

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ РЕДКИХ И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

НОВОСИБИРСК 1991

Ю. М. ПУЗАНКОВ, О. Н. ВОЛЫНЕЦ, Г. П. АВДЕЙКО,
А. Ю. АНТОНОВ, И. А. МАРКОВ

ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ. РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Всестороннее исследование активных континентальных окраин, интересное само по себе в теоретическом и практическом отношении, открывает широкие возможности для решения проблем магматизма и рудогенеза фанерозойских подвижных поясов, позволяет воссоздать историю микроэлементов при формировании вулканических комплексов в различных геодинамических обстановках, с тем чтобы по особенностям их распределения в изверженных породах идентифицировать эти обстановки при палеовулканологических реконструкциях. В предлагаемой статье сообщаются результаты радиогеохимического исследования лав четвертичных вулканов Курильской гряды, выполненного по программе комплексной экспедиции Института вулканологии ДВО АН СССР. Полученные данные сопоставляются с имеющейся информацией по Японо-Курило-Камчатской островодужной системе. Сведения по геохимии других микроэлементов содержатся в предыдущих публикациях /Авдейко и др., 1985; Антонов и др., 1987/.

Радиогеохимическое изучение продуктов четвертичного и современного вулканизма Курильской гряды в связи с решением петрологических и геодинамических задач проводилось Л. Л. Леоновой и др. /Леонова, Удальцова, 1974/, С. М. Кравченко и др. /Кравченко, Семенов, 1970; Золотарев и др., 1973; Кравченко, 1977/; процессы миграции радиоактивных изотопов в вулканическом процессе освещены в работах В. В. Чердынцева, В. М. Купцова и др. /Чердынцев, 1973/. Сведения о содержаниях U и Th в изверженных породах Курильских островов у этих авторов не согласуются между собой, что привело к противоречивым выводам (табл. 1). Л. Л. Леонова, Н. И. Удальцова, опираясь на данные люминесцентного и фотометрического анализов, подчеркивают однородность в распределении радиоактивных элементов (РАЭ) вдоль всей островной дуги, объясняя наблюдаемые небольшие различия неоднородностью исходных мантийных расплавов. Другие же исследователи на основании данных прецизионной гамма-спектрометрии связывают вариации содержаний K и U в эффузивах с типом земной коры и ее мощностью /Золотарев и др., 1973/. Наблюдаемые расхождения в значительной мере обусловлены неполнотой исследований, в процессе которых изучались различные объекты, априорно считающиеся однородными. Отсутствие данных по подводным вулканам, составляющим большинство вулканических построек в тыловой части Курильской гряды, привело к разным мнениям о существовании поперечной радиогеохимической зональности.

Таблица 1. Содержания РАЭ в вулканических породах Курильских островов

Острова	Б а з и т ы		
	U	Th	Th/U
Северные	0,26	0,31	1,2
	0,14—0,40	0,18—0,54	
Средние	0,22	0,36	1,6
	0,18—0,30	0,16—0,55	
Южные	0,32	0,37	1,2
	0,13—0,58	0,18—0,76	
Тыловая зона	0,33	0,37	1,1
	0,20—0,28	0,31—0,48	
Северные (Парамушир)	0,65	2,6	4,0
	0,18—1,0	1,3—3,3	
Южные (Кунашир)	0,20	1,0	5,0
	0,12—0,27	0,6—1,2	

Примечание. Над чертой — средние содержания, под чертой — крайние значения.

Представительная коллекция четвертичных вулканических пород Курильских островов и подводных вулканов, расположенных на прилегающей к гряде акватории (рис 1), была собрана в 11, 15, 17 и 24-м рейсах НИС "Вулканолог" в 1981-1984 гг. и изучена в Институте геологии и геофизики СО АН СССР с применением гамма-спектрометрического и нейтронно-активационного методов /Бобров и др., 1975; Пархоменко, 1980/. Гамма-спектрометрический анализ (U по Ra, Th, K) проводился на низкофоновой установке по двух-, трехкратным измерениям, позволяющим устранить промахи и повысить точность определений. Оценки содержаний K по всем пробам согласуются в пределах 10%-ной

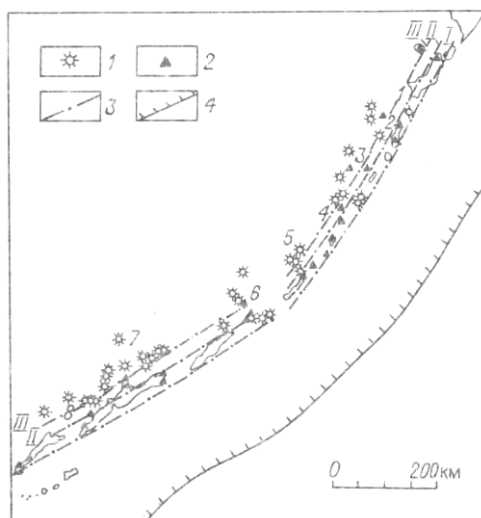


Рис. 1. Схема расположения подводных и наземных вулканов Курильской гряды, опробованных на содержание РАЭ.

1 — подводные вулканы; 2 — наземные вулканы (цифры соответствуют номерам групп и зон в табл. 3); 3 — границы вулканических зон (I — фронтальная, II — промежуточная, III — тыловая); 4 — ось глубоководного желоба.

Кислые андезиты, дациты			Источник
U	Th	Th/U	
$\frac{0,46}{0,41-0,56}$	$\frac{0,80}{0,40-0,94}$	1,7	/Леонова, Удальцова, 1974/
$\frac{0,36}{0,25-0,90}$	$\frac{0,52}{0,34-0,70}$	1,4	
$\frac{1,3}{0,8-1,5}$	$\frac{4,9}{4,7-5,1}$	3,8	/Кравченко, Семенов, 1970; Семенов, 1970; Кравченко, 1977/
$\frac{0,31}{0,15-0,42}$	$\frac{0,95}{0,7-1,6}$	3,1	

ошибки с данными фотометрии пламени, получаемыми в процедуре силикатного анализа. Контроль около 30% проб осуществлялся инструментальным нейтронно-активационным методом (U, Th) и методом запаздывающих нейтронов (U); последний вид анализа выполнялся в ИЯФ АН КазССР. Полученные результаты удовлетворительно согласуются между собой и с измерениями стандартных образцов горных пород СТ-1А, СА-1 и внутрилабораторных арбитражных проб (табл. 2). В каталоге данных о концентрации РАЭ в вулканических породах приводятся осредненные значения содержаний, полученные различными способами. В ряде мест в драгированных образцах и пробах из современных эффузивов обнаруживается неподкрепленный Ra, вследствие чего содержания U, полученные гамма-спектрометрическим методом, оказываются завышенными; в таких случаях принимались во внимание только данные нейтронной активации или результаты исключались из общих выборов.

