

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ НА ФУМАРОЛЬНЫХ ПОЛЯХ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ (ОСТРОВ ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Г.П. Пономарев<sup>1</sup>, В.К. Павлюков<sup>2</sup>, А.И. Абдурахманов<sup>3</sup>, А.В. Рыбин<sup>3</sup>,  
О.С.Бородина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006,  
e-mail: ponvol@mail.iks.ru

<sup>2</sup>Камчатский Государственный университет им.В. Беринга

<sup>3</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

В публикации представлены первые данные по распределениям техногенных (Sr-90, Sc-137) и природных (U-238, Th-232, Ra-226, K-40) радионуклидов в разнотемпературных (860-150 С) новообразованиях на fumarолевых полях вулкана Кудрявый. Делается предварительный вывод о попадании техногенных радионуклидов, с периодом полураспада ~30 лет, в магматический флюид из современной морской воды. Особенности геохимического поведения Ra-226 и Ba позволяют их использовать, как поисковый критерий на углеводородное сырье при морских геолого-разведочных работах.

### Введение

Действующий вулкан Кудрявый (о. Итуруп, южные Курильские острова) стал широко известен в геологических кругах благодаря находке, в 90-х годах прошедшего столетия, среди возгонов, на fumarолевых полях в его кратерной части собственного минерала элемента рения (одного из самых рассеянных в земной коре), названного **рениит** [19,24,40]. Рениит является конечным членом изоморфного ряда **Mo-Re** сульфидов, образовавшихся в полиминеральных возгонах из газовых струй с температурами ~560-900<sup>0</sup>С. Содержание рения в конденсатах из этих струй <10ppb[24], т.е. происходит природное концентрирование рения до 10<sup>8</sup>-10<sup>9</sup> раз. Столь высокое природное концентрирование рения, кларк которого в земной коре, по А.П. Виноградову, составляет 8.5\*10<sup>-9</sup> атом.%, позволило [36] высказать предположение о целесообразности поисков в этих возгонах химического гомолога рения-технеция, не имеющего природных стабильных изотопов, период полураспада его радионуклидов составляет ~10<sup>5</sup>-10<sup>6</sup> лет, а также предположить и аналогичное концентрирование сверхтяжелых элементов с «острова стабильности». Поиски технеция (<sup>99</sup>Te) в минералах, содержащих молибден, рений, рутений, не дали однозначных результатов [31], что, вероятно, объясняется значительными возрастными (>5-10 млн. лет) использованных образцов. По представлениям акад. Г.Н. Флорова, концентрация элементов с Z 114-126 в хондритах может быть ~10<sup>-14</sup>г/г. Возможность существования таких элементов в природе была доказана синтезом элементов с Z 114 и Z 116, (экспериментальные работы акад. Ю.Ц. Оганесяна [32]), предположительно являющихся гомологами кадмия, ртути, олова, свинца.

Исследование гамма-активности проб, обогащенных дисульфидом рения показало, что присутствие Te<sup>98</sup> исключить нельзя, кроме того было обнаружен изотоп Cs<sup>137</sup>, активность которого составила – 0.08 Бк/г[36]. В настоящей работе представлены результаты изучения распределения ряда изотопов, включая <sup>137</sup>Cs, в разнотемпературных возгонах на fumarолевых полях вулкана Кудрявый.

### Геологический очерк

Данные о строении и развитии кальдеры Медвежья и о последующих проявлениях вулканизма в ней, приводимые различными авторами [15,17,18,20,39,46], несмотря на

небольшие отличия, позволяют следующим образом охарактеризовать этот вулканический комплекс и явления в нем.

Кальдера расположена в северной части острова Итуруп, ее размеры ~ 7-11 км и высота дна над уровнем моря ~ 170 м. Она сформировалась в ранне-среднеплейстоценовое время в прибрежно-морских условиях. Образование кальдеры сопровождалось формированием пемзо-игнимбритовой толщи, представленной агломератовыми туфами, туфами, лавобрекчиями и игнимбритами. По петрохимическим характеристикам составы этих пород изменяются от базальтов до риолитов и относятся они к низкощелочной (известковистой) серии. Затем произошел тектонический подъем, и внутри кальдеры, начиная с верхнего плейстоцена, возобновилась вулканическая деятельность, проявившаяся в виде экструзивных куполов, стратовулканов и шлаковых конусов, слившихся в небольшой хребет внутри нее, вытянутый в субширотном направлении. Наиболее ранние из этих вулкаников представлены риодацитами, среди более поздних продуктов этого этапа вулканизма преобладают базальты, андезибазальты, андезиты. Собственно внутрикальдерный конус – вулкан Кудрявый является составной частью этого хребта, его высота над уровнем моря ~ 1000 м., в его вершинной части имеются два кратера, в одном из которых есть выжимка (экструзия) с коротким лавовым потоком, именуемым Черныш [17] и это извержение датируется по [17] 1778-79 гг., или 1883 г., тогда, как японские исследователи относят извержение к конусу Меньшой Брат (Майоро). Порода, слагающая вулкан, представлены базальтами и андезибазальтами, андезитами. Последние ~ 100 лет, вулкан находится в состоянии активной сольфатарно-фумарольной деятельности, на фоне которой иногда происходят отдельные фреатические взрывы, локализованные вблизи экструзии, последний из которых произошел в 1999 г. Фумарольные поля с выходами газовых струй приурочены к кратерам, диапазон измеренных в них температур от 940<sup>0</sup>С до ~180<sup>0</sup>С, наблюдалось горение фумарольных газов и серы.

