

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСАДКАХ И ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ КИХПИНЫЧСКОГО ДОЛГОЖИВУЩЕГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

© 2009 г. О. Ф. Карданова, П. П. Фирстов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Поступила в редакцию 26.04.2006 г.

Приведены данные по содержанию радиоактивных элементов в минеральных осадках и гидротермально измененных породах Кихпиньчского долгоживущего вулканического центра. Повышенное содержание урана (до 31 г/т) и тория (до 46 г/т), относительно средних значений для дацитов Камчатки и Узон-Гейзерной депрессии, обнаружено в белых каолиновых глинах кипящих котлов и в измененных до каолиновых глин дацитах Южно-Кихпиньчского термального поля. На этом поле и Северном термальном поле в кратере вулкана Старый Кихпиньч в подпочвенном воздухе зарегистрированы высокие значения объемной активности радона ($OA_{Rn} > 1000$ кБк/м³). Высокое содержание урана и тория в свежих минеральных осадках и аномальные значения OA_{Rn} в подпочвенном воздухе гидротермально измененных пород рассматриваются как результат массопереноса радиоактивных элементов флюидными потоками гидротермальной системы.

ВВЕДЕНИЕ

Работа является продолжением исследований, выполненных одним из авторов в районе Кихпиньчского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ). Ранее рассматривались состав и условия образования хемогенных осадков на термальных полях этого центра [16, 18]. Изменения в составе осадков, в морфологии полей и режиме термоаномалий, наблюдавшиеся в 1980–1989 гг. на термальных полях КДВЦ, определяются сейсмотектоническими и экзогенными процессами, приводящими в отдельных случаях к оползням, обвалам и оплывинам [17].

Изучение содержания урана и тория в продуктах современной вулканической деятельности имеет как теоретическое, так и важное практическое значение, так как с вулканическими формациями позднеорогенного этапа развития земной коры связана значительная часть гидротермальных месторождений РАЭ, которые формируются в результате гидротермальных и гипергенных процессов [27]. Обычно в магматических породах концентрация U и Th определяется следующими факторами: формационной принадлежностью к тому или иному глобальному резервуару (континентальному, обогащенному U и Th, или океаническому, обедненному РАЭ), принадлежностью пород к той или иной серии щелочности или к тем, или иным петрохимическим типам в зависимости от содержания SiO₂ [33].

Особенности распределения U, Th и K в породах Камчатки отражают не только региональные, но и некоторые общие черты развития геологических структур на границе континент–океан. По данным

работы [25], подавляющее большинство пород Южной Камчатки характеризуется пониженной радиоактивностью по сравнению с аналогичными по составу породами континентов. Характер распределения U и Th в неизмененных породах Узон-Гейзерной депрессии и на вулкане Кихпиньч приведен в [20], а в измененных породах и минеральных осадках кальдеры Узон в [1].

Для многих гидротермальных систем Камчатки [9, 10, 20, 35, 36], Новой Зеландии [39] и Японии [41], пространственно связанных с магматическими очагами районов современного вулканизма, характерно высокое содержание радиоактивных эманаций в спонтанных газах и термальных водах, что может быть объяснено следующими процессами. В результате радиоактивного распада содержащегося в горных породах Ra, происходит непрерывная генерация радиогенных газов в литосфере, которые сорбируются на поверхности твердых тел, занимают поры, капилляры и трещины в породах. Различные неорганические гели весьма прочно удерживают адсорбированный Rn, но при нагревании происходит его десорбция и массоперенос за счет конвекции к поверхности в газообразном или в растворенном состоянии. При кипении Rn выделяется из раствора вместе с паром, так как коэффициент распределения Rn между водой и газом в интервале температур 0–60°C меняется от 0.5 до 1.2, поэтому содержание Rn в спонтанном газе высокотемпературных источников значительно выше, чем в низкотемпературных [9].

Исходя из предпосылок, описанных выше, рассмотрено поведение радиоактивных элементов (РАЭ) в минеральных осадках и измененных поро-

дах КДВЦ в зависимости от условий их формирования, а также результаты площадной эманационной съемки термальных полей, выполненной в 1997 г. [4].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИХПИНЫЧСКОГО ДОЛГОЖИВУЩЕГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

Впервые Кихпиньчский долгоживущий вулканический центр (КДВЦ), расположенный в центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки [7], был выделен В.И. Белоусовым [6]. Центр включает несколько разнородных и разновозрастных сооружений (рис. 1). Одно из них – средне-верхнеплейстоценовый вулкан Старый Кихпиньч (гора Пик), который сложен чередующимися базальтовыми лавами и их агломеративными туфами, сильно измененными гидротермальными процессами. Вулкан образовался до этапа мощных интритрообразующих извержений и кальдерообразования в Восточной вулканической зоне, произошедших 23–40 тыс. лет назад [7]. Постройка вулкана Старый Кихпиньч (СК) служит основанием для голоценового базальтового вулкана Молодой Кихпиньч и расположенного несколько южнее дацитового вулкана Сопка Желтая, который образовался в конце позднего плейстоцена. Вулкан Молодой Кихпиньч состоит из конуса Западный, возраст которого 4,8 тыс. лет, и конуса Савича, возникшего около 1,4 тыс. лет назад, последнее извержение которого датируется 400 лет назад [7, 8]. Данные конусы возникли после длительного (десять тысяч лет) перерыва в деятельности вулкана Старый Кихпиньч.

КДВЦ образовался на пересечении двух разломов. Основные структурные элементы КДВЦ определяются глубинным разломом северо-восточного простирания, к которому приурочены почти все постройки центрального участка Восточно-Камчатского вулканического пояса. Этот разлом протягивается от вулкана Крашенинникова через Долину Гейзеров к вулканическому массиву Большого Семячика и далее на юг [6]. Субширотный Узонско-Валагинский разлом второго порядка, являющийся осложняющей структурой, фиксируется системой трещин и расположенных вдоль них вулканических центров, вулканов – Узон, Таунищ и ряда экструзий в пределах Валагинского хребта [37]. КДВЦ находится в восточной части этого разлома, который трассируется в постройке вулкана Старый Кихпиньч на восточном склоне каньоном руч. Кислый, на западном внешнем его склоне – цепочкой групп термальных источников.

Гидрогеологическая модель гидротермальной системы Долины Гейзеров предполагает, что из области магматического очага вулканического массива Кихпиньч идет восходящий водный поток, сфор-

мированный местными инфильтрационными водами и водами регионального подземного стока [21].

Расположение термальных полей (ТП) в кратере вулкана Старый Кихпиньч (СК) приведено на рис. 2а: ТП 1 – Южное поле (ЮП), ТП 2 – Восточное поле (ВП), ТП 21 – Северное поле (СП). Как выглядели в 1997 г. СП и ВП после оползней и обрушений, произошедших после 1982 г., показано на рис. 2б, в. Расположение источников и фумарол на ЮП СК дано на рис. 2г. У южного подножия вулкана Сопка Желтая расположено Южно-Кихпиньчское термальное поле (ЮКТП, поле 18), с которого берет начало ручей Белый, являющийся южным истоком р. Гейзерная (рис. 1).

На ЮКТП риодациты, слагающие западный и юго-западный склоны вулкана Сопка Желтая [20], преобразованы под действием окисленного конденсата гидротермального пара глубинных Cl-Na вод в белые каолинистые глины [22]. Причем преобразование пород на этом поле, в основном, происходило и происходит преимущественно в термальных котлах глубиной до 2 м, на стенках которых часто оседает ромбическая сера. На поле много небольших сольфатар, устья которых инкрустированы самородной серой, а само поле буквально пронизано сетью серных жилок различной мощности от 0,1 до 2 см. Даже на холодных с поверхности каолинистых участках на глубине менее одного метра температура достигает более 80 °С и наблюдается много серных жилок.

В юго-западной части вулкана Сопка Желтая на трещине, идущей от вершины почти до ЮКТП, находится термальное поле Вершинное (рис. 1, ТП 14). В обеленных породах этого поля больше кремнезема, чем в аналогичных породах ЮКТП.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Площадное распределение U и Th изучалось на образцах, отобранных на термальных полях КДВЦ во время полевых работ 1976, 1978–1982, 1986 и 1997 гг. Содержание U и Th определялось в хемогенных осадках источников, в измененных породах, претерпевших воздействие кислых газов фумарол (до 5 объемных % H₂S), а также в глинах котлов, в спонтанных газах которых содержится до 12 % H₂S. Хемогенные осадки (т. е. осаждаемые из растворов) отбирались на выходах источников и в руслах водотоков. Также отбирались корочки, образующиеся на испарительном барьере водоемов, донные осадки в котлах и “сковородках” (поверхностные водные зеркала, через воду которых интенсивно выделяется газ). Одновременно с отбором образцов осадков отбирались пробы воды, из которой они осаждались. В местах отбора проб измерялись температура, pH, в отдельные годы – Eh. Спонтанные и растворенные газы в источниках и котлах отбира-

