

УДК 552.181 (576.66)

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ТЫЛОВОЙ ЧАСТИ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ АЧАЙВАЯМ-ВАЛАГИНСКОЙ ПАЛЕОДУГИ В СТРУКТУРЕ ХРЕБТА КУМРОЧ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

© 2016 А.Н. Сухов¹, Н.В. Цуканов², Б.В. Беляцкий³, Д.Д. Рукавишников²¹ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, 119017²ФГБУН Институт океанологии РАН, Москва, 117997, Москва; nvts_ov@rambler.ru³ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург

В статье представлены новые данные по изотопно-геохимическому составу вулканических пород Кумрочского сегмента Ачайвалям-Валагинской вулканической дуги позднемелового-раннепалеогенового возраста. Показано, что в составе островодужных базальт-андезитовых лав вулканогенно-туфогенной толщи хапицкой свиты выделяются три серии пород, различающихся по содержанию K_2O и по соотношению феррических компонентов и SiO_2 : низкокалийевая (толеитовая), среднекалийевая (известково-щелочная) и высококалийевая (щелочная). Проведено сравнение составов изученных пород с базальтами Идзу-Бонинской вулканической островной дуги. Полученные результаты позволяют предполагать, что образцы среднекалийевой и высококалийевой групп формировались в тыловой зоне вулканической дуги, а низкокалийевые толеиты, вероятно, в междуговом рифте.

Ключевые слова: базальты, редкие элементы, Камчатка, геохимия, вулканические островные дуги.

ВВЕДЕНИЕ

Верхнемеловые – нижнепалеогеновые вулканогенные и туфогенно-осадочные комплексы участвуют в строении аккреционного фундамента Камчатской активной континентальной окраины. Они широко распространены в пределах Восточных хребтов (хр. Кумроч, Тумрок, Валагинский, п-ов Озерной) Камчатского полуострова, Срединного хребта на Камчатском перешейке, Олюторском хребте в Корьякском нагорье и входят в состав протяженного Ачайвалям-Валагинского тектоно-стратиграфического террейна островодужной природы (Аккреционная ..., 1993; Геологическая ..., 2005, 2006; Шапиро, 1995). Время формирования комплексов для разных частей этого террейна практически совпадает, и укладывается в интервал сантон-кампамастрихт-ранний палеоцен (Аккреционная ..., 1993). Структура террейна характеризуется покровно-складчатым и чешуйчато-надвиговым строением. Анализ особенностей состава, слагающих его комплексов, позволяет провести корреляцию между различными фрагментами

этой структуры и попытаться восстановить поперечную зональность вулканической палеоостроводужной системы. Ранее (Аккреционная ..., 1993; Коваленко и др., 2009; Цуканов и др., 2008) для вулканических пород хребта Кумроч было показано, что вулканы толеитовой и известково-щелочной серий формировались синхронно и имеют типичные особенности состава, характерные для островодужных магм. На основе анализа редкоземельных, микроэлементов и изотопов неодима было высказано предположение, что породы хапицкой свиты хребта Кумроч и о. Карагинский формировались во фронте островной дуги и выплавлялись из наиболее деплетированных по изотопному составу и высокозарядным элементам гранат содержащих источников мантийного клина при активном участии флюидов (Коваленко и др., 2009). Нами получены новые химические, редкоэлементные и изотопные данные по северной части хр. Кумроч, где обнажаются эффузивно-пирокластические и туфогенно-осадочные комплексы позднемелового-раннепалеогенового возраста. Целью настоящей работы является

установление геодинамической позиции вулканических комплексов на основе анализа особенностей химического и изотопного состава этих образований, а также сравнение их с данными по современным внутриокеаническим островным дугам с оценкой их предполагаемого места в латеральном ряду вулканической палеодуги.