Собственно редкометальная минерализация [39], благодаря которой вулкан стал широко известен, приурочена к высокотемпературным площадкам кратера вулкана, а рудные залежи контролируются высокотемпературными ( $\geq 400^{\circ}\text{C}$ ) фумарольными площадками, получившими собственные названия (в скобках: площадь в м<sup>2</sup>; средние/максимальные t<sup>0</sup>С): «Поле Рениевое» (1048; 481/620); «Поле Ангидритовое» (140; 280/360); «Поле-206» (30; 216/218); «Трещина» (322; 528/750), «Купол» (980; 620/940); «Седловина» (106; 566/723) и «Поле-605» (396; 586/784). Характер и состав рудных скоплений зависят как от температуры, так и от текстурных особенностей вмещающих пород. Наиболее благоприятными для образования эксгаляционных руд являются пористые шлаки, плащеобразно перекрывающие высокотемпературные фумарольные поля и тектонические зоны трещиноватости. Рудные минералы (сульфиды, оксиды, сульфосоли, оксисоли) выполняют промежутки между обломками, полости в них и мелкие трещины. Для всех фумарольных площадок установлены концентрации элементов, на несколько порядков превышающие кларковые (в скобках средние/максимальные содержания в % вес.): Re (0.0017/3); In (0.0146/0.2); Ge (0.0038/0,05); Mo (0.4280/1.8); Cd (0.0462/0.5); Cu (0.0305/0.2); Zn (0.2359/1.5); Pb (0.2835/2.10); W (0.0225/0.4); Bi (0.0807/1.4); Sn (0.0360/0.24). По коэффициентам накопления элементов в рудных залежах ( $K_n$  – средние составы руд высокотемпературных площадок, нормированные по среднему составу земной коры, выделяются типоморфные группы по степени концентрации:  $>1000$  для Bi, Re, Cd, Mo, In;  $100 \div 1000$  для W, Sn, Ag;  $10 \div 100$  для Tl, B, Zn, Ge, Au, Sb, Cl, Pb, F, Cu. Приведенные цифры характеризуют лишь общие тенденции накопления элементов в рудах влк. Кудрявый. По частным анализам отдельных минеральных видов руд  $K_n$  могут быть выше на 1-3 порядка. Обращает на себя внимание тот факт, что наибольшие  $K_n$  имеют элементы с наименьшими кларками и обладающие халькофильными и сидерофильными свойствами. Для выявления геохимических ассоциаций элементов в рудах влк. Кудрявый рассчитаны коэффициенты парной корреля-

Таблица №1. Концентрации радиоизотопов в пробах с фумарольных полей вулкана Кудрявый

№п/п	№пробы и температура °С	Концентрация радиоизотопа	<sup>90</sup> Sr		<sup>137</sup> Cs		<sup>40</sup> K		<sup>226</sup> Ra		<sup>232</sup> Th		<sup>238</sup> U	
			ошибка в %	ошибка в %	ошибка в %	ошибка в %	ошибка в %	ошибка в %	ошибка в %	ошибка в %	ошибка в %	ошибка в %		
1	P727/97 150	бк/кг	1.06	35	0.31	51	45	<0.5	100	1	<1	100		
		вес.%	$2 \cdot 10^{-14}$		$9.6 \cdot 10^{-15}$		$1.7 \cdot 10^{-5}$		$<0.14 \cdot 10^{-11}$		$2.5 \cdot 10^{-5}$		$8 \cdot 10^{-6}$	
2	P1 230- 270	бк/кг	2.3	35	14.4	17	118	23	16	4.8	12	19	12	40
		вес.%	$4.4 \cdot 10^{-14}$		$4.5 \cdot 10^{-13}$		$4.6 \cdot 10^{-5}$		$6.3 \cdot 10^{-11}$		$1.18 \cdot 10^{-4}$		$9.6 \cdot 10^{-5}$	
3	P918/98 390	бк/кг	1.54	35	6.6	17	113	2.5	20	4	1	20	1	60
		вес.%	$2.9 \cdot 10^{-14}$		$2 \cdot 10^{-13}$		$4.4 \cdot 10^{-5}$		$6.8 \cdot 10^{-12}$		$9.8 \cdot 10^{-5}$		$8 \cdot 10^{-6}$	
4	P2 560	бк/кг	3.65	35	0.32	40	50	4.8	17	9.6	14	16	14	40
		вес.%	$6.9 \cdot 10^{-14}$		$9.9 \cdot 10^{-15}$		$1.7 \cdot 10^{-5}$		$1.3 \cdot 10^{-11}$		$2.4 \cdot 10^{-4}$		$1.1 \cdot 10^{-4}$	
5	P890/98 860	бк/кг	4.51	35	0.62	40	1250	3.7	24	4.2	7	20	7	50
		вес.%	$8.6 \cdot 10^{-14}$		$1.9 \cdot 10^{-14}$		$4.8 \cdot 10^{-4}$		$1 \cdot 10^{-11}$		$1 \cdot 10^{-4}$		$6 \cdot 10^{-5}$	

Характеристика проб: **727/97**- низкотемпературное поле, рыхлые пропаренные породы (аргиллизиты?), температура ~150°C; **P1**- рениевое поле, обильная минерализация, преобладает висмутовые сульфосоли, температура ~230-270°C; **P918/98**- рениевое поле, обильная минерализация, преобладает пирит, температура ~390°C; **P2**- рениевое поле, обильная минерализация, преобладает рениит, температура ~560°C; **P890/98**- поле купол, обильная минерализация, преобладает магнетит, температура ~860°C.

ции для проб «Рениевого Поля» и «Поля-605». С учетом максимальной встречаемости отдельных элементов и температурных характеристик рудообразования, выделены следующие ассоциации: **Bi, Pb, As** – при температурах 320-480<sup>0</sup>С, с преобладанием Pb-Bi сульфосолей; **Re, In, Cd, Sn, Zn** – при температурах 460-610<sup>0</sup>С, с преобладанием сульфидов этих металлов; **Mo, W, Cu, Ge, Zn** - при температурах 600-760<sup>0</sup>С, с преобладанием сульфидов и оксидов **Mo, W, Zn**.

Газовыделение в высокотемпературных струях носит фактически стационарный характер, измеренные колебания температур за пятилетний период измерений лежит в пределах ~ 20<sup>0</sup>С [46], хотя имеется дрейф и за период с 1990 по 1999гг. температура понизилась на 40<sup>0</sup>С (с 940 до 900<sup>0</sup>С). Годовой дебит водяного пара с высокотемпературных полей составляет ~ 19 млн.т [20]. При конденсации вещества паро-газовых струй образуются ультракислые растворы с pH<1 [20]. На дне кальдеры тоже имеются выходы слабоминерализованных, гидрокарбонатных, теплых(~38<sup>0</sup>С) источников с дебитом до 100 л/сек [20].