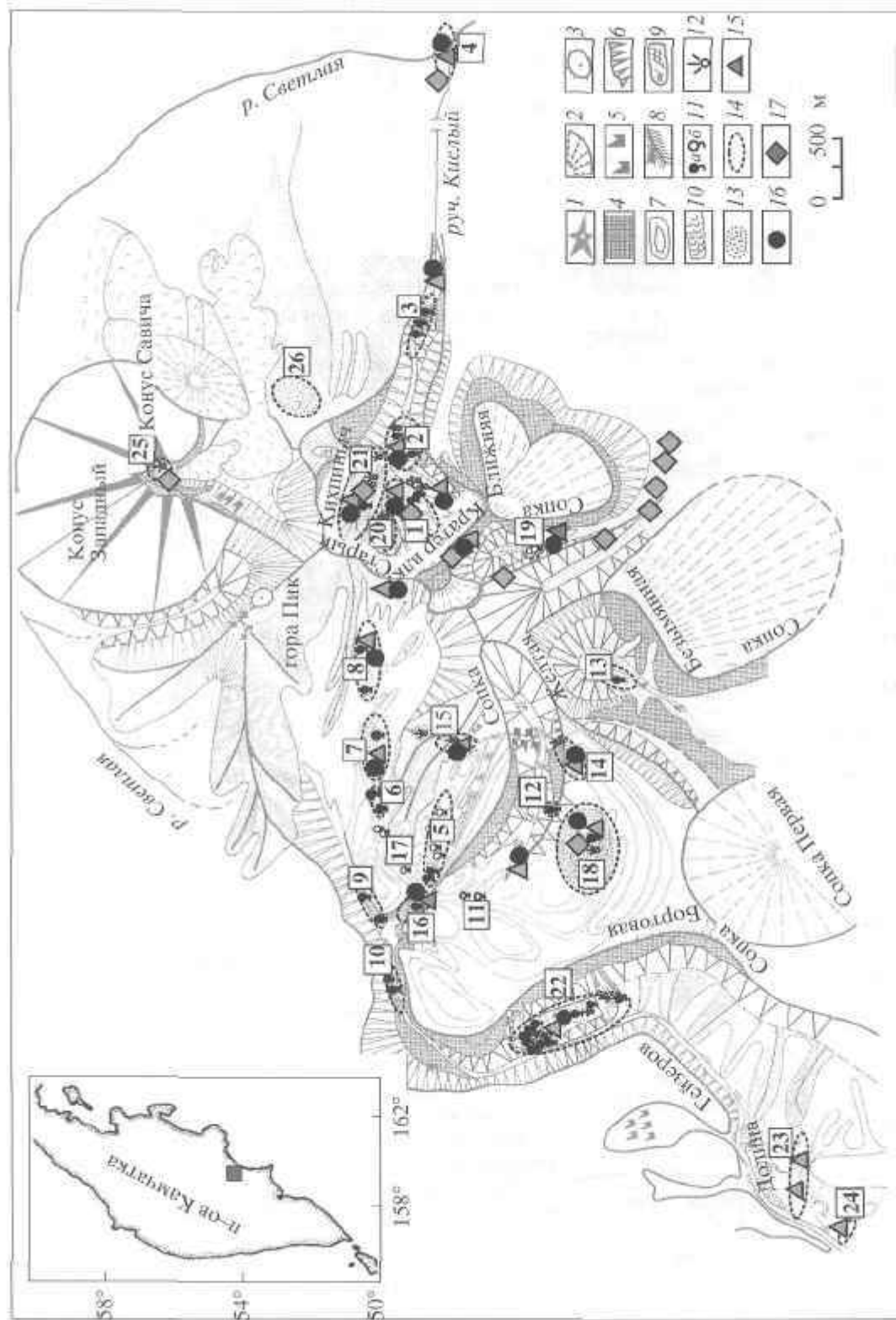


Рис. 1. Схема расположения пунктов отбора проб для определения содержания РАЭ и точки регистрации излучения позая КДВЦ. 1 – лавовые конусы; 2 – таво-ширококонические конусы; 3 – вершины; 4 – отвесные склоны; 5 – отвесные склоны; 6 – крутые склоны; 7 – горизонталь; 8 – водо-раздел; 9 – снежники; 10 – лавовые потоки; 11 – источник; 12 – горячие; 13 – горячие; 14 – горячие; 15 – У. П. / 16 – Т. / 17 – ОА Рн. Термальные поля (цифра – номер поля); 18 – граница термальных полей; 19 – точка отбора проб на содержание РАЭ; 20 – У. П. / 21 – Т. / 22 – ОА Рн. Термальные поля и минеральные источники; 23 – Южное, в кратере вулкана Старый Кихныач; 24 – Восточное, там же; 25 – “Шек”, руч. Кисель; 26 – источник р. Мутная; 27 – горячий источник Кармая; 28 – Термос; 29 – Травертинное; 30 – Перельное; 31 – руч. Презрачный; 32 – “Колорадо”; 33 – “Колорадо”; 34 – Долина Смерти; 35 – Долина Смерти; 36 – Долина Смерти; 37 – Серное (холодное); 38 – ЮКП; 39 – источник руч. Извилистый; 40 – Западный; 41 – Северное; 42 – Верхне-Гейзерное; 43 – Долина Гейзеров, руч. Водопадный; 44 – Второй ручей (в ~500 м от гейзера Первелец, вниз по р. Шуман); 45 – Конус Савичча; 46 – Скловое (северо-восточный склон КДВЦ). На врезке показано расположение района исследования.

лись в 1979–1982 гг., газ из фумарол – в 1981–1982 гг. Осадки высушивались на месте, затем герметически запаковывались для транспортировки. В данной работе рассмотрено содержание РАЭ в осадках из вод и в измененных породах большинства термальных полей КДВЦ. На рис. 1 отмечены термальные поля, где отбирались образцы для определения содержания U и Th.

Содержание U определялось четырьмя методами: рентгеноспектральным (РС) – во ВСЕГЕИ, методом запаздывающих нейтронов (ЗН) – в Томском отделении СНИИГиМС, гамма-спектральным (Г-С) – в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (ОИГГиМ СО РАН), рентгенофлюоресцентным методом (РФ) – в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, а содержание Th тремя методами – РС, Г-С и РФ. Существует подробная сводка о сходимости между собой результатов анализов стандартных образцов горных пород, выполненных этими методами [26]. Всего было проанализировано 107 образцов на содержание U и 97 – на содержание Th.

Эманационная съемка на термальных полях КДВЦ проводилась α -радиометром РГА-01 08.1997 г. Объемная активность радона (ОА Rn) измерялась в подпочвенном воздухе на глубинах до 60 см. При высоком содержании ОА Rn использовалась камера объемом 50 см³, при низком содержании – 500 см³. Точки проведения эманационной съемки приведены на рис. 1.

УРАН И ТОРИЙ В МИНЕРАЛЬНЫХ ОСАДКАХ И ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ НА ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ КДВЦ

Содержание РАЭ в осадках и измененных породах, определенное гамма-спектральным методом, приведено в табл. 1 (22 анализа). На рис. 3а, б содержание U, Th, K и отношение Th/U представлено графически. Как видно на рис. 3а, в белых глинах каолиновых котлов ЮКТП содержание U находится в пределах 2.1–31 г/т. Содержание Th в минеральных осадках и измененных породах этого поля изменяется от 2.1 до 46 г/т. В обогащенном пиритом глинистом осадке небольшого озера зарегистрировано высокое содержание U и Th (соответственно 2–7 и 10–15 г/т, РФ метод). На ЮКТП корреляция содержания U и Th с K не наблюдается (рис. 3а, б).

В 1980–1982 гг. в спонтанных газах большинства источников и котлов этого поля преобладал CO₂ (71–85 объемных %), азота было существенно меньше (4–20, в отдельных котлах – 49%), CH₄ – 2.5–7%, O₂ – 12%. В газах фумарол и грязевых вулканчиков преобладал CO₂ (59–84%), азота было существенно меньше (6–35%), H₂S – 2–5%, CH₄ – 2.3–3.4%, H₂ – 0.2–1.4%.

На поле Вершинное (рис. 1, ТП 14) в обеленных породах, отобранных вблизи устья небольшой фумаролы (T = 97°C), содержание РАЭ значительно меньше (U = 0.3–2.6 г/т, Th = 0.1–1.2 г/т), чем на ЮКТП. В образцах этого поля U > Th, в отличие от образцов, отобранных на других полях, где картина противоположная – U < Th. Существенно отличался на этом поле и газовый состав фумаролы, состоящий из воздуха (90%), CO₂ (4–8%) и H₂S (0.15–0.4%).

В районе выхода дацитов вулкана Сопка Желтая (рис. 1, ТП 5) в средней части северного склона располагается термальное поле с фумаролой. В образце глины охристого цвета, отобранном в 50 м к югу от фумаролы со дна шурфа глубиной 55 см, содержания РАЭ, определенные методом РС, составляют: U = 1.5 г/т и Th = 3 г/т. В других образцах с разных глубин этого шурфа содержание U ≤ 1.0, Th = 3–4 г/т (метод РФ).

Верхне-Гейзерное поле (рис. 1, ТП 22 – ВГ) находится на месте выхода на поверхность дацитов докальдерной постройке вулкана Верхнегейзерный [20]. В образцах, отобранных с этого поля, содержание РАЭ, определенное тремя методами (Г-С, РС и РФ), которые дали близкие результаты, составляет U = 1–3.5 г/т, Th = 0.9–8 г/т. Образцы красноватых глин, отобранные в большом теплом озере с субщелочной водой, содержат U = 1.0–1.9 г/т и Th = 0.9–2.4 г/т, что существенно ниже, чем в образце светлой глины, отобранном в одном из котлов с кислой водой, где U = 3.5 г/т, Th = 8 г/т.

В кратере вулкана Старый Кихпинич (рис. 2в, з), на гривке, являющейся водоразделом между ЮП и ВП, между двумя фумаролами отобраны образцы аргиллизированных пород. Содержание РАЭ в них составляет: U = 0.1–0.4 г/т, Th = 0.8–0.9 г/т. На самом же ЮП СК гидротермально измененные светлые глинистые породы вблизи устьев термальных источников, имеющие монтмориллонитовый состав, содержат U = 2.2 г/т и Th = 2.9 г/т. На устьях этих источников осаждаются гидроксиды Fe, являющиеся хорошими сорбентами как для U, так и для Th.

