

УДК 550.2550.42551.23556

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

© 2014 г. Г. И. Арсанова

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,
e-mail: agi888@list.ru*

Поступила в редакцию: 25.08.2012 г.

Исследуется природа источников тепла и вещества гидротерм вулканических регионов: являются ли они разными (и тогда гидротермы — это нагретые метеорные воды) или источник тепла и вещества — общий (и тогда гидротермы имеют в составе теплоноситель, или флюид). Выводы получены на основе комплексного подхода к проблеме с учетом баланса вод Земли, связи воды и вулканизма на планетах земного типа, закономерностей формирования состава гидротерм, выявленных на основе Камчатского материала с привлечением данных по выносу тепла. Согласно выводам источником, как тепла, так и вещества гидротерм является мантийный флюид. Гидротермы представлены либо им самим, либо продуктами его рассеяния. Но прежде этот флюид выступает инициатором кислого вулканизма, который предваряет гидротермальный процесс. Места дифференциации флюида в коре перспективны как участки гидротермального минерало- и рудообразования. Работа представляет интерес для геологов, изучающих воду как действующее вещество высокотемпературных процессов.

DOI: 10.7868/S0203030614060029

Происхождение глубинных термальных вод вулканических регионов остается предметом дискуссий уже порядка века: образуются ли они в результате нагрева метеорных вод или представляют собой вулканическое вещество? Следствия из этих концепций — принципиально различны и затрагивают основополагающие взгляды геологов на роль воды.

Использование отдельных показателей эндогенности вещества по разным причинам не позволяет решить эту проблему. Очевидна необходимость системного подхода с одновременным комплексным учетом разных критериев. Настоящая работа представляет собой такую попытку.

Работа опирается на фактический материал по Камчатке, где было изучено более сотни проб вод, пара, конденсатов фумарол, пород и т.п., в которых определялись пять щелочных элементов и компоненты общесолевого состава. Привлекались материалы из смежных дисциплин.

В основу исследований положен диалектический подход, с его дедуктивным и индуктивным методами. Рационально начинать исследование с дедукции: метод позволит получить самую общую характеристику исследуемого объекта — гидротерм, которая затем будет детализирована индуктивным методом.

ТЕРМАЛЬНАЯ ВОДА ЗЕМЛИ КАК ОДНОЙ ИЗ ПЛАНЕТ КАМЕННОЙ ГРУППЫ

Земля одна из каменных планет Солнечной системы, поэтому общие закономерности истории воды Земли должны быть сходны с таковыми на других планетах каменной (земной) группы. Ранее В.И. Вернадский говорил о возможности изучения космических объектов для понимания земных процессов. Современная информация о воде каменных планет, как экспериментально зафиксированные данные, стала доступна благодаря полетам космических зондов.

Меркурий. В 1974 г. впервые вблизи Меркурия пролетал аппарат NASA Mariner 10, который сделал снимки планеты с малого расстояния. Кроме многочисленных кратеров, камеры показали поверхность с характерными складками усыхания “эскарпами” [Zuber, 2004]. Зимой 2010 г. к исследованию приступил Messenger (NASA). Активного вулканизма не увидели, но часть кратеров признана вулканическими, а часть поверхностей лавовыми потоками. Спектрометры Messenger не зафиксировали ни воды, ни ее компонентов. Возможно, лед скрыт в тени у полюсов. Меркурий окончательно “высох”, но воду ранее имел [Brown, Buckley, 2010].

Венера. Вода была обнаружена в атмосфере в количестве не выше 0.5% [Маров, 2010]. Позже на основании данных детектора космической плазмы и высокоэнергетичных атомов на борту кос-

мического зонда Venus Express (ESA) вода была зафиксирована в экзосфере Венеры в ионизированном виде, причем ионы активно выдуваются солнечным ветром [Piccioni et al., 2008]. На каждый покидающий Венеру ион кислорода приходится два иона водорода, что свидетельствует об их образовании в ходе диссоциации молекул воды, поступающих из атмосферы. Полагают, что в прошлом на планете были океаны и активный вулканизм [Титов и др., 2009; Berardelli, 2010].

Марс. Относительно воды на Марсе было много различных предположений до получения информации космическим зондом Mars Express (ESA). Радиолокационный прибор обнаружил лед в верхних слоях Марса, прибор для картографирования залежей полезных ископаемых — химические соединения, которые могли возникнуть только во влажной среде, а камера аппарата показала геоморфологические следы текучих вод. Марсоходы Spirit, Opportunity и Phoenix, а также аппарат Mars Global Surveyor (NASA) обнаружили обширные скопления льда под поверхностью Марса: жидкая вода существовала на поверхности в течение геологически существенного времени и исчезла недавно [Fairén, 2010]. Видны щитовые вулканы и геоморфологические следы грязевых вулканов [Berardelli, 2010]. Современного вулканизма не выявлено.

Таким образом, на всех планетах земного типа есть следы воды и вулканизма, но ныне нет открытых вод на поверхности, и уже прекратилась вулканическая активность.

Согласно общим представлениям, вода на поверхности каменной планеты может быть, как эндогенной, так и принесенной извне. Есть предположение, что вода поступала на планеты в период их интенсивной бомбардировки, которую планеты пережили на заре формирования Солнечной системы примерно 3.8–3.9 млрд лет назад. Согласно расчетам М. Марова [2005] таким путем могло быть перемещено $\sim 2 \times 10^{24}$ г воды Земли, что в 1.5 раза больше воды современного Мирового океана ($\sim 1.4 \times 10^{24}$ г). Но поскольку существует солнечный ветер вода с поверхности одновременно и постоянно теряется в космос. Рассчитать эти потери трудно, но они значительны. Фотолитические потери воды современной Земли оцениваются в 2.58×10^{24} г [Орленок, 1987]. Поэтому, если бы вода, перемещенная около 4 млрд лет назад, оставалась на поверхности планеты, она была бы вся или в значительной мере унесена солнечным ветром.

Расчеты современного кометного трансферта показали, что для Земли таким путем можно

обеспечить не более 0.1–1% ее воды. Не в пользу метеоритной доставки воды на планеты свидетельствует и то обстоятельство, что ныне поверхностная вода отсутствует на Марсе, Венере, Меркурии, которые при таком механизме постоянно могли бы ее получать. Остается принять, что вода или вещества для ее синтеза должны находиться под поверхностью в теле планет уже на раннем этапе их возникновения. Иначе трудно объяснить появление и исчезновение воды с поверхности каменных планет земного типа в определенное время их эволюции.

Вместе с наблюдением следов присутствия воды на этих планетах фиксируются и следы недавнего вулканизма. Согласно расчетам начальной температуры одной из представителей планет каменной группы — Земли, она никогда не была полностью расплавленной. Недра становятся горячими в процессе ее роста [Рускол, 2002]. Вулканизм возникает как способ выноса сквозь кору на поверхность горячего вещества недр — магм и летучих. После прекращения вулканизма следы одной жидкости — лав — долго наблюдаются на поверхности планеты, а другая — в основном водная — со временем испаряется в атмосферу, ионизируется и исчезает.

Планета Земля отличается от трех планет земной группы наличием большого количества воды на поверхности, активным вулканизмом и мощным дипольным магнитным полем, которое окружает планету и препятствует уносу воды, но не полностью его блокирует. Меркурий имеет очень слабое дипольное магнитное поле, а дипольная составляющая Венеры и Марса теряется на фоне структур магнитного поля. Магнитосфера Земли сдерживает потерю воды с поверхности, но подобно другим планетам, Земля со временем свою воду теряет. Доказательства этого были найдены непосредственно на поверхности Земли В. Орленком [1987, 2008]. Была подмечена связь воды с явлениями вулканизма, оценены потери воды как следствие ее фотолиза в верхних слоях атмосферы, рассчитан баланс вод Земли с новыми составляющими: потерями воды Землей в космос и поступлением на поверхность внутрипланетарной (термин В. Орленка) воды. Ежегодные поступления ювенильной воды составляют 0.6–1.0 мм по уровню океана или 37 куб. км по объему. Вода на поверхность Земли ныне еще прибывает. Она поступает с магмами вулканов [Мархинин, 1980], и не менее половины как свободная вода.

