесия с каолинитом, который и будет формироваться вместо гиббсита по реакции.

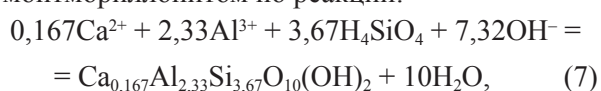


константа которой при 25°C равна:

$$K = 1/[\text{Al}^{3+}]^2[\text{H}_4\text{SiO}_4]^2[\text{OH}^-]^6 = 10^{79,4} \quad (6)$$

В этом случае вторичная минеральная фаза связывает Al и Si, но не связывает Ca, содержания которого в водном растворе растут. Поэтому и формируется каолинитовый комплекс.

Формирование каолинита, хотя и замедляет, но не исключает дальнейшее накопление кремнеза в растворе, так как отношение его к глинозему в выветривающихся алюмосиликатах обычно выше, чем в каолините. Поэтому в случае продолжения взаимодействия в системе вода–порода на некотором последующем этапе достигается равновесие с Ca–монтмориллонитом по реакции:



константа которой равна:

$$K = 1/[\text{Ca}^{2+}]^{0,167}[\text{Al}^{3+}]^{2,33}[\text{H}_4\text{SiO}_4]^{3,67}[\text{OH}^-]^{7,32} = 10^{89,3} \quad (8)$$

С момента наступления этого равновесия формируется бисиллитный комплекс.

Поскольку Ca–монтмориллонит не может связать всего Ca, освобождаемого при гидролизе эндогенных алюмосиликатов, его содержания в водном растворе в случае продолжения взаимодействия будут расти, и это приведет к образованию, наряду с монтмориллонитом, кальцита по реакции (3), если ход ее будет справа налево. Константа ее в этом случае равна  $10^{6,0}$ .

Рассмотрение развития системы вода–порода можно продолжать вплоть до образования гипса, эпидота, цеолитов, галита и т. д. Рост температуры, неизбежно сопровождающий гидрогеохимические процессы с проникновением воды на большие глубины, не меняет сути рассматриваемых процессов, хотя и меняет значения констант растворимости тех или иных минералов.

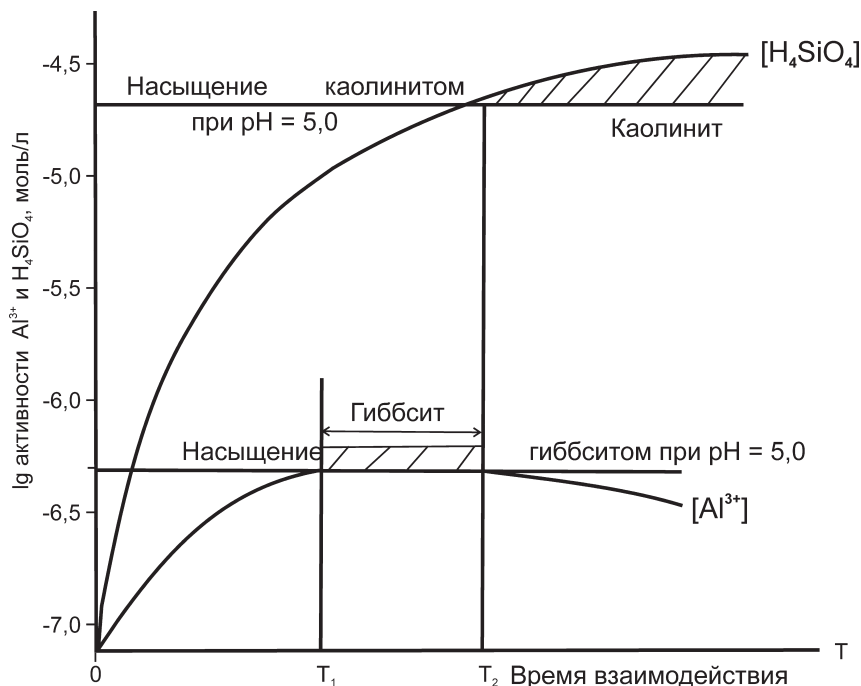
Следовательно, увеличение времени взаимодействия воды с горными породами и постепенным накоплением в водном растворе определенного количества и соотношения химических элементов, состав образующихся гидрогенно-минеральных комплексов изменяется, происходит смена одного другим, соленость воды растет, содержания отдельных элементов также растут. Неизменным остается одно – равновесие водного раствора с тем минеральным комплексом, который в этих условиях формируется. Но каков же механизм смены одного минерала другим? Рассмотрим этот вопрос подробнее на примере гиббсита и каолинита.

## МЕХАНИЗМЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ СМЕНУ ОДНОГО ВТОРИЧНОГО МИНЕРАЛА ДРУГИМ

Как показано выше, на самых ранних этапах взаимодействия воды с алюмосиликатами образуются гидроксиды Al – гиббсит, бемит, диаспор, байерит и др., которые связывают почти весь Al, поступающий в раствор из эндогенных алюмосиликатов. При этом содержания Si, который не связывается этими образованиями, растут в растворе по мере увеличения времени взаимодействия воды с алюмосиликатами. Такой рост содержаний последнего приводит в конечном итоге к насыщению раствора каолинитом по реакции (5) с константой (6). Поэтому с этого момента начинает формироваться каолинит. Но что происходит с гиббситом? Продолжается ли его образование?

Чтобы ответить на эти вопросы, надо сравнить состав каолинита с составом исходных, растворяемых водой минералов. Известно, что изверженные породы в среднем содержат Si в 3,7 раза больше, чем Al. Каолинит же в атомном, да и в весовом, отношении содержит Al и Si в одинаковых количествах. Следовательно, при образовании каолинита дефицитным элементом выступает не Si, а Al, т.е. масштабы образования каолинита определяются количеством поступающего в раствор Al, а не Si, поскольку содержание последнего достаточно. Каолинит поэтому при своем образовании связывает весь поступающий в раствор Al, но не весь, а только часть Si, нужную для построения кристаллической решетки каолинита. Но если это так, то для образования гиббсита Al уже не хватает и, следовательно, он не может формироваться. Учитывая исключительную важность обсуждаемого здесь механизма, рассмотрим его более подробно.

Итак, ультрапресные атмосферные осадки, выпадающие на магматическую породу, скажем среднего состава, растворяют все минералы, из которых она состоит. И хотя кинетика растворения разных минералов не одинакова [Алексеев и др., 2005], на первых этапах взаимодействия в раствор переходят все химические элементы примерно в тех же соотношениях, какие имеют место в горной породе.



**Рис. 4.** Схематическое изображение зависимостей образования гиббсита и каолинита от времени взаимодействия подземных вод с эндогенными алюмосиликатами.

В любом случае Si в раствор переходит в значительно больших количествах, чем Al, но, как показано выше, подземные воды в соответствии с константами равновесия в начале насыщаются гиббситом, а затем каолинитом. При pH = 5 насыщение водного раствора гиббситом в соответствии с реакцией:



происходит уже при активности  $[\text{Al}^{3+}]$ , равной  $10^{-6,2}$ . Такое значение активности достигается достаточно быстро по времени взаимодействия, равном  $T_1$  (рис. 4). С этого момента начинается осаждение гиббсита. Но поскольку взаимодействие воды с эндогенными породами продолжается, то в отличие от алюминия кремний продолжает концентрироваться в растворе, что в конечном итоге приводит к равновесию с каолинитом по реакции (5). Такое равновесие при pH = 5,0 наступает при активности  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , равной  $10^{-4,7}$ .

Следовательно, каолинит формируется позже гиббсита, т.е. в результате более длительного взаимодействия воды с эндогенными минералами, которое обозначим  $T_2$ . Поскольку образование каолинита, как показано выше, не связывает весь переходящий в раствор кремний, то в соответствии с константой реакции (6) при одном и том же значении pH активность  $\text{Al}^{3+}$  не только не может расти, но должна падать, что нарушает равновесие с гиббситом, который в этих условиях не может формироваться и уступает место каолиниту.

Из сказанного понятно, что гиббсит и каолинит — конкурирующие минералы: они «борются» за право овладеть Al, поступающим в раствор из эн-

догенной породы. На первом этапе это удается гиббситу, на втором — каолиниту, который подавляет саму возможность образования гиббсита. Вот почему бокситы не формируются на других стадиях взаимодействия воды с породой, кроме первой.

Таким образом, с первых моментов взаимодействия воды с эндогенными алюмосиликатами при  $T_x < T_1$  никакие вторичные минералы не образуются. При  $T_1 > T_x < T_2$  формируется гиббсит, при  $T_x > T_2$  — каолинит, затем все другие минералы в соответствии с рис. 5. Конечно, природный процесс еще более сложен, т.к. меняется pH — оно обычно при этом растет, поэтому гиббсит при  $T_x > T_2$  не образуется, но и не растворяется. В любом случае важно, что в неживой системе вода–порода имеются механизмы, контролирующие и направляющие эволюционный ход такого взаимодействия. Более того, важно подчеркнуть, что процесс взаимодействия в системе вода–порода всегда развивается только в одном направлении: растворения эндогенных алюмосиликатов с образованием все более поздних минералов в направлении от точки А к точке Н.