На термальных полях КДВЦ самое низкое содержание U отмечается в карбонатных осадках – 0.01–0.18 г/т (метод ЗН). Наиболее высокое содержание U = 0.16–0.18 г/т отмечено на ВГ (рис. 1, ТП 22) в марганцевистых кальцитах источника Карбонатный. Близкое содержание U = 0.14 г/т дается в работе [34] для травертинов углекислого источника Абано (Кавказ). В остальных кальцитах КДВЦ содержание U = 0.01–0.07 г/т. Наименьшее содержание U = 0.01–0.02 г/т отмечено в кальцитах Травертинового поля (ТП 7). В образцах кальцита с этого поля содержание U менее 1 г/т, но содержание Th достигает 3.2 г/т в отличие от травертинов Нальчевских источников [22], в которых содержание Th меньше на порядок (0.14–0.16 г/т). В Долине Гейзеров, в кальцитах карбонатной плиты у источника "Аверий", расположенного в русле руч. Водопад-

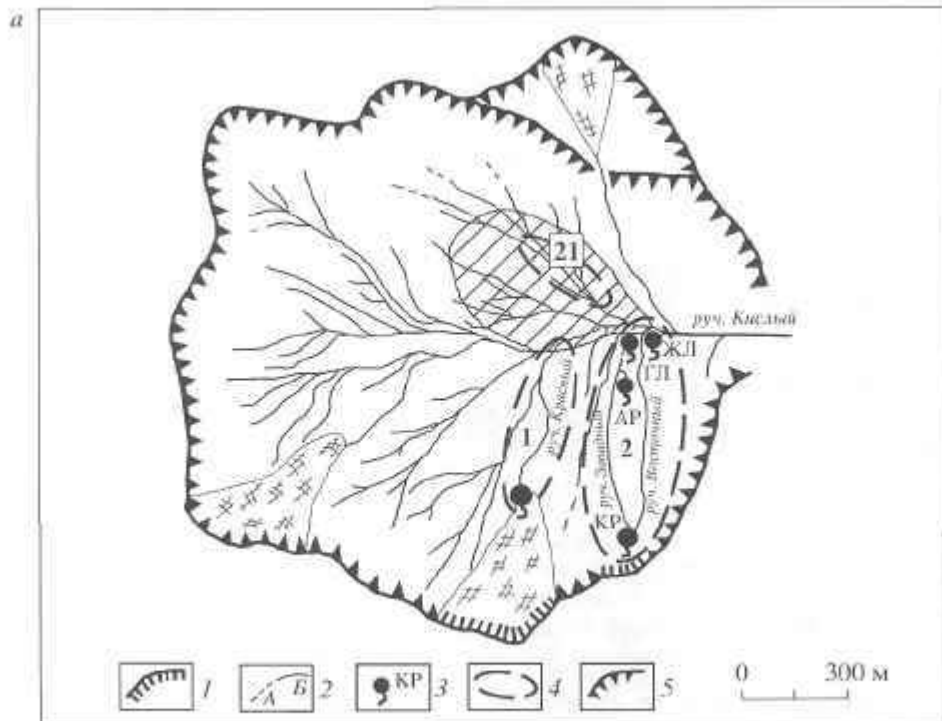


Рис. 2. Кратер вулкана Старый Кихныч: а – схема расположения термальных полей в кратере: 1 – Южное, 2 – Восточное, 21 – Северное. 1 – отвесные склоны; 2 – водотоки: А – временные, Б – постоянные; 3 – название источника: КР – Карбонатный, АР – Арагонитовый, ГЛ – Глиноземистый, ЖЛ – Железистый; 4 – контуры термального поля; 5 – крутые склоны; штриховка – материал обрушения 1982 г.; б – вид на северную и центральную части кратера вулкана Старый Кихныч с северо-восточной его кромки 08.1999 г. (фото В.Л. Леонова); в – вид на южную часть кратера с северо-восточной его кромки 08.1999 г. (фото В.Л. Леонова); 2 – схема Южного поля в кратере 1982 г.; 1 – опавина 1981 г.; 2 – водопад; 3–5 – осадки из нейтральных вод (3 – глиноземистые, 4 – Fe-Al, 5 – железистые); 6 – Fe осадки из кислых вод; 7 – крутые склоны гривки и оврага; 8 – материал оползня 1980 г.; горизонтали проведены через 2 м. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

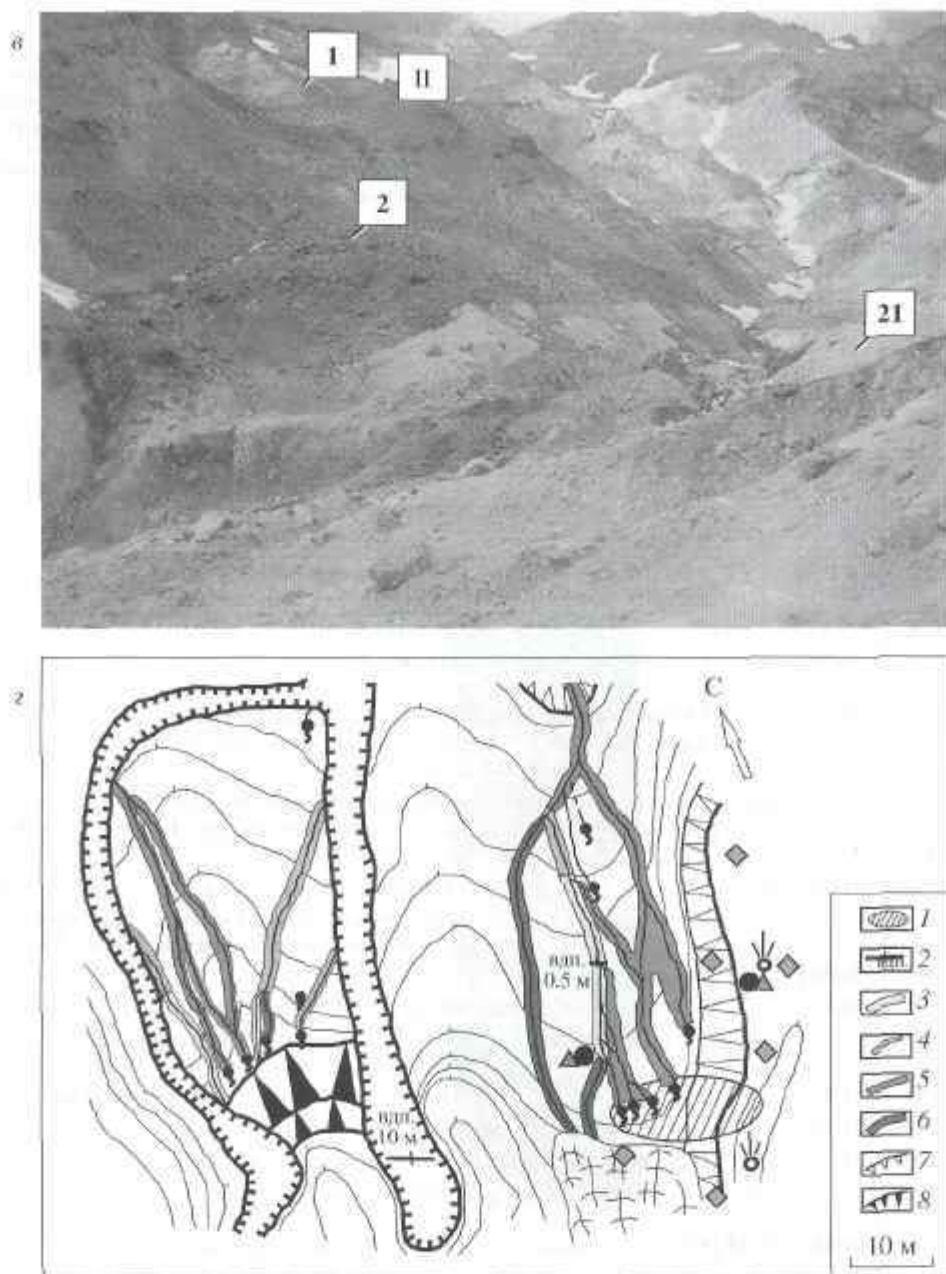


Рис. 2. Продолжение.

ный, содержание $U = 0.03-0.05$ г/г. В образце жильного кальцита, отобранного ниже водопада, вблизи впадения этого ручья в р. Гейзерная, содержание $U = 0.03$ г/г, что близко к содержанию U в травертинах Налычевских источников [22]. К сожалению, оползень, сошедший 06.2007 г. по руч. Водопадный, полностью уничтожил все источники в русле этого ручья. В кальците у уреза воды р. Шумная (ТП 24) содержание $U = 0.07$ г/г. На ВП СК в арагоните из источника с одноименным названием (рис. 2а) содержание $U < 1$ г/г, $Th = 2$ г/г

(РФ метод). В жильном кальците по ручью Извилистый (вблизи ТП 19) содержание $U < 1$ г/г, $Th = 3$ г/г (РФ метод).

Известно, что хорошими сорбентами для U и Th являются гели Fe, Al и Mn, поэтому в сидерогелях, выпадающих на устьях теплых источников на ВП СК и на ТП 7, содержание $U = 1-2$ г/г, $Th = 4.5-4.7$ г/г. В карбонатах, образующихся вследствие потери CO_2 на некотором расстоянии от устьев источников, содержание РАЭ уже в 1.5-2 раза меньше ($U < 1$ г/г, $Th = 2-3.2$ г/г), чем в сидерогелях.