Круговорот вод Земли, согласно данным В. Орленка и по наблюдениям каменных планет, оказался открытым. Осознание этого факта очень важно. Вода Земли, как и вода других каменных

планет, подобна реке, которая поступает из недр, разливается по поверхности планеты и уходит в космос, причем в свое время покинет планету совсем. Рециклинги существуют как водовороты разных масштабов в ее “русле”. Такая модель представляется более корректной, так как включает направленное развитие земных вод, а не только их круговое движение.

Таким образом, на Земле, как на планете каменной (земной) группы, появление воды совмещено с вулканизмом. Ее количество определяется дегазацией планетных недр (поступление), фотолитическими потерями в космос (убыль) и существованием сильной магнитосферы (задержка убыли). Следовательно, на Земле должны быть выходы ювенильных вод и их можно найти.

ЮВЕНИЛЬНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ВОДА ЗЕМЛИ

Изложенное выше позволяет предсказать некоторые характеристики ювенильной воды, которые помогут ее найти: вода должна быть горячей, разгружаться в районах активного вулканизма и быть приуроченной к глубинным структурам. Априори следует допустить возможность поливариантности ювенильной воды планеты. Но более вероятным представляется однозначность ее характеристик, так как причины формирования определяются глубинными планетарными процессами. Видимые различия, вероятней всего, будут следствиями ее изменений в коре.

В регионах активного вулканизма известен тип гидротерм с максимальным выносом тепла. На Камчатке это воды Долины Гейзеров, Паужетские термы; в Северной Америке – гейзеры Йеллоустонского Национального парка; в Новой Зеландии – гейзеры и источники районов Вайракей, Вайотапу, Каверау и другие. Их температура на глубине первой сотни метров достигает 200–300 и даже 350°C при дебите 100–200 л/с и больше. Высокий уровень выносимого ими тепла привел В. Аверьева [1966] к выводу о недостаточности механизма кондуктивного переноса тепла и о присутствии в составе термальных вод горячего эндогенного вещества в количестве не менее четверти. Изучение химических особенностей этих гидротерм, сопоставление их состава с состоянием показало, что все их вещество должно быть эндогенным.

Действительно. Рассматриваемые гидротермы – напорны; они выбрасываются на поверхность в виде кипящей парогазоводной смеси. Жидкая часть смеси представляет собой раствор почти чистых хлоридов щелочей невысокой минерализа-

ции порядка 4–3.5 г/л и меньше, с высоким содержанием кремния. Газы (кроме азота) представлены в основном CO_2 , а так же H_2S , H_2 , CH_4 , C_2H_6 , NH_3 и другими редкими. Примечательна приуроченность выходов гидротерм этого типа к кальдерам долгоживущих вулканических центров и сходство физико-химических характеристик (минеральный и газовый составы, физические параметры) этих вод разных вулканических регионов Земли.

Минеральный состав этих гидротерм с целью определения возможности его формирования через нагрев реальных холодных вод коры изучался ранее [Арсанова, 1974а]. Образцы вод этого типа из разных вулканических районов мира сравнивались друг с другом и сопоставлялись с составом природных вод коры разных глубин, а также с растворами выщелачивания пород, полученными экспериментально. Рассматривалась возможность выпадения вещества в осадок. Исследование показало, что породы не могут быть источником минеральных солей для изливающихся в столь динамичном режиме горячих вод, так как не содержат необходимых их количеств, в частности хлора, и что гидротермы не могут быть результатом смешения горячей и холодной составляющих. Если хлор считать частью горячей составляющей, то при фактически наблюдаемой низкой минерализации гидротерм невозможно подобрать природную холодную составляющую, так как она должна быть почти дистиллированной, а глубинные холодные воды сложно минерализованы.

Состав микрокомпонентов растворов тоже подтверждает не коровую их природу. Воды повсеместно богаты редкими щелочами: Li, Rb, Cs [Арсанова, 1974б]. Вынос цезия только одной Узон-Гейзерной гидротермальной системой за время ее жизни, определенное в 250–300 тыс. лет [Белюсов и др., 1983], оценивается в 690 тыс. т, в то время как мировая база ресурсов цезия, по данным ГИРЕДМЕТ, составляет 110 тыс. т (в Cs). Кроме того, геохимические особенности цезия таковы, что его невозможно сконцентрировать в растворе путем извлечения из пород с фоновым содержанием. Цезий элемент редкий и рассеянный, из-за чего он полностью не извлекается из руд и не имеет вторичного использования. В таком количестве, как в гидротермах, цезий мог оказаться только будучи в составе горячего вещества изначально. Вынос цезия из мантии с водой косвенно подтверждается данными по его балансу в породах верхней части земной коры. По расчету Н. Григорьева [2008], цезий – элемент избыточный для осадочных пород: его содержание в них вдвое превышает соответствующее продуктам выветривания гранитно-гнейсового слоя со-

временного состава. Судя по настоящим данным, дисбаланс покрывает цезий термальных вод, которые напрямую поставляют его из мантии в гидросферу и далее в осадки.

Все вещество рассматриваемых гидротерм в момент его нахождения на уровне Земли, представляет собой высокотемпературную смесь газов и раствора, что указывает на особенности ее происхождения. Газы не могут накопиться в смеси путем их растворения в воде при погружении. Температура с глубиной растет, а растворимость газов в воде с ростом температуры падает. Газы должны бы свободно поступать в раствор, чтобы там накопиться, но чтобы их удержать, нужна изоляция. То есть механизм насыщения газами природной воды с одновременным погружением в породы и нагревом не работает.

Совместное нахождение газов и раствора при высоких температурах находит объяснение в одновременном их возникновении как следствии структурной перестройки ювенильного водного глубинного вещества — флюида, когда он поднимается сквозь кору в условиях изоляции. Наличие изоляции при подъеме — необходимое условие появления этих гидротерм на поверхности в их первоначальном (по элементному составу) виде. Если изоляцию нарушить, то флюид изменится по структуре, составу компонентов, состоянию и т.п., то есть перестанет существовать, а на его основе возникнут другие гидротермы, к рассмотрению которых перейдем ниже.

Совместный анализ физико-химических особенностей гидротерм, выносящих максимальное количество тепла, с учетом их локализации и сходства из разных регионов позволяет сделать заключение об их природе. Рассматриваемый тип гидротерм моногенен по своему происхождению и возникает как следствие глубинного геологического процесса. Все вещество гидротерм этого типа поступает с глубины, причем изначально из мантии. Вещество гидротерм (и газ и раствор) не вступало в химическое взаимодействие с породами коры и ее воздушными газами: оно поднялось до поверхности по изолированному каналу. Гидротермы рассматриваемого типа по элементному составу почти соответствуют флюиду (возможно выпадение SiO_2).

ГИДРОТЕРМЫ — СЕМЕЙСТВО ВОД ФЛЮИДА

Если можно считать, что тип гидротерм, максимально соответствующий флюиду, обнаружен, то это не исключает существования термальных вод, возникающих как следствие нагрева холодных вод коры. Генетическое родство гидротерм

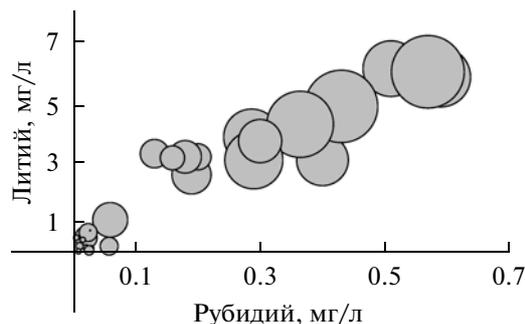


Рис. 1. Диаграмма пузырькового типа, показывающая взаимосвязь содержаний Li, Rb и Cs в термальных водах Камчатки. Содержания Cs — пропорциональны размеру пузырьков.

можно обнаружить через связи отдельных компонентов их состава. Если тепло передается только кондуктивно, то связей между компонентами различных гидротерм одного региона не будет, так как нагрев идет вне зависимости от состава воды. Если тепло передается теплоносителем, связи по компонентам вещества должны быть. Само наличие таких связей уже есть генетический признак.