Поясним это положение: если вода, содержащая какое-то количество элементов, соответствует равновесию, например, с кальцитом в точке Е то, попав в породу, она начнет взаимодействовать с нею таким образом, что будет формировать, а не растворять кальцит и, накапливая элементы, будет стремиться вперед в направлении точки F, но ни в коем случае не точки D (рис. 5).

Само по себе наличие механизма конкуренции однонаправленного характера эволюции между минералами в неживой природе крайне любопыт-

но и важно. Это еще одно доказательство наличия процессов самоорганизации в биокосной материи, которую мы последовательно выявляем в системе вода–порода [Шварцев, 1995, 2005, 2006, 2007]. Но продолжим рассмотрение механизмов вторичного минералообразования.

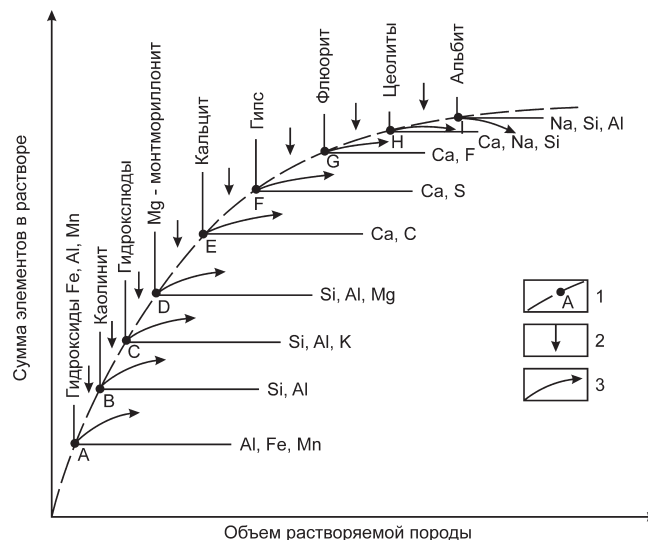
На примере гиббсита и каолинита мы убедились в том, что *отличное от растворяемой породы соотношение химических элементов во вновь формируемых минералах является важным механизмом глубокой дифференциации (перераспределения) химических элементов в водном растворе, что служит основной причиной смены парагенетической ассоциации формирующихся вторичных минералов в эволюционном развитии системы вода–порода.*

Следовательно, образование какого-либо минерала в эволюционном развитии системы вода–эндогенный алюмосиликат меняет главное – концентрирование химических элементов в растворе, которые связываются этим минералом, нарушает их соотношение с другими элементами, изменяет параметры среды. В растворе тем самым происходит перестройка (перегруппировка) системы атомов, их соотношения и состава. Конечно, при этом перестраивается и структура раствора, т.е. по существу образуется новый раствор или раствор с новыми параметрами (свойствами), который как-то иначе взаимодействует с растворяемой породой и формирует новые минералы, которые с новым геохимическим типом воды образуют новый гидрогенно-минеральный комплекс.

## ВНУТРЕННИЕ МЕХАНИЗМЫ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ

Как известно, учение об эволюции геологических и, в частности, осадочных, процессов получило развитие с середины прошлого века. Академик А.Л. Яншин – один из наиболее последовательных сторонников этого учения, считал, что с принципом актуализма (униформизма) в советской литологии покончено еще в 1952 г., а позже – и в других геологических науках. На смену униформизму пришло фундаментальное учение об эволюции геологических процессов – «перспективное как с мировоззренческой, так и с практической точки зрения» [Яншин, 1993, с. 9]. Таких же взглядов придерживаются Р. Гаррелс и Ф. Макензи [1974], А.Б. Ронов [1980], П.П. Тимофеев и В.Н. Холодов [1983], А.Б. Ронов, Н.В. Бреданова и А.А. Мигдисов [1988], А.А. Дроздовская [1990], М.А. Жарков [1993] и многие, многие другие исследователи разных областей геологии.

Главной причиной (фактором) таких эволюционных процессов традиционно признается снижение во времени интенсивности мантийного теплового потока, увеличение массы континентальной коры и сокращение площадей с мобильным тектоническим



**Рис. 5.** Последовательность образования вторичных минералов в ходе эволюции системы вода–порода.

A–I – точки начала выпадения новой вторичной фазы, соотношение твердых и растворенных минералов; 2 – зоны возможного поступления воды к контакту с горной породой; 3 – места возможного прекращения взаимодействия воды с горной породой.

режимом за счет расширения участков со стабильной корой, эволюция жизни, нарастание интенсивности окислительных процессов, изменение состава атмосферы, гидросферы и т. д.

Все перечисленные факторы эволюции являются внешними, так как они изменяются независимо от самих геологических процессов, которые выступают следствием изменения первых, но не наоборот. Иначе говоря, геологические (осадочные) процессы изменяются в результате эволюции более общих, но внешних сил (тектонических, вулканических, термических, магматических, водного, газового режимов и т.д.). Такой подход в геологии настолько прочно укоренился, что никто даже не ищет наличие внутренних, независимых от внешних факторов, механизмов эволюции. Господствует принцип, что в неживой материи (читай – геологии) эволюция невозможна. И хотя появилась синергетика геологических систем [Летников, 1992; Иванюк и др., 1996, и др.], но концепция эволюции геологических систем и процессов под влиянием только внешних факторов остается неизменной.

Вместе с тем, природа эволюции, например, гидросферы при таком подходе остается необъяснимой. Сложилась своего рода парадоксальная ситуация: жизнь на Земле обладает свойствами прогрессивной эволюции, а осадочные геологические процессы – нет. Отсюда делается вывод, что жизнь никак не связана с водно-геологическими процессами. И хотя в последние десятилетия синергетика сделала очень много для того, чтобы перекинуть мостик между живой и неживой материей, выявить

некоторые универсальные закономерности эволюции в органическом и неорганическом мире, найти общие черты эволюции и структурных образований в царствах живой и «мертвой» материи, в геологии представления о разной природе эволюции косных и биокосных систем остаются. Главная причина этого заключается в том, что до сих пор не найдены механизмы внутренней эволюции абиогенных систем.

И вот такие внутренние механизмы эволюции открываются в процессах взаимодействия воды с горными породами, т.е. в косной материи без участия жизни. Как показано выше, система вода–порода на всех участках земной коры является равновесно-неравновесной и способна геологически долго развиваться всюду, где есть вода и горная порода любого состава. В результате этого процесса формируются разнообразные гидрогенно-минеральные комплексы и целые геологические формации. На каждом этапе взаимодействия системы вода–порода, как заведенная машина, в течение геологически длительного времени формирует один и тот же вторичный гидрогенно-минеральный комплекс (латериты, глины, лессы, красноцветы и т. д.), соответствующий тип воды, характер геохимической среды и т. д. Чем дольше взаимодействие, тем больше продуктов вторичного комплекса образуется. Сформированные гидрогенно-минеральные продукты постепенно захватывают окружающее геологическое пространство, становятся доминирующими и определяют облик всей геологической среды. На следующем этапе, определяемом типом равновесия воды с горными породами, образуется другой комплекс, на третьем – еще один и т.д. Почему это происходит и какие факторы контролируют этот процесс? Приведем конкретный пример.

В осадочных бассейнах широким распространением пользуется вторичный карбонатный цемент [Осадочные... 2004]. Впрочем, вторичные карбонаты широко развиты повсюду: в гидротермальных системах, корях выветривания, метаморфических и магматических породах, почвах и т.д. Но мы возьмем только осадочные бассейны. Каким путем образуются здесь карбонаты? Обычно называют три основных причины: 1) понижение парциального давления  $\text{CO}_2$ ; 2) повышение pH и 3) рост температуры, поскольку все эти параметры контролируют растворимость кальцита и их изменение может привести к частичному его осаждению. Но как это может быть реализовано в реальном осадочном бассейне?

Если взять, например, Западно-Сибирский осадочный бассейн, то седиментационные воды нефтегазоносных отложений характеризуются значениями pH, близкими к 7,0 и меньше [Назаров, 2004], т.е. значительно ниже, чем исходные морские, pH которых близок к 8,0. Температуры тех же нефтегазоносных отложений, в которых развит карбонатный цемент, ранее были значительно выше, что устанавливается по степени метаморфизма органи-

ческого вещества [Конторович, 2004]. Потеря водой  $\text{CO}_2$  также неправдоподобна, поскольку система гидродинамически закрыта, в ней сохранились седиментационные воды, имеют место аномально высокие пластовые давления, залежи нефти и газа не разрушаются, а формируются и т.д.