Открытие концентрирования рения, вплоть до образования собственных минералов в современных возгонах вулкана Кудрявый, позволило ревизовать ряд полиметаллических рудопроявлений Курильских островов, имеющих неоген-четвертичный возраст, и преимущественно Au-Ag и Ba-Cu-Pb-Zn специализацию [15]. Выявилась обогащенность всех этих руд рением, что позволило авторам [15] высказать предположение о существовании редкометальной специализации островодужных формаций. К сожалению аналогичная работа для Камчатского региона не проводилась, хотя подобные длительно живущие вулканотектонические структуры, представляющие собой кальдеру с активными в настоящее время вулканами внутри, на Камчатке известны: Шивелуч, Большой Семячик, Карымский, Опала, Горелый, Мутновский, Ксудач, среди которых, вероятно, наиболее схожим по многим признакам можно считать вулкан Горелый. Его последнее извержение произошедшее в 1984-86гг., было слабым, но сопровождалось мощной газовой эмиссией. На полуострове, включая и Западно-Камчатско-Корякский пояс, имеется и ряд более древних (погребенных) вулканотектонических структур с рудоносностью [4, 37] которые, вероятно, могут представлять практический интерес на редкометальную минерализацию.

### Полученные результаты

Было изучено распределение изотопов <sup>90</sup>Sr, <sup>137</sup>Cs, <sup>40</sup>K, <sup>226</sup>Ra, <sup>232</sup>Th, <sup>238</sup>U в разнотемпературных возгонах и метасоматитах на фумарольных полях вулкана Кудрявый. Исследования по определениям концентраций радионуклидов проводились в НПО «Тайфун» гамма-спектрометрическим методом. Результаты этих исследований представлены в табл., где содержания радионуклидов приводятся в двух видах: удельная активность в бк/кг и весовые проценты, что облегчает сравнение с различными опубликованными данными, приводимыми зачастую только в одном из выше указанных видов.

По характеру синхронного поведения в разнотемпературных возгонах вышеуказанные 6 элементов можно разделить на 3 пары.

Для пары торий- уран максимум их концентрирования приходится на температуру ~560<sup>0</sup>С, и совпадает с областью осаждения рения в виде сульфидов. Коэффициент корреляции между содержаниями этих элементов ~0.8.

Для пары калий и стронций с увеличением температуры их концентрации растут и максимум приходится на 860<sup>0</sup>С, хотя не известно является ли это истинным максимумом, т.к. более высокотемпературные пробы нами не изучались. Коэффициент корреляции между этими элементами ~0.7.

Наиболее высоким коэффициентом корреляции (0.9) характеризуется поведение цезия и радия. Максимум их концентрирования приходится на температурный интервал 230-270<sup>0</sup>С, совпадающий с условиями осаждения сульфосолей висмута, свинца.

Концентрации цезия и радия в изученных пробах изменяются до ~50 раз; концентрации стронция, тория и урана изменяются до ~15 раз; калий занимает промежуточное положение, его концентрация изменяется ~30 раз.

### Обсуждение результатов

Изученные нами в возгонах вулкана Кудрявый радионуклиды по происхождению можно разделить на природные –  $^{40}\text{K}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ , а для  $^{90}\text{Sr}$  и  $^{137}\text{Cs}$  в наземных условиях предполагается искусственное происхождение, хотя, как продукты деления урана, они могут образовываться в земной коре [31]. Оба этих радионуклида появились на земной поверхности, в атмосфере и в водной среде в конце 40-х годов XX-столетия с началом испытаний атомного оружия [2,6]. В дальнейшем, после прекращения испытаний ядерного оружия из-за аварий на атомных предприятиях, сливу жидких радиоактивных отходов, добычи радиоактивного сырья и т.д. [13,45] эти и ряд других природных и техногенных радионуклидов сформировали устойчивый техногенный геохимический фон в почвах, осадках различного генезиса и в водной среде.

Особенности поведения  $^{40}\text{K}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  в магматическом процессе на примере Курило-Камчатского региона показан в работах [27,38,45]. По данным [1], содержание  $\text{U}$  в вулканитах подводных вулканов Курильской островной дуги, в диапазоне составов от базальтов до андезитов, увеличивается от  $0.34 \cdot 10^{-4}\%$  до  $2.08 \cdot 10^{-4}\%$ , изменяясь синхронно с содержанием  $\text{SiO}_2$  в породе и ее щелочностью. Аналогичным образом себя ведет и  $\text{Th}$ , его концентрации соответственно изменяются от  $0.84 \cdot 10^{-4}\%$  до  $5.44 \cdot 10^{-4}\%$ . Такие величины концентраций этих элементов в соответствующих породах, согласно [45], обязаны обогащенному литофильными элементами резервуару.

**Уран и торий** могут переноситься магматическими флюидами как в виде парогазовых смесей с температурами до ~900-1000<sup>0</sup>С, так и гидротермальными растворами с температурами до 30-40<sup>0</sup>С. Реальность переноса урана и тория в высокотемпературных вулканических газах хорошо подтверждается находками их в конденсатах из этих газов на вулканах Мерапи (о. Ява, Индонезия) и Кудрявый. Интересным фактом является присутствие в конденсатах на каждом из вулканов только одного из этих элементов. В конденсатах из вулканических газов с температурами 760-460<sup>0</sup>С с вулкана Мерапи концентрации урана лежат в интервал  $\sim 5 \cdot 10^{-7}$ – $10^{-6}\%$ [54]; в конденсатах из фумарольных газов с температурами от 940 до 5350. С вулкана Кудрявый содержания тория закономерно увеличиваются от  $0.5 \cdot 10^{-7}$  до  $1.5 \cdot 10^{-6}\%$  [24]. Иные данные по вулкану Кудрявый приводятся в работе [16], где численные значения концентраций этих элементов сходны, но переносятся они совместно, и максимум их концентраций приходится на интервал температур 710-850<sup>0</sup>С. В возгонах же, например вулкана Кудрявый, концентрации урана-238 и тория-232 становятся примерно одного порядка и синхронно возрастают на порядок и более при температуре (~560<sup>0</sup>С) концентрирования рения (см. табл.). Независимые результаты изучения возгонов вулкана Кудрявый в интервале температур (700-500<sup>0</sup>С) [39] также демонстрируют их синхронное увеличение концентраций с падением температуры. Особенности поведения рения, тория и урана в современном гидротермальном процессе на примере вулкана Кудрявый, образующие ассоциацию с такими элементами, как **In**, **Cd**, **Sn**, **Zn** при температурах 460-610<sup>0</sup>С, вероятно, могут оказать помощь в решении генетических вопросов о локализации уран-молибден-рениевых месторождений, широко развитых в областях палеовулканизма и приуроченных, согласно геологическим реконструкциям, к вулcano-тектоническим депрессиям. В возгонах высокотемпературных (600-800<sup>0</sup>С) фумарол Большошо Трещинного Толбачинского извержения концентрация урана  $\sim 0.4 \cdot 10^{-4}\%$  и сопоставима с его содержаниями в лавах Северного и Южного прорывов –  $(0.9-1.7) \cdot 10^{-4}\%$  [45], торий, судя по отсутствию данных, вероятно, не был обнаружен.