Было системно опробовано порядка 80 источников и скважин в пределах 24 термопроявлений единого региона — Камчатки и выбрано по одному образцу от каждой гидротермальной системы (таблица). Выборка анализировалась на наличие взаимосвязей между температурой, минерализацией, мг-экв% Cl (химический тип воды), содержаниями Na и K в мг/л, содержаниями Li, Rb и Cs, выраженными в форме мг/л и как % минерализации, а также парными отношениями элементов: Cl/Li, Cl/Rb, Cl/Cs, Cl/Na, Cl/K, Na/Li, Na/Rb, Na/Cs, Na/K, K/Li, K/Rb, K/Cs, Rb/Li, Cs/Li, Cs/Rb. Аппроксимация данных проводилась с помощью программ Microsoft Excel. Достоверность корреляции — R^2 — рассчитывалась автоматически при подборе линии тренда.

Анализ связи содержаний глубинных эндогенных элементов — лития, рубидия и цезия — в различных гидротермах Камчатки показал наличие между ними корреляции, коэффициент которой достаточно высок: Li, Rb = 0.91; Rb, Cs = 0.85; Li, Cs = 0.77 (рис. 1), что свидетельствует о существовании единого теплоносителя — глубинного флюида, который является одновременно источником как вещества, так и тепла для всех гидротерм. Гидротермы представлены либо самим флюидом, либо продуктами его рассеяния в коре.

То, что высокие содержания редких щелочей в термальных водах не могут быть результатом их накопления в растворе (о чем уже говорилось вы-

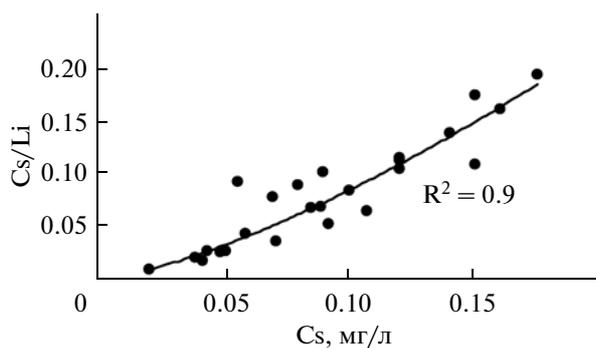


Рис. 2. Вид диаграммы растекания гидротерм с высоким содержанием редких щелочей на примере Больше-Банного месторождения: связь отношения Cs/Li с содержанием Cs в водах – прямая. R^2 – показатель достоверности аппроксимации.

ше), но обусловлены рассеянием флюида, доказываются еще и характером изменения отношений редких щелочей с изменением их абсолютных содержаний.

Как известно [Виноградов, 1948], для понимания генезиса какого-либо минерального образования исключительное значение имеет анализ отношений пар близких элементов. Ранее [Арсанова, 1974б] было установлено, что цезий природных вод быстрее лития покидает раствор, сорбируясь на различных частичках, и медленнее лития переходит в раствор при выщелачивании из пород. Поэтому в растворе, обогащаемом редкими щелочами за счет выщелачивания, будет одновременно снижаться отношение Cs/Li (связь содержания Cs и отношения Cs/Li обратная) и он не сможет одновременно соответствовать природным гидротермам и по содержаниям и по отношениям. При рассеянии воды с высоким содержанием редких щелочей отношение Cs/Li тоже падает, что хорошо видно в зоне растекания термальных вод (рис. 2), но связь содержания Cs и отношения Cs/Li прямая. Поэтому по характеру связи для серии проб можно отличить накопленные редких щелочей в природном растворе от их рассеяния. Диаграмма, построенная для всех гидротерм Камчатки (рис. 3), соответствует варианту рассеяния.

Итак, наличие достоверных связей между глубинными компонентами гидротерм свидетельствует о рассеянии глубинного водного вещества, или флюида, обогащенного редкими щелочами, а глубинные термальные воды являются его производными.

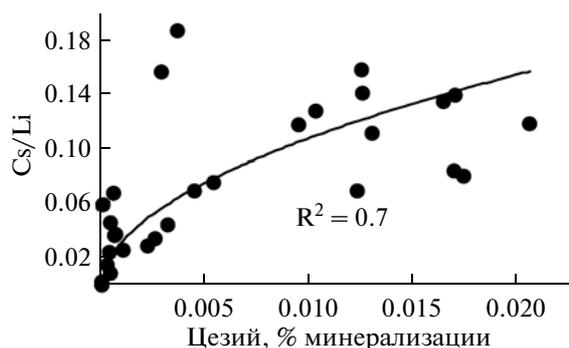


Рис. 3. Прямая связь отношения Cs/Li с количеством Cs в гидротермах Камчатки.

ПРОЦЕССЫ ПРЕВРАЩЕНИЙ ФЛЮИДА В ГИДРОТЕРМЫ

Исследование процессов превращения флюида в термальные воды начинается с их “сортировки”. Для этого использовался дискриминантный анализ, который считается эффективным началом построения генетической классификации, так как позволяет объединить объекты с общей геологической историей. С участием всех имеющихся гидротерм (выборка) строились диаграммы двойных зависимостей между всеми известными их параметрами. Их было составлено порядка 40. Число объектов и их признаков ограничивалось десятками, поэтому само объединение точек в кластеры можно было наблюдать уже на диаграммах, то есть не требовалось дополнительной математической обработки. В начале построения диаграмм каждая точка имела собственное имя, что позволило увидеть объединение точек в три кластера, постоянных по набору гидротерм, при том, что сами кластеры свое положение на диаграммах меняют: 1-й и 2-й кластеры обычно следуют один за другим и иногда перекрываются, а 3-й часто им противостоит. Для примера на рис. 4 приведены три диаграммы. Гидротермы, соответствующие точкам, объединившимся в кластеры, названы 1-й, 2-й и 3-й группой вод.

Чтобы понять общую геологическую историю гидротерм в группе, а также отличие групп друг от друга, были проанализированы все возможные, включая ненормируемые, их особенности. Кардинальное отличие гидротерм, вошедших в 1-ю и 2-ю группы, от гидротерм 3-й группы заключается в различном содержании редких щелочей: в 1-й и 2-й их значительно больше, чем в 3-й. То есть воды 3-й группы, скорее всего, являются результатом рассеяния в коре флюида, но сначала разберем сходства и отличия гидротерм 1-й и 2-й групп.

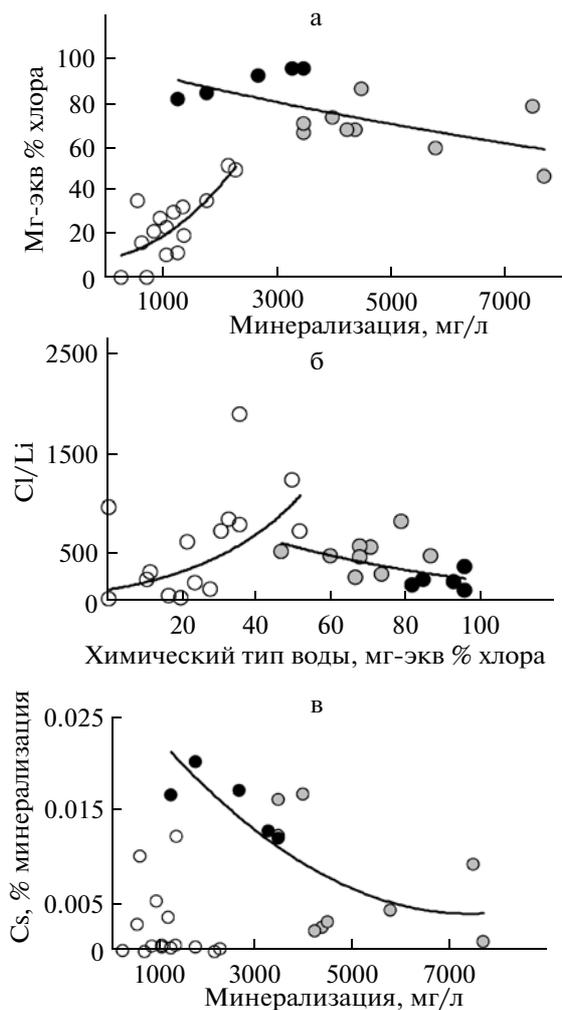


Рис. 4. Диаграммы, иллюстрирующие объединение точек в три кластера: а – связь мг-экв % Cl (химический тип воды) с минерализацией воды, б – связь отношения Cl/Li с мг-экв % Cl, в – связь содержания Cs с минерализацией воды. Набор гидротерм в кластерах – постоянен, в то время как кластеры меняют свое положение и иногда перекрываются. Точки, объединившиеся в 1-й кластер, показаны черными кружочками, во 2-й – серыми и в 3-й – прозрачными.