Основные черты геологического строения и районы отбора проб. В северной части хр. Кумроч вулканогенно-осадочные образования наиболее полно представлены разрезами хапицкой свиты общей мощностью более 2000 метров. Они согласно, но с размывом, перекрываются терригенными отложениями дроздовской свиты палеоценового возраста (рис. 1, 2) (Геологическая ..., 2005, 2006; Соловьев, 2008). К востоку и юго-вос-

току от области распространения эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных толщ, широко развиты терригенно-кремнистые и эффузивные образования ветловского комплекса ($K_2 km-P_1$) окраинноморской природы (Цуканов и др., 2014). В северо-западной части хр. Кумроч картируется крупный Кротонский массив перидотит-габбрового состава. В современной структуре изученные комплексы находятся в покровных взаимоотношениях, где на вулканогенно-осадочные образования хапицкой свиты надвинуты серпентинизированные гипербазиты и габброиды Кротонского массива, а на востоке, юго-востоке толщи хапицкой и дроздовской свит надвинуты на породы ветловского комплекса. Покровная структура «запечатывается» неав-

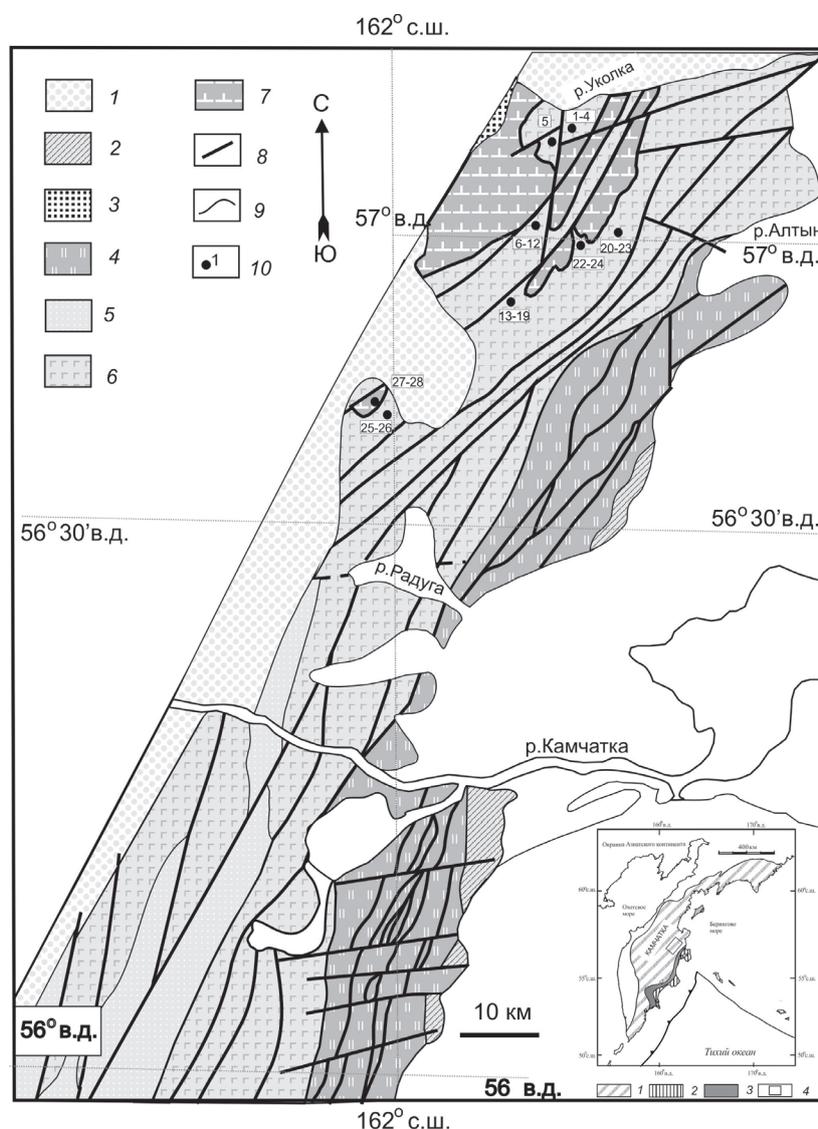


Рис 1. Геологическая схема северной части хр. Кумроч: 1 — отложения Центрально-Камчатского прогиба и Восточно-Камчатского вулканического пояса (N_2-Q); 2 — тюшевская серия (P_3-N_1); 3 — правократонская свита (P_2); 4 — ветловский комплекс ($K_2 km-P_{1-2}$); 5 — дроздовская свита (P_1); 6 — хапицкая свита ($K_2 km-m-P_{1d}$); 7 — серпентинизированные гипербазиты, габброиды и серпентинитовый меланж; 8 — разрывные нарушения недифференцированные; 9 — геологические границы; 10 — места отбора образцов. На врезке: 1 — Ачайваям-Валагинский террейн; 2 — Кронцкий террейн; 3 — Ветловский террейн; 4 — район исследований.