Термальные растворы, поступающие в морскую воду на гидротермальных полях, приуроченных к срединно-океаническим хребтам, могут транспортировать уран и то-

рий. По данным [50] термальные воды (270-350<sup>0</sup>С) в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия содержат урана (0.05-3.2)·10<sup>-7</sup>% и тория (<0.1-4.3)·10<sup>-7</sup>%, по данным [52], термальные воды (26<sup>0</sup>N) Срединно-Атлантического хребта содержат урана в 10<sup>-5</sup> раз меньше, чем в окружающей морской воде, равное – 3·10<sup>-7</sup>%. Сульфидные руды срединно-океанических хребтов содержат в себе (0.1-13)·10<sup>-4</sup>% урана, концентрация тория в этих рудах сравнима, а в большинстве случаев и меньше его суммарных содержаний в морской воде [26], равных -1·10<sup>-9</sup>%. Сульфатные новообразования (глубины ~500м., температура образования 60-70<sup>0</sup>С) флюидов (250-360<sup>0</sup>С) подводного вулкана Пийпа, расположенного в Командорской котловине (Берингово море), содержат (1-5)·10<sup>-5</sup>% урана и (1-11)·10<sup>-5</sup>% тория, аналогичные концентрациям этих элементов в породах (дациты, андезиты), слагающих эту постройку [3]. Содержания урана в термальных растворах (~ 95-15<sup>0</sup>С) вулкана Эбеко (остров Парамушир, Курильские острова) изменяются от 6.5·10<sup>-7</sup>% до следов, для тория – от 22·10<sup>-7</sup>% до следов, соответственно, и концентрации их в растворе уменьшаются в соответствии с уменьшением температуры [7]. Содержания урана и тория в кальците из жилы с глубины ~390 м, в вулканической зоне Туапо (Новая Зеландия) представлены следующими величинами U – (7-11)·10<sup>-7</sup>%, Th – (4-13)·10<sup>-7</sup>% [53], что указывает на совместный перенос и концентрирование из раствора, что, вероятно, указывает на подобность процессов формирования этих карбонатов и сульфатов вулкана Пийпа. В целом, несмотря на пестроту полученных и приведенных данных, концентрации урана и тория, переносимых вулканическими газами и термальными растворами, на порядок и более меньше чем в магматических породах и новообразованиях, формируемых этими флюидами. Концентрирование этих элементов происходит по схеме аналогичной для концентрирования рения на термальных площадках вулкана Кудрявый – существование геохимического барьера, через который достаточно длительное время проникает флюид, с концентрированием в 10<sup>2</sup>-10<sup>3</sup> раз. Хотя величина эта вероятно больше, так как анализируемые пробы в большей своей части состоят не только из возгонов, но и пород, на которых они отлагаются. Концентрации этих элементов во флюидах сопоставимы с температурой флюида, хотя имеется как бы температурная ступень между флюидом – паро-газовая смесь и флюидом – раствором, что, возможно, указывает на разные формы переноса в этих средах. Температуры глубинных подводных гидротерм лежат в интервале 350-365<sup>0</sup>С, и природа этой устойчивости до сих пор не ясна [14]. Низкие концентрации урана в глубоководных гидротермальных растворах, имеющих температуры <400<sup>0</sup>С, вероятно, связаны с его осаждением из флюида при более высоких температурах, по аналогии с процессами на вулкане Кудрявый (см.табл.). Интересными являются факты раздельного переноса флюидами урана и тория, но совместного их концентрирования в широком диапазоне температур при подводной и наземной вулканической деятельности, при условии, что это не является аналитическими ошибками.

Особенности геохимического поведения <sup>40</sup>**K** и <sup>90</sup>**Sr** определяются в первую очередь поведением их стабильных изотопов. Калий активно переносится паро-газовым флюидом на вулкане Кудрявый. Его концентрация в конденсатах из этого флюида в интервале температур от 535 до 940<sup>0</sup>С изменяется от 1.5·10<sup>-3</sup>% до 9.5·10<sup>-3</sup>%, и это максимальное значение приходится на температуру ~825<sup>0</sup>С [24]. Это вполне удовлетворительно совпадает с данными по распределению <sup>40</sup>**K** в разнотемпературных пробах (табл.) с этого вулкана, что указывает на пространственное совпадение зоны максимальных концентраций во флюиде и геохимического барьера. Содержание стронция в конденсатах также имеет максимум (1.3·10<sup>-5</sup>%) при температуре 850<sup>0</sup>С [24] и совпадает с максимальными содержаниями <sup>90</sup>**Sr** в возгонах, соответствующими температуре ~860<sup>0</sup>С. По данным [16], максимальная концентрация стронция имеет меньшую величину (1.8·10<sup>-6</sup>%) и попадает на температуру ~650<sup>0</sup>С. В целом хорошая связь в поведении <sup>40</sup>**K** и <sup>90</sup>**Sr** с их стабильными изотопами и между собой указывает на возможность их переноса паро-газовым флюидом при высоких температурах и конденсацией из него.

Интересным фактом является совпадение максимальных концентраций  $^{90}\text{Sr}$  и обильной магнетитовой минерализации при температурах  $\sim 860^\circ\text{C}$  в изученных нами пробах. В работе [33] отмечено, что  $^{90}\text{Sr}$ , присутствующий в природных средах в ультрамалых количествах, в почвах геохимически становится подобен железу, из-за адсорбции его на поверхности окислов железа [21], хотя в условиях резко отличных от условий при переносе паро-газовым флюидом.