Изменение флюида во времени

Если 1-я группа вод по элементному составу почти соответствует флюиду, то 2-я – сходна с ней по высокому содержанию редких щелочей, выраженных в форме мг/л. В них они самые высокие среди гидротерм. Однако, выраженные в % минерализации, они такие же, как в водах 1-й группы, так как их минерализация в 2–4 раза выше, но вынос ими редких щелочей значительно меньше, так как ниже дебит. По макросоставу они, как и воды 1-й группы, преимущественно хлоридные, но в них появляются гидрокарбонат- и сульфат-ионы и ионы щелочноземельных металлов. Однако, подмешивание инфильтрационных вод вряд ли было, так как очень велико содержание редких щелочей в форме мг/л: любые возможные разбавляющие воды их бы уменьшили. По различным

параметрам фиксируются признаки постепенного перехода: температура, дебит, вынос тепла и вещества по сравнению с водами 1-й группы значительно снижены. Есть прямые наблюдения падения их температуры и дебита во времени. На Камчатке это Нальчевские, Щапинские и другие источники. Особенно много этих вод в областях недавнего вулканизма и, в частности, на Кавказе, в Карпатах, на Балканах. Камчатка – район молодого вулканизма, но эти термы приурочены к участкам, где активный вулканизм был не позднее раннечетвертичного-неогенового времени.

Таким образом, совокупность сходств и отличий вод 1-й и 2-й групп свидетельствует о разнице их возраста, вернее времени активного вулканизма в районе, а точнее об этапе эволюции структуры, с которой связано поступление этих вод с глу-

Термальные воды Камчатки

| Группы вод | Источники, гейзеры, скважины, грифоны, ванны | Т °С | Мин мг/л | Cl мг-экв % | Na мг/л | K мг/л | Li | | Rb | | Cs | | Li : Rb : Cs Li = 100 |
|---------------------------|--|---------|-------------|----------------|------------|-----------|-------|-------|-------|--------|--------|---------------|--------------------------|
| | | | | | | | мг/л | % мин | мг/л | % мин | мг/л | % мин | |
| 1 группа | Паужетка, скв. 20 | 100 | 3300 | 96 | 1020 | 91 | 3.85 | 0.117 | 0.29 | 0.009 | 0.430 | 0.0130 | 100 : 07 : 11 |
| | Узон, ист. Центр. Вост. поля | 95 | 3500 | 96 | 1015 | 62 | 6.11 | 0.175 | 0.51 | 0.015 | 0.430 | 0.0123 | 100 : 08 : 07 |
| | Узон, Гл. Грифон о. Фумарольн. | 70 | 2700 | 93 | 890 | 130 | 5.83 | 0.216 | 0.59 | 0.022 | 0.470 | 0.0174 | 100 : 10 : 08 |
| | Долина Гейзеров, г. Великан | 100 | 1800 | 85 | 580 | 56 | 3.1 | 0.172 | 0.40 | 0.022 | 0.370 | 0.0206 | 100 : 13 : 12 |
| | Киреунские, гриф. "Печка" пр. № 5 | 100 | 1300 | 82 | 414 | 29.4 | 2.6 | 0.200 | 0.19 | 0.015 | 0.220 | 0.0169 | 100 : 07 : 08 |
| 2 группа | Нальчево ист. Коренной, № 7 | 74 | 4000 | 74 | 980 | 133 | 4.85 | 0.121 | 0.43 | 0.011 | 0.680 | 0.0170 | 100 : 09 : 14 |
| | р-н Нальчева, р. Желтая, ванна | 42 | 3500 | 67 | 800 | 115 | 4.25 | 0.121 | 0.37 | 0.010 | 0.575 | 0.0164 | 100 : 09 : 14 |
| | р-н Нальчева, р. Горячая, ванна | 50 | 3500 | 71 | 640 | 80 | 3.1 | 0.089 | 0.29 | 0.008 | 0.440 | 0.0126 | 100 : 09 : 14 |
| | р-н Нальчева, ист. Шайбные | 17 | 4400 | 68 | 930 | 80 | 3.3 | 0.075 | 0.13 | 0.003 | 0.115 | 0.0026 | 100 : 04 : 03 |
| | Краеведческие ист. | 64 | 7500 | 79 | 1880 | 241 | 6 | 0.080 | 0.57 | 0.008 | 0.710 | 0.0095 | 100 : 10 : 12 |
| | Таловые ист. | 34 | 5800 | 60 | 1140 | 136 | 3.7 | 0.064 | 0.30 | 0.005 | 0.260 | 0.0045 | 100 : 08 : 07 |
| | Щапинские, Центральная ванна | 42 | 4250 | 68 | 1235 | 89 | 3.2 | 0.075 | 0.20 | 0.005 | 0.095 | 0.0022 | 100 : 06 : 03 |
| | Ист. сред. теч. р. Белой | 49 | 4500 | 87 | 1170 | 82 | 3.2 | 0.071 | 0.18 | 0.004 | 0.145 | 0.0032 | 100 : 06 : 05 |
| | Пушинские ист. | 40 | 7700 | 47 | 1450 | 67 | 3.15 | 0.041 | 0.16 | 0.002 | 0.084 | 0.0011 | 100 : 05 : 03 |
| | Б.-Баннные ист., скв. 34 | 100 | 1400 | 20 | 330 | 21 | 1.1 | 0.079 | 0.06 | 0.004 | 0.175 | 0.0125 | 100 : 05 : 16 |
| 3 группа | М.-Баннные ист., Гл. Грифон | 79 | 660 | 17 | 155 | 5 | 0.53 | 0.080 | 0.02 | 0.003 | 0.068 | 0.0103 | 100 : 04 : 13 |
| | Карымчинские, скв. ГК-5 | 74 | 1000 | 28 | 237 | 7 | 0.71 | 0.071 | 0.02 | 0.002 | 0.054 | 0.0054 | 100 : 03 : 08 |
| | Верхне-Паратунские, скв. 40 | 56 | 1100 | 24 | 212 | 3 | 0.53 | 0.048 | 0.005 | 0.0005 | 0.005 | 0.0005 | 100 : 01 : 01 |
| | Средне-Паратунские, скв. 9 | 44 | 1100 | 11 | 237 | 7 | 0.21 | 0.019 | 0.02 | 0.0018 | 0.008 | 0.0007 | 100 : 10 : 04 |
| | Средне-Паратунские, ГК-2 | 86 | 1300 | 12 | 228 | 8 | 0.2 | 0.015 | 0.02 | 0.001 | 0.005 | 0.0004 | 100 : 09 : 03 |
| | Нижне-Паратунские, скв. 49 | 89 | 1800 | 36 | 180 | 6.5 | 0.17 | 0.009 | 0.03 | 0.002 | 0.008 | 0.0004 | 100 : 17 : 05 |
| | Малкинские ист. | 82 | 590 | 36 | 160 | 7.5 | 0.11 | 0.019 | 0.03 | 0.004 | 0.017 | 0.0029 | 100 : 24 : 16 |
| | Начикинские, скв. 19 | 75 | 1230 | 31 | 320 | 14 | 0.24 | 0.020 | 0.06 | 0.005 | 0.045 | 0.0037 | 100 : 24 : 19 |
| | Озерновские ист. | 80 | 1390 | 33 | 230 | 23 | 0.24 | 0.017 | 0.01 | 0.001 | 0.009 | 0.0006 | 100 : 04 : 04 |
| | Сторожевские, основная ванна | 52 | 2180 | 52 | 470 | 64 | 0.76 | 0.035 | 0.03 | 0.001 | 0.001 | 0.00003 | 100 : 04 : 00 |
| | Двухгорточные, Гл. Грифон | 75 | 2300 | 50 | 612 | 20 | 0.45 | 0.020 | 0.015 | 0.001 | 0.007 | 0.0003 | 100 : 03 : 02 |
| | Курильские ист. | 40 | 890 | 22 | 100 | 8 | 0.08 | 0.009 | 0.01 | 0.001 | 0.006 | 0.0006 | 100 : 11 : 07 |
| | Иултский ист. | 34 | 750 | 1 | 90 | 15.5 | 0.06 | 0.008 | 0.005 | 0.001 | 0.0002 | 0.00003 | 100 : 08 : 00 |
| Углекислые ист. р. Шумная | 9 | 300 | 1 | 9.7 | 1.8 | 0.005 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.0003 | 0.0001 | 100 : 40 : 06 | |

бины. Гидротермы 1-й группы – “молодые” горячие, 2-й – “старые”, остывающие, но все они эндогенны.