Распределение РАЭ в вулканических породах

Курильская островная дуга имеет сложное мезо-кайнозойское складчатое основание, непосредственно продолжающее на севере структуры Восточной Камчатки, а на юге — тектонические комплексы Северо-Восточного Хоккайдо. Представления о глубинном строении фундамента Курильской дуги неоднозначны. До последнего времени считалось, что земная кора под Курильскими островами многослойна, неоднородна по своему строению и отличается от соседних структур Охотского моря и Тихого океана большими мощностями. В рельефе поверхности М наблюдается асимметричная депрессия с четкими разломными ограничениями. Наибольшие ее глубины располагаются в 40-50 км от желоба под тихоокеанским склоном поднятия Малых Курильских островов (до 30-35 км), тогда как поднятию Больших соответствует склон этой депрессии. Таким образом, горные сооружения вулканической гряды принадле-

Таблица 2. Радиоактивные элементы в стандартных образцах горных пород

Образец	Элемент	Данные ИГиГ СО АН СССР		Данные ИЯФ АН КазССР, МЗН	Аттестационные данные
		ГСМ	ИНАА		
СТ-1А, трапп	U	0,75 ± 0,05	0,73 ± 0,02	0,70 ± 0,10	0,8 ± 0,1
	Th	1,7 ± 0,1	1,76 ± 0,14	—	2,6 ± 0,2
	K	0,57 ± 0,01	—	—	0,58 ± 0,01
СА-1, алев-ролит	U	3,2 ± 0,1	2,96 ± 0,08	3,17 ± 0,15	2,9 ± 0,3
	Th	11,5 ± 0,2	10,6 ± 0,06	—	11,0 ± 1,0
	K	3,01 ± 0,03	—	—	2,85 ± 0,02

Примечание. ГСМ — низкофоновая гамма-спектрометрия, ИНАА — инструментальный нейтронно-активационный анализ, МЗН — активационный анализ методов запаздывающих нейтронов. Содержания U и Th даны в мкг/г, K — мас. %. Измерения проводились в течение 1982—1984 гг.

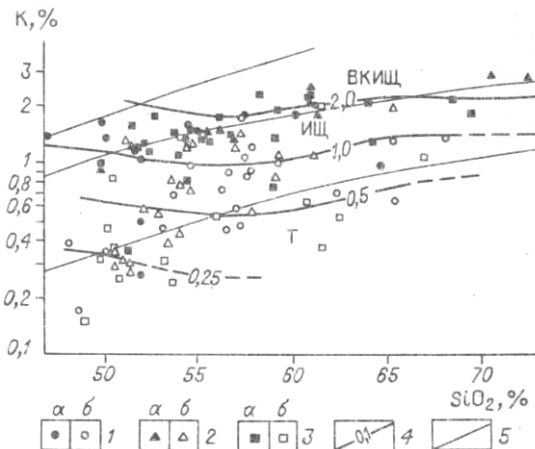
жат к числу бескорневых структур, а толщина коры под ними изменяется от 14 до 20 км. "Гранитный" слой мощностью 5-7 км фиксируется под Северными, Южными и Малыми Курильскими островами и отсутствует под Средними, где снижается до минимальной и общая мощность коры. "Базальтовый" слой распространен повсеместно, а его мощность увеличивается по мере углубления депрессии в рельефе поверхности М, достигая 23-24 км под тихоокеанским склоном Малой Курильской гряды /Беляевский, 1974/. На основании полученных при сейсмических исследованиях материалов в геологической литературе укоренилось представление о континентальном типе земной коры на севере Курильской островной дуги, субокеаническом в центре и субконтинентальном на юге. Недавно эти представления были пересмотрены. Согласно новой модели /Аносов и др., 1985/, мощность земной коры для всей Курило-Камчатской дуги соответствует континентальной, хотя и изменяется от 30-35 до 47 км. Основываясь на высокоскоростном характере разреза коры, авторы новой интерпретации предполагают, что кора имеет океаническое происхождение и сложена в основном дислоцированными толщами базитов, подвергшихся полициклической эвгеосинклинальной переработке.

Возможность различных интерпретаций разреза литосферы связана в том числе с отсутствием четкого разграничения между комплексами пород коры и мантии. Последняя характеризуется широким диапазоном скоростных свойств, а особенностью ее строения под Курильской островной грядой считается нахождение по крайней мере двух волноводов на глубинах 40-70 и 120-160 км, под Южными Курильскими островами отмечена субвертикальная область поглощения сейсмических волн /Федотов, Кузин, 1963/.

Четвертичные лавы Курильских островов и прилегающих к гряде подводных вулканов относятся к низко-, умеренно- и высококальциевым сериям. Первая соответствует толеитовой, а две другие — извествково-щелочной серии. Именно эти названия используются нами в дальнейшем. Составы серий меняются от базальтов до риодацитов при преобладании андезитобазальтов и ан-

Рис. 2. Ковариации К, U, SiO₂ в вулканических породах Курильской дуги.

1-3 — зоны Северных (1), Средних (2), Южных (3) островов (а — тыловая зона, б — фронтальная); 4 — изолинии тренда распределения урана; 5 — границы раздела серий по /Вольнец и др., 1984/.



дезитов. В тыловой зоне островной дуги наблюдаются высококальциевые субщелочные лавы, которые не попали в рассматриваемую нами выборку. На классификационной диаграмме SiO₂-К и гистограммах распределения калия в вулканических породах обращает внимание дискретность составов по калиевости (рис. 2, 3). Очевидно, что линию разграничения полей фигуративных точек рассматриваемой совокупности, относящихся к толеитовой и известково-щелочной сериям, следует проводить по минимуму в поле корреляции, сместив классификационные разделы; средние составы серий рассчитаны именно таким образом.

Сведения о содержаниях U и Th в вулканических породах Курильской гряды приведены в каталоге (табл. 3), где показаны средние концентрации РАЭ, полученные по 1-9 пробам для петрохимически однородных образований, развитых в пределах конкретных вулканов. Дальнейшие расчеты параметров распределений U, Th, К для серий, магматических комплексов и т.д. выполнены на основе этих данных (метод "среднего по средним") (табл. 4).