Таблица 1. Содержание радиоактивных элементов в осадках и породах термальных полей КДВЦ

№ образца	U, г/г	Th, г/г	K, %	Th/U	Характеристика образца	Местоположение*	Породы, подвергшиеся изменениям на термальных полях КДВЦ
1	2.1	46.0	1.3	21.9	Каолинитовая глина	ЮКТП (18); участок Каолинитовые бессточные котлы, котел	Риодациты вулкана Сопка Желтая [20]
2	2.8	8.0	0.72	2.86	То же		
3	2.4	4.6	0.58	1.91	»	То же	То же
4	3.8	5.5	1.02	1.45	»	»	»
5	31.0	4.2	0.15	0.13	»	»	»
6	3.5	7.3	2.1	2.09	»	»	»
7	2.0	3.0	0.34	1.5	»	»	»
8	5.4	8.8	4.82	1.63	Обеленная порода	То же; участок Источник Пульсирующий, северный борг источника	»
9	3.6	2.8	0	0.78	То же	То же	»
10	1.8	3.1	1.03	1.72	Осадок (каолинит, алузит, пирит и др.)	То же; участок Источник Пульсирующий, устье источника	»
11	1.7	2.1	0.34	1.24	Обеленная порода	То же; участок Белый холм, восточный сектор	»
12	2.4	2.9	0.2	1.21	Осадок (каолинит, аморфный SiO ₂)	То же; участок Белый холм, северо-западный сектор, озеро	»
13	0.3	0.1	0.04	0.33	Каолинит-алузитовая порода	Вершина Сопки Желтая, юго-западный сектор (14)	Риодациты вулкана Сопка Желтая [20]
14	1.5	0.8	0.16	0.53	То же	То же	То же
15	0.1	0.9	0.06	9.0	Обеленная порода	Кратер вулкана Старый Кихпинич, гривка между термальными полями 1 и 2	Толеитовые базальты вулкана Старый Кихпинич [20].
16	0.4	0.9	0.06	2.25	То же		
17	2.35	2.85	0.22	1.21	Обеленная порода	ЮП СК (1), у источников	То же
18	2.3	3.5	0.24	1.52	Голубая глина	ВГ (22); участок Лагерный; оползень 1986г.	Дациты вулкана Верхнегейзерный [20]
19	3.0	<1.0	0.07	0.33	То же	То же	То же
20	1.1	2.5	0.76	2.27	»	»	»
21	1.6	1.1	0.56	0.69	Красноватая глина	ВГ, участок Термальное болото, площадка Нижняя, озеро	»
22	3.5	8.0	0.44	2.29	Светлая глина	ВГ, участок Термальное болото, площадка Верхняя, котел	»

Примечание: Анализы выполнены гамма-спектральным методом Ю.М. Пузанковым (ОИГГМ СО РАН).

* – расположение и номера термальных полей показаны на рис. 1.

РАДОН В СПОНТАННЫХ ГАЗАХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ КДВЦ И В ПОДПОЧВЕННОМ ВОЗДУХЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

В 1997 г. на термальных полях КДВЦ проводилась площадная эманационная съемка [4], результаты которой приведены в табл. 2 и рис. 4. Как правило, за пределами термальных полей и на периферии регистрировалось фоновое значение ОА Rn < 0.1 кБк/м³. В двух точках, у края снежника в подпочвенном воздухе монтмориллонитовых глин

ЮП СК и в светлой глинистой породе на гривке между ЮП СК и ВП СК (севернее площадки с сольфатарами), ОА Rn была фоновой. В зоне смешения водотоков р. Светлая и руч. Кислый (ТП 4) в 50 м от уреза воды реки Светлая и на восточном краю ЮКТП, за пределами термальных площадок, также зарегистрированы фоновые значения ОА Rn.

Самые высокие значения ОА Rn = 4680–8490 кБк/м³ зарегистрированы на СП СК (ТП 21) на площадках с прогретым грунтом и вблизи кипящих котлов. Высокое содержание ОА Rn == 1460 кБк/м³

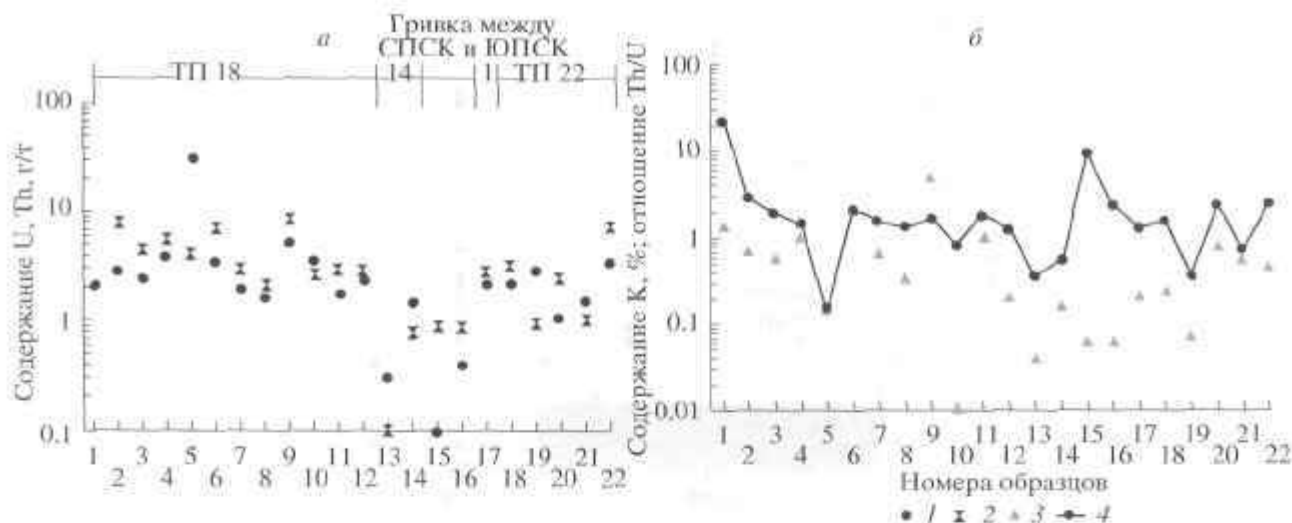


Рис. 3. Содержание урана, тория (а), калия и отношение Th/U (б) в образцах осадков и измененных пород некоторых термальных полей КДВЦ (номера ТП согласно рис.1). 1 – U; 2 – Th; 3 – K; 4 – Th/U.

отмечалось у западного края ЮКТП, вне зоны измененных пород, а также в северном борту главного кипящего источника ЮКТП (источник Пульсирующий с дебитом более 5 л/сек), где ОА Rn = 1200 кБк/м³. В спонтанном газе из прокола в озере, расположенном в 5 м от источника, ОА Rn = 10.7 кБк/м³, но в глинистом осадке у его берега содержание Rn такое же высокое (1190 кБк/м³), как в северном борту источника. В каолинитах котлов и в гидротермально измененных до каолинитовых глин риодацитах ОА Rn значительно ниже – от 1.7 до 30.5 кБк/м³ (как на термальных, так и на остывших с поверхности площадках).

На ЮКТП эманационная съемка позволила выделить, с определенной долей условности, две активные зоны, где были зарегистрированы высокие содержания ОА Rn. Первая – это район источника Пульсирующий (табл. 2). Вторая зона выделяется по точке с высоким значением ОА Rn = 1460 кБк/м³ у западного края этого поля и образовавшимся в 40–50 м на север от этой точки источником Новый с $T = 86^{\circ}\text{C}$, который возник после Камчатского землетрясения с магнитудой $M = 6.8$ (17.08.1983 г., $R = 200$ км). В районе КДВЦ сотрясаемость от этого землетрясения оценивается в 6 баллов [13], и, возможно, это событие послужило причиной остывания горячей площадки Каолининовые бессточные котлы. Зафиксированные здесь в 1997 г. фоновые значения ОА Rn могут свидетельствовать о том, что питавший эту зону канал, по видимому, перестал существовать.

В подпочвенном воздухе измененной глинистой породы в районе fumarol, расположенных на гривке, выше ЮПСК (рис. 2з), содержание ОА Rn находится в пределах 1.57–5.34 кБк/м³, по бортам руч. Извилистый (южный склон сопки Ближняя) ОА Rn была несколько ниже – менее одного кБк/м³.

На южной кромке кратера вулкана Старый Кихпинич, на перевале у сопки Ближней, ОА Rn = 88 кБк/м³.