Рассеяние флюида в пространстве

Содержание редких щелочей в гидротермах 3-й группы ниже, чем в гидротермах двух первых групп при широком диапазоне колебаний. Их температура меняется от “кипящей” до теплой; дебит – от 200 до долей л/с. По составу они преимущественно сульфатные с низкой минерализацией (~1 г/л). Представителями подобных терм являются Банные, Паратунские, Начикинские и др.

Судя по количеству редких щелочей, гидротермы 3-й группы образуются в результате рассеяния флюида в коре, но процесс, лежащий в основе рассеяния, неочевиден. Признаки способа их образования были получены при анализе отношений близких по свойствам элементов, присутствующих в микроколичествах. Как известно, микроэлементы, не оказывая воздействия на процессы, происходящие в системе, служат их чуткими индикаторами, так как распределяются между фазами или внутри отдельных фаз в зависимости от физико-химических условий среды, являющейся их носителем [Рябчиков, 1965]. Одновременно с распределением редких щелочей анализировался и переход элементов флюида из газовой в жидкую фазу, как реакция на потерю флюидом изоляции.

Особенности распределений хлора, серы и редких щелочей вод 3-й группы свидетельствуют об отсутствии разбавления флюида холодными водами как смешение жидкости с жидкостью. Гидротермы 3-й группы – воды низкой минерализации и в основном сульфатные с малой примесью хлоридов и гидрокарбонатов, а исходный флюид – хлоридный с минерализацией в 3–4 г/л, но содержащий в составе газов сероводород и диоксид углерода. Отношения Cs/Li для всех вод 3-й группы при рассеянии должны уменьшаться из-за меньшей подвижности цезия по сравнению с литием в природных водах. Наблюдения же показывают, что отношение Cs/Li в некоторых из них (например, Б. Банные, Начикинские, Малкинские) выше, чем в водах 1-й группы (где Cs/Li около 0.1), при более низком содержании в них редких щелочей. Поэтому в основе рассеяния флюида лежит не разбавление другой водой, а иной процесс, в котором цезий более подвижен, чем литий. Такому поведению элементов отвечает распределение их между фазами при кипении. Редкие щелочи переходят в пар при ки-

пении природных вод уже при атмосферном давлении, однако содержания их в паре не выше первых тысячных долей мг/л конденсата. Но это тот процесс, в котором цезий более активен, чем литий. По интенсивности перехода в пар при атмосферном давлении редкие щелочи располагаются в ряд: Cs > Rb > Li и K > Na, причем цезий опережает литий в 4–6 раз. Интенсивность перехода в пар зависит от температуры, и эта зависимость выше для цезия, чем для лития. Поэтому чем выше температура, тем больше разница скорости перехода и при очень высоких температурах их пути должны разойтись. Действительно, примером природных образований, показывающих различие в переносе с паром редких щелочей, являются вулканические возгоны. Среди высокотемпературных (800–850°C) возгонов известен очень редкий минерал авогадрит (K, Cs, Rb)BF₄, в то время как возгонов лития неизвестно. Более холодные (600–650°C) фумарольные струи кратеров активных вулканов содержат следы лития, но значительно меньше, чем цезия и рубидия. Форма переноса элементов не определялась; измерения делались на природных объектах без фильтров, улавливающих капельный перенос. Надо было оценить распределение микроэлементов между жидкой и газовой фазами так, как это происходит в природе, когда газовая фаза “загрязнена” капельками жидкости и не ясна каталитическая роль примесей. Это позволяет сравнивать элементы по подвижности при природном фракционировании их носителей.

Судя по сравнительному распределению Cs и Li, дифференциацию через кипение можно принять как наиболее вероятный способ рассеяния флюида, тем более ему соответствуют химические превращения макроэлементов газов и растворов. В силу физического состояния флюида, он способен закипеть не только на поверхности (как на Узоне) или недалеко от нее (как на Паужетке), но на любой глубине, где произойдет декомпрессия. На возможность глубинного подземного кипения воды указывал еще В. Вернадский [1936]. По разным причинам горячий флюид может не дойти до поверхности по изолированному каналу, например в результате землетрясения. Нарушение целостности канала ведет к декомпрессии флюида с бурным кипением и фракционированием вещества на парогазовую часть с “туманом” из капелек раствора и на минерализованный раствор. Зона декомпрессии становится горячим реактивным пространством, где в проточном режиме идут химические реакции между компонентами воздушных газов, флюидными растворами и газами, а также вме-

шающими породами. Особенности протекания реакций определяются параметрами места (глубина, проницаемость) и температурой флюида, но можно предсказать их общее направление, учитывая известные справочные свойства реагирующих веществ.

Парогазовая фаза. Диоксид углерода имеет высокую растворимость в воде, но, как и у всех газов, она падает с температурой, и при значениях порядка 200–100°С и ниже CO₂ окажется в газовой фазе. Газы легче, чем жидкость, проникают по трещинам и порам пород и поэтому они первыми уйдут из реактивной зоны и, при случае, смогут достичь поверхности.

Сероводород при такой температуре тоже будет стремиться уйти из реактивной зоны, но в отличие от CO₂, температурные условия благоприятствуют его окислению до S, SO₂ и SO₄⁻² в зависимости от конкретных условий, в которые он попадет, и прежде всего от температуры и присутствия воздушных газов. Выходы газопаровых струй с отложениями вокруг кристаллической серы подтверждают процесс окисления сероводорода до элементарной серы по уравнению: 2H₂S + O₂ = 2S + 2H₂O, что обычно происходит при недостатке кислорода. Пример кипящей на глубине реактивной зоны вулкан Мутновский, названный по выражению И. Мелекесцева “паразитическим дымоходом” [Кириухин, 2006]. Вероятно, такова же природа паровых струй с серой на вулкане Менделеева.

Окисление серы возможно и до сульфатной формы и горячие сульфатные воды низкой минерализации (конденсатные) тому подтверждение. В промышленности этот процесс идет при температуре ~350°С. В природе на глубине такая температура реальна. Небольшое количество хлоридов в эти воды добавляется при конденсации мелких капелек (“тумана”) раствора флюида, которые образуются в газовой фазе, возникающей в условиях бурного кипения.

Вода этих гидротерм проходит состояние пара, что объясняет их низкую минерализацию. Анионная часть минеральной составляющей мала и полигенна: сульфаты следствие окисления H₂S, хлориды привнесены в капельках раствора, а гидрокарбонаты, возможно, свидетельствуют о присутствии метеорных вод. Соотношение этих компонентов зависит от сочетания условий, которое и определяет состав и температуру возникающих вод.

Удалившиеся газы (с паром или без) образуют еще и смешанные сопутствующие воды путем их растворения в холодных метеорных водах. Диок-

сид углерода растворяется в холодных водах с образованием угольной кислоты, которая диссоциирует на ионы H⁺ и HCO₃⁻, но только 1% находящегося в водном растворе CO₂, присутствует в виде H₂CO₃. В результате на периферии возникнут холодные воды, газифицирующие CO₂ и другими газами, инертными в зоне декомпрессии, которые и будут их эндогенной добавкой. Нельзя исключить и смешения природных вод как двух жидкостей, если разница температур вод невелика.