Для курильских лав характерно значительное разнообразие уровней накопления РАЭ и величин Th-U в зависимости от положения вулканических центров в тектонической структуре островной дуги. Концентрации U и Th в образованиях базитовой породной группы (базальты, основные андезиты) колеблются от 0,14 до 1,9 и от 0,22 до 5,3 мкг/г соответственно. Для риолитоидной породной группы (кислые андезиты, дациты, риодациты) размах содержаний U соответствует 0,37-3,4, а Th — 0,8-7,6 мкг/г. Эти интервалы охватывают все разнообразие радиогеохимических характеристик, ранее полученных для изверженных пород Курильских островов (см. табл. 1). Обращает внимание, что накопление РАЭ в породах (расплавах) происходит независимо от накопления SiO₂; это утверждение иллюстрируется ковариационной диаграммой (см. рис. 2), где изолинии тренда U в координатах SiO₂-К субпараллельны оси

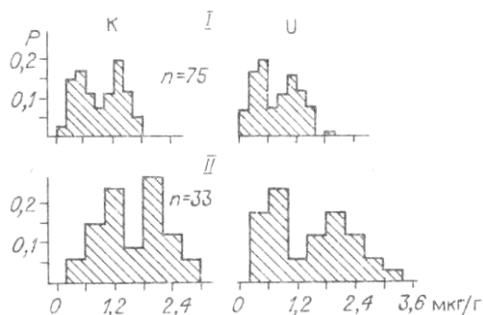


Рис. 3. Гистограмма распределения К и U в базитах (I) и кислых вулканических породах (II) Курильской дуги. n — кол-во измерений.

Таблица 3. Каталог данных о концентрации РАЭ в вулканических породах Курильской гряды

Номер объекта	Местонахождение и наименование вулканов, номер на карте	Номера станций драгирования или пунктов отбора проб	n	SiO ₂	U	Th	K	Th/U
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<u>Парамуширская зона</u>								
1	п 1.2	B24 – 34	2	56,28	0,54	0,80	0,72	1,5
2		B24 – 34,35	2	62,46	0,50	0,80	0,69	1,6
3	о. Парамушир	B24 – 802, 803, 804	3	51,72	0,86	2,3	1,17	2,7
4	р. Юрьева	B24 – 801	1	57,36	1,4	3,5	1,70	2,5
5	о. Атласова, влк. Алаид	B11 – 402, 504, 515	3	50,00	1,2	2,8	1,61	2,3
<u>Поперечная зона Маканруши</u>								
6	о. Онекотан, к-ра Немо	B–5920	1	48,85	0,16	0,30	0,17	1,9
7		B–5916	1	53,78	0,35	0,60	0,68	1,7
8		B–5913	1	57,56	0,55	1,3	0,85	2,3
9		B–5911, 5915	2	62,98	0,51	0,90	0,88	1,8
10		B–5913/5	1	68,22	1,0	1,8	1,33	1,8
11	о. Онекотан, к-ра Тау-Русыр	B–5906/8	1	48,14	0,28	0,45	0,38	1,6
12		B–5909, 5926/1, 5910	3	56,67	0,85	1,4	0,88	1,7
13		B–5900/9	1	59,41	0,85	1,6	1,01	1,9
14		B–5903/3	1	65,27	0,83	1,4	1,31	1,7
15	о. Маканруши	B11–501, 507, 509	3	55,05	1,5	3,9	1,45	2,6
16	п 2.1, влк. Беянкина	B11–72; B17–49	6	47,21	1,1	2,0	1,35	1,8
17	п 2.3, скалы Авось	B11–74, 75	2	50,23	1,1	2,3	1,36	2,1
18	п 2.6, плато Порфирит	B11–82	1	53,24	0,46	0,94	0,45	2,0
19		B11–81	2	60,27	1,6	4,9	1,77	3,2
20		B11–81	1	64,70	0,48	0,93	0,96	1,9
<u>Чиринкотанская группа</u>								
21	п 3.1, влк. Эдельштейна	B17–51	2	54,48	1,4	3,5	1,32	2,3
22		B17–51	1	52,02	0,46	0,70	0,49	1,5
23	п 3.7, влк. Макарова	B24–33	1	52,00	0,16	0,23	0,26	1,4
24		B24–33	1	54,73	1,5	4,0	1,43	2,7
25	п 3. 10; 3. 11 южный подводный склон о. Шиащкотан	B11–111, 112, 113	4	56,58	0,28	0,57	0,44	2,0
26		B11–111	1	57,90	1,5	2,4	1,20	1,6
27		B17–50	2	57,90	0,74	1,25	0,92	1,7
28	о. Экарма	B11–568, 572	2	57,48	0,9	1,9	1,06	2,1
29	о. Чиринкотан	B11–527, 535	2	57,38	1,6	4,6	1,72	2,8
<u>Группа Расшуа</u>								
30	о. Ушишир	B11–547, 549 B15–408, 409	4	65,50	0,35	0,79	0,63	2,3
31		B11–542	1	57,34	0,40	0,63	0,47	1,6
32	п 4.2, 4.3	B11–107, 109	2	54,57	1,5	4,0	1,56	2,7
33	о. Райкоке	B11–556, 560	2	52,13	1,2	2,6	1,05	2,2
34	о. Матуа, влк. Пик Сарычева	M–764	1	54,68	0,56	1,5	0,97	2,7
35	о. Расшуа	B24–805–813	6	57,10	0,43	0,72	0,57	1,7
<u>Симуширская поперечная зона</u>								
36	о. Симушир, к-ра Бройтона	B17–688	1	51,04	0,31	0,35	0,31	1,1