Проблема решается исключительно просто, если к системе вода–порода подходить с равновесно-неравновесных позиций. Вода непрерывно в течение всего времени существования постседиментационного бассейна растворяет терригенную часть горных пород, например, по реакции (1). Но поскольку все седиментационные воды насыщены по отношению к кальциту [Алексеев и др., 2005], то переходящий в раствор Са **вынужден осаждаться** в виде этого минерала. Такой простой процесс растворения эндогенных минералов и осаждения вторичных за многие миллионы лет обеспечивает образование множества разнообразных вторичных цемента, включая карбонатный.

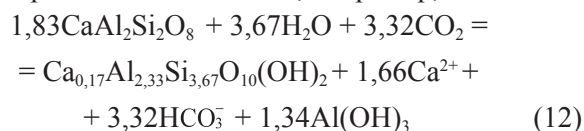
Важно, что общая направленность такой эволюции системы не зависит ни от температуры, ни от давления, ни характера среды, ни других внешних для нее факторов. Более того, например, характер геохимической среды создается самой этой системой, т.е. является внутренним фактором и во многом определяет направленность развития процессов взаимодействия, о чем более подробно мы скажем ниже.

Следовательно, *система вода–порода функционирует независимо ни от каких внешних факторов, т.к. обладает внутренними механизмами взаимодействия, которые составляют ее сущность, вытекающую из равновесно-неравновесного, т.е. внутренне противоречивого состояния.*

В таком случае возникает вопрос об источниках энергии, которые необходимы для развития этих процессов. Этот вопрос нами изучался специально. Была изучена свободная энергия около 100 реакций гидролиза алюмосиликатов [Шварцев, 2003]. Оказалось, что картина является достаточно пестрой: одни реакции являются экзотермическими, другие эндотермическими, которые несколько преобладают. Например, энергия гидролиза анортита по реакции (1) при 25°C равна 7,36 ккал/моль, т.е. протекает с ее выделением (экзотермическая реакция). Если даже учесть, что одновременно с растворением анортита формируется кальцит, т.е. суммарно реакция выглядит так:



то и в этом случае она оказывается экзотермической ( $\Delta G_0 \text{ реак} = -12,26 \text{ ккал/моль}$ ). Но если мы напишем реакцию в ином виде, например,





то ее энергия равна 16,24 ккал/моль, т.е. реакция становится эндотермической. И таких примеров можно приводить много.

Таким образом, многие реакции гидролиза протекают самопроизвольно без дополнительного количества энергии, т.е. за счет внутренней энергии исходных веществ, которая оказывается даже избыточной, но для многих из них требуется дополнительная энергия, которая поступает из внешней среды. Как показано нами в уже упоминавшейся работе, применительно к зоне гипергенеза таким источником энергии выступает солнце, в более глубоких горизонтах – энергия окружающей среды. Более того, нами развивается представление о том, что с термодинамических позиций формирование гипергенных глин необходимо рассматривать как результат двух процессов: гидролиза эндогенных алюмосиликатов и связывания значительных количеств воды, которая переходит на более высокий энергетический уровень. С учетом этих двух процессов все реакции гидролиза алюмосиликатов оказываются не экзотермическими, как полагали ранее, а эндотермическими. Поэтому система вода–эндогенные алюмосиликаты развивается в области, далекой от равновесия, с образованием продуктов гидролиза с большей энергией, относительно исходных, т.е. энергия системы в результате выветривания увеличивается, а энтропия соответственно уменьшается, что с позиций современной синергетики [Пригожин, Стенгерс, 1986] ведет к формированию принципиально новых диссипативных структур, которые являются более высокоорганизованными, более сложными в структурном, вещественном и информационном аспектах.

Все сказанное в этом разделе работы показывает, что система вода–порода, а значит и все осадочные геологические процессы развиваются под действием внутренних факторов, независимо от воздействия внешних. Последние могут только ускорять или тормозить развитие таких процессов, определять их продолжительность, но никак не прекращать их сложную эволюцию, которая представляет внутреннюю сущность явления. Тем самым, *впервые в геологии в мертвой, как принято считать, материи установлено наличие внутренней прогрессивной эволюции, протекающей независимо от внешних воздействий. Это важнейшее свойство взаимодействия воды с горными породами, которое качественно выделяет эту систему из других абиогенных.* Впервые это положение нами обосновано в 2001 г.

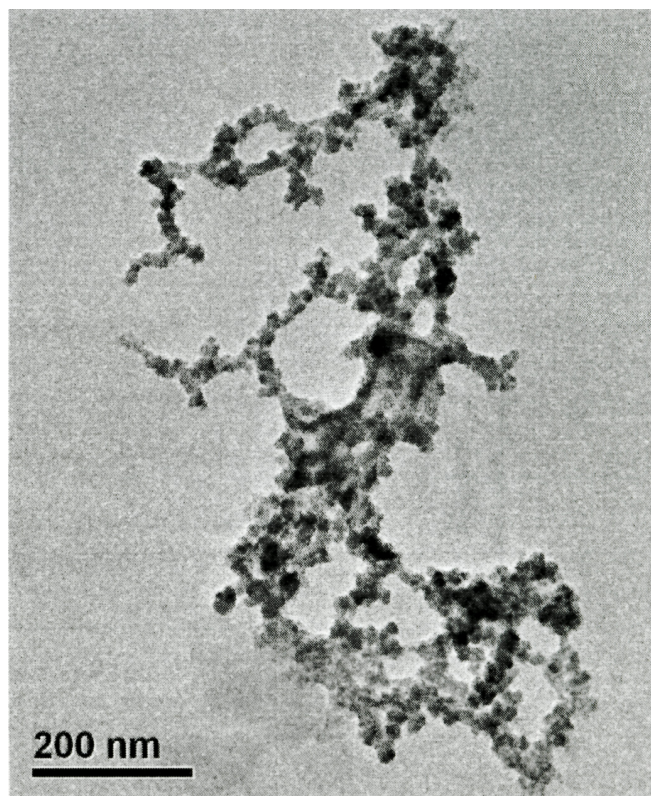
Какова же суть прогрессивной эволюции? Этот вопрос рассмотрен нами ранее [Шварцев, 2001, 2007]. Здесь уточним это положение.

## УСЛОЖНЕНИЕ ГИДРОГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАК ПРИЗНАК ПРОГРЕССИВНОЙ ЭВОЛЮЦИИ СИСТЕМЫ ВОДА–ПОРОДА

В геологии принято считать, что все процессы эволюции ведут к деградации, упрощению, разрушению связей. Например, выветривание горных пород рассматривается как распад горной породы, потеря ею связей, как между отдельными минералами, так и между химическими элементами, разрыв структурных связей, их упрощение. В целом, выветривание часто уподобляют процессу дезинтеграции, разрушению кристаллической решетки, в лучшем случае ее трансформации. Так, в последней коллективной монографии, посвященной проблемам выветривания, указывается что «выветривание – один из наиболее важных экзогенных процессов дифференциации вещества земной коры» [Савко и др., 2007, с.199]. А дифференциация, как известно, – это разделение, расслоение целого на части.

При этом почему-то забывается, что в процессах взаимодействия воды с породой формируются минеральные образования принципиально иного состава. Ведущим механизмом такого процесса выступает гидролиз алюмосиликатов [Келлер, 1963]. Состав вновь образующейся фазы резко отличается от растворяющейся горной породы и определяется параметрами геохимической среды. В зоне гипергенеза это обычно глины, в зоне гидротермального метасоматоза – цеолиты, хлориты, серпентин, в зоне катагенеза – каолинит, хлорит, гидрослюда, альбит и т.д. Следовательно, одна твердая фаза, растворяясь по механизму гидролиза, дает начало новой твердой фазе. Последняя формируется либо на месте разрушаемого минерала, повторяя его структуру (псевдоморфное замещение), либо на некотором расстоянии от него.

В любом случае из двух компонентов – воды и породы, возникает третий. Мнение, что гидролиз алюмосиликатов приводит к разрушению структуры и дезинтеграции горных пород, верно только частично, т.к. на фоне разрушения одного минерала формируется новая минеральная фаза, которая вместе с водой иного состава образует новый, более сложный, гидрогенно-минеральный комплекс, который содержит дополнительные структурные элементы, лучше приспособленные к конкретным условиям среды, и отражающий энергетически более выгодное состояние системы. Следовательно, мы здесь видим переход одного состояния системы в другое, более сложное. Примером такой системы является формирование профиля коры выветривания. Согласно модели С.А. Кашика и И.К. Карпова [1978], процесс выветривания представляет собой низкотемпературный метасоматоз, когда профиль выветривания рассматривается как условно-стационарная система, которая проходит



**Рис. 6.** Наночастицы оксидов Fe, найденные в питьевых водах района г. Вашингтон [Wigginton et al., 2007].

стадии гиббситовую или гиббсит-гетитовую, каолинитовую, гидрослюдистую, монтмориillonитовую, хлоритовую и др. При этом минеральные зоны формируются в строгом равновесии с составом вод, который меняется по профилю.