В воздухе на дне кратера конуса Савича (КС) наблюдалось сравнительно высокое содержание ОА Rn – 239 кБк/м³ (рис. 4), в то время как на кромке кратера в красных глинах, образующихся на устьях fumarol с $T = 68\text{--}92^{\circ}\text{C}$, ОА Rn = 1.63 кБк/м³. Следует отметить, что состав газов этих fumarol близок к воздушному (кроме воздуха всего 3% CO₂).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Поведение радиоактивных элементов в гидротермальных процессах. Вулканические породы, слагающие полуостров Камчатка, обладают пониженной концентрацией U и Th и сравнительно низким отношением Th/U [19]. В [25] показано, что особенности распределения U, Th и K в породах отражают не только региональные, но и некоторые общие черты развития геологических структур на границе континент – океан. Подавляющее большинство пород Южной Камчатки характеризуется пониженной радиоактивностью по сравнению с аналогичными по составу образованиями континентов, а минимальная концентрация РАЭ обнаружена в толентовых базальтах внутренней (приокеанической) зоны. Базальты щелочной оливин-базальтовой формации различных тектонических районов имеют близкие содержания U и различаются концентрациями Th, в то время как в породах андезитовой формации наблюдается согласованное увеличение концентрации U, Th, K от базальтов к даштам при постоянных значениях отношений Th/U, U/K, Th/K. В целом, вулканические образования Камчатки характеризуются пониженными величинами отношения Th/U ≤ 2 по сравнению с боль-

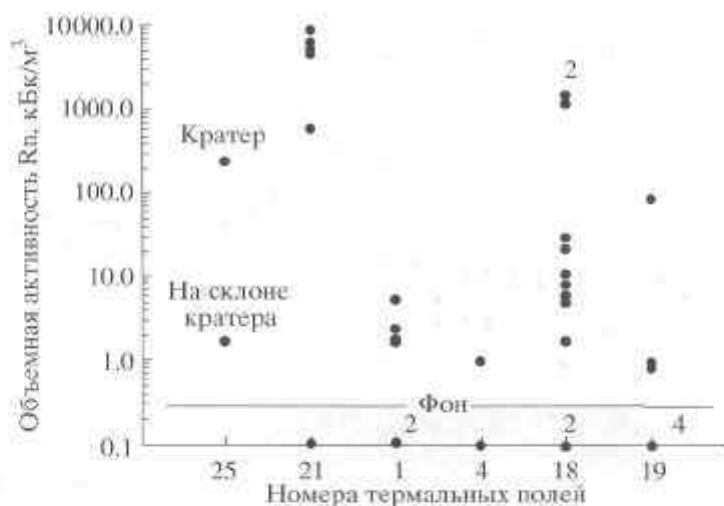


Рис. 4. Интервалы значений объемной активности радона, зарегистрированной в подпочвенном воздухе на термальных полях КДВЦ (номера ТП согласно рис. 1): 1 – Южное; 4 – исток р. Мутная; 18 – Южно-Кихтиничское термальное поле; 19 – руч. Ившильский; 21 – Северное поле в кратере вулкана Старый Кихтиньг; 25 – конус Савича. Цифрами обозначено количество замеров.

шинством континентальных пород. В табл. 3 приведена сводка содержания U и Th в различных типах пород Камчатки и других регионов, из которой видно, что средние содержания U и Th в образцах ЮКТП заметно выше табличных значений для дацитов Камчатки.

Рассмотрим существующие представления о поведении радиоактивных элементов в гидротермальных процессах. В условиях сернокислотного выщелачивания Th образует сульфатные комплексные соединения. В этих же условиях U также подвижен, в то время как изотопы Ra и Pb соосаждаются в составе слаборастворимых сульфатов. Как известно, перенос Th природными водами в значительной степени связан с тонкими взвешями, причем, сорбируясь на отрицательно заряженных коллоидах природных вод, гидроокись тория может также мигрировать и в форме псевдоколлоидов. Поэтому отрицательно заряженные природные коллоиды, такие как гидроокислы железа, алюминия, марганца и глинистые минералы, благоприятны для сорбции гидроокиси Th.

Определяющее значение в геохимии U имеют потенциалы окисления–восстановления в условиях различных pH с изменением направления реакции:



в кислой среде – справа налево, а в щелочной – слева направо [38]. Этим определяется разнообразие природных обстановок, приводящих к миграции и осаждению U на различных геохимических барьерах.

Уран обладает сильной восстановительной способностью, резко проявляющейся в кислых водах [24]. Широко известно, что для осаждения U необходимо наличие геохимических барьеров. Среди них основная роль принадлежит восстановительно-

му, сероводородному, кислотному, щелочному и сорбционному [15]. Для осаждения комплексов U важен барьер снижения давления, на котором образуются низкотемпературные урановые руды. В некоторых случаях осаждение U происходит на pH барьере при снижении pH. Известно, что для формирования инфильтрационных месторождений U благоприятны воды активного водообмена [15], омывающие породы с высоким кларковым содержанием U (кислые эффузивы и др.) [5]. На термальных полях КДВЦ встречаются все названные выше геохимические барьеры.

В образцах, отобранных на Верхне-Геизерном термальном поле, среднее содержание U = 2.3 г/т и Th = 3.78 г/т близко к содержанию этих элементов в неизмененных дацитах вулкана Верхнегеизерный [20]. Наблюдается зависимость содержания U и Th в гидротермальных глинах от pH воды источника или котла. В глинах, отобранных в котлах с субщелочной водой, содержание РАЭ заметно меньше, чем в тех, что образовались при участии кислых терм. Содержание РАЭ в глинах, отобранных из кислых котлов, близко к содержанию в дацитах вулкана Верхнегеизерный (табл. 3).

Самые низкие содержания РАЭ имеют хомогенные осадочные породы: чистые известняки и NaCl [33]. В проанализированных на содержание U и Th образцах района КДВЦ наиболее низкое содержание U = 0.01–0.18 г/т характерно для карбонатов, вне зависимости от того, на каком ТП они отбирались. Содержание Th в карбонатах составляет 2–3 г/т. Марганцовистые кальциты содержат на порядок больше U = 0.14–0.16 г/т, чем чистые кальциты Травертинового ТП (U = 0.01 г/т).

Содержание U в железистых осадках из ближайших вод и в карбонатах (кальцитах и арагонит-

Таблица 2. Результаты эманационной съемки района КДВЦ в 1997 г. (в кБк/м³)

№ п/п	№ точки	Rn, кБк/м ³	Характеристика породы	Местоположение
Ручей Извилистый (поле 19)				
1	1	<0.1	Продолговидно-коллоидальные отложения	Базовый лагерь
2	2	<0.1	Снежник	В 100 м от точки 1
3	3	<0.1	Снежник	Там же
4	4	0.98	Флювио-гляциальные отложения – галька и глыбы дацитов, базальтов и их шлаков	В 200 м ниже языка дацитового потока на правом берегу оврага, в 10 м от ручья Извилистого
5	5	<0.1	Дацитовый поток	Юго-Западный борт цирка, край языка дацитового потока
6	6	0.87	То же	В 300 м от точки 5 выше по потоку
7	7	88	Базальтовые шлаки	Южный перевал в кратер вулкана Старый Кихшныч
Южно-Кихшнычское термальное поле (поле 18)				
8	1	22	Каолинит (с опалом, алузитом, пиритом)	Левый берег озера у источника Пульсирующий
9	2	10.7	То же на дне; спонтанный газ (отбор газа воронкой)	Прокол в озере в 10 см от берега
10	3	1200	Каолинитизированные риодациты	Рядом с озером, в борту, у кипящего источника
11	4	1.720	Каолинитизированные риодациты	В 2 м от края озера, в измененных риодацитах
12	5	1190	Гидротермальные каолинитовые глины	Правый берег кипящего озера
13	6	5.99	Измененные риодациты	Выходы пара в 10 м от озера, ниже по ручью
14	7	5.05	То же, каолинитизация и окварцевание	Холодная площадка выше озера
15	8	30.5	То же	То же
16	9	11	То же	То же
17	10	<0.1	То же	То же
18	11	8.4	Каолинит	В 100 м от точки 10, каолинитовый котел
19	12	8.2	Каолинитизированные риодациты	Южный край ЮКТП, зона изменений
20	13	1460	Снег	Снежник на западном краю ЮКТП (мощность около 1 м)
21	14	<0.1	Снег	Снежник над источником Пульсирующий (мощность более 3 м)
Зона слияния р. Светлая и ручья Кислый (поле 4)				
22	1	0.95	Почвенно-растительный слой, шлак, песок	Терраса в 100 м от уреза р. Светлая и ручья Кислый
23	2	<0.1	Аллювий – песок	Руслó в 50 м от уреза воды р. Светлая
Конус Савича, кратер (поле 25)				
24	1	1.63	Красные глины около выходов парогазовых струй	Кромка кратера (известково-щелочной базальт)
25	2	1.77	Глыбы базальта	В 20 м от точки 1
26	3	239	Корка светлого пелитового материала над базальтом	Центр кратера (отбор шлангом у дна)
Кратер вулкана Старый Кихшныч, Южное термальное поле (поле 1)				
27	1	<0.1	Измененные до глины базальты (монтмориллонит?)	Край снежника у источников
28	2	5.34	Обеленная глинистая порода с серой	Северная сольфатары на гривке над источником
29	3	<0.1	Светлая глина (монтмориллонит?)	В 5 м от сольфатары (вниз по гривке)
30	4	1.57	Светлые глины с пиритом, измененные базальты	Выше по гривке, правый борт
31	5	2.38	То же	Правый борт
32	6	1.73	То же	В 20 м от точки 5 выше по склону
Кратер вулкана Старый Кихшныч, Северное термальное поле (поле 21)				
33	1	5290	Глыбы каолинитизированных пород (с пиритом)	Над термальной площадкой, оползень
34	2	6440	Гидротермальные каолинитовые глины	Край термальной площадки, парящий грунт
35	3	4680	Кипящий котел с гидроксидами железа	В 10 м от точки 2, красный кипящий котел
36	4	8490	Гидротермальные каолинитовые глины	В 3 м от точки 3, между черным и белым кипящими котлами
37	5	<0.1	Белые каолинитовые глины на дне озера (спонтанный газ)	Край термальной площадки, "сковородка" D = 0.5 м
38	6	6070	Выцветы на прогретом грунте	У берега кипящего озера
39	7	587	Каолинитовые глины с кристаллами серы	Южный берег ручейка, термальная площадка (20×10 м), с сольфатарами

тах) менее 1 г/т. Аналогичное содержание U наблюдается в лимонитах вулкана Мутновский [34]. На термальных полях ВП СК и Травертиновом действует один из основных механизмов осаждения Th – процесс сорбции гидроксидами железа. Известно, что неустойчивые соединения Th при изменении pH в воде легко гидролизуются. Продукты гидролиза сорбируются на гидроксидах железа [28]. В то же время в связи с большей устойчивостью карбонатных комплексов U, и в меньшей степени Th, эти элементы практически не захватываются карбонатным осадком [33].