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
37		B17-687, 689, 690, 691, 692, 694	6	54,13	0,33	0,68	0,42	2,0
38		B17-686, 693, 695, 696	4	59,44	0,62	1,6	0,85	2,6
39	о. Кетой	B17-698, 701, 702, 703, 706, 710, 713	7	50,18	0,25	0,44	0,34	1,8
40		B17-699, 700	2	53,71	0,54	1,2	0,80	2,2
41		B17-704, 705, 707, 712	7	52,93	0,40	0,63	0,54	1,6
42	п 5.1, влк. Юбилей-	B24-2, 32	6	55,28	1,6	4,1	1,42	2,7
43	ный	B24-2, 32	6	61,41	2,1	5,7	1,80	2,7
44	п 5.3, 5.4, влк. Пегас	B15-29, 30	2	56,91	1,4	3,5	1,34	2,5
45	п 5.5, влк. Лисянского	B15-27	2	57,30	1,0	2,6	1,37	2,6
<u>Поперечная зона Броутона</u>								
46	п 6.1	B24-25	1	57,92	0,53	0,83	0,55	1,6
47	п 6.5, влк. Вавилова	B15-86, 87	2	51,44	0,23	0,35	0,27	1,5
48	п 6.6, подводный	B15-43, 88						
	склон о. Броутона	B 17-13	4	49,76	0,79	2,2	0,93	2,8
49	п 6.6, подводный	B15-88	1	56,23	1,4	3,2	1,49	2,3
	склон о. Броутона							
50		B15-88, B17-13	2	70,66	2,9	7,2	2,86	2,5
51	о. Броутона	B15-310, B17-603	2	51,56	1,2	2,6	1,22	2,1
52		B15-306, B17-602, 605, 607, 610, 611	8	55,39	1,4	3,4	1,42	2,4
53		B15-310, B17-604, 609	3	61,02	2,1	5,0	2,07	2,4
54		B 17-601	1	72,60	2,9	7,6	2,77	2,6
55	п 6.6, к-ра Горшкова	B 15-40	1	51,16	0,87	2,6	1,29	2,3
56		B17- 7	1	51,29	0,20	0,35	0,30	1,8
57		B17- 6	2	57,02	1,0	2,2	1,18	2,2
58	о. Чирпой	B15-324, 328, 329, 330	4	54,68	0,64	1,3	0,72	2,0
59		B15-327	1	61,20	1,0	2,2	1,10	2,2
60		B15-336	1	65,44	1,2	3,2	1,94	2,7
61	о. Брат Чирпоев	B15-90, B17-684, 685	4	52,09	0,48	1,1	0,57	2,3
62		B15-90, B 17-680-683	5	54,05	0,67	1,4	0,77	2,0
63	п 6.8, 6.9Б, 6.10, го- ра Архангельского	B15-91, B17-45	2	50,56	0,22	0,36	0,29	1,7
64		B15-91, B17-44, 46	4	54,47	0,92	2,2	1,21	2,4
65		B17-46	1	60,13	1,1	2,9	1,68	2,6
66	п 6.12	B24-27	3	50,54	0,26	0,70	0,34	2,7
67		B24-27, 30	2	53,38	0,52	1,2	0,66	2,4
68		B24-27	1	59,54	1,0	2,7	1,08	2,7
69		B24-30	2	48,75	0,54	1,2	0,60	2,1
70		B24-30	1	54,74	1,2	3,5	1,27	2,9
<u>Северо-Итурупская группа</u>								
71	п 7.4, 7.5	B17-20	1	51,26	0,50	1,2	0,35	2,4
72		B17-19, 20	4	54,00	1,1	2,9	1,11	2,7
73	п 7.7	B15-83	1	54,36	0,70	2,0	0,80	2,9
74		B15-83	1	64,16	0,95	3,5	1,29	3,7
75	п 7.9	B15-73	2	60,99	2,2	5,8	2,32	2,6
76	п 7.13	B15-80	1	52,50	1,5	3,4	1,14	2,3
77	п 7.16	B15-81	3	55,19	1,5	3,9	1,37	2,6
78	п 7.19	B17-42	1	69,50	1,7	6,0	1,85	3,5
79	о. Итуруп, влк. Камуй	B15-397, 399, 403, 404	4	49,89	0,24	0,63	0,32	2,6
80		B15-400	1	53,66	0,45	1,3	0,54	2,9
81	о. Итуруп, к-ра Мед- вежья	B15-394, B17-669, 672, 675, 677	7	50,79	0,17	0,28	0,25	1,7
82		B17-670, 671, 676	3	60,81	0,51	0,69	0,62	1,4

Окончание табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<u>Южно-Итурупская группа</u>								
83	о. Итуруп, влк. Атсо- нупури	B17-617, 620, 629, 631, 637-639	9	50,17	0,52	1,1	0,46	2,0
84		B17-621, 623, 625 632, 641	5	50,53	0,33	0,54	0,35	1,6
85	о. Итуруп, влк. Чирип	B17-647, 651	4	53,89	1,5	4,0	1,42	2,7
86		B17-653, 660	3	59,26	1,9	4,9	1,88	2,6
87	о. Итуруп, влк. Б. Хмельницкого	B17-662-666	4	54,14	1,2	3,4	1,37	2,8
88		B17-668	1	50,47	0,70	2,1	0,84	3,0
89		B17-665	1	61,48	1,4	5,4	1,97	3,7
90	о. Итуруп, к-ра Льви- ная пасть	B17-643-645	3	48,95	0,14	0,22	0,15	1,6
91		B17-642-646	2	56,02	0,50	1,0	0,52	2,0
92		B17-615	1	67,04	0,80	2,0	1,07	2,5
93	п 8.1	B17-41	3	51,74	1,2	2,6	1,15	2,1
94		B17-41	1	59,23	1,9	4,2	1,36	2,2
95	п 8.2	B17-40	5	52,05	1,2	2,9	1,25	2,5
96	п 8.3, влк. Крылатка	B17-37, 39	1	49,85	1,0	2,5	0,98	2,5
97		B17-37, 38	4	55,39	1,4	4,7	1,34	3,2
98		B17-38	1	60,93	3,4	7,5	2,26	2,2
99	п 8.5	B17-34	2	56,12	2,3	7,2	1,76	3,1
100	п 8.7	B17-26	3	52,69	1,9	5,3	1,75	2,8
101		B17-26	2	58,30	2,7	8,2	2,30	3,0
102	п 8.8	B17-24	3	56,91	1,5	4,0	1,32	2,7
103		B17-24	2	59,05	0,70	1,4	0,74	2,1
104	п 8.9	B17-22	1	53,23	0,25	0,55	0,31	2,2
105	п 8.11	B17-31, 32	7	64,04	2,6	7,3	2,04	2,8
106	о. Кунашир, к-ра Голо вина	B-5931, 5942/5, 5946	3	61,59	0,37	0,80	0,36	2,2
107	о. Кунашир, влк. Мен- делеева	B-5950/3, 5958, 5959, 5962	4	62,54	0,60	1,1	0,52	1,8

Примечание, п — количество проб, SiO₂ и К даны в мас.%, U и Th — в мкг/г.