Формирование вторичной фазы равносильно по своему значению процессу биологического размножения, хотя имеются и существенные отличия. Но в любом случае, это отражает качественный скачок в развитии материнской системы с образованием дочерних систем (вода–вторичный минеральный комплекс).

Появление новой системы вода–вторичный минерал, безусловно, усложняет материнскую систему вода–эндогенный алюмосиликат. Особенно важно обратить внимание, что при этом усложняется состав воды, растет ее соленость, содержание многих химических элементов, появляются новые комплексные формы элементов, возникают ионные пары, вода насыщается по отношению к новым минералам и т.д. При этом, безусловно, усложняется и структура воды [Шварцев, 2007].

Гидрогенно-минеральный комплекс в коре выветривания или других частях земной коры формируется на протяжении всего времени взаимодействия воды с исходной породой, а не только когда наступает локальное равновесие. Этот процесс носит непрерывный, региональный, нелинейный характер,

что является отличительным признаком синергетических систем. По мере развития такого процесса один минеральный комплекс постепенно сменяется другим, что находит отражение в хорошо известном принципе стадийности вторичного минералообразования в рудообразующих, гидротермальных, метасоматических, гипергенных и других процессах.

Формирование и рост вторичных минеральных фаз в строгом единстве с геохимической средой есть саморазвивающийся процесс, так как он протекает в направлении от частей разрозненных к частям связанным, что, по У.Р. Эшби [1966], является важнейшим признаком самоорганизующейся системы.

Образование вторичного гидрогенно-минерального комплекса представляет собой зарождение качественно новой системы, состоящей из дополнительных структурных элементов. Они наиболее упорядочены, приспособлены к условиям среды и поэтому из локальной области (точки зарождения или нуклеации), постепенно расширяясь, отвоевывают новое геологическое пространство. Таковыми, например, являются латериты, оккупировавшие тропические области зоны гипергенеза; глинистые продукты выветривания, широко развитые в условиях умеренного климата; железисто-марганцевые конкреции, захватившие центральные части дна океанов; карбонатные калькреды, развитые в степных ландшафтах, красноцветные формации и т.д. К этому же типу относятся мощные зоны хлоритизации, гидрослюдизации в осадочных бассейнах, зоны гидротермально-измененных пород, околорудных изменений и т.д. Зарождение и распространение вторичной минеральной фазы – типичный пример нуклеации как начального этапа формирования диссипативных структур [Пригожин, Стенгерс, 1986]. Усложняется не только твердая фаза, но и состав воды, а значит и ее структура. Это особенно важно. Непрерывный рост солёности воды, неравномерное концентрирование химических элементов, усложнение комплексных соединений, ионных пар, увеличение числа минералов, с которыми раствор равновесен – все это элементы усложнения и развития, расширения многообразия структурных связей. На рис. 6 приводится пример того, как в водном растворе образуются оксиды Fe, на наноуровне формирующие причудливые кольцевые узоры, состоящие из тончайших нитей.

Итак, система вода–эндогенная порода, развиваясь в области, далекой от равновесия, служит источником упорядоченности и усложнения, формирования новых, более высокоорганизованных и более сложно построенных водно-минеральных систем с более сложными механизмами взаимодействия, которые формируются в условиях равновесия. Говоря другими словами, мы в данном случае имеем дело с более сложной ситуацией, чем это принято в синергетике, поскольку материнская система развивается в условиях неравновесия, но дочерние си-



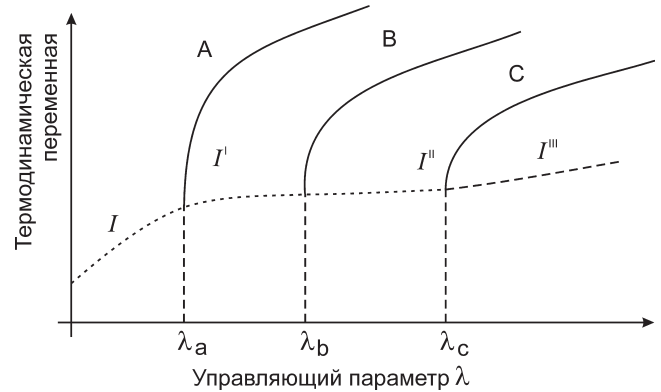
системы образуются в условиях равновесия, которые на следующем этапе геологической истории также переходят в неравновесие, что является причиной трансформации и этих новых систем.

Выпадение вторичного минерала – это не просто появление новой твердой фазы, что само по себе важно, но возникновение новой системы вода–вторичный минерал, которой раньше не было. Но еще более важно, что с выпадением осадка происходит перестройка состава воды, изменение ее структуры. Говоря языком синергетики, начало образования осадка – это и есть точка бифуркации, в которой происходит перестройка всей исходной системы, в первую очередь водного раствора. Все это совершается на молекулярном уровне, т.к. молекулы (ионы) в водном растворе перегруппируются и по-существу создают новую структуру, по В.И. Вернадскому, новый минерал воды или, по нашей терминологии, новый геохимический тип воды. После начала образования твердой фазы система вода–эндогенная порода выбирает новую траекторию эволюции, которая завершается образованием нового вторичного минерала и новой внутренней перестройкой структуры и состава воды. Так происходит последовательная смена одного минерала другими, хорошо известная как стадийность минералообразования, и смена одного геохимического типа воды другим, новым.

Этот процесс теоретически бесконечен, но в реальных условиях он ограничен по времени, хотя бы потому, что вода рано или поздно покидает горную породу, т.е. система прекращает свое существование. А вот когда это происходит – зависит от внешних геологических, геоморфологических, климатических и др. факторов, т.е. внешняя среда определяет время существования системы, а не путь ее эволюции.

Эволюцию системы вода–порода в стиле И.Р. Пригожина можно схематически изобразить, как показано на рис. 7. Система вода–эндогенная порода эволюционирует во времени, поскольку меняется состав воды и меняется характер взаимодействия, хотя сама исходная порода остается той же. Медленное, но строго направленное изменение состава воды приводит в точках бифуркации одного вторичного минерала (в точке А – гиббсита), позже второго (в точке В – каолинита), затем третьего (в точке С – монтмориллонита) и т.д. Управляющим параметром здесь служит состав воды, а термодинамической переменной – условная константа растворения. Нетрудно видеть, что рис. 7 в более общем виде отражает реальную последовательность вторичного минералообразования (см. рис. 5).

Выход воды из горной породы, скажем, разгрузка подземных вод в реку, не прекращает полного взаимодействия с породой, хотя значительно трансформирует его. Возникает новая система вода–донный осадок. Но главное в том, что такая трансформация



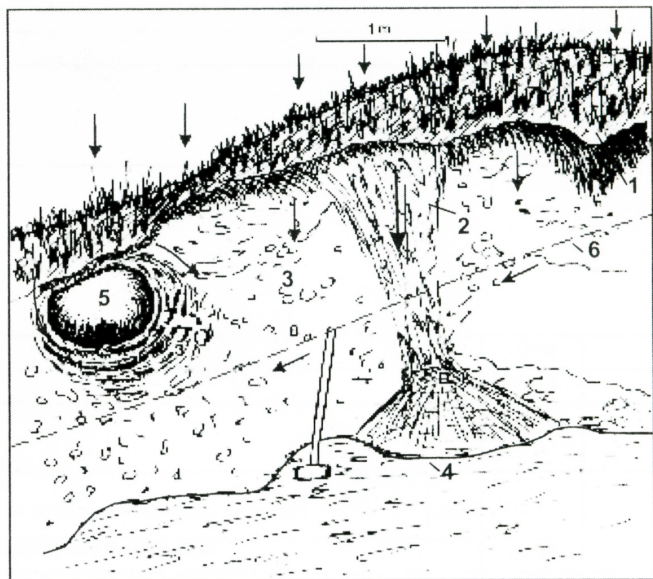
**Рис. 7.** Эволюция системы вода–порода с позиций синергетики: начальная эволюция системы (I) в критических точках  $\lambda_a$ ,  $\lambda_b$  и  $\lambda_c$ , становится неустойчивой (I', I'', I''') и меняет направление по линиям A, B, C, которые более устойчивы в данной среде (объяснение в тексте).