Базальты вулкана Старый Кихпиньч, относящиеся к верхнему плейстоцену [20], очень сильно гидротермально изменены, в южной части кратера они монтмориллонитизированы, а в северной – каолинитизированы. Не исключено, что длительное воздействие гидротермального процесса могло привести к формированию коллекторов U и Th.

В 70% исследованных образцов содержание Th более 2 г/т. Согласно существующим представлениям [5, 33 и др.] Th – слабый мигрант, но в магматических и высокотемпературных гидротермальных процессах он активно участвует. Высокие содержания Th в образцах КДВЦ могут свидетельствовать о существовании на некоторой глубине высокотемпературных гидротерм. В пользу этого свидетельствует то, что на ТП “Шеки” (восточный склон вулкана Старый Кихпиньч, ТП 3), по различным гидрохимическим геотермометрам расчетная базовая температура на глубине достигает 154–165°C. Для четырех проб воды интервалы температур для геотермометров были следующие: Na/K – 123–157°C; Na/K/Ca – 122–165°C; K/Mg – 122–154°C; Фурнь (SiO_2) – 120–157°C.

Особенности массопереноса радиоактивных эманаций в гидротермальных системах. Повышенное содержание эманаций в почвенном воздухе, как правило, объясняется повышенным кларковым содержанием в породах U и Th. Кроме того, на содержание Rn в воздухе рыхлых отложений влияют процессы массопереноса, происходящие вблизи дневной поверхности, описываемые диффузионно-конвекционной моделью. Концентрация радона в подпочвенном воздухе зависит от эманационной способности пород, определяемой содержанием в них Ra и площадью эманационных поверхностей. Короткий период полураспада Rn ($\tau = 3,825$ сут) накладывает ограничения на возможности его массопереноса к поверхности. При переносе на расстояния, превышающие десятки метров, Rn должен транспортироваться быстроподвижными носителями, в качестве которых выступают пузырьки газов и пара в заполненных флюидом трещинах, а также подвижные газы “носители” H_2 и CO_2 . В настоящее время развивается теория “geogas”, которая предлагает переосмысление процесса массопереноса Rn за счет газов “носителей”, что было недооценено

классической диффузионно-конвекционной моделью [40].

Перераспределение между жидкостью и газом (паром) при вскипании и дегазации флюида является главной причиной обогащения Rn гидротермальных газов, так как при конденсации пара почти весь Rn остается в газовой фазе [31]. В [9] на примере Мутновской гидротермальной системы показано, что радоновые аномалии могут служить индикаторами не только повышенного кларкового содержания Ra в породах, но и индикаторами вторичных концентраторов радиоактивных элементов (эманационных коллекторов), а также зон подземной дегазации и вскипания гидротерм и восходящего движения паровых дериватов гидротерм.

Наиболее высокие значения OA Rn, отмеченные на СП СК, предположительно, могут быть объяснены следующими причинами. На СП СК преобладают гидротермально измененные породы с высокими коэффициентами пористости и проницаемости, под действием гидротермальных процессов породы (базальты и их туфы) сильно изменены, часто до каолинитовых глин. В то же время, в ряде случаев воды источников могут обогащаться Rn за счет близкой поверхностной аккумуляции Ra на сульфатных, карбонатных или сорбционных барьерах [33].

Известно, что наиболее высокие концентрации Rn фиксируются в спонтанном газе высокотемпературных гидротермальных систем, а в низкотемпературных системах OA Rn < 300 кБк/м³ [29]. Формирование высокотемпературных гидротермальных систем связывается с активным поступлением эндогенного флюида в верхние слои земной коры, что сопровождается направленным переносом радиоактивных элементов из глубин к поверхности. В высокотемпературных геотермах интенсивная миграция Rn к поверхности связана с движением вторичного пара, возникающего при вскипании на глубине, и дегазацией высокотемпературных вод. В том случае, когда области формирования и разгрузки гидротерм совпадают, повышенные содержания Rn отмечаются на участках выхода исходных хлоридно-натриевых терм, т.е. его распределение в общих чертах согласуется с гидрохимической зональностью и связано с динамикой потока гидротерм. Высокие концентрации Rn в высокотемпературных гидротермальных системах свидетельствуют о постоянном привносе глубинных эманаций за счет интенсивного тепломассопереноса.

Аномально высокие содержания Rn, зарегистрированные на Северном поле, по-видимому, связаны с эндогенными процессами и обусловлены магматической деятельностью в КДВЦ в этот период. Это подтверждается такими изменениями в кратере, как обрушение стенки кратера в 1982 г. и появление инфракрасной аномалии в виде кольца с повышенной температурой, зафиксированной с помощью аэрофотосъемки в ИК диапазоне [17]. Причем в даль-

Таблица 3. Среднее содержание U, Th в эффузивных и осадочных породах ($10^{-4}\%$) и Th/U

Типы пород	U	Th	Th/U	Местоположение	Литературный источник
Диабазы, базальты	0,7	2,3	3,2	Эффузивные породы континентов (известково-щелочная серия)	Смыслов А.А. [28]
Андезиты	1,2	4	3,3	То же	
Дацинты	2,5	10	4	»	»
Липариты	4,5–5,3	11–28	2–6	»	
Трахибазальты	2,4	8	3,3	Эффузивные породы континентов (щелочная серия)	То же
Трахиты, трахилипариты	3–8	30–50	4–10	То же	
Базальты обедненные	0,01	0,02	2	Срединно-океанические хребты	Sun S.-S. [42]
Базальты обогащенные	0,18	0,55	3,1	То же	Sun S.-S. [42]
Базальты щелочные	1,1	3,4	3,1	Океанические острова	
Базальты толеитовые	0,1	0,25	2,5	Островные дуги	То же
Базальты известково-щелочные	0,36	1,1	3,2	То же	
Конгломераты, гравелиты	2,4	9	3,7	Осадочные породы континентальной коры (песчано-глинистые)	Смыслов А.А. [28]
Песчаники, алевролиты	2,9	10,4	3,6	То же	
Аргиллиты, глины	4	11,5	2,4	»	Осадочные породы континентальной коры (кремнистые)
Кремнистые сланцы, кварциты	1,7	2,2	1,2	То же	
Глинисто-кремнистые сланцы	2,8	2,5	2,2	То же	Осадочные породы континентальной коры (карбонатные)
Известняки	1,6	1,8	1,1	То же	
Мергели	2,8	2,5	0,9	То же	
Вулканические комплексы Камчатки					
Липариты	4	6,3	1,6	Центрально-Камчатская зона, андезитовая формация	Пузанков Ю.М. [25]
Дацинты	1,7	2,8	1,6	То же	
Андезиты	1,34	1,9	1,4	То же	Центрально-Камчатская зона, андезитовая формация
Андезито-базальты	0,75	1,13	1,5	То же	
Базальты	0,43	0,67	1,6	То же	Центрально-Камчатская зона, щелочная оливин-базальтовая формация (континентальный тип)
Андезито-базальты	0,43	1,64	3,8	То же	
Базальты	0,35	1,36	3,9	То же	Восточные хребты, щелочная оливин-базальтовая формация (океанический тип)
Андезито-базальты	1,4	2,7	1,9	То же	
Базальты	0,39	0,57	1,4	То же	Полуостров Камчатского мыса, океанические толеиты
Базальты	0,18	0,36	2	То же	
Базальты Камчатки					
Базальты толеитовые	0,14	0,19	1,36	Камчатка, средние составы	Вольнец О.Н. и др. [12]
Базальты известково-щелочные	0,54	0,77	1,46	То же	
Базальты низкокальциевые	0,25	0,45	1,8	Восточный пояс Камчатки, средние составы	Вольнец О.Н. и др. [11]
Базальты умеренно-кальциевые	0,47	0,79	1,68	То же	

Таблица 3. Окопание

Типы пород	U	Th	Th/U	Местоположение	Литературный источник
Узон-Гейзерная депрессия (докальдерный этап)					
Базальты толеитовые	0.3	0.64	2.13	Верховья р. Гейзерная, восточный борт	Леонов В.Л., Гриб Е.Н. [20]
Дацигты	2.24	3.67	1.64	Верховья р. Гейзерная (выше водонада "Трехкаскадный"), вулкан Верхнегейзерный	
Узон-Гейзерная депрессия (посткальдерный этап)					
Базальты толеитовые	0.14-0.33	0.3-0.38	2.14	Вулкан Кихпинич	Леонов В.Л., Гриб Е.Н. [20]
Андезит-базальты	0.18	0.51	2.83	Конус Савича, восточная часть структуры	
Дацигты	1.86	3.02	1.63	Экструзия Гейзерная	
Риодациты	1.81	3.1	1.71	Восточный склон вулкана Кихпинич	
Кихпиничский долгоживущий вулканический центр					
Белые каолиновые глины	5.21	8.19	3.2	Сопка Желтая [20]; ЮКТП, поле 18	Данные авторов
Цветные глины	2.3	3.78	1.42	Вулкан Верхнегейзерный [20]; ВГ, поле 22	

нейшем происходило увеличение тепловой аномалии как минимум до 1993 г. и разрушение северной стенки кратера СК. К 1997 г. площадь обрушения увеличилась почти вдвое по сравнению с 1982 г.