Наиболее тесно, по полученным нами данным (см. табл. 1), геохимически связаны  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{226}\text{Ra}$  ( $r=0.9$ ), присутствующие в ультрамалых количествах в изученных пробах. Характер миграции ультрамалых количеств радионуклидов в природных средах не всегда совпадает с поведением других изотопов этих элементов, присутствующих в более значительных количествах, и зависит от концентраций их более распространенных изотопов и элементов-носителей [33,45]. Однако эти процессы изучались преимущественно для зоны гипергенеза в связи с радиоактивными загрязнениями от ядерных взрывов в различных средах [33,45], и нет данных о специфике поведения ультрамалых количеств вещества, в частности  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{226}\text{Ra}$ , в гидротермальном процессе. Наибольшие концентрации этих изотопов наблюдаются в породах с обильной минерализацией, представленной сульфосолями висмута, свинца с температурами флюида  $\sim 230-270^\circ\text{C}$ . По данным [46], в сублиматах, осажденных в кварцевой трубке с температурами флюида на входе  $750^\circ\text{C}$ , а на выходе  $170^\circ\text{C}$ , наибольшие концентрации цезия ( $2.35 \cdot 10^{-2}\%$ ) приходятся на интервал температур  $\sim 420-370^\circ\text{C}$ . В данных [24], по результатам анализов конденсатов газов в Кудрявый в интервале температур  $940-535^\circ\text{C}$  содержания цезия не представлены; по данным [23], его концентрации в конденсатах из температурного интервала  $850-380^\circ\text{C}$  лежат в интервале  $(0.01-1.9) \cdot 10^{-7}\%$ ; сублиматы магматических газов с температурами от  $950-1130^\circ\text{C}$  (БТГИ) содержали от следов до  $8.3 \cdot 10^{-3}\%$  цезия [28]. В сублиматах, образовавшихся в интервале температур ( $800-500^\circ\text{C}$ ) из газов на вулкане Мерапи [54] цезий в небольших количествах присутствует, но сравнить его содержание сложно, так как это площадная концентрация, представленная в виде  $\text{мг}/\text{см}^2$ . Гидротермальные флюиды Камчатки в интервале температур  $\sim 30-150^\circ\text{C}$  содержат от следов до  $8 \cdot 10^{-5}\%$  цезия [30]. Еще больший размах концентраций может быть в подводных гидротермальных растворах – от следов до  $10^{-4}\%$  [14]. Указать предпочтительную фазу (газ, или раствор), переносящую цезий, сложно, хотя по данным [5], содержания цезия в паровой фазе не превышают 1% от его содержаний в растворе при атмосферном давлении. Полученные нами данные о концентрировании радиоцезия (см. табл. 1) в целом не противоречат особенностям поведения его более распространенных изотопов в магматических флюидах. Геохимическое поведение изотопов радия определяется его химическим сходством с барием, который является для них элементом-носителем [45]. Хорошим примером такой связи являются сульфатные новообразования из гидротермальных растворов ( $250-360^\circ\text{C}$ ) с глубин 400-600 м. в вершинной части подводного вулкана Пийпа [3,41]. Здесь образуется радиобарит, концентрирующий ( $13460 \text{ бк}/\text{кг}$   $^{226}\text{Ra}$ ) и консервирующий радий, для которого предполагается ювенильный источник [3]. Хорошим примером осаждения радия из раствора барием в современных условиях являются отстойники вод на угольных шахтах в Польше [29]. Там образуется осадок сульфата бария, который удерживает в себе изотопы радия удельная активность которых может достигать  $400000 \text{ бк}/\text{кг}$ , что соответствует 3% урановой руде, (среднее содержание радия в почвах  $\sim 25 \text{ бк}/\text{кг}$ ), при низких концентрациях бария в растворе, но высоких концентрациях радия и сульфат-иона, радий остается в растворе и удаляется из него медленной сорбцией на донных осадках рек [29].

Учитывая это, можно предположить и иную причину этой радиевой аномалии. Пластовые воды хлоридно-кальциевого типа вблизи залежей углеводородного сырья, в отличие от остальных типов вод, обогащены радием, что является поисковым признаком [45]. Командорская котловина выполнена осадочной толщей (песчаники, глины) мощностью от 1 до 2 км с рядом прогибов с увеличенной мощностью осадков, приуро-



ченных к подножию континентального склона Восточной Камчатки [41]. К настоящему времени выявлен новый тип объектов перспективных на поиск залежей углеводородного сырья – континентальные склоны глубоководных котловин [47]. Можно предположить, что по тектоническим нарушениям, связанным с вулканической постройкой Пийпа, происходит дренирование вод, контактирующих с углеводородами, что и служит причиной радиевой аномалии, хотя по возрасту (9.3 млн. лет) комплекс осадков Командорской котловины вряд ли можно рассматривать, как зрелую нефтематеринскую толщу. В осадочном чехле Командорской котловины геофизическими методами выявлен ряд дислокаций [41] по которым также может идти дренаж подобных вод. Барит является достаточно характерным минералом осадочных пород прибрежных зон морей и в подобного рода дислокациях осадочной толщи Командорской котловины и других подобных котловин может содержать повышенные концентрации радия. Это позволяет предположить, что радий-бариевое отношение в породах различного генезиса (отложениях из флюидов, метасоматитах, осадочных породах) может служить поисковым признаком на углеводородное сырье в подводных условиях. В этом плане для калибровки были бы интересны систематические исследования радий-бариевого отношения в осадочных породах на уже разведанных площадях в Мексиканском заливе, у берегов Западной Африки (район нижнего Конго), в Бенгальском заливе и т.д..

Все выше приведенные данные позволяют полагать, что  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  переносились и концентрировались разнотемпературным магматическим флюидом, хотя предполагаемые источники этих изотопов могут быть разные. Наиболее интересными, с нашей точки зрения, являются данные по содержаниям  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ , так как это первые в мире данные по распределению техногенных радионуклидов, с периодами полураспада ~30 лет, в продуктах газо-гидротермальной магматической деятельности. Мы полагаем, что эти два элемента имеют техногенную природу, хотя они могут образовываться в земной коре при делении урана [31], но на земной поверхности они практически отсутствовали до начала создания и испытаний ядерного оружия (~1948г.), судя по результатам многочисленных исследований почв и современных осадков различного генезиса [2,6,13]. Наиболее вероятными промежуточными источниками и путями попадания  $^{90}\text{Sr}$  и  $^{137}\text{Cs}$  в магматический флюид являются атмосферные осадки и современная морская вода, которые, по [22], в разной степени участвуют в формировании химического состава гидротермальных растворов. При загрязнении суши техногенными радионуклидами ведущую роль играет поток вещества из атмосферы (осадки, атмосферная пыль, образующаяся в результате ветровой эрозии, и т.д.). Роль их после прекращения ядерных испытаний, в первую очередь наземных, неуклонно сокращается, и последний раз атмосфера играла роль значимого источника, для ограниченной поверхности земного шара, по распространению техногенных радионуклидов в период Чернобыльской аварии в 1986г. [9,23]. Для наземных условий обычно исследуются содержания этих радионуклидов в почвах (первые несколько см.) и лишайниках, принимая во внимание особенности их питания [44]. Имеющиеся к настоящему времени литературные данные малочисленны, географически фрагментарны и, в первую очередь касаются  $^{137}\text{Cs}$ . На территории г. Москвы удельная активность  $^{137}\text{Cs}$  в верхних (20 см.) слоя почв, где он прочно фиксируется лежит в интервале 1-41 бк/кг, составляя в среднем на незатронутых хозяйственной деятельностью участках ~5.7 бк/кг [35]. В почвах (0-20 см.) Литвы удельная активность радиоцезия – 10 бк/кг, и после Чернобыльской катастрофы увеличилась на 20%, для  $^{90}\text{Sr}$  активность составляла ~6 бк/кг и практически не изменилась после аварии [9]. В почвах (0-5 см.) Прибайкалья среднее содержание радиоцезия – 50 бк/кг, представленного практически нерастворимой формой [48]; в теле лишайников, собранных в Новосибирской области и на Алтае, фиксируется накопление радиоцезия и его средние содержания лежат в интервале от 56 до 150 бк/кг [44], в хвойно-минеральной подстилке под мхом на крыше дома в пос. Арцыбаш (Алтай) активность радиоцезия составила ~600 бк/кг, что объясняется близо-