Минерализованный раствор. Потеря флюидом пара с газами ведет к образованию из него хлоридного депарита, в разной степени упаренного в зависимости от сочетания условий в коре. Он может излиться гипсометрически ниже выходов пара или захорониться как хлоридный концентрат. Горячие рассолы встречаются нечасто. Анализ распределения редких щелочей в них позволяет считать их производными низкоминерализованного флюида. (Обратный процесс – образования вод 1-й группы из горячих рассолов – не возможен, что видно по распределению редких щелочей.) Содержания редких щелочных элементов в горячих рассолах, выраженные в % на минеральное вещество, ниже, чем в региональных водах 1-й группы. Например, Ниландский рассол (Солтон-Си) содержит в расчете на воду Li – 300 мг/л и Cs – 20 мг/л [White, 1965], а в пересчете на минеральное вещество Li – 0.09% и Cs – 0.007%, что ниже, чем в источнике Верхний бассейн (Йеллоустонский Национальный парк), где Li – 0.80% и Cs – 0.023%. По сравнению с флюидом в рассолах изменяется и отношение редких щелочей: рубидий и цезий по сравнению с литием чуть больше мигрируют с паром, и в рассоле их становится относительно меньше. Если среднее значение отношения Li/Cs вод 1-й группы равно ~10 (иногда до 5), то в термальных рассолах оно всегда больше 10 и до 20 и даже 400 [Арсанова, 1974б]. На Камчатке рассолы пока не встречены, но вероятно будут найдены при бурении и будут содержать много редких щелочей, но не более 0.17% лития и по 0.016% рубидия и цезия на минеральное вещество.

Со временем (десятки – первые сотни тысяч лет) мощность самого флюида падает. Он постепенно теряет способность кипеть и дифференцироваться, соответственно меняется физико-химический облик его дифференциатов и, наконец, дифференциатные воды исчезают.

Итак, особенности химического состава и физического состояния гидротерм 3-й группы позволяют считать их следствием глубинного фракционирования флюида в коре и окисления его

компонентов, в основном серы. Кипение сопровождается дифференциацией флюида на газовую (с капельками жидкости в виде “тумана”) и жидкую части, которые далее существуют как самостоятельные гидротермы: паровые струи с диоксидом углерода и отложениями кристаллической серы; низкоминерализованные преимущественно сульфатные воды; сопутствующие смешанные преимущественно гидрокарбонатные низкоминерализованные воды; депарированные хлоридные воды повышенной и высокой минерализации.

О процессах изменения флюида в коре

Судить обо всем множестве превращений и изменений флюида, дающего начало термальным водам кристаллической коры, пока не представляется возможным. Однако, опираясь на представления о воде в сверхкритическом состоянии и вышеизложенные геохимические данные, можно высказать некоторые общие представления.

Геохимия и динамика термальных вод принципиально отличаются от холодных. Установление в ходе настоящих исследований самого явления рассеяния исходного флюида путем его кипения и дифференциации объясняет физико-химические различия гидротерм вулканического региона. В отличие от холодных вод, все глубинные гидротермы производные единого вещества — флюида, и способы его рассеяния не похожи на ореолы растекания. Гидротермы как производные флюида представляют собой не “кусочек флюида”, а только какую-то его фазу или ее часть, и поэтому они так не похожи на сам флюид.

Условия в мантии, при которых летучие обособляются в самостоятельное водное вещество, характеризуются высоким давлением и температурой и, судя по валентности серы (–2), восстановительными условиями. Следовательно, структура вещества должна быть плотно “упакованной”. В технике вещества в таком состоянии называют СКФ — сверхкритическим флюидом. Природный СКФ изначально, скорее всего, гомогенен, но с подъемом (падением давления) его свойства будут меняться и, когда параметры давления и температуры окажутся для его существования ниже критических, он превратится в смесь раствора и газов. Находясь в пространстве канала при достаточно высокой температуре, газы не смогут раствориться в воде, но изоляция не позволит и покинуть смесь. Поэтому, разобившись, газ и раствор начинают поступать порциями по очереди, что, возможно, и объясняет гейзерный режим. Дойти до поверхности без по-

тери вещества смесь сможет только при наличии изоляции. Если она сохранится до самого верха, на поверхности возникнет гидротерма 1-й группы, где все вещество (и газ и раствор) по элементному составу соответствуют флюиду, а состояние отвечает смеси раствора с газами. В природе в зоне разгрузки самая верхняя часть канала оказывается более или менее разрушенной, и выходы представляют собой поле источников и гейзеров. Часть газов с паром успевают уйти в атмосферу, при этом минерализация раствора несколько увеличивается. Если область разгрузки представляет собой котловину, то с участием метеорных вод и уже в окислительных условиях возникнет пестрая гамма вторичных поверхностных вод, как на Узоне.

Однако канал подъема флюида может механически повредиться на любой глубине в результате различных подвижек в коре. Флюид потеряет изоляцию и, продолжая поступать, окажется в условиях декомпрессии. Внедриться в окружающие его породы в той форме, в которой он поднимался по каналу, “разлиться” или смешаться с холодными пластовыми или трещинными водами он не сможет из-за своего состояния, так как превратится в динамичную, неравновесную, многокомпонентную, двух–трехфазную, химическую гетерогенную смесь. При еще высокой температуре и, возможно, уже в окислительных условиях она будет фракционировать и расширяться в динамичном проточном режиме. Часть элементов (сера) поменяют валентность и форму и перейдут из газов в раствор, часть газов рассеется, а хлоридный раствор потеряет часть растворителя, то есть воду. Дифференциаты “разбегутся” среди пород коры, и из них возникнут новые гидротермы, которые генетически будут продуктами рассеяния флюида в коре. Особенности физико-химических превращений флюида определяются неповторимостью сочетаний условий в коре, что является причиной уникальности отдельных гидротерм 3-й группы. Поэтому, если термальные воды представлены только “молодым” флюидом, то они похожи во всех вулканических районах мира, а если они являются дифференциатами флюида, то они разнообразны и неповторимы. Смешение с холодными водами, скорее всего, происходит путем растворения в них газового дифференциата флюида, в то время как слияние горячей и холодной вод представляется менее вероятным, разве что в отдельных случаях и если разница их температур — не велика.

Со временем геологическая структура, через которую поступает флюид, стареет и процессы затухают. То, что было природным СКФ, остыва-

ет, теряет способность кипеть и на поверхности появляется как гидротерма 2-й группы. Концентрация редких щелочей при этом не уменьшается, а сера и углерод, сменив форму, оказываются в растворе, но значительно падает вынос вещества, так как сокращается дебит. И, наконец, гидротермальная деятельность прекращается, что свидетельствует об окончании всех проявлений вулканизма в регионе.

ЗОНА ДЕКОМПРЕССИИ КАК МЕСТО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Кипящая реактивная зона не только место рождения дифференциатов флюида. Будучи геохимическим барьером, она становится и местом гидротермального минералообразования. Динамичная область кипения существует в проточном режиме, пока поступает флюид. Стенки вмещающих пород разрушаются и дают материал для брекчий и конгломератов; сами породы гидротермально изменяются, возникают минеральные новообразования.

В обнажениях встречаются следы похожих зон. Вероятно, именно в таких местах образуются флюидно-эксплозивные породы, или флюидолиты [Якобсон и др., 2008]. Известны также загадочные по генезису месторождения золота среди вулканических пород Витватерсранда (ЮАР) и Кураминского хребта (Средняя Азия), где пирит не окислен, но обкатан [Портнов, 2000]. Подземное кипение объясняет их генезис. Ранее было подмечено сходство нефтяных и термальных вод по содержанию и отношению редких щелочей, что позволило предположить их генетическую связь [Арсанова, 1974б]. Возможно, “кипящие” зоны являются местами синтеза углеводородов биохимическим (или химическим) путем. Глубинные зоны кипения, как инкубаторы, подходят на роль мест рождения первой биоты Земли. Не исключено, что под выходами некоторых гидротерм 3-й группы идут процессы современного гидротермального рудообразования, которые можно обнаружить геофизическими методами.

Итак, глубинное гидротермальное рудообразование и образование вод 3-й группы, по-видимому, имеют общую причину и вещество, являясь разными продуктами одного процесса.

ВРЕМЯ ПОЯВЛЕНИЯ ФЛЮИДА В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Состав и состояние вещества гидротерм 1-й группы свидетельствуют о подъеме флюида, из которого они произошли, сквозь кору по изолированному каналу. Выводящие каналы (магмоводы) закладываются при подъеме к поверхности магм; логично допустить подъем по ним и флюида.