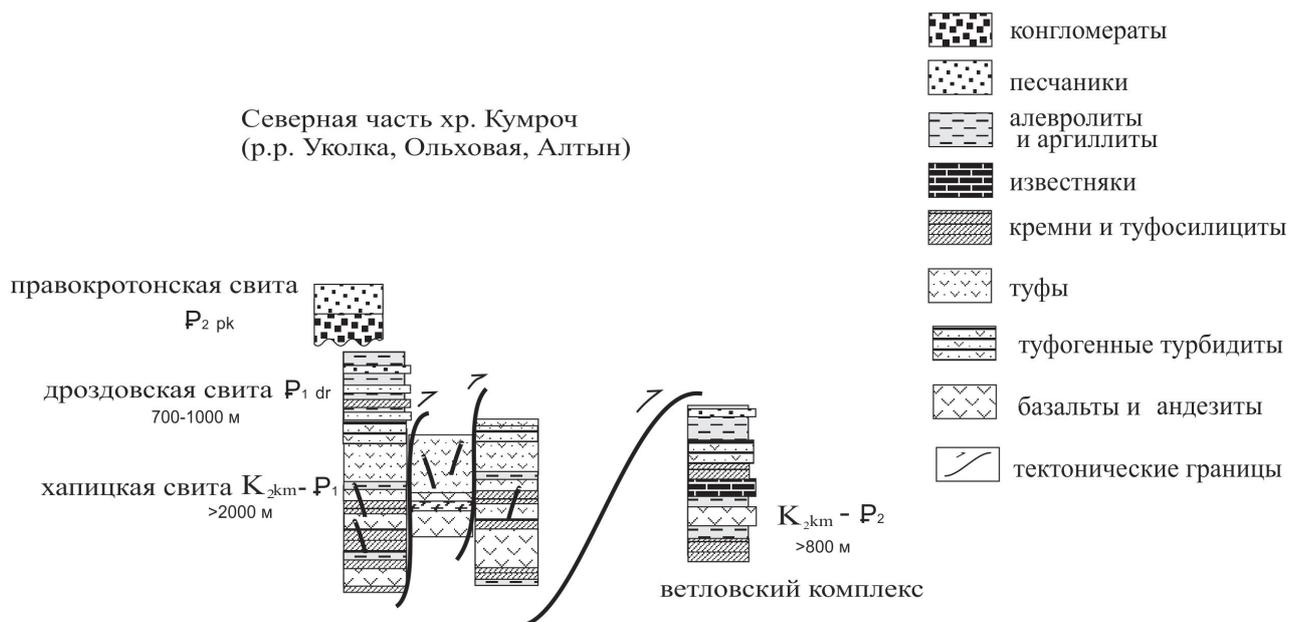


Рис. 2. Схематические колонки и соотношение структурно-вещественных комплексов северной части хребта Кумроч.

тохтонным чехлом эоцен-миоценового возраста (Цуканов, 1985; Геологическая ..., 2005).

Изученные нами породы участвуют в строении различных пачек хапицкой свиты, развитых в северной части хр. Кумроч, в бассейне р.р. Уколка – Алтын. Также при анализе использовались образцы из хапицкой свиты и блоков в меланже из средней части хр. Кумроч (бассейн р.р. Радуга и Россошина), которые представлены базальтами и долеритами.

Толщи хапицкой свиты характеризуются сильной фациальной изменчивостью и сложены в различных районах северной части хр. Кумроч различными по составу и строению пачками (Цуканов, 1991). Нами изучены образцы базальтов и андезибазальтов (из коллекции Б.А. Марковского, ВСЕГЕИ) из р-она р.р. Средняя Уколка, среднего течения р. Уколка, Ольховая, Алтын, руч. Кумроч (рис. 1, 2). В междуречье р.р. Средняя Уколка – Ольховая разрез представлен пачками переслаивания туфов, базальтов и кремнистых алевролитов. В междуречье р.р. Уколка – Алтын широко распространены фации грубых вулканических брекчий, расслоенных телами и потоками массивных и подушечных базальтов и андезибазальтов и пакетами пестрых кремней и туфосилицитов. Анализ строения верхнемеловых толщ, проведенный ранее (Цуканов, 1991), показал, что они представляют собой полифациальный комплекс вулканической зоны, где нижние и центральные части сложены базальтами, андезибазальтами, туфами с прослоями кремнистых и туфокремнистых пород, и вверх по разрезу и по латерали, сменяются грубыми туфами, туффитами и вулканогенными