Таблица 4. Средние содержания РАЭ в вулканических породах различных серий

Порода	Толеитовая серия				Известково-щелочная серия			
	U	Th	К	Th/U	U	Th	К	Th/U
Базальты, основ- ные ан- дезиты	<u>0,4 ± 0,08</u> 0,10	<u>0,75 ± 0,18</u> 0,23	<u>0,49 ± 0,09</u> 0,12	1,9	<u>1,2 ± 0,14</u> 0,15	<u>3,1 ± 0,65</u> 0,70	<u>1,30 ± 0,16</u> 0,17	2,5
Кислые андезиты, дациты, риода- циты	<u>0,73 ± 0,28</u> 0,22	<u>1,6 ± 0,9</u> 0,76	<u>0,98 ± 0,37</u> 0,30	2,2	<u>2,2 ± 0,8</u> 0,48	<u>6,3 ± 1,7</u> 1,1	<u>2,05 ± 0,48</u> 0,30	2,9

Примечание. Над чертой — средние содержания с доверительным интервалом, под чертой — стандартное отклонение; U, Th даны в мкг/г, К — в мас.%.

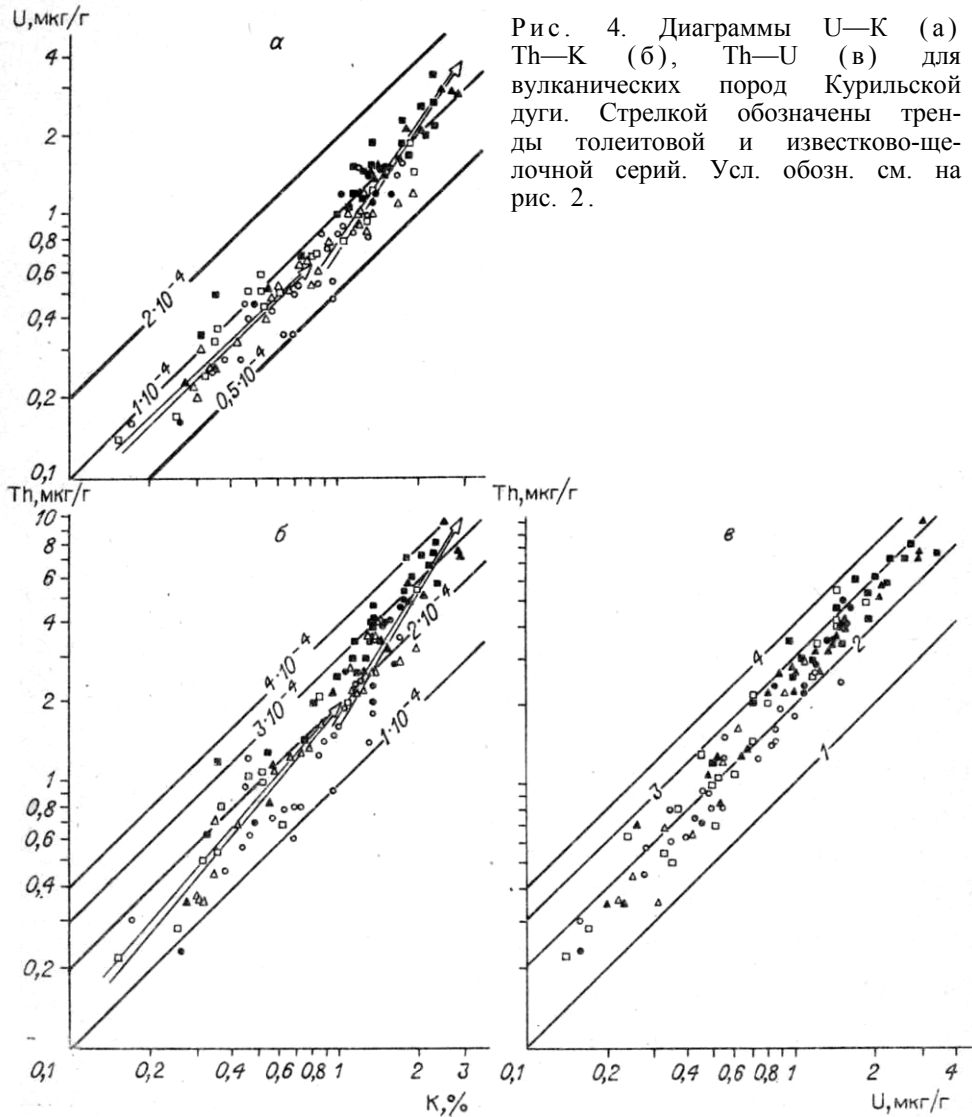


Рис. 4. Диаграммы U—К (а) Th—К (б), Th—U (в) для вулканических пород Курильской дуги. Стрелкой обозначены тренды толеитовой и известково-щелочной серий. Усл. обозн. см. на рис. 2.

SiO₂. Положительная корреляция U и Th с кремнекислотностью лав носит косвенный характер и осуществляется через K. Поэтому в породах низкокальциевой серии наблюдается невысокий уровень накопления РАЭ с ростом SiO₂, что особо подчеркивала Л. Л. Леонова [Леонова, Удальцова, 1974], считая такое явление провинциальной особенностью Курило-Камчатской островодужной системы. Позднее было показано, что уровни накопления РАЭ различны для вулканических серий разного петрохимического типа, но темп роста U и Th примерно одинаков для всех изученных кайнозойских вулканических комплексов Камчатки [Пузанков и др., 1977]; это справедливо и для рассматриваемых толеитовой и известково-щелочной серий Курильской дуги — на логарифмических диаграммах U, Th, K—SiO₂ линии трендов аппроксимирующие фигуративные точки составов, принадлежащих этим сериям, субпараллельны друг другу. Таким образом, уровень накопления зависит толь-

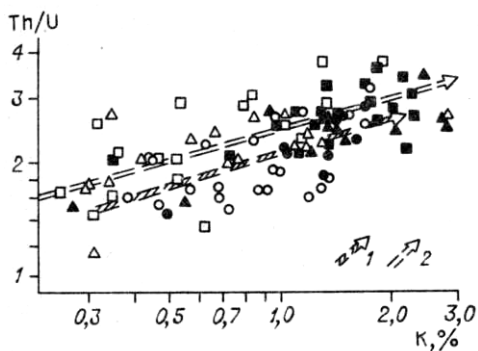


Рис. 5. Зависимость торий-уранового отношения от содержаний К в вулканических породах Курильской дуги.

1, 2 – тренды для Северной (1) и Южной (2) зон. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

ко или почти только от начальной концентрации этих элементов в исходных расплавах.