Проанализировав возможные источники тепла гидротерм и способы его передачи, В. Аверьев [1966] пришел к выводу, что формирование термоаномалий обусловлено восходящим потоком горячего флюида, а сам флюид есть следствие самостоятельного глубинного процесса. Однако способ подъема остался неясным. Известно, что флюид не может подниматься из глубин Земли ни по трещине, ни по межзерновому пространству (межзерновая диффузия). Трещины на больших глубинах не могут быть открытыми, а скорости диффузии несоизмеримо малы по сравнению с дебитом гидротерм. Тем не менее, флюид со всеми своими особенностями доходит до поверхности и, следовательно, есть явление, которое обеспечивает ему канал подъема.

Чтобы понять способ подъема флюида сгруппируем и обобщим ряд известных положений: 1. Место появления на поверхности самых энергоемких гидротерм (флюида) — кальдеры. 2. Под кальдерами имеется “прочищаемый” извержениями магмовод. 3. Флюид появляется на поверхности после объемного выброса кислых магм, который уничтожает вулканическую постройку, оставляя от нее кальдеру. 4. Вода со щелочами снижает вязкость лав, а находясь в избытке при высокой температуре, образует подвижную, ликвирующую смесь двух жидкостей: силикатной и водной, которая с падением давления вспенивается и расширяется с взрывом.

Анализ вышеперечисленных явлений в их взаимосвязи позволяет предположить как наиболее вероятные способ подъема и время излияния флюида в вулканическом процессе: канал для движения флюида прокладывают магмы в ходе многочисленных извержений, а флюид использует его в свое время последним как подготовленный путь подъема. Выбросу кислого материала и появлению флюида на поверхности в качестве гидротерм предшествует его активизация на уровне верхней мантии (“самостоятельный глубинный процесс генерации флюида” по В. Аверьеву), откуда он начинает поступать и смешиваться с магмой в глубинном промежуточном вулканическом очаге. Поступление флюида — необходимое условие эвакуации вязких кислых

магм. Кислые расплавы не могут подняться, если их не “подпирает” флюид, который, в свою очередь, не может прорваться в верхнюю часть коры, пока магмы не подготовят ему канал. Поэтому кислый вулканизм и гидротермальный процесс — явления взаимосвязанные и взаимообусловленные, как и полагал В. Аверьев. Предположение подтверждается составом выброшенного вулканического материала со следами компонентов флюида. На избыток летучих в магме указывает состав и структура пемз и игнимбритов, а высокие концентрации редкого и рассеянного цезия постоянно фиксируются в вулканических стеклах [Григорьев, 2008].

Поэтому гидротермы как геологическое явление есть продолжение вулканической активности извержением флюида, которое начинается вслед за объемным выбросом кислых магм и длится еще несколько десятков или первые сотни тысяч лет, постепенно сокращаясь.

О ВОЗМОЖНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМ ПУТЕМ НАГРЕВА ХОЛОДНЫХ ВОД КОРЫ

Для образования гидротерм путем нагрева холодных вод требуется наличие совокупности определенных достаточно сложных условий, как по строению земной коры, так и по возможности существования процессов, определяющих фактический состав вод до и после нагрева.

Даже если теплоизоляция магматических тел позволяет им отдавать тепло, нельзя не учитывать требования к структуре вмещающих пород. Она должна соответствовать теплообменнику, устройство которого достаточно сложно. Если необходимые условия не смогут быть соблюдены, то даже при наличии мощного источника тепла, направленного движения воды не установится, а вокруг этого источника образуется только зона просушки. Для образования конвекционных ячеек Земная кора слишком неоднородна, и вода большей частью движется в ней по трещинам и между слоями. Реализация сложных конструктивных особенностей представляется маловероятной даже локально, в то время как термальные воды — явление обычное.

Минеральный состав метеорных вод и гидротерм не подтверждает модель образования гидротерм путем нагрева метеорных вод. Превращение гидрокарбонатной воды только с помощью нагрева в хлоридную или сульфатную — невозможно. При подземной газификации углей [Конов, 1965] окружающие воды нагреваются и известен их состав. Он не похож на состав при-

родных гидротерм, что анализировалось ранее [Арсанова, 1974б].

Окружающие породы и контактирующие с ними воды химически реагируют, но существуют определенные ограничения. Из силикатных пород в раствор способно перейти только малое количество растворимых компонентов, и извлекаются они практически сразу. Сотни лет формировать состав вод в проточном режиме они не смогут. Чтобы убедиться в этом, достаточно подсчитывать объемы выноса веществ исследуемыми источниками хотя бы за сотню лет. Вынос (если он идет) должен сопровождаться образованием пустот. Если бы магматические породы растворялись подобно карбонатным, в них возникли бы полости, похожие на карстовые, чего не наблюдается. Структурно связанные химические элементы тоже могут перейти в раствор, но с разложением силикатной породы. В грязевых котлах каркасные алюмосиликаты превращаются в слоистые с переходом катионов в раствор. Но для проточных вод, такой механизм не подходит. Для установления источников отдельных компонентов в водах недостаточно обнаружить их во вмещающих породах. Даже наоборот, если они присутствуют, значит, их место в кристаллической структуре не допускает перехода в раствор. Эксперимент, показывающий переход в раствор элементов из измельченной породы, не убедителен, если одновременно не исследовано генетическое сходство-отличие элементов в водах и породах, направление их миграции, возможность длительного поступления в проточном режиме и другие их геохимические особенности. К примеру, Москва-река течет среди пород с фоновым содержанием редких щелочей, однако это еще не значит, что они могут накопиться до уровня их концентраций в термальных водах. Содержания этих элементов в речной воде меньше, чем в гидротермах, на несколько порядков: Li — 0.0009, Rb — 0.0011 и Cs — 0.000025 мг/л. При этом отношение Li : Rb : Cs = 100 : 130 : 0.3. Последнее согласуется с отношениями элементов в породах, где Rb > Li > Cs. Подобные соотношения при низких содержаниях элементов свидетельствуют о том, что породы являются их источником в речной воде. В гидротермах же 1-й группы при очень высоких содержаниях редких щелочей среднее (мировое) отношение Li : Rb : Cs = 100 : 13 : 14 (для Камчатских гидротерм 100 : 10 : 9). Поэтому воды, состав которых образуется при выщелачивании, не схожи с гидротермами ни по содержаниям, ни по отношениям элементов, и отсутствует природный процесс, который приводил бы к относительному накоплению в природных растворах

выщелачивания цезия по сравнению с литием и рубидием. Более того, — редкие щелочи богатых ими гидротерм, хотя и в очень малом количестве, переходят из вод в породы. В гидротермально-измененных породах зоны парообразования скважины № 20 на Паужетке содержания редких щелочей несколько выше, чем в неизмененных породах района. Ниже приведены соотношения средних содержаний элементов в неизмененных породах района (в числителе) и гидротермально-измененных породах (в знаменателе), а в скобках даны пределы их колебаний в гидротермально-измененных породах. Литий: 0.0012/0.0035 (0.008—0.001); рубидий: 0.0023/0.0029 (0.008—0.0002); цезий: 0.00014/0.00017 (0.00026—0.00007). На содержания редких щелочей в термальной воде из-за большой разницы объемов реагирующих веществ этот процесс практически не сказывается.

Вышеизложенное показывает, что редкие щелочи, переходящие в воду из пород, и редкие щелочи термальных вод — это генетически разные элементы с разной геологической историей.

Если бы термальные воды образовывались в результате нагрева, то связей между компонентами составов различных термальных вод одного региона не было, в то время как фактически они существуют, а это значит, что должен быть теплоноситель.

Согласно модели нагрева метеорных вод процесс превращения их в гидротермы должен протекать от низкой температуры к высокой, и при этом вода должна обогащаться газами. Однако трудно представить условия, при которых нагрев воды и ее обогащение газами протекали бы одновременно, так как растворимость газов в воде с ростом температуры падает. Однако в природе некоторые гидротермы одновременно горячие и имеют в составе газы.