песчаниками с прослоями базальтов, андезибазальтов и туфосилицитов. Нижние горизонты имеют кампанский (сантон-кампанский) возраст, а верхние пачки — позднекампан-маастрихтский и позднемаастрихт-датский (Цуканов, 1991).

Использованные аналитические методы. Химический состав пород был изучен методом РФА на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer в лаборатории Геологического института (ГИН) РАН (Москва), определение п.п.п. проводилось весовым методом, FeO (II) определялся тетраметрическим методом (аналитик Б.В. Ермолаев). Микроэлементный состав изучался ICP-MS — методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-6500 в ГИН РАН (Москва), аналитик О.И. Окينا, и в Институте минералогии и геохимии редких элементов (ИМГРЭ) (Москва), аналитики Р.У. Кабирова.

Определение изотопного состава $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ было выполнено на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в ЦИИ Всероссийского Геологического института (ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург) по стандартной методике в статическом режиме. Средняя воспроизводимость анализов при определении изотопного состава Nd была не хуже 0.005% (2 σ) для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Изотопный состав стандарта Nd определенный во время проведения аналитических работ составил для JNdi-1: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512112 \pm 0.000002$, а для Pb NIST-981: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.937 \pm 0.011$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.492 \pm 0.017$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.722 \pm 0.017$.

Для определения концентрации изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионно-обменных колонках. Бланки (холостой опыт) во время проведения анализов не превышали 0.01 и 0.05 нг для Rb и Sr, и 0.02 нг для Sm, Nd, и Pb. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ) в статическом режиме. Для нормализации использовались значения $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Величина измеренных международных стандартов соответствовала: JNdi-1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512106 \pm 5$; NBS-987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710218 \pm 6$. Погрешность соответствующего изотопного отношения в таблице приведена при 95% уровне значимости в абсолютных величинах (2s, abs) или процентах (2s, %).

СОСТАВ ПОРОД

Петрография. Изученные нами вулканы хапицкой свиты петрографически представлены преимущественно оливин — клинопироксен — плагиоклазовыми порфиоровыми базальтами. Характерно постоянное присутствие в их составе, иногда в избыточном количестве, интрателлурических вкрапленников основных породообразующих минералов — хромшпинелидов, оливина, клинопироксена, плагиоклаза — часто трещиноватых, обломков кристаллов, со следами растворения и последующего обрастания их поздними генерациями. Все эти явления свидетельствуют о наличии ряда долгоживущих магматических камер с длительной внутрикамерной дифференциацией, приводящей к появлению, наряду с мафическими разностями пород ярко выраженных лейкократовых, сугубо плагиоклазовых базальтов и андезибазальтов, формировавшихся в апикальных частях камер.

Другой, обращающей на себя внимание, особенностью состава пород является очень слабо выраженная миндалекаменность пород, что может рассматриваться как проявление относительно слабой газонасыщенности магмы и достаточно большой глубиной излияний. В породах также слабо проявлен низкотемпературный метаморфизм. Почти полностью отсутствует альбитизация плагиоклазов, сохраняющих свой первичный состав. Оливин часто замещен слюдястым минералом, с высоким двупреломлением (гидробиотит?), который развивается по участкам стекла и стекловатого базиса. Низкая степень метаморфизма, не характерна в целом, для складчатых островодужных

толщ верхнего мела Восточной Камчатки. Такую особенность, изученных образцов, можно объяснить, возможно, тем, что некоторые фрагменты древнего вулканического сооружения в ходе формирования тектонической структуры были выведены из области активного воздействия гидротермального метаморфизма.