стью Семипалатинского полигона и китайского полигона на оз. Лобнор [49]. В осадках Телецкого озера в интервале (3-7см) активность радиоцезия равна 200 бк/кг [6]; в современных глубоководных осадках озера Байкал (сборы 1992г.) активность радиоцезия лежала в интервале 33-48 бк/кг, вклад Чернобыльской аварии, по оценкам авторов, составляет ~10-20% от активности, тогда как в почвах со склонов речных долин области водосбора озера активность составляла 110-140 бк/кг [34]; в пробах из торфяной залежи сфагнового верхового болота ( Кирсановское болото, Омская область), соответствующих временному интервалу 1956-1991 гг. активность радиоцезия составила от 130 до 312 бк/кг [11].

Все приведенные выше значения содержаний радиоцезия обязаны своим происхождением атмосферным осадкам различного генезиса и как минимум на порядок превышают полученные нами (см. табл. 1) содержания  $^{137}\text{Cs}$  в отложениях магматического флюида с незначительной примесью пород подложки. Проба (P727/97), представленная аргилизированной породой, содержит минимальные его количества, что противоречит поведению радиоцезия, выражающимся в фиксации его на глинистых минералах [33]. Максимальные концентрации  $^{90}\text{Sr}$  на вулкане Кудрявом приходятся на отложения, образуемые в местах выхода флюида со скоростями до ~500 км/час и температурами ~900 $^{\circ}\text{C}$  [8], что делает малореальным прямое попадание атмосферных осадков в эти новообразования. Непрямое попадание возможно, так как были выявлены изменения фумарольной активности на этом вулкане, связанные, предположительно, с интенсивностью метеорных осадков [25]. Существенную помощь в оценке роли атмосферного источника для этих радионуклидов должны оказать исследования почв и озерных отложений на острове Итуруп.

Наиболее реальным источником техногенных изотопов во флюидных отложениях на вулкане Кудрявом, с нашей точки зрения, является морская вода. Практически постоянными источниками широкого набора радионуклидов в морской среде являются продукты глобальных выпадений от испытаний ядерного оружия, затопленные твердые и жидкие радиоактивные отходы, аварийные АПЛ, постоянно сливаемые жидкие радиоактивные отходы радиохимических заводов, например Селфилд (Великобритания), Ла-Хагуа (Франция), ПО «Маяк» (Россия), действующие АЭС и т.д. [2,12,13,43,45]. Активность  $^{137}\text{Cs}$  в придонном слое воды заливов в районе архипелага Новая Земля в 2002-2004гг. составляла от 3.3 до 39 бк/м $^3$  [12,43]. В 1985г. в Белом море активность  $^{90}\text{Sr}$  была ~ 11 бк/м $^3$ , активность  $^{137}\text{Cs}$ -12.6 бк/м $^3$ , по результатам исследований в 1994, 1998 гг. активность для цезия практически осталась на том же уровне, и наиболее вероятными источниками этого загрязнения являются постоянные сливы радиохимических заводов Европы, которые затем разносятся течениями [2,12]. Для дальневосточных морей сведения о радиоактивном загрязнении практически отсутствуют за исключением единичных случаев, связанных с деятельностью ТОФ [13]. По аналогии с северными морями можно предположить, что сравнимое по уровню загрязнение радионуклидами северо-западной части Тихого океана происходило до 1980 г. из-за продолжающихся испытаний в воздухе ядерного оружия Китаем. В последующем загрязнении этих вод, вероятно, значимую роль играют предприятия атомной промышленности Китая, Северной Кореи и, возможно, и других стран.

Данные [56] по геохимическим и изотопным особенностям магматических газов вулкана Кудрявый показывают присутствие в них измененной морской воды. Морская вода и ее производные (поровые воды, солевые отложения и т.д.) являются важным источником при формировании солевого состава термальных вод [22]. Изотопный состав стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) свидетельствует, что часть солевого состава термальных вод Камчатки обязана примеси к ним морской воды [10], геохимические и изотопные исследования гидротермальной системы действующего вулкана Тааль (Филиппины) позволили сделать аналогичный вывод [51]. Наши исследования позволяют обратить внимание на два явления в процессе смешения морской воды с магматическим флюидом. Это вы-

сокая скорость поступления морской воды, на что указывают малые времена периодов полураспадов (~30 лет)  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$ , во флюидную систему, прямо с ней не связанную, хотя это не совсем очевидно. Используя ряд радиоизотопов и с более короткими периодами полураспада, можно, вероятно, оценивать проницаемость геологической среды в зоне перехода континент-океан и оценивать напряженность ее состояния для прогноза землетрясений. Другим интересным фактом является присутствие  $^{90}\text{Sr}$  в магматическом газе с температурой ~860<sup>0</sup>С. Если это будет доказано последующими исследованиями, то можно будет утверждать, что морская вода не просто смешивается с термальным флюидом, отделившимся от магматического расплава, а может и изначально попадать в расплав. Впервые такая идея была высказана Е. Саадецки-Кардошем в виде понятия о трансвапоризации [42], однако в последующем она была забыта, так как не подтвердилась на примере современных подводных лав. Кроме того, из этого следует, что возможность попадания изотопа  $^{10}\text{Be}$ , образующегося в атмосфере, в островодужные магмы путем субдукции океанической плиты, увлекающей лежащие на ней осадки, является не единственной. И возможен путь прямого попадания в расплавы вместе с морской водой. В этом плане будут интересными исследования по распределению в новообразованиях на fumarольных полях вулкана Кудрявый таких космогенных радиоизотопов, как  $^{22}\text{Na}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{26}\text{Al}$ , имеющих соответственно периоды полураспада ~3 г.,  $3 \cdot 10^5$  лет,  $7 \cdot 10^5$  лет, стабильные изотопы которых в значительных количествах переносятся различными фазами магматического флюида.