носит временный характер, поскольку из реки вода попадает в море, где, захороняясь, продолжает начатое ранее (в зоне гипергенеза) взаимодействие с горными породами. Именно продолжает, а не начинает заново с нуля. Накопленные в воде к этому времени химические элементы (морская вода или пресное озеро) изменяют взаимодействие и направляют эволюцию по новому пути с образованием новых гидрогенно-минеральных комплексов. И этот путь бесконечен.

Такой бесконечный путь геологической эволюции системы вода–порода, совершаемый в ходе всех круговоротов воды [Шварцев, 1996], еще раз выявляет единство всех природных вод – фундаментальное свойство гидросферы, открытое еще В.И. Вернадским [2003] путем эмпирического обобщения, чему нельзя не удивляться. Единство и повсеместное присутствие природных вод порождает единство и повсеместность эволюции – еще одного фундаментального свойства, но уже системы вода–порода.

Из сказанного вытекает, что в рассматриваемой системе имеют место два типа эволюции: один в водном растворе, другой – в составе твердых фаз. Для того чтобы сформировался вторичный минерал, необходимо время для накопления в растворе необходимого количества химических элементов, например, Si и Al – для формирования каолинита. Такое концентрирование протекает плавно и непрерывно. В то же время образование минералов – дискретный процесс: каждому минералу для образования требуется разное время эволюции системы.

Примером может служить процесс, отображенный на рис. 4, на котором показано, что гиббсит образуется раньше каолинита. При этом для образования каолинита после гиббсита требуется определенное время, в течение которого в растворе накапливается необходимое для образования каолинита количество Si и Al. Из сказанного, очевидно,



**Рис. 8.** Схематизированный разрез молодой латеритной коры выветривания в районе Бейнтон, (Австралия) [Nesbitt, Wilson, 1992].

1 – почвенно-растительный слой; 2 – сползающая масса; 3 – латеритная кора выветривания; 4 – граница коры выветривания; 5 – остаточный (невыветрелый) базальт; 6 – уровень подземных вод.

что твердые вторичные фазы образуются скачкообразно (дискретно). Плавная эволюция протекает только в водном растворе. Следовательно, можно говорить о наличии в одной системе двух форм эволюции – плавной (неразрывной) и скачкообразной (дискретной).

Таким образом, система вода–порода в силу равновесно-неравновесного состояния, определившего ее внутренне противоречивую природу и, как следствие, наличие ряда внутренних механизмов взаимодействия, способна в условиях нашей планеты при наличии  $\text{CO}_2$  к геологически длительной разнообразной эволюции с образованием принципиально новых водно-минеральных соединений и структур, которые могут быть названы диссипативными, поскольку они, кроме всего прочего, способны и к накоплению энергии, а значит уменьшению энтропии [Шварцев, 2007]. Поэтому такая эволюция может быть названа прогрессивной. Тем самым впервые в геологии обнаружена система, обладающая внутренними механизмами, которые обеспечивают непрерывную геологическую эволюцию, протекающую без участия живого вещества. Иначе говоря, установлено, что самоорганизация имеет место и в абиогенных системах. Удивительно, но в системе вода–порода выявляется эволюция, по некоторым признакам очень похожая на ту, которая имеет место в живых организмах [Шварцев и др., 2007]. Может косное не так далеко от живого, как принято считать?

Выявленные механизмы эволюции в системе вода–порода являются для неживой материи уни-

кальными, т.к. обладают многими свойствами, присущими и для живой материи. Далее рассмотрим одно из них, связанное с влиянием дочерних систем на материнские.

#### ВЛИЯНИЕ СФОРМИРОВАННЫХ ГИДРОГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА НАПРАВЛЕННОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ СИСТЕМЫ ВОДА–ЭНДОГЕННЫЕ АЛЮМОСИЛИКАТЫ

Итак, на любой стадии взаимодействия воды с эндогенными алюмосиликатами образуются вторичные минералы того или иного состава, которые медленно, но методично покрывают поверхности взаимодействия вначале тонким, а затем все более мощным слоем. В результате в коре выветривания (и не только) практически повсеместно можно наблюдать куски исходной монолитной породы, которая окутана вторичными минералами того или иного состава (рис. 8). Такое же строение вторичных продуктов характерно для лессов, гидротермально-измененных пород, диа- и катагенетически преобразованных пород осадочных бассейнов и т.д.

После образования гидрогенно-минерального комплекса, например, в коре выветривания, независимо от его мощности и состава, выпадающие атмосферные осадки, прежде чем достигнуть поверхности эндогенных пород, вынуждены просачиваться через эти вторичные образования: гиббсит, гетит, каолинит, монтмориллонит, кальцит и т.д. Иначе говоря, взаимодействие воды с породой начинается с ее контакта со вторичными минералами, которые уже являются продуктами взаимодействия с исходной (эндогенной) породой. Это обстоятельство крайне важно, т.к. характеризует новый этап в развитии системы вода–порода.

Просачивающиеся из атмосферы дождевые воды неравновесны не только с эндогенными минералами, но и, частично, с образованными в этой системе вторичными продуктами. Поэтому по пути своего движения вода вначале растворяет вторичные образования и, как показывают результаты исследований, достаточно быстро достигает равновесия с этими самыми вторичными продуктами [Кирюхин и др., 1993; Шварцев, 1998; Шварцев и др., 2007].

Следовательно, вода, фильтруясь через продукты коры выветривания, быстро достигает с ними равновесия, независимо от их состава, и к контакту с эндогенными алюмосиликатами поступает в равновесном со вторичными минералами состоянии. Говоря иначе, взаимодействие воды с эндогенными алюмосиликатами начинается не с нулевой точки (см. рис. 5), как это было до формирования вторичной фазы, а с какой-то любой другой (А–Г), в зависимости от конкретной ситуации. Тем самым, ранее образованные вторичные минералы сдвигают начало взаимодействия воды



с породой в сторону более поздних ее стадий. При всей внешней простоте и очевидности такого изменения взаимодействия, его нельзя рассматривать как чисто механическое явление, не затрагивающее сути самого процесса. Наоборот, перемещение начала взаимодействия с учетом его односторонности носит принципиальный характер и имеет ряд важнейших следствий теоретического и методологического плана, позволяющих глубже осознать механизмы управления водой процессов преобразования минерального вещества, а значит и механизмы эволюции вещества в неживой материи. Вот некоторые из таких следствий.

1. Факт влияния вторичных гидрогенно-минеральных комплексов на характер взаимодействия воды с эндогенными алюмосиликатами носит принципиальный характер и показывает наличие в рассматриваемой системе механизмов, обеспечивающих изменение такого взаимодействия воды с горными породами в зависимости от времени, которое приводит к смене одного гидрогенно-минерального комплекса другим. Все это подтверждает наличие в этой системе процессов внутренней физико-химической эволюции.

2. Система вода–эндогенные алюмосиликаты способна начать свое эволюционное развитие с формирования любого гидрогенно-минерального комплекса или с любой точки на кривой А-Г<sup>2</sup> (см. рис. 5) в зависимости от состава воды, которая поступает в зону взаимодействия. Именно этим объясняется не повсеместное, а локальное развитие, например, латеритов, которые должны формироваться на первой стадии взаимодействия воды с горными породами, но реально этого не происходит<sup>3</sup>.

3. Физико-химическая эволюция системы вода–эндогенные алюмосиликаты может протекать только в прямом направлении от точки А к точке Г и никогда – в обратном(!). Достигнув равновесия с каким-либо вторичным минералом, например, с кальцитом, вода, попадая на контакт с коренной породой, будет взаимодействовать с ней только по содовому механизму, а система – развиваться от точки Е к точке Г с образованием других более поздних гидрогенно-минеральных комплексов до тех пор, пока вода не покинет породу. В этом заключается прогрессивное начало развития системы, ее способность к внутренней трансформации механизмов взаимодействия, направленных на усложнение формирующихся вторичных гидрогенно-минеральных комплексов. И все это – в неживой материи, без участия органического вещества.

4. Несмотря на то, что каждая новая порция воды, попадающая в результате круговорота в уже сформированный гидрогенно-минеральный комплекс, частично его растворяет, объем этого комплекса во времени растет за счет большего по масштабам растворения первичных алюмосиликатов, с которыми вода взаимодействует значительно большее время.

5. Растворение просачивающейся водой части вторичного минерального комплекса, который формировался ранее, в течение геологически длительного времени, представляет на этом фоне весьма кратковременный процесс, незаметный для общей направленности эволюции системы вода–порода. Но он отражает в миниатюре весь предыдущий этап развития системы от нулевой точки до конечной для данного комплекса. Говоря иначе, весь путь, который прошла система вода–порода до формирования, скажем, содово-лессового комплекса (точка Е), повторяется каждой новой порцией пресной воды, попадающей в этот комплекс, но за значительно более короткое время. Взаимодействие попадающей в систему воды с вторичным минеральным комплексом обеспечивает прохождение пути от нулевой точки до точки взаимодействия (в данном случае точка Е, см. рис. 5) в относительно короткое время. Сформированный таким путем состав воды обеспечивает на контакте с эндогенными алюмосиликатами образование не начального, а такого же по составу, как в точке взаимодействия, гидрогенно-минерального комплекса, который затем может перейти в следующий, более поздний по времени образования.