Породы в кратере вулкана Старый Кихпинич сильно гидротермально изменены, что является косвенным доказательством связи высоких значений ОА Rn с образованием эманулирующих коллекторов в зоне вскипания геотермального флюида. Условия формирования таких коллекторов соответствуют условиям возникновения гидротермальных, эпигенетических месторождений радиоактивных элементов на глубине около 0,5 км [23]. В верхних горизонтах эманулирующего коллектора вероятно сдвиг радиоактивного равновесия в пользу дочернего изотопа ^{226}Ra относительно материнского ^{238}U . Подобный сдвиг обычен для современных и голоценовых вулканогенных пород [32].

Следует отметить существенные различия значений ОА Rn в близко расположенных участках термальных полей КДВЦ. Узколокальность выходов глубинных газов связана со сложной картиной распределения зон проницаемости на разных глубинах, и она характерна для любых геотермальных полей, что отмечалось и в работах ряда исследователей [3, 14].

Феноменологическая модель массопереноса РАЭ на Южно-Кихпиничском термальном поле. Достаточно полная информация о содержании РАЭ и ОА Rn получена для ЮКТП (ТП 18), которое находится в ~0,3 км на юг-юго-запад от Сопки Желтая. Используя совместно информацию о га-

зовом составе фумарол, составе растворенного и спонтанного газа, содержании РАЭ и ОА Rn был построен схематический разрез, отражающий представления авторов о процессе массопереноса РАЭ на ЮКТП (рис. 5).

Следует отметить, что все естественные выходы парогидротерм на ЮКТП приурочены к узлам пересечения разрывов двух и более направлений. Это подтверждается тем, что русла ручьев на этом поле меняют свое направление под углом 90° , а каолиновые котлы располагаются цепочками, имеющими как широтное, так и меридиональное простирание, трассирующими направления разрывных дислокаций на этом ТП, что указывает на то, что поле имеет блоковую структуру.

По морфологическим признакам на этом поле выделяется 5 термальных площадок. Детально исследовались площадки 1-3. По газовому составу, содержанию РАЭ и объемной активности Rn ЮКТП они существенно отличаются между собой. Состав газа (фумарольный - **ф**; спонтанный - **с**; растворенный - **р**), участвующий в процессе массопереноса РАЭ на отдельных площадках, заметно различается:

1 - Каолиновые бессточные котлы - $\text{N}_2 \gg \text{O}_2 \sim \text{CO}_2$ (**ф**);

2 - Пульсирующий источник - $\text{CO}_2 \gg \text{N}_2 > \text{H}_2\text{S} \gg \text{CH}_4 > \text{H}_2$ (**ф**), $\text{CO}_2 \gg \text{N}_2 > \text{CH}_4 > \text{H}_2 > \text{H}_2\text{S}$ (**с**);

3 - Белый холм - $\text{CO}_2 \gg \text{N}_2 > \text{H}_2\text{S} \sim \text{CH}_4 > \text{H}_2$ (**ф**), $\text{CO}_2 > \text{N}_2 \gg \text{O}_2 > \text{CH}_4 \sim \text{O}_2 > \text{H}_2 \sim \text{H}_2\text{S}$ (**р**); $\text{CO}_2 \gg \text{N}_2 \gg \text{CH}_4 \sim \text{O}_2 > \text{H}_2\text{S} \sim \text{H}_2$ (**с**).

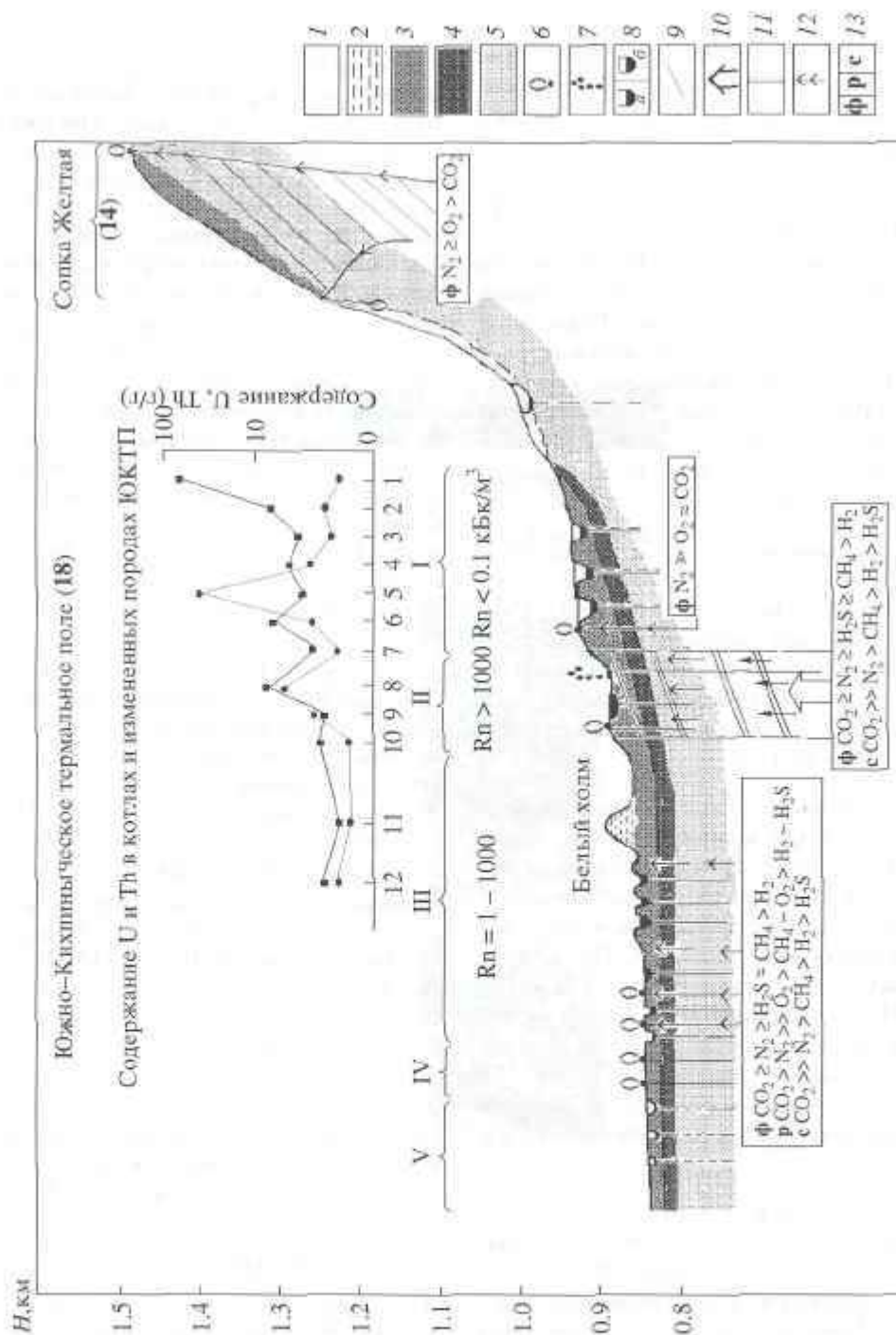


Рис. 5. Принципиальная схема массопереноса радиоактивных элементов на термальных полях 14 и 18 КДВЦ. 1 – делювиальные отложения; 2 – вторичные кварциты; 3 – белые каолинитовые глины; 4 – голубые глины с пиритом; 5 – зона измененных пород; 6 – фумаролы; 7 – источник Пульсирующий; 8 – грязевые котлы: кипящие (а); горячие на глубине -1 м, но холодные с поверхности (б); 9 – зона повышенной проницаемости; 10 – глубокий флюидный поток; 11 – питающий канал действующих итеочников или грязевых котлов; 12 – тепловой поток; 13 – состав газов: φ – фумарольные, p – растворенные, ε – спонтанные. Термальные площадки ЮКТП: I – Каолинитовых бессточных котлов; II – Пульсирующий итеочник; III – Белый холм; IV – Руслонвая; V – Старая.

Наиболее высокое среднее содержание U = 5.2 г/т и Th = 8.2 г/т отмечается в минеральных глинах котлов и белых каолинитизированных по-

родах ЮКТП (ТП 18), в то время как в каолинитизированных породах ТП 14 оно значительно ниже (U = 0.9 г/т и Th = 0.4 г/т), при этом U > Th. Как вид-

но на рис. 5, это происходит потому, что на ЮКТП обработка пород идет окисленным конденсатом гидротермального пара глубинных Cl-Na вод с температурой $T = 84-97^\circ\text{C}$ [22]. Породы на вершине Сопки Желтой подвергаются воздействию пара, но имеющего почти воздушный состав, что свидетельствует о малой доле глубинного флюида. На термальном поле 15, располагающемся на середине северного склона сопки Желтая между ТП 14 и 18, для содержаний U и Th в гидротермально измененных породах характерны средние значения. Различные содержания РАЭ в гидротермально измененных породах ТП 14, 15, 18 объясняются разными скоростями массопереноса РАЭ, за счет существенных отличий в дебите и химическом составе парогазовых струй, поднимающихся к поверхности с глубин и воздействующих на риодациты этих полей.

В реакциях восстановления урана хорошими восстановителями являются H_2S и Fe^{2+} [15], часто встречающиеся на термальных полях КДВЦ. Глинистые минералы служат хорошими сорбентами для U и Th. Таким образом, некоторые осадки из термальных вод (гидроокислы Fe, Mn и др.), а также гидротермальные глины, по-видимому, могут быть коллекторами как U, так и Th.