Неоднократно подчеркивалось, что главной особенностью поведения РАЭ в магматическом процессе является тесная связь этих элементов со щелочностью расплавов и, в частности, с концентрацией К. Здесь мы вновь сталкиваемся с дискретностью составов — для вулканических серий различной щелочности характерен разный темп накопления U и Th с ростом К, что выражается разными углами наклона линий трендов на логарифмических диаграммах РАЭ – К [Кравченко и др., 1975]. Для вулканических пород Курильской гряды одинаковый или несколько больший темп накопления U и Th по отношению к К, характерный для толеитовой серии, сменяется при переходе к известково-щелочным образованиям с преимущественным накоплением РАЭ и с увеличением концентраций К, причем скорость накопления Th выше по сравнению с U в более щелочных (калиевых) образованиях (рис. 4). Соответственно величина торий-уранового отношения также скоррелирована с содержаниями калия (рис. 5); табл. 4 и 5 дают представление об изменениях этого показателя в породах различной сериальной принадлежности и разной кремнекислотности.

Таким образом, по радиогеохимическим признакам в пределах Курильской гряды выделяются две дискретные группы вулканических пород, соответствующие в первом приближении низкокалиевой известковой (толеитовой) и известково-щелочной сериям. Возможно, эти группы отражают существование двух типов магмогенерирующих субстратов и (или) двух уровней магмообразования, что согласуется с существованием двух волноводов в верхней части мантии.

Радиогеохимическая зональность

В геологической литературе, начиная с работ Х. Куно, появилось множество публикаций, характеризующих химические неоднородности продуктов извержения в зависимости от положения вулканических центров в тектонической структуре островных дуг. Большинство исследователей отмечают, что наряду с поперечной зональностью, выраженной в увеличении содержаний в вулканиках суммы щелочей (в основном за счет калия) по направлению от фронтальной к тыловой части дуг, существует продольная зональность, которую связывают с различиями в составе и строении фундамента.

Радиогеохимическая зональность для Японо—Камчатской островодужной системы рассматривалась неоднократно. В работах японских геохимиков отмечается закономерное увеличение содержаний U, Th и радиогенных изотопов вкост простирания островной дуги по направлению к ее тыловой части [Tatsumoto, 1965; Kurassawa, 1968/ или вдоль вулканических зон

Таблица 5. Средние содержания РАЭ в вулканических породах различных геолого-структурных зон

Зона	Порода	Тыловая					Промежуточная часть					Фронтальная часть				
		n	U	Th	K	Th/U	n	U	Th	K	Th/U	n	U	Th	K	Th/U
Северная (Парамуши- ра –Расшуа)	Базальты, основные андезиты	2	0,31	0,51	0,37	1,5	2	0,51	1,2	0,71	2,4	8	0,37	0,66	0,53	1,8
		7	1,3	3,3	1,49	2,4	5	1,2	2,8	1,29	2,4	2	1,2	1,9	1,04	1,6
	Кислые андезиты, дациты	—	—	—	—	—	1	0,48	0,93	0,96	1,9	5	0,71	1,3	1,00	1,8
		—	—	—	—	—	1	1,6	4,9	1,77	3,2	—	—	—	—	—
Средняя (Симушира- Броутона)	Базальты, основные андезиты	2	0,38	0,59	0,41	1,6	8	0,44	0,94	0,53	2,1	5	0,37	0,66	0,48	1,7
		6	1,3	3,2	1,30	2,5	5	1,0	2,6	1,24	2,5	—	—	—	—	—
	Кислые андезиты, дациты, риодациты	—	—	—	—	—	5	1,0	2,7	1,34	2,7	1	0,62	1,6	0,85	2,6
		5	2,5	6,4	2,38	2,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Южная (Итурупа- Кунашира)	Базальты, основные андезиты	2	0,6	1,6	0,58	2,6	4	0,41	0,98	0,48	2,4	5	0,33	0,62	0,35	1,8
		6	1,2	3,2	1,16	2,6	6	1,4	3,8	1,34	2,8	—	—	—	—	—
	Кислые андезиты, дациты, риодациты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	0,57	1,14	0,64	2,0
		8	2,1	5,9	1,84	2,9	3	2,0	6,2	2,05	3,1	—	—	—	—	—

Примечание. U, Th даны в мкг/г, K — в мас.%, n — число объектов; для каждой группы пород верхняя строка относится к низкокальциевой (толеитовой), нижняя — к известково-щелочной сериям.

Таблица 6. Средние уровни накопления РАЭ в продуктах четвертичного

Зона	Тыловая часть					Промежуточная часть				
	U	Th	K	Th/U	K/U	U	Th	K	Th/U	K/U
Восточная Камчатка, по /Пузанков, 1983, 1984/	1,3	2,3	1,60	1,8	1,2	1,05	1,9	1,18	1,7	1,1
Курильская дуга	Северная зона	1,1	2,7	1,24	2,2	1,1	1,0	2,5	1,18	1,2
	Поперечная зона Си-мушира и Броутона	1,6	4,0	1,58	2,5	0,9	0,78	1,9	0,98	1,3
	Южная зона	1,6	4,4	1,45	2,8	0,9	1,25	3,5	1,24	1,0
Северо-Восточный Хоккайдо, по /Katsui et al., 1978/	1,7	7,5	1,53	4,4	0,9	1,3	5,5	1,17	4,2	0,9

Примечание. U, Th даны в мкг/г, K — в мас.%. Уровни накопления рассчитаны как средневзвешенные по числу объектов.

при переходе от островных цепей к островным массивам с континентальным типом строения земной коры, например от дуги Идзу-Бонин к зоне Фудзи и Северо-Восточной Японии /Tatsumoto, Knight, 1969; Masuda, Aoki, 1978/, от Курильской дуги, Северо-Восточного Хоккайдо к дуге Хонсю / Katsui et al., 1978/. Применительно к собственно Курильской гряде взгляды исследователей разделились. Л. Л. Леонова, Н. И. Удальцова /1974/ практически отрицают существование зональности. Б.П. Золотарев и др. /1973/ связывают вариации составов лав с глубиной инфильтрации калия из мантии (поперечная зональность) или с мощностью консолидированной коры (продольная зональность), показывая на основании немногочисленных данных связь K и U. Для Камчатского полуострова вопросы радиогеохимической зональности рассматривались Ю.М. Пузанковым /1978, 1983, 1984/, им же обобщены материалы о продольной радиогеохимической зональности вдоль всей Японо-Курило-Камчатской островодужной системы /Пузанков, 1978/. Полученные новые данные по подводным вулканам Курильской гряды позволяют дать рассматриваемому вопросу более полное освещение.