### Выводы

1. Обнаружено присутствие короткоживущих радиоизотопов ( $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$ ) в разнотемпературных новообразованиях на fumarольных полях действующего вулкана Кудрявый.
2. Возможным их источником является морская вода, которая может как смешиваться с магматическим флюидом на разных стадиях его существования, так и непосредственно попадать в магматический расплав.
3. Геохимические особенности поведения радия позволяют рассматривать радий-бариевое отношение, при подводных геолого-разведочных работах, как индикатор на углеводородное сырье
4. Эти положения требуют дальнейших исследований для их доказательности. В частности, желательны изучение пробы (500-1000кг), отобранной в интервале температур (300-650<sup>0</sup>С) на fumarольных полях вулкана Кудрявый с целью поиска долгоживущих трансурановых элементов с «острова стабильности».

Исследования выполнены при финансовой поддержке КамГУ им. Витуса Беринга. Мы признательны Т.П. Кирсановой, оказавшей существенную помощь в подготовке рукописи, подборе данных и ряде полезных замечаний и О.С. Чубаровой за помощь в организации аналитических исследований.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Айбулатов Н.А. Экологическое эхо холодной войны в морях Российской Арктики. М.: ГЕОС, 2000. 307 с.
3. Андреев В.И., Пузанков Ю.М., Бобров В.А. и др. Радионуклиды в гидротермальных отложениях подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 39-45.
4. Апрельков С.Е., Попруженко С.В. Вулкано-тектонические структуры севера Камчатского полуострова // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 36-45.

5. *Арсанова Г.И.* Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск: Наука, 1974. 110 с.
6. *Бобров В.А., Калугин И.А., Клеркс Ж. и др.* Современная скорость осадконакопления в Телецком озере по данным гамма-спектрометрии ( $^{137}\text{Cs}$ ) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 530-536.
7. *Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Трофимова Л.Б. и др.* Гидрогеохимия газогидротермальных источников вулкана Эбеко (о-в Парамушир) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 39-51.
8. *Бочарников Р.Е., Князик В.А., Штейнберг А.С. и др.* Эмиссия газов, рудных и петрогенных элементов на вулкане Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // ДАН. 1998. Т. 361. № 5. С. 671-675
9. *Буткус Д., Лебедите М., Лубите Д. и др.*  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в почвах Литвы // Геохимия. № 7. С. 794-800.
10. *Виноградов В.И., Вакин Е.А.* Изотопный состав стронция термальных вод Камчатки // ДАН. СССР. 1983. Т. 273. № 4. С. 965-968.
11. *Гавшин В.М., Бобров В.А., Сухоруков Ф.В. и др.* Свидетельства фракционирования химических элементов в атмосфере Западной Сибири по данным верхового торфяника // ДАН. 2004. Т. 396. № 6. С. 804-807.
12. *Галимов Э.М., Лаверов Н.П., Степанец О.В. и др.* Радиогеохимические исследования мелководных заливов архипелага Новая Земля в 2002 году // Геохимия. 2004. № 1. С. 3-14.
13. *Геоэкология шельфа и берегов морей России / Под ред. Айбулатова Н.А.* М.: Изд. дом «Ноосфера», 2001. 427 с.
14. *Гричук Д.В.* Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный Мир, 2000. 304 с.
15. *Данченко В.Я., Рыбин А.В., Штейнберг Г.С.* Рениеносная минерализация на Курильских островах // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 4. С. 85-98.
16. *Дистлер В.В., Юдовская М.А., Знаменский В.С. и др.* Элементы группы платины в современных фумаролах вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильская островная дуга) // ДАН. 2002. Т. 387. № 2. С. 237-241.
17. *Ермаков В.А., Штейнберг Г.С.* Вулкан Кудрявый и эволюция кальдеры Медвежья (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 19-40.
18. *Ермаков В.А., Знаменский В.С., Штейнберг Г.С.* Петрология вулкана-кальдера Медвежья (Курильские острова) // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2001. Вып. 6. С. 97-118.
19. *Знаменский В.С., Лапутина И.П., Таран Ю.А., Якушев А.И.* Рудоотложение из высокотемпературных газовых струй вулкана Кудрявый, о. Итуруп, Курильские острова // ДАН. 1993. Т. 333. № 2. С. 227-230.
20. *Знаменский В.С., Устинов В.И.* Генезис фумарольных минералов вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) по изотопным данным // ДАН. 1997. Т. 357. № 2. С. 239-243.
21. *Карасева О.Н., Иванова Л.И., Лакитанов Л.З.* Влияние температуры на адсорбцию стронция на поверхности гематита // Геохимия. 2003. № 12. С. 1293-1304.
22. *Кононов В.И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 212 с.
23. *Копейкин В.А.* Геохимические последствия Чернобыльской катастрофы // Геохимия. 1993. № 10. С. 1510-1513.
24. *Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Булгаков Р.Ф., Шмулович К.И.* Составы конденсатов и самородные металлы в сублиматах высокотемпературных газовых струй вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильские острова) // Геохимия. 1996. № 12. С. 1175-1182.
25. *Коржинский М.А., Бочарников М.Е., Ткаченко С.И. и др.* Особенности фумарольной активности вулкана Кудрявый в период 1991-1999 гг. и фреатическое извержение 1999г. // Петрология. 2002. Т. 10. № 6. С. 611-629.
26. *Кузнецов В.Ю., Черкашев Г.А., Леин А.Ю. и др.* Возраст гидротермальных руд Срединно-Атлантического хребта (по данным  $^{230}\text{Th}$  /U-датирования) // Вестник Санкт-Петербургского университета. География. 2007. Сер. 7. Вып. 2. С. 91-99.
27. *Леонова Л.Л., Удальцова Н.И.* Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской дуги. Новосибирск: Наука, 1974. 101 с.