Если назовем систему вода–эндогенные алюмосиликаты материнской, а систему вода–вторичные минеральные образования дочерней, то сказанное выше можно выразить так: дочерняя система за значительно более короткое время проходит тот же путь (скажем, опять же до точки Е), который был проложен материнской системой, но за больший отрезок времени. Эффект сокращения времени или увеличения скорости развития дочерней системы относительно материнской, может быть назван эволюционным скачком или ускорением эволюции.

6. Влияние дочерней системы на развитие материнской не ограничивается только изменением скорости развития системы. Оно значительно шире и заключается в том, что появление вторичного гидрогенно-минерального комплекса, связывающего часть элементов в твердую фазу, существенно меняет количественное соотношение между элементами в растворе, а значит и внутреннее состояние системы вода–порода, которая вынуждена перестраиваться, о чем говорилось выше.

Акцентируем внимание еще раз на главной причине смены одного комплекса другим, на механизмах этого процесса. Ведь причина замены того же гиббсита каолинитом кроется в самом факте по-

<sup>2</sup> И это не только в зоне гипергенеза. В более глубоких частях земной коры таких комплексов на математические порядки больше.

<sup>3</sup> О факторах, определяющих реальную стадию начала взаимодействия, см. ниже.

явления первого. Зарождение гиббсита затруднило концентрирование  $Al$  в растворе, изменило его соотношение с  $Si$ , что и явилось причиной появления позже каолинита, т.е. налицо влияние дочерней системы на материнскую.

Материнская система, реагируя на факт появления одной дочерней системы, перестраивается и создает новые механизмы для того, чтобы со временем могли формироваться другие дочерние системы, т.е. процесс ведет к непрерывному усложнению развивающейся исходной системы.

### ВРЕМЯ – ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ РАЗНООБРАЗИЕ ГИДРОГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Главный вопрос, который обычно возникает при изучении любых вторичных продуктов и воды, заключается в том, почему в пределах одних и тех же горных пород (гранитах, базальтах и др.) формируются разные вторичные продукты? Ответ на этот вопрос ищут не только многие исследователи, но и целые науки: почвоведение, ландшафтоведение, гидрогеология, геохимия, минералогия, литология, физическая география, науки о корях выветривания, полезных ископаемых и т.д. Наиболее типичный ответ заключается в том, что меняется температура, давление, количество осадков, испарение, биологическая продуктивность ландшафта, рельеф и т.д. Но все это никак не проливает свет на механизм действия того или иного фактора.

Очевидно, что простое перечисление хоть сотни факторов, проблему не решает. Нужен другой подход, основанный на факте равновесно-неравновесного состояния системы вода–алюмосиликаты. Именно из доказанного факта неравновесности подземных вод с эндогенными алюмосиликатами и непрерывности их взаимодействия вытекает важный прин-

цип: чем более длительным является такое взаимодействие, тем больше химических элементов оказывается в растворе и тем больше формируется гидрогенно-минеральных комплексов.

Следовательно, важнейшим фактором оказывается время взаимодействия воды с эндогенными алюмосиликатами, которые растворяются водой. Удивительно, но именно этот фактор обычно забывают при перечислении множества других. Но если даже он и упоминается, то механизм его действия также остается нераскрытым. Учитывая сложившееся положение, остановимся на этом вопросе более подробно.

Неравновесность системы природная вода–эндогенные алюмосиликаты в разных частях геологического разреза определяет хотя и медленный, но непрерывный переход химических элементов в водный раствор. При этом независимо от механизма растворения (конгруэнтный или инконгруэнтный) любая реакция, как показано выше, протекает через полное растворение первичных минералов и осаждение вторичных [Алексеев и др., 2005].

С увеличением времени взаимодействия концентрация химических элементов в растворе обычно сначала возрастает быстро, затем растет медленнее. То же самое происходит и при увеличении площади взаимодействия [Алексеев, 2002]. Важно при этом, что химическое взаимодействие продолжается геологически долго. И даже когда вторичные продукты покрывают растворяющуюся поверхность эндогенного минерала, химическое взаимодействие продолжается, поскольку вторичные минералы образуют пористый слой, не препятствующий полностью дальнейшему растворению эндогенных алюмосиликатов.

Зависимость содержаний солей в подземных водах от времени их взаимодействия с горными породами в гидрогеологии известна давно. Первым на это обстоятельство обратил внимание еще Н.К. Игнатович. Позже это положение получило всеобщее признание. Так, хорошо известен факт увеличения солёности и смены состава вод во всех горных массивах по мере уменьшения абсолютных отметок рельефа (поясная зональность). Наблюдаемая картина объясняется разным водообменом или, что то же самое, разным временем взаимодействия воды с горными породами.

С этими же причинами связывается и рост солёности подземных вод с глубиной как в горно-складчатых областях, так и платформенных структурах, широтная зональность подземных вод и т.д. [Кириухин и др., 1993; Шварцев, 1996; Крайнов и др., 2004].

В последние 20–30 лет канадскими гидрогеологами получены уникальные данные о зависимости солёности подземных вод от глубины их залегания в гранитах (рис. 9) и их возраста [Gascoyne et al., 1987, Gascoyne, 2004]. Установлено, что воды не-

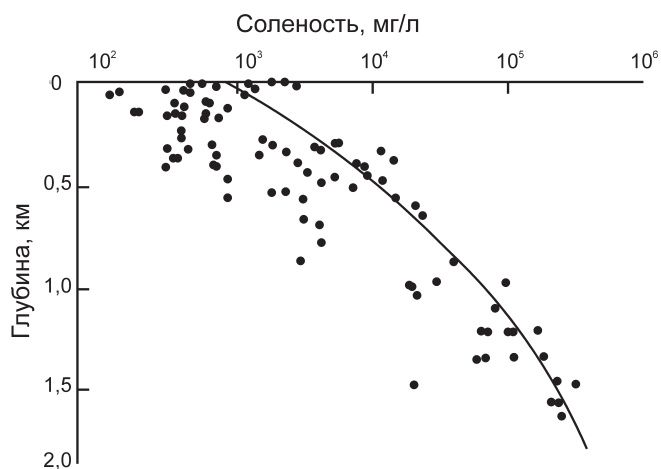


Рис. 9. Зависимость общей минерализации подземных вод от глубины их залегания, Канадский щит.

глубокого залегания (<200 м) с соленостью <0,5 г/л являются  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$  с  $\text{pH} = 7,5\text{--}8,5$ . Данные по изотопам Н, О и С, включая  $^3\text{H}$  и  $^{14}\text{C}$ , свидетельствуют, что это воды зоны активного водообмена с возрастом до 100 лет.

Глубже (200–400 м) залегают более щелочные ( $\text{pH} = 8,3\text{--}9,2$ ) по составу ( $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$  и  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ ) воды с общей минерализацией преимущественно 0,5–10 г/л с возрастом  $10^3\text{--}10^5$  лет. В отдельных интервалах за счет роста  $\text{Cl}$  и  $\text{SO}_4$  соленость достигает 15 г/л. М. Гаскойн относит эти воды к переходной зоне. Глубже 400 м воды становятся еще более солеными (10–50 г/л), по составу  $\text{Cl-Na-Ca}$  или  $\text{Cl-Na}$  с возрастом >1 млн. лет. Еще глубже (до 1,7 км) развиты соленые воды и рассолы с общей минерализацией до 418 г/л  $\text{Cl-Na}$ , реже  $\text{Cl-Na-Ca}$  состава, абсолютный возраст которых, хотя точно не определен, но по косвенным данным составляет не менее 1–10 млн. лет.

Приведенные данные интересны тем, что в гранитах нет солей, которые могли бы быть растворены водой, нет и типичных седиментационных вод. Хотя генезис этих рассолов спорен [Крайнов и др., 2004], все же многие исследователи полагают, что это инфильтрационные воды, а источниками солей являются граниты.