Петрохимический состав пород. В качестве базовой характеристики для систематизации массива анализов пород, и для решения задачи по установлению предполагаемой поперечной зональности в верхнемеловой вулканической палеодуге, мы использовали содержания калия, которое возрастает в вулканических породах островных дуг над зонами субдукции при удалении от глубоководного желоба (табл. 1). На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 3а), рассматриваемые породы варьируют от низкокалийевых (НКП) — (0.12 – 0.5% K_2O), через среднекалийевые (СКП) — (0.6 – 1.9 % K_2O) до высококалийевых щелочных (ВКП) (шошонтовых) — (2.0 – 3.5% K_2O). На диаграмме сумма щелочей — кремнезем большая часть всех пород, включая часть ВКП, занимают субщелочную область, причем НКП показывают более низкое положение на диаграмме. Вместе с тем, другая часть ВКП и некоторые СКП попадают в щелочную серию.

Выделенные группы по содержанию калия разделяются также на дискриминационных диаграммах AFM и на фемических диаграммах Миасиро (Plank, 1998) (рис. 3б, 3в). НКП преимущественно занимают толеитовую область (ТН); СКП и ВКП ведут себя менее определенно, попадая в толеитовую, и в известково-щелочную (СА) области, что может быть связано с процессами фракционирования, либо с поздним метаморфическим перераспределением элементов.

Изученные породы представляют умеренно дифференцированную по кремнезему, базальт-андезитовую серию с содержанием SiO_2 от 50 до 59%. На вариационных диаграммах с SiO_2 точки составов показывают неясно выраженные дифференционные тренды, по-видимому, как результат неравновесного валового состава пород из-за присутствия, как указывалось выше, избыточного количества ксенокристов и интрателлурических вкрапленников.

Магнезиальность пород колеблется в широких пределах от 72 до 37. Вариационные диаграммы с MgO показывают общую тенденцию в поведении главных петрогенных элементов, отражающие характер фракционирования исходной базальтовой магмы (рис. 4а-г). Однако на этих диаграммах, за исключением MgO – K_2O , устойчивой дискриминации пород, выделенных по содержанию калия, не наблюдается и поведение на графиках фигуративных точек всех

Таблица 1. Валовый состав (%) и содержание элементов-примесей (в г/т) изученных вулканических пород северной части хр. Кумроч

	1	2	3	4	5	6	7	8
	К83-022	К83-22/1	К83-022/3	К83-050	К83-013/6	К83-036/5	К83-036/6	К83-38/1
SiO ₂	50.08	48.62	50.16	49.13	49.97	50.99	49.59	55.49
TiO ₂	0.66	0.52	0.68	0.70	0.88	0.79	0.51	0.49
Al ₂ O ₃	14.49	12.05	17.34	11.84	17.52	18.66	13.46	16.84
Fe ₂ O ₃ *	10.86	11.06	10.56	10.39	12.81	8.48	9.55	5.88
MnO	0.25	0.30	0.20	0.19	0.24	0.11	0.39	0.10
MgO	6.54	9.55	4.53	6.93	7.23	3.56	8.17	5.39
CaO	11.78	13.06	11.45	13.43	4.09	7.90	12.60	4.58
Na ₂ O	2.36	1.30	2.66	2.75	4.89	5.21	2.58	3.90
K ₂ O	0.49	0.12	0.43	1.19	1.80	1.17	1.72	3.20
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.08	0.33	0.23	0.19	0.18	0.31
п.п.п.	2.07	3.12	1.88	3.48	0.01	2.69	0.01	3.40
Σ	99.66	99.77	99.95	100.36	99.67	99.75	98.76	99.58
Cs	0.08		0.20	0.14	1.65	1.43	0.27	0.58
Rb	4.6		5.8	15.5	28	22	20	47
Ba	186		376	887	221	580	324	1347
Th	0.29		0.48	1.34	0.41	3.3	0.20	3.9
U	0.15		0.23	0.75	0.33	0.94	0.19	1.12
Nb	0.43		0.86	0.67	2.4	1.5	1.8	2.6
La	2.2		2.7	7.8	6.5	11.7	2.7	13.6
Ce	5.6		7.1	17.5	15.2	22	6.8	29
Pr	0.91		1.10	2.6	2.2	2.9	1.08	3.6
Sr	271		291	433	157	402	425	314
Nd	4.7		5.5	11.8	10.4	12.0	5.5	14.3
Zr	27		36	36	34	40	22	61
Sm	1.7		1.9	3.3	2.7	3.1	1.7	3.4
Hf	0.88		1.20	1.13	1.03	1.29	0.71	1.6
Eu	0.60		0.74	1.06	0.88	1.07	0.59	0.93
Gd	2.2		2.8	3.6	3.0	3.7	2.0	3.0
Tb	0.39		0.49	0.50	0.48	0.57	0.34	0.48
Dy	2.5		3.2	2.9	2.8	3.6	2.1	2.7
Y	16.1		17.2	14.3	17.1	19.1	13.1	17.2
Ho	0.58		0.71	0.58	0.55	0.77	0.44	0.57
Er	1.7		2.1	1.6	1.6	2.3	1.3	1.7
Tm	0.24		0.31	0.23	0.21	0.33	0.19	0.27
Yb	1.7		2.1	1.6	1.4	2.0	1.3	1.8
Lu	0.25		0.33	0.24	0.22	0.34	0.20	0.30
Cr	212		45	411	47	38	296	167
Ni	88		30	95	31	33	68	150
V	322		308	328	377	359	310	177
Pb	3.8		3.7	3.6	2.4	7.4	2.2	5.9
Sc	56		42	48	33	24	46	16