Обобщенный материал по содержаниям РАЭ в вулканических породах Курильских островов приведен в табл. 5, дающей представление о пространственном распределении продуктов вулканизма с различными радиогеохимическими характеристиками. Здесь следует оговориться, что вопрос о принадлежности драгируемого вулканического материала к местным четвертичным образованиям не всегда решается однозначно. Появление низкокалиевых базальтов в тыловой зоне может объясняться и ледовым разнесом, так как на

Таблица 6. (окончание)

вулканизма из различных зон Курило-Камчатской островодужной системы

Фронтальная часть					Средние с учетом встречаемости пород				
U	Th	K	Th/U	K/U	U	Th	K	Th/U	K/U
0,78	1,4	0,95	1,8	1,2	0,98	1,8	1,16	1,8	1,2
0,59	1,05	0,75	1,8	1,5	0,85	1,9	1,13	2,0	1,3
0,41	0,82	0,54	1,9	1,3	1,0	2,5	1,12	2,5	1,1
0,44	0,85	0,48	1,9	1,1	1,2	3,3	1,15	2,7	0,95
0,54	1,8	0,66	3,3	1,2	1,1	4,5	1,06	4,1	0,95

островах западной зоны Курильской гряды толеиты не обнаружены. Но коль скоро нами анализировались образцы, отнесенные на основании принятых полевых признаков к местным породам, было бы методологически неверно пересматривать выводы об их автохтонности, опираясь только на геохимические данные. Тем более, что находки "чуждых" субщелочных пород во фронтальной зоне Восточно-Камчатского пояса уже известны /Балуев и др., 1984/. Подчеркнем наиболее важные обстоятельства распределения РАЭ в продуктах вулканизма Курильских островов:

содержания РАЭ в петрохимически близких вулканитах статистически одинаковы, независимо от положения центров извержений относительно фронта островной дуги, некоторые исключения для промежуточной и тыловой зон связаны с наложением, а следовательно, и с условностью разграничения толеитовых и известково-щелочных составов;

поперечная зональность выражается в преобладании того или иного петрохимического (радиогеохимического) типа эффузивов, а именно толеитовых низкорadioактивных ассоциаций во фронтальной зоне и известково-щелочных, в том числе с повышенной калиестью и радиокативностью в тыловой зоне;

собственно радиогеохимическая зональность выражается в росте торий-урановых отношений от Северных Курильских островов к Южным.

Представление о количественном выражении радиогеохимической зональности в пределах Курило-Камчатской островодужной системы дает табл. 6. Удельные массы РАЭ в продуктах островодужного вулканизма и торий-урановые отношения, рассчитанные с учетом распространенности пород, возрастают от Восточной Камчатки к Северным, Центральным и далее к Южным Курильским островам и Хоккайдо при близких количествах калия. Напротив, вкрест простирания островодужной системы вариации U и Th тесно сопряжены с направленным от океана к окраинному морю накоплением суммы щелочей, в основном за счет калия, что также приводит к росту удельных масс РАЭ в изверженных породах тыловой зоны.

**Приложение результатов исследований
к петрологическим проблемам**

Характер фракционирования РАЭ в процессе возникновения и эволюции островодужных расплавов не противоречит мнению о единстве всего ряда изверженных пород от базальтов до риодацитов в пределах каждой из двух выделяемых серий. Для этих серий получено статистическое подтверждение их независимого происхождения или из различных по содержаниям К, U и Th субстратов, закономерно меняющихся от океана к внутреннему морю (эпимезозойской платформе), или в результате взаимодействия глубинного флюида с однородным источником на различных уровнях мантии, например в пределах двух волноводов, или за счет дискретного изменения состава флюидов, происхождение которых в этом случае связывается с обезвоживанием погружающейся океанической плиты (фронтальная зона), а затем с фазовыми переходами (тыловая зона). Неодинаковая протяженность путей инфильтрации флюидов приводит к различному обогащению зон плавления некогерентными, в том числе радиоактивными элементами. Все три модели соответствуют наблюдаемым закономерностям распределения РАЭ в поперечном профиле островной дуги. Предполагается, что возникновение разноглубинных магматических очагов сопряжено с развитием наклонной сейсмофокальной зоны /Тараканов, 1981 /, в свою очередь, эти очаги являются источниками расплавов с различными содержаниями К, U, Th. Размещение очагов влияет на количественное соотношение в составе продуктов вулканизма образований, в различной степени обогащенных РАЭ. Возможно, появление эффузивов с повышенной концентрацией U и Th вблизи фронтальной зоны на севере гряды связано с более крутым положением сейсмофокальной зоны.

Направленное изменение средних уровней накопления U, и особенно Th, от Восточной Камчатки к Хоккайдо вдоль Курильской гряды не коррелируется с мощностью и геофизической структурой земной коры. Если учесть что средние содержания К примерно равные, то рост средних количеств U и Th в продуктах вулканизма должен быть связан с увеличением их концентраций в источнике магм. Вероятно, нарастание содержаний РАЭ в вулканических породах происходит не равномерно, а дискретно от геотектонического блока к блоку, но для построения карты-тренда такой детальности не хватает данных. Предполагается, что радиоактивность магматических образований возрастает пропорционально сложности строения фундамента, что, в свою очередь, отражает длительность и напряженность его развития, ведущего к накоплению и мобилизации сиалических компонентов /Пузанков, 1978/. Это согласуется с представлениями о сложном многоэтапном формировании фундамента Курильской гряды в эпоху, предшествующую островодужному вулканизму, с которым сопряжено образование наблюдаемой геофизической структуры земной коры. Вместе с тем реальное распределение РАЭ вдоль Курильской гряды противоречит выводам Г.И. Аносова и др. /1985/ об океаническом (эвгеосинклинальном) типе литосферы этого региона. Было бы преждевременным исключать возможность того, что в составе комплексов фундамента Курильских островов присутствует и даже преобладают метаморфические и изверженные породы кислого состава. К такому выводу приходят авторы обстоятельной монографии, посвященной описанию фундамента тихоокеанской активной окраины, сообщая данные о широком распространении мезозойских гранитоидов на дне акватории Курильского блока /Шульдинер и

др., 1987/. О находках раннеюрских гранитов на о. Кунашир и о. Итуруп пишет И. П. Аверьянов /1987/. Анализ данных по изотопному составу свинца колчеданных рудопроявлений на о-вах Большой Курильской гряды свидетельствует о заложении Курильской островной дуги на архейском сиалическом фундаменте, сопоставимом с гнейсами Хида в Японии /Волобуев и др., 1987/. В то же время на распределение вулканических пород с различной концентрацией РАЭ вдоль Курильской гряды, по-видимому, влияет более высокое положение мантийного диапира на юге региона по сравнению с северным флангом островной дуги /Сывороткин, Русинова, 1987/, которое энергетически обеспечивает плавление корового субстрата и поглощение его мантийным материалом. И наконец, причина продольной радиогеохимической зональности может усматриваться в неоднородности верхней мантии. Накопление РАЭ в островодужных вулканитах, имеющих в основе своей мантийный источник, является, по всей видимости, гетерогенным процессом и включает мантийную и коровую составляющие, различные в разных регионах.