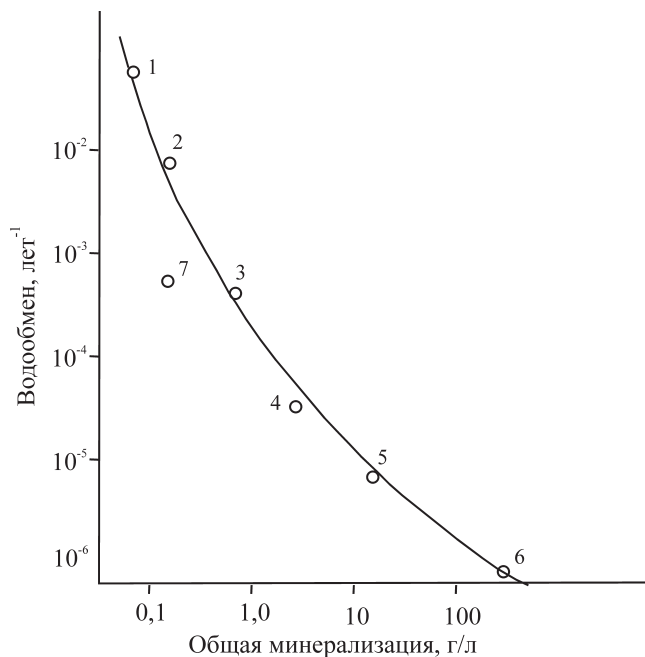
Итак, время взаимодействия в системе вода–порода оказывается важнейшим фактором, определяющим соленость подземных вод. К сожалению, измерить этот параметр сложно, а данных об абсолютном возрасте воды пока очень мало. Применительно к верхней гидродинамической зоне можно воспользоваться данными о подземном стоке, который в общих чертах известен [Львович, 1974; Подземные..., 2007]. Но для этого его надо пересчитать на объем дренируемой породы, поскольку значения стока обычно рассчитаны на площадь. Это нами и было сделано по усредненным данным для типичных территорий с разными гидрогенно-минеральными комплексами [Шварцев и др., 2007].

Напомним, что подземный сток непосредственно связан с водообменом, который представляет величину, обратную времени, в течение которого вода находится в горных породах и с ними взаимодействует. Чем больше время такого взаимодействия, тем меньше водообмен и наоборот.

$$Q/V = 1/T = WE, \quad (13)$$

где  $Q$  – количество воды, стекающей с какой-либо площади в единицу времени, например,  $\text{м}^3/\text{сек} \cdot \text{км}^2$ ,  $V$  – объем породы,  $T$  – время нахождения воды в горных породах, а  $WE$  (**water exchange**) – показатель водообмена.

Полученные таким образом ориентировочные данные о водообмене применительно к разным гидрогенно-минеральным комплексам зоны гипергенеза оказались впечатляющими. Выяснилось, что



**Рис. 10.** Зависимость состава гидрогенно-минеральных комплексов (1–7) от интенсивности водообмена и солености воды.

Комплексы: 1 – латеритный; 2 – каолининовый; 3 – би-сиаллитный; 4 – содово-лессовый; 5 – гипсообразующий; 6 – галитообразующий; 7 – органогенный. Рисунок построен в логарифмическом масштабе.

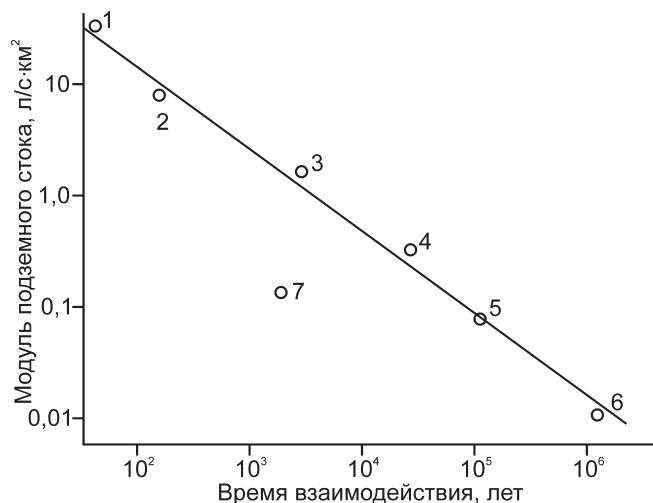
время взаимодействия воды с горными породами или ее возраст в разных климатических зонах колеблется от десятков до первых миллионов лет, что не противоречит имеющимся в литературе данным по абсолютному возрасту воды. Назовем только некоторые самые последние публикации [Parkhurst et al, 1996; Cloutier et al, 2006; Pilla et al, 2006].

Полученные данные однозначно показывают, что *каждый тип гидрогенно-минерального комплекса формируется при разных типах водообмена. При этом между составом комплекса, интенсивностью водообмена и соленостью воды существует строгая, но сложная зависимость* (рис. 10)<sup>4</sup>: латеритный комплекс формируется при самом активном водообмене, галитообразующий – при наиболее слабом водообмене. Все остальные занимают промежуточное положение. Значения водообмена меняются в несколько десятков тысяч раз. И это по усредненным данным. Если брать крайние значения, то отличия будут составлять несколько миллионов раз.

Если построить график зависимости состава гидрогенно-минеральных комплексов непосредственно от возраста подземных вод и модуля подземного стока (рис. 11), то картина также остается впечатляющей. Для того чтобы сформировался латеритный комплекс, вода в горных породах должна

<sup>4</sup> Рисунок построен в логарифмическом масштабе





**Рис. 11.** Зависимость состава гидрогенно-минеральных комплексов (1–7) от времени взаимодействия и модуля подземного стока. Условные обозначения см. на рис. 10.

находиться в течение только нескольких десятков лет, каолинитового — сотен лет, бисиллитного — тысяч лет и т.д. вплоть до первых миллионов лет (галитообразующий комплекс).

Таким образом, *разный водообмен в пределах даже одной климатической зоны и одного типа горных пород приводит к формированию различных гидрогенно-минеральных комплексов*. При активном водообмене (время взаимодействия первые десятки лет) система вода–порода, как заведенная машина, формирует только латеритный комплекс. И этот процесс продолжается до тех пор и только на тех участках, пока и где такой водообмен имеет место. При уменьшении последнего в той же климатической зоне, в пределах того же типа пород по мере увеличения времени взаимодействия до сотен лет система вода–порода переходит в новое качество и формирует каолинитовый комплекс.

Все сказанное показывает, что эволюция системы вода–порода обусловлена внутренними факторами, независимыми от внешних, *а конкретный результат такой внутренней эволюции исит от времени взаимодействия компонентов системы*. Следовательно, время оказывается важнейшим параметром эволюции рассматриваемой системы. В свою очередь конкретное время взаимодействия определяется многими факторами, среди которых важнейшими оказываются зональные (климатические) и аazonальные (геолого-структурные) [Шварцев, 1998]. Как тут не вспомнить опять же И.Р. Пригожина, который в Предисловии к английскому изданию своей книги писал, что «наука вновь открывает для себя время» [Пригожин, Стенгерс, 1986]. Может и в геологии пришло время сделать то же самое?

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. С момента появления воды на Земле возникла необычная стационарная система вода–порода, обладающая рядом фундаментальных механизмов взаимодействия, которые определяют ее как уникальную среди абиогенных на нашей планете.

2. Равновесно-неравновесное состояние системы вода–порода отражает ее внутренне противоречивый характер, определяющий ее способность к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых вторичных минералов и геохимических типов воды, которые в совокупности формируют гидрогенно-минеральные комплексы.

3. Система вода–эндогенные алюмосиликаты в пределах земной коры (при  $T < 400^\circ\text{C}$ ) развивается постоянно в нелинейной области термодинамической ветви в условиях, далеких от равновесия. Формирующийся вторичный минеральный комплекс определяется геохимической средой, составом и структурой воды в полной гармонии с законами внутреннего состояния последней. Структура и состав последовательно сменяющихся разнообразных гидрогенно-минеральных комплексов постепенно усложняются, что особенно характерно для воды. Последняя, взаимодействуя с алюмосиликатами, непрерывно создает принципиально новые геологические образования, постепенно захватившие верхнюю часть нашей планеты.

4. Отличное от растворяемой породы соотношение химических элементов во вновь формируемых минералах является важнейшим механизмом глубокой дифференциации (перераспределения) химических элементов в водном растворе, что служит основной причиной смены гидрогенно-минеральных комплексов, формирующихся в эволюционном развитии системы вода–порода.

5. Гидрогенно-минеральные комплексы, являющиеся результатом взаимодействия в системе вода–порода, оказывают непосредственное влияние на ход эволюционного развития последней и изменяют в ней характер взаимодействия. При этом дочерняя система за значительно более короткое время проходит тот же эволюционный путь, который был проложен материнской системой, но за больший отрезок времени. В этом заключается суть механизма ускорения эволюции.

6. Каждый гидрогенно-минеральный комплекс — это результат строго определенного времени взаимодействия воды с горными породами. Именно время является важнейшим параметром эволюции рассматриваемой системы: при одном времени взаимодействия формируется один и тот же вторичный комплекс. Конкретное же время взаимодействия определяется многими геологическими факторами.