Уже более полувека известен факт сходства изотопного состава гидротерм и метеорных вод [Craig et al., 1956]. С годами однозначность генетического смысла изотопной метки оказался не так очевиден. Вода, как ни какое другое планетное вещество, участвует во многих различных процессах. Изотопный состав природной воды может быть обусловлен одним процессом, а может быть следствием их совокупности, что создает определенные сложности в интерпретации. Так установлено, что против избирательно покидает поверхность планет земного типа. Считается, что гравитационное поле Земли — недостаточно для удержания ^1H . Непосредственные измерения в экзосфере Венеры [Vertaux et al., 2007] тоже показали предпочтительную потерю плане-

той противя. Зафиксирован даже рост дейтерия в атмосфере Венеры сверху вниз. Это говорит о том, что ювенильная вода планет, став поверхностной, обогащается дейтерием, то есть — тяжелеет. Следовательно, сама ювенильная вода планеты оказывается легче, чем ее усредненная поверхностная вода. Поверхностные воды планеты, в свою очередь, неоднородны по изотопному составу. Часть воды испаряется в атмосферу, и процесс сопровождается фракционированием изотопов, в результате чего метеорные воды становятся более легкой частью поверхностных вод, что приближает их по изотопному составу к исходной ювенильной воде. Поэтому, только одно сходство изотопного состава гидротерм и метеорных вод еще не доказывает их генетического родства, а скорее, объясняется конвергенцией. По изотопному составу ювенильные и метеорные воды, по-видимому, достаточно похожи, что делает сомнительным использование изотопной метки для их отличия. Нужны целенаправленные исследования для решения этой проблемы.

Между тем метеорные воды и гидротермы значительно отличаются по минеральному и газовому составу, физическим параметрам, геологическому положению и т.д. Следовательно, их можно идентифицировать по комплексу параметров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности геохимии термальных вод, места и времени их появления в вулканическом процессе в совокупности с данными по накоплению воды на поверхности нашей планеты, а также по присутствию воды на планетах земной группы позволяют с достаточно высокой вероятностью сделать вывод об их природе. Термальные воды в основной своей массе не возникают в результате нагрева холодных вод коры; они являются следствием рассеяния в ней мантийного флюида. Но прежде он выступает инициатором и действующим веществом кислого вулканизма, превращая вязкие кислые расплавы в мобильные лавы. Следы флюида фиксируются в составе и структуре извергнутых кислых вулканитов. Сам флюид поднимается из мантии по “очищенному” взрывами магмоводу, находясь в сверхкритическом состоянии. С подъемом его структура меняется и, при давлении и температуре ниже критических для его существования, он становится смесью раствора и газов. Если при этом канал подъема сохраняет целостность, — на уровне Земли возникают гидротермы по составу (набору элементов) соответствующие флюиду. Если вследствие повреждения канала на любой глубине потеряется

его изоляция, то оказавшийся в условиях декомпрессии флюид будет фракционировать, а его дифференциаты “разбегаться” как самостоятельные гидротермы.

Со старением структуры, выводящей флюид, падает его температура, дебит и способность кипеть: теплые малодобитные воды заключают проявления вулканизма в регионе.

Место разрыва канала является геохимическим барьером для флюида и там высоко вероятно гидротермальное минерало- и рудообразование, сопровождающееся физическим и химическим изменением пород.

Явления кислого вулканизма и гидротермальный процесс не только связаны локально, но, судя по всему, и взаимообусловлены, что говорит о роли воды в вулканическом процессе.

Изложенные в статье представления согласуются с концепцией дегазации мантии и учением о гидротермальном рудообразовании.

Автор глубоко благодарна доктору г.-м. н. **Н.А. Озеровой**, доктору г.-м. н. Ю.П. Масуренкову и доктору г.-м. н. Г.А. Карпову, взявших на себя труд прочитать рукопись и сделавших ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118–128.
- Арсанова Г.И.* К вопросу о происхождении перегретых хлоридно-натриевых вод молодых вулканических областей // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974а. С. 14–21.
- Арсанова Г.И.* Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск: Наука, 1974б. 111 с. 2-ая ред. 2009. URL <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1181535>
- Белоусов В.И., Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Геологические позиции геотермальных систем Долины гейзеров и кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 65–80.
- Вернадский В.И.* История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. М.: Госхимтехиздат, 1936. 553 с.
- Виноградов А.П.* Рассеянные элементы в подземных водах разного происхождения // Труды Лаб. гидрогеологических проблем. 1948. Т. 1. С. 15–21.
- Григорьев Н.А.* Распределение цезия и цезиевых максимумов в верхней части континентальной коры // Литосфера. 2008. № 6. С. 87–93.
- Кирюхин А.В.* Международный семинар “Взаимосвязь магматической системы вулкана Мутновский и Мутновского геотермального месторождения” // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 215–219.
- Кононов В.И.* Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 160 с.
- Маров М.Я.* Малые тела Солнечной системы и некоторые проблемы космогонии // УФН. 2005. Т. 175. № 6. С. 668–678.
- Маров М.Я.* Современные представления о Венере. 2010. URL: <http://rumlin.narod.ru/files/Venera.pdf>
- Мархинин Е.К.* Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 196 с.
- Орленок В.В.* К расчету баланса эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1191–1194.
- Орленок В.В.* Глобальный вулканизм и океанизация Земли. Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта, 2008. 226 с.
- Портнов А.М.* Глубинные золотоносные “реки” Земли // Наука и жизнь. 2000. № 12. С. 56–59.
- Рускол Е.Л.* Происхождение планет и спутников // Земля и Вселенная. 2002. № 2. С. 40–51.
- Рябчиков И. Д.* Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1965. 119 с.
- Титов Д.В., Сведхем Х., Тейлор Ф.У. и др.* VENUS EXPRESS: Основные результаты первого этапа миссии // Астрономический вестник. 2009. Т. 43. № 3. С. 195–217.
- Якобсон К.Э., Казак А.П., Толмачева Е.В. и др.* Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб.: Государственное геологическое предприятие “Минерал”, 2008. 38 с.
- Berardelli Ph.* Where Did Water Come From? // Science News, Science Shot, 14 April, 2010. URL <http://news.sciencemag.org/sciencenow/>
- Berardelli Ph.* Martian Volcano Mud May Have Hosted Life // Science News, Science Shot, 20 August 2010. URL <http://news.sciencemag.org/sciencenow>
- Bertaux J.-L., Vandaele A.-C., Korabiev O. et al.* A warm layer in Venus’ cryosphere and high-altitude measurements of HF, HCl, H₂O and HDO // Nature. 2007. V. 450. P. 646–649.
- Brown D., Buckley M.* Messenger Spacecraft Reveals New Information About Mercury. NASA. RELEASE: 10–170, July 15, 2010. URL <http://www.nasa.gov/messenger>
- Craig H., Boato G., White D.E.* The isotopic geochemistry of thermal waters // U.S. Nat. Res. Council. Nucl. Sci. Nuclear processes in geological settings. 1956. V. 19. P. 29–44.
- Fairén A.G.* Refilling the oceans of early Mars // Nature Geoscience. 2010. V. 3. P. 452–453.
- Piccioni G., Drossart P., Zasova L. et al.* First detection of hydroxyl in the atmosphere of Venus. Letter to the Editor // A&A. 2008. V. 483. № 3. P. 29–33.
- White D.E.* Symposium – Problems of Postmagmatic Ore Deposition. 1963. V. 2. Prague: Czechoslovakia Geol. Survey, 1965. P. 432–443.
- Zuber M.T.* Mercury. World Book Online Reference Center. 2004. World Book, Inc. URL <http://www.worldbookonline.com/wb/Article?id=ar356240>

The Origin of Thermal Waters in Volcanic Areas

G. I. Arsanova

*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
Bul. Piipa 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia*

e-mail: agi888@list.ru

Received August 25, 2012

Abstract—This study is concerned with the sources of heat and material for hydrothermal occurrences in volcanic areas. The issue is that of whether these are different (in this case the hydrothermal waters would be heated meteoric waters) or the source of heat and material is a common one (in this case the hydrothermal waters contain a heat carrier or a fluid). Our inferences are based on a multidisciplinary approach to the problem that incorporates the balance of terrestrial water, the relationships between water and volcanism on the terrestrial planets, the patterns that govern the generation of hydrothermal compositions, which are all deduced from Kamchatkan materials using heat-flow data. According to our inferences, the mantle fluid is the source of both heat and material for hydrothermal waters. These waters are either the fluid itself or products of its dispersal. Primarily, however, the fluid initiates acid volcanism, which precedes the hydrothermal process. The locations where the fluid is differentiated in the crust have promise as locations of hydrothermal mineral generation and mineralization. This study is of interest to geologists who study water as an active material in high-temperature processes.