Итак, для вулканических образований Курило-Камчатской провинции выявлено значительное разнообразие концентраций U, Th и величин Th-U в зависимости от положения вулканических центров в тектонической структуре островодужной системы. Уровни накопления РАЭ в породах близких петрохимических типов, развитых в пределах Курильской гряды, сопоставимы с таковыми для Восточной Камчатки и Северо-Восточного Хоккайдо, но величины Th-U являются промежуточными между этими регионами. Нарастание массы РАЭ в продуктах извержений тыловой зоны островодужной системы сопряжено с увеличением щелочности лав и, возможно, связано с углублением магматических очагов, развитие которых обусловлено взаимодействием гетерогенных субстратов и глубинных флюидных потоков над сейсмофокальной зоной. Продольная зональность имеет историческую основу и связана с неоднородностью строения литосферного профиля вдоль островодужной системы, Приложение полученных данных к палеовулканическим провинциям дает возможность реконструировать как морфологию вулканических зон, так и особенности магмообразования, влияющие на формирование протогенного радиогеохимического фона.

Список литературы

- Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Волынец О. Н. и др. Геохимическая зональность лав Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. — 1985. — Т. 282, № 4. — С. 958 — 961.
- Аверьянов И. П. О возможном проявлении доостроводужных гранитоидов в фундаменте о. Кунашир и о. Итуруп (Курильские острова) // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 12—18 октября 1987 г. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. — Ч. 1. — С. 109 — 110.
- Аносов Г. И., Аргентов В. В., Петров А. В. и др. Земная кора Курило-Камчатского вулканического пояса и некоторые вопросы ее эволюции // Вулканизм и связанные с ним процессы. — Петропавловск-Камчатский: ДВНЦ АН СССР, 1985. — Ч. 1: Вулканическая деятельность, ее механизм, связь с геодинамикой, прогноз извержений и землетрясений. — С. 129—131.
- Антонов А. Ю., Волынец О. Н., Авдейко Г. П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 36—55.
- Балуев Э. Ю., Перепелов А. Б., Ананьев В. В., Тактаев В. Н. Высококалийевые

- андезиты фронтальной части островной дуги (Камчатка) // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 279, №4. — С. 977—981.
- Беляевский Н.И. Земная кора в пределах территории СССР. — М.: Недра, 1974. — 280 с.
- Бобров В.А., Кренделев Ф.П., Гофман А.М. Гамма-спектрометрический анализ в камере низкого фона. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. — 1975. — 70 с.
- Волобуев М.Н., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Глубинное строение Курильской островной дуги по данным свинцово-изотопных исследований // Вестн. МГУ. Сер. геол. — 1987. — № 6. — С. 23—35.
- Вольнец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н. Геохимия позднеплиоценовых субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — С. 108—126.
- Золотарев Б.П., Кравченко С.М., Соболев С.Ф. О корреляции содержаний калия и урана в четвертичных базальтоидах Большой Курильской островной дуги // Петрология и металлогения базитов. — М.: Наука, 1973. — С. 173—181.
- Кравченко С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. — М.: Наука, 1977. — 218 с.
- Кравченко С.М., Зайцев Е.И., Золотарев Б.П. и др. Уран и торий в дифференцированных базальтовых сериях Дальнего Востока, Сибири, Урала и Малого Кавказа // Радиоактивные элементы в горных породах. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — С. 115—120.
- Кравченко С.М., Семенов Г.С. Гамма-спектрометрическое определение урана, тория и калия в кайнозойских базальтах, андезитах и дацитах Курильских островов и Малого Кавказа // Докл. АН СССР, 1970. — Т. 193, № 2. — С. 437—440.
- Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской провинции. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. — 103 с.
- Пархоменко В.С. Анализ элементарного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии // Спектрометрические методы анализа в геохимии. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. — С. 18—30.
- Пузанков Ю.М. Радиоактивность неоген-четвертичных вулканитов островных дуг в соотношении со структурами и составом фундамента // Геология и геофизика. — 1978. — № 2. — С. 53—60.
- Пузанков Ю.М. Уран и торий в кремнекислых вулканических породах Камчатки // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 268, № 2. — С. 441—444.
- Пузанков Ю.М. Уран и торий в кайнозойских базальтоидах Камчатки // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 279, № 2. — С. 463—467.
- Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Дучков А.Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатки. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. — 126 с.
- Сывороткин В.Л., Русинова С.В. О причинах продольной петрохимической зональности Курильской островной дуги // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 12—18 октября 1987 г. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. — Ч. 1. — С. 154—155.
- Тараканов Р.З. Фокальные зоны и их роль в развитии островодужных систем // Геология дальневосточной окраины Азии. — Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1981. — С. 53—66.

- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1963. — № 5. — С. 670 — 686.
- Чердынцев В. В. Ядерная вулканология. — М.: Наука, 1973. — 208 с.
- Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И. Фундамент тихоокеанских активных окраин. — М.: Наука, 1987. — 208 с.
- Katsui Y., Oba Y., Ando S. Et al. Petrochemistry of the quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan // J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. — 1978. — Ser. IV, vol. 18, N 3. — P. 449 — 484.
- Kurassawa H. Isotopic composition of lead and concentration of uranium, thorium and lead volcanic rocks from Dōgo of the Oki islands, Japan // Geochem. J. — 1968. — Vol. 2, N 1. — P. 11—28.
- Masuda Y., Aoki K. Two types of island arc tholeite in Japan // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1978. — Vol. 39, N 2. — P. 298 — 302.
- Tatsumoto M. Uranium, thorium and lead abundances in volcanic rocks from Hawaii, Iwo Jima and Japan // Geol. Soc. America. Spec. Paper. — 1965. — N 82. — 205 p.
- Tatsumoto M., Knight R. J. Isotopic composition of lead in volcanic rocks from central Honshu — With regard to basalt genesis // Geochem. J. — 1969. — Vol. 3. — P. 53 — 86.