Повышенное содержание РАЭ в гидротермально измененных породах и в свежих минеральных осадках рассматриваемой гидротермальной системы следует рассматривать как результат выноса U и Th газогидротермами. Подтверждением тому могут служить высокие концентрации U и Th как в измененных породах, так и в минеральных осадках котлов на ЮКТП. В условиях резко восстановительной обстановки высокое содержание U отмечается в образцах с высоким содержанием Zr и Ba [34], что наблюдается для образцов ЮКТП, где отмечены самые высокие содержания $\text{Zr} = 3687 \text{ г/т}$ и $\text{Ba} = 3305 \text{ г/т}$.

В образцах с ЮКТП разброс значений в содержании U и Th близок к подобным значениям, наблюдаемым в кальдере Узон [1, 2], а источник Пульсирующий (ЮКТП) по содержанию U и Th является аналогом источника Центральный на Восточном термальном поле кальдеры Узон [1]. Содержание Th в образцах, отобранных на ТП КДВЦ, такое же высокое, как в образцах из кальдеры Узон [1, 2].

Эманационная съемка выделила на ЮКТП два наиболее активных участка. Как на Северном термальном поле (ТП 21), так и на ЮКТП (ТП 18) радоновые аномалии совпадают с тепловыми и углекислотными аномалиями, что может свидетельствовать о зонах вскипания и подземной дегазации гидротермальных растворов, о зонах восходящего движения парогазовых дериватов гидротерм [30].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Содержание РАЭ в гидротермально измененных породах и минеральных глинах исследуемого района выше, чем в исходных изверженных породах. Гидротермальные глины котлов и хмогенные осадки КДВЦ, образовавшиеся из кислых терм, содержат, как правило, больше U и Th, чем образовавшиеся из субщелочных терм. Отношение Th/U большинства хмогенных осадков и минеральных глин котлов находится в интервале от 2 до 5.

Базальты докальдерного этапа, слагающие постройку вулкана Старый Кихпинич и претерпевшие сильные гидротермальные изменения, по-видимому, могут быть коллекторами для РАЭ, что подтверждается высоким содержанием Th в измененных породах и осадках КДВЦ. Повышенные против фона содержания РАЭ в гидротермально измененных породах, а также высокое содержание U и Th в свежих минеральных осадках гидротермальной системы следует рассматривать как результат их выноса газогидротермами.

Повышенные значения ОА Rn обусловлены коллекторами радия – эпitherмальными рудопроявлениями РАЭ, сформировавшимися на глубинах в первые сотни метров. Как на ЮКТП, так и на Северном термальном поле аномалии ОА Rn совпадают с тепловыми и углекислотными аномалиями, что может свидетельствовать о зонах подземной дегазации и вскипания гидротерм, восходящего движения парогазовых дериватов гидротерм.

Используя совместно информацию о газовом составе фумарол, составе растворенного и спонганного газа, содержании РАЭ и ОА Rn была предложена феноменологическая модель, отражающая представления авторов о процессе массопереноса РАЭ на Южно-Кихпиничском термальном поле (рис. 5).

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. Г.А. Карпову за поддержку в данной работе, к.г.-м.н. В.Л. Леонову за конструктивную критику, О.П. Малышевой за помощь в оформлении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамчук Ю.В., Карпов Г.А., Максимовский В.А., Петрова Н.А. Содержание урана, тория и сопутствующих элементов (Pb, As, Hg, Bi, Rb, Sr) в породах и минеральных осадках действующей гидротермальной системы кальдеры Узон на Камчатке. М: Изд-во ЦНИИ атоминформ, 1986. 37 с.
2. Адамчук Ю.В., Карпов Г.А., Сторчев А.В., Титов С.К. Распределение радиоактивности на термальных площадках кальдеры вулкана Узон // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 82–85.
3. Адамчук Ю.В., Фирстов П.П. Радиоактивные эманации в фумарольных газах ряда действующих вулканов Камчатки и оценка фильтрационных характеристик пород в околожерловых зонах // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С. 33–47.

4. Андреев В.И., Карданова О.Ф., Карнов Г.А., Словоцков И.Б. Источники радия (^{226}Ra) и причины вариаций объемной активности радона (ОА ^{226}Rn) в свободных газах гидротермально-магматических систем (на примере гидротермально-магматических систем, связанных с действующими вулканами Камчатки) // Вулканизм и геодинамика. Матер. III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 3. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. С. 691–694.
5. Баранов В.И., Титаева Н.А. Радиогеология. М.: Изд-во МГУ, 1973. 242 с.
6. Белоусов В.И. Геология гидротермальных полей в областях современного вулканизма М.: Наука, 1978. 137 с.
7. Брайтцева О.А., Флоренский И.В., Волюнец О.Н. Вулкан Кихпиньч // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 72–91.
8. Брайтцева О.А., Флоренский И.В., Пономарева В.В. и др. История активности вулкана Кихпиньч в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 3–19.
9. Вакин Е.А., Лялин Г.Н., Рожков А.М. Почвенно-газовая и термометрическая съемка // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С. 78–108.
10. Вакин Е.А., Сугробов В.М. Основные результаты комплексных исследований и их применение при изучении геотермальных месторождений // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С. 189–201.
11. Волюнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14–27.
12. Волюнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3–13.
13. Зобин В.М., Гордеев Е.И., Козырева Н.П. и др. Камчатское землетрясение 17 августа 1983 года // Землетрясения в СССР в 1983 году. М.: Наука, 1986. С. 102–116.
14. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Справочник. Кн. 3 / Под ред. Буренкова Э.К. М.: Недра, 1996. 352 с.
15. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Справочник. Кн. 6 / Под ред. Буренкова Э.К. М.: Недра, 1997. 607 с.
16. Карданова О.Ф. Состав вод и хемогенные осадки в источниках Ключа Кислый (вулкан Кихпиньч, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 6. С. 64–75.
17. Карданова О.Ф., Дубровская И.К. Состояние кратера вулкана Старый Кихпиньч с 1980 по 1989 гг. // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 19–33.
18. Карданова О.Ф., Карнов Г.А. Условия образования и типы парагенетических ассоциаций глиноземистых осадков Кихпиньчского долгоживущего вулканического центра (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2000. № 3. С. 15–34.
19. Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 103 с.
20. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
21. Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карнов Г.А. и др. Кальдера Узон и Долина Гейзеров // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 92–141.
22. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.
23. Наумов Г.Б. Поведение радиоактивных элементов в гидротермальных процессах // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 155–161.
24. Овчинников А.М. Минеральные воды. М.: Госнаучтехиздат, 1963. 275 с.
25. Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Дучков А.Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток коры полуострова Камчатка. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
26. Пузанков Ю.М., Дучков А.Д., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы и генерация радиогенного тепла в структурно-вещественных комплексах Алтае – Саянской области (в связи с проблемами тектоники). Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1989. 158 с.
27. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1981. С. 307–334.
28. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.
29. Сугробов В.М., Чирков А.М. О распределении радона в современных гидротермальных системах Камчатки // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 22–24.
30. Таран Ю. А. Геохимия геотермальных газов. М.: Наука, 1988. 160 с.
31. Таран Ю.А., Пилипенко В.П., Рожков А.М. Геохимия гидротермальных растворов и газов Мутновской гидротермальной системы // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С. 189–201.
32. Титаева Н.А., Векслер Т.И., Орлова А.В. Радий в современных вулканических породах Камчатки // Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка. 1977. № 4. С. 70–75.
33. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 2000. 336 с.
34. Чердынцево В.В. Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973. 208 с.
35. Чирков А.М. Радон в газах некоторых вулканов и гидротермальных систем Камчатки // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 359–364.
36. Чирков А.М. Радон в термальном источнике как индикатор состояния Карымского вулкана // Бюл. вулканол. станций. 1973. № 49. С. 99–102.

37. Шаницер А.Е. Некоторые особенности эволюции тектоно-магматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое // Бюл. вулканол. станций. 1979, № 57, С. 53–65.
38. Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972, 296 с.
39. Belin R. Padon in the New Zealand geothermal regions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1959, V. 16, № 1–3, P.181–191.
40. Etiope G., Martinelli G. Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview // Physics of the earth and planetary interiors, 2002, V. 129, № 3–4, P. 185–204.
41. Iwasaki I., Katsura T., Shimojima H., Kamada M. Radioactivity of volcanic gases in Japan // Bull. Volcan. Roma. Ser. 2. 1956, V. 18, P. 103–123.
42. Sun S.-S. Lead Isotopic Study of Young Volcanic Rock from Mid-Ocean Ridges, Oceans Islands and Island Arcs // Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1980, V. A297, № 1430, P. 201–214.

Radioactive Elements in Sediments and Altered Rocks of the Kikhpinych Long-Lived Volcanic Center

O. F. Kardanova, P. P. Firstov

*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences,
Petrópavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

Data are presented relating to the concentrations of radioactive elements in mineral sediments and hydrothermally altered rocks in the Kikhpinych long-lived volcanic center. Increased concentrations of uranium (up to 31 g/t) and thorium (up to 46 g/t) relative to the average values for dacites in Kamchatka ans in the Uzon-Geyser depression were found in white kaolinite clays of mud pots and in altered (being transformed to become kaolinite clay) dacites found in the South Kikhpinych thermal field. High 3D radon activity was recorded in subsoil air in this field and in the North thermal field in the crater of Staryi Kikhpinych Volcano ($3DA Rn > 1000 \text{ kBq/m}^3$). The high concentrations of uranium and thorium in fresh mineral sediments and the anomalous 3DA Rn values in subsoil air of hydrothermally altered rocks are treated as resulting from mass transport of radioactive elements by fluid flows of the hydrothermal system.