28. *Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. и др.* Химизм и металлоносность магматических газов Новых Толбачинских вулканов в 1976 г. // ДАН СССР. 1977. Т. 236. № 2. С. 450-454.
29. *Михалик Б., Халупник С., Высоцка М. и др.* Экологические проблемы угольной промышленности и пути их решения // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2002. № 5. С. 85-91.
30. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
31. *Несмеянов А.Н.* Радиохимия. М.: Химия, 1978. Ч. 3. Гл. 10. 558 с.
32. *Оганесян Ю.Ц.* Новая область ядерной стабильности // Вестник РАН. 2001. Т. 71. № 7. С. 590-599.
33. *Павлоцкая Ф.И.* К вопросу о специфике поведения ультрамикроколичеств вещества в природных процессах (на примере искусственных радионуклидов) // Геохимия. 2002. № 3. С. 298-305.
34. *Пампура В.Д., Бобров В.А., Гапон А.Е. и др.* Цезий-137, 134 в современных осадках озера Байкал // Геохимия. 1995. № 7. С. 1049-1054.
35. *Петрова Т.Б., Микляев П.С., Власов В.К. и др.* Уровни загрязнения и характер распределения  $^{137}\text{Cs}$  в почвах Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2005. № 5. С. 423-430.
36. *Пономарев Г.П., Рашидов В.А., Чубурков Ю.Т. и др.* Оценки содержания изотопов технеция и цезия и изотопных составов породообразующих элементов в возгонах влк. Кудрявый (Курильские острова) // Материалы Всесоюзного совещания «Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики». 2003. Т. 2. С. 200-201.
37. *Попруженко С.В., Апрельков С.Е.* Погребенные плиоценовые кальдеры восточной и южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 6. С. 13-20.
38. *Пузанков Ю.М.* Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка. Новосибирск: Наука, 1977. 125 с.
39. *Рыбин А.В., Гурьянов В.Б., Чибисова М.А., Жарков Р.В.* Перспективы поисков и изучения новых проявлений ренийевой минерализации на Сахалине и Курильских островах. // Всероссийское совещание «Геодинамика и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики». Т. 2. Магадан. 2003. С. 180-184.
40. *Самотоин Н.Д., Магазина Л.О., Знаменский В.С.* Структурно-морфологические характеристики природного дисульфида рения из фумарол вулкана Кудрявый, о. Итуруп, Курильские острова // ДАН. 1995. Т. 345. № 4. С. 518-522.
41. *Селиверстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный Мир, 1998. 164 с.
42. *Ссадецки-Кардош Е.* О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М.: Из-во АН СССР, 1961. С. 88-106.
43. *Степанец О.В., Кодина Л.А., Лигаев А.Н. и др.* Радиогеохимические исследования особенностей распределения радионуклидов в местах захоронения твердых радиоактивных отходов вблизи архипелага Новая Земля // Геохимия. 2006. № 12. С. 1315-1324.
44. *Страховенко В.Д., Хожина Е.И., Щербов Б.Л.* Распределение радиоцезия и микроэлементов в системе лишайник-субстрат и в теле лишайника // Геохимия. 2008. № 2. С. 141-150.
45. *Титагва Н.А.* Геохимия природных радиоактивных рядов распада. М.: ГЕОС, 2005. 224 с.
46. *Ткаченко С.И., Портер Р.П., Коржинский М.А. и др.* Изучение процессов рудо- и минералообразования из высокотемпературных фумарольных газов на вулкане Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // Геохимия. 1999. № 4. С. 410-422.
47. *Хаин В.Е., Полякова И.Д.* Геодинамические предпосылки нефлегазоносности континентальных склонов глубоководных впадин // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 5-14.
48. *Черняго Б.П., Непомнящих А.И.* О радиоактивном загрязнении территории Прибайкалья от наземных ядерных испытаний // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 171-178.
49. *Щербов Б.Л., Андросова Л.В., Иванова Л.Д. и др.* Тяжелые металлы и техногенный радионуклид  $^{137}\text{Cs}$  в донных отложениях Телецкого озера // Геология и геофизика. 1997. Т. 35. № 9. С. 1497-1507.

50. *Chen J.H., Wasserburg G.J., von Damm K.L. and et al.* The U-Th-Pb systematics in hot Springs on the East Pacific Rise at 21<sup>0</sup>N and Guaymas Basin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986.V. 50. P. 2467-2479.
51. *Delmelle P., Kusakabe M., Bernard A. et al.* Geochemical and isotopic evidence for seawater Contamination of the hydrothermal system of Taal Volcano, Luzon, the Phillippines // *Bull Vulcanol*. 1998. V. 59.P. 562-576.
52. *German C.R., Fler A.P., Bacon M.P. and et al.* Hydrothermal scavenging at the Mid-Atlantic Ridge: radionuclide distributions // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 105.P. 170-181.
53. *Grimes S., Richard D., Hawkesworth C. and et al.* A U-Th calcite ischron age from an active Geothermal field in New Zeland//*Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1998. V.81. P. 327-333.
54. *Symonds R.B., Rose W.I., Reed M.H. and et al.* Volatilization, transport and sublimation of metallic and non-metallic elements in high temperature gases at Merapi Volcano, Indonesia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1987.V. 51. P. 2083-2101.
55. *Taran Yu. A., Hedenquist J.W, Korzinsky M.A. et al.* Geochemistry of magmatic gases from Kudryavy volcano, Iturup, Kuril Islands // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. № 9. P. 1749-1761.

## **DISTRIBUTION OF RADIOACTIVE ISOTOPES IN DEPOSITS AT FUMAROLIC FIELDS OF KUDRIAVY VOLCANO, ITURUP ISLAND, THE KURILE ISLANDS**

**G. P. Ponomarev<sup>1</sup>, V. K. Pavlyukov<sup>2</sup>, A.I. Abdurakhmanov<sup>3</sup>, A.V. Rybin<sup>3</sup>, O.S. Borodina<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS*

<sup>2</sup>*Institute of Marine Geology and Geochemistry Far Eastern Branch RAS*

<sup>3</sup>*Kamchatka State University*

This paper provides first data on distribution of induced (Sr-90, Sc-137) and natural (U-238, Th-232, Ra-226, K-40) radionuclides observed at Kudryavy Volcano in new formations at different temperatures varying from 860 - 150°C. It has been preliminary concluded that induced radionuclides with a decay period of about 30 years are imported to magmatic fluid from the recent sea water. The peculiarities of Ra-226 and Ba geochemical behavior allow using them as prospecting criteria to hydrocarbon material in the sea geological exploration works.