7. Система вода–порода обладает внутренними, только ей присущими, механизмами взаимодей-

ствия, которые обеспечивают ее непрерывную и длительную эволюцию. Взаимодействие – это внутреннее состояние системы, без которого она не может существовать, т.к. с прекращением взаимодействия исчезает сама система. Поэтому эволюция осадочных геологических процессов совершается не только под действием внешних факторов, как это принято считать, но и внутренних.

8. В системе вода–порода имеют место две формы прогрессивной эволюции: одна – в водном растворе, другая – в составе твердых фаз. Первая является плавной и неразрывной, вторая – дискретной.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.А.* Кинетика и механизмы реакций полевых шпатов с водными растворами. М.: ГЕОС, 2002. 256 с.
- Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., Шварцев С.Л. и др.* Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода. Т.1. Система вода–порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 244 с.
- Букаты М.Б.* Равновесие подземных рассолов Тунгусского бассейна с минералами эвапоритовых и терригенных фаций. // Геология и геофизика. 1999. № 5. С. 750–763.
- Вернадский В.И.* История природных вод. М.: Наука, 2003. 751 с.
- Гаррелс Р., Макензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Дроздовская А.А.* Химическая эволюция океана и атмосферы в геологической истории земли. Киев: Наукова Думка, 1990. 208 с.
- Жарков М.А.* Эволюция образования осадочных полезных ископаемых // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 128–134.
- Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г.* Введение в нелинейную геологию. Апатиты, 1996. 188 с.
- Кашик А.С., Карпов И.К.* Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 152 с.
- Келлер У.Д.* Основы геохимического выветривания // Геохимия литогенеза. М.: Мир, 1963. С. 85–195.
- Кирюхин В.А., Коротков А.И., Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия. М.: Недра, 1993. 384 с.
- Конторович А.Э.* Очерки нефтидогенеза. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 545 с.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеи В.М.* Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
- Львович М.И.* Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974. 448 с.
- Назаров А.Д.* Нефтегазовая гидрогеохимия юго-восточной части Западно-Сибирской нефтегазодной провинции. М.: Идея-Пресс, 2004. 288 с.
- Николис Г., Пригожин И.* Познание сложного. М.: Мир, 1990. 342 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция* / Ред. Ю.Г. Леонов и Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
- Подземные воды мира: ресурсы, использование, прогнозы* / Ред. И.С. Зекцер. М.: Наука, 2007. 438 с.
- Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 1986. 431 с.
- Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции) М.: Наука, 1980. 80 с.
- Ронов А.Б., Бреданова Н.В., Мигдисов А.А.* Общие тенденции в эволюции химического состава осадочных и магматических пород земной коры континентов // Геохимия. 1988. № 2. С. 180–199.
- Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.А. и др.* Коре выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. Воронеж: «Истоки», 2007. 355 с.
- Тимофеев П.П., Холодов В.Н.* Об эволюции бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 28–56.
- Шварцев С.Л.* Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 16–50.
- Шварцев С.Л.* К проблеме самоорганизации геологической системы вода–порода // Геология и геофизика. 1995. № 4. С. 22–29.
- Шварцев С.Л.* Общая гидрогеология. М.: Недра, 1996. 425 с.
- Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Изд-во 2. М.: Недра, 1998. 367 с.
- Шварцев С.Л.* Механизмы и природа эволюции осадочных геологических процессов // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Сев. Евразии. Тез. докл. конф., посвященной 90-летию акад. А.Л. Яншина. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 128–129.
- Шварцев С.Л.* Связанная вода – аккумулятор солнечной энергии в глинах гипергенного генезиса // Геология и геофизика. 2003. № 3. С. 233–239.
- Шварцев С.Л.* Абиогенные диссипативные структуры в геологическом развитии Земли // Проблемы геологии и освоения недр. Томск: Томский политехнический университет, 2005. С. 20–23
- Шварцев С.Л.* Самоорганизующиеся абиогенные диссипативные структуры в геологии // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. Вып. 15. 2006. С. 133–145.
- Шварцев С.Л.* Прогрессивно самоорганизующиеся абиогенные диссипативные структуры в геологической истории Земли // Литосфера. 2007. № 1. С. 65–89.
- Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А. и др.* Геологическая эволюция и самоорганизация си-

- стемы вода–порода. Т.2. Система вода–порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.
- Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Кирюхин В.А. и др. В.И. Вернадский и основные направления развития современной гидрогеохимии // Геохимия. 2006. № 6. С. 672–688.
- Эшби У.Р. Принципы самоорганизации // Принципы самоорганизации. М.: Мир, 1966. С. 314–343.
- Янишин А.Л. Возникновение проблемы эволюции геологических процессов // Эволюция геологических процессов в истории земли. М.: Наука, 1993. С. 9–20.
- Bullen Th.D., Wang Y. Water-rock interaction // Proc. 12-th Intern. Symp. (WRI-12). London: Taylor and Francis, 2007. 1706 p.
- Capuano R.M., Cole D.R. Fluid-mineral equilibria in a hydrothermal system, Roosevelt Hot Springs, Utah // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. № 8. P. 1353–1364.
- Cloutier V., Lefebvre R., Savard M.M. et al. Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence Lowlands, Quebec, Canada // Hydrogeol. J. 2006. V. 14. № 4. P. 573–590.
- Gascoyne M. Hydrogeochemistry, groundwater ages and sources of salts in a granitic batholith on the Canadian Shield, southeastern Manitoba // Appl. Geochem. 2004. V. 19. № 4. P. 519–560.
- Gascoyne M., Davison C.C., Ross J.D., Pearson R. Saline groundwaters and brines in plutons in the Canadian Shield // Geol. Assoc. Canada Spec. Paper. 1987. № 33. P. 53–68.
- Gislason S.R., Arnorsson S. Dissolution primary basaltic minerals in natural waters: saturation state and kinetics // Chem. Geol.. 1993. V. 105. P. 117–135.
- Minissale A., Magro G., Tassi F., Verrucchi C. Origin and circulation patterns of deep and shallow hydrothermal fluids in the Mt. Amiata geothermal region (central Italy) // Proc. 8-th Int. Symp. Water-Rock Inter. Rotterdam: Balkema, 1995. P. 523–528.
- Nesbitt H.W. A chemical equilibrium model for the Illinois Basin formation water // Amer. J. Sci., 1985. V. 285. № 5. P. 436–458.
- Nesbitt H.W., Wilson R.E. Recent chemical weathering of basalts // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. № 10. P. 740–777.
- O'Neil J.R., Taylor H.P. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars // Amer. Miner. 1967. V. 52. № 9–10. P. 1414–1437.
- Parkhurst D.L., Christenson S., Breit G.N. Groundwater quality assessment of the Central Oklahoma aquifer, Oklahoma. Geochemical and geohydrologic investigation // U.S. Geol. Surv. Water-Supply Pap. 1996. № 2357. 101 p.
- Pilla G., Sacchi E., Zuppi G. et al. Hydrogeochemistry and isotope geochemistry as tools for groundwater hydrodynamic investigation in multilayer aquifers: a case study from Lomellina, Po plain, South-Western Lombardy, Italy // Hydrogeol. J. 2006. V. 14. № 5. P. 795–808.
- Reed M., Spycher N. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. № 7. P. 1479–1492.
- Shvartsev S.L. Equilibrium-nonequilibrium state of the water rock system // Proc. of the 8-th Inter. Symp. on Water-Rock Inter. Rotterdam: Balkema. 1995. P. 751–754.
- Tarcan G., Gemicu U. Hydrogeochemistry of the Gumuskoy and Salikoy geothermal fields, Aydin, Turkey // Proc. 10-th Inter. Symp. on Water-Rock Inter. Lisse: Balkema, 2001. P. 931–934.
- Wigginton N.S., Haus K.L., Hochella M.F. Aquatic environmental nanoparticles // J. Environ. Monitoring 2007. V. 9. № 12. P. 1306–1316.

Рецензент член-корр. РАН В.Н. Анфилов

## FUNDAMENTAL MECHANISMS OF INTERACTION IN THE WATER–ROCK SYSTEM AND ITS INTERIOR GEOLOGICAL EVOLUTION

S.L. Shvartsev

*Tomsk Division of Oil and Gas Geology Institute, Siberian Branch of RAS*

A character and fundamental mechanisms which determine the strictly directed uninterrupted and geologically-long-term interaction in the water–rock system are considered in the paper. The formation of different aquagenetic mineral complexes (the term was firstly proposed by author) is the result of such interaction. A stationary, equilibrium-non-equilibrium system evolves everywhere far from equilibrium state and leads to a close association of principally new mineral formations and certain geochemical types of water. The time of interaction, determined by many agents, is the main factor controlling the composition of aqua-genetic mineral complexes. The studied system has a row of interior mechanisms, which determine its geologically long-term two-type evolution, independently of any external factors.

Key words: *stationary water–rock system, equilibrium, aqua-genetic mineral complexes, evolution, non-organic matter, time factor.*