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Таблица 1. Продолжение

	9	10	11	12	13	14	15	16
	К83-38/2	К83-38/3	К83-41/1	К83-41/3	К83-086/8	К83-086/11	К83-88/1	К83-92
SiO ₂	52.00	49.24	49.54	50.96	50.74	50.74	49.58	51.28
TiO ₂	0.78	0.81	0.61	0.66	0.79	0.56	0.84	1.45
Al ₂ O ₃	15.33	16.72	17.96	16.41	19.64	14.14	12.77	15.56
Fe ₂ O ₃ *	9.68	10.39	6.98	9.43	7.04	10.56	9.06	9.38
MnO	0.23	0.18	0.18	0.17	0.23	0.22	0.21	0.21
MgO	2.93	6.13	4.48	4.75	3.40	5.24	8.09	5.89
CaO	5.34	9.14	8.05	9.53	10.64	11.49	12.50	7.36
Na ₂ O	4.31	2.77	4.19	3.16	3.07	2.05	2.00	3.02
K ₂ O	3.21	1.43	1.30	1.96	1.10	2.37	1.68	1.90
P ₂ O ₅	0.79	0.26	0.14	0.78	0.22	0.34	0.33	0.37
п.п.п.	4.65	2.54	6.27	2.41	3.33	2.50	2.62	3.24
Σ	99.24	99.61	99.70	100.21	100.20	100.22	99.68	99.66
Cs	2.7			0.16	0.90	0.08	0.16	1.32
Rb	42			20	17.0	18.0	19	38
Ba	3772			720	413	909	562	664
Th	4.4			1.16	2.12	0.3	0.65	6.6
U	1.32			0.57	0.85	0.19	0.41	2.09
Nb	2.3			2.6	3.2	0.45	0.63	4.7
Ta	20			11.7	8.6	3.6	5.6	17.3
Ce	47			25	18.6	7.1	13.9	39
Pr	6.9			3.7	2.5	1.10	2.03	5.5
Sr	679			909	472	402	558	319
Nd	29			15.8	10.8	5.5	9.7	22
Zr	84			45	54	22	35	117
Sm	7.3			3.8	2.8	1.9	3.0	5.5
Hf	2.8			1.5	1.78	0.83	1.15	3.8
Eu	1.81			1.14	0.98	0.66	1.07	1.40
Gd	7.3			3.6	3.3	2.5	3.7	6.3
Tb	1.00			0.53	0.53	0.41	0.57	0.96
Dy	5.6			2.9	3.3	2.6	3.3	5.8
Y	28			17.0	17.7	14.3	17.6	31
Ho	1.17			0.61	0.71	0.56	0.69	1.28
Er	3.3			1.7	2.1	1.6	1.9	3.7
Tm	0.48			0.25	0.30	0.24	0.29	0.56
Yb	3.1			1.7	2.0	1.6	1.8	3.7
Lu	0.50			0.27	0.32	0.27	0.29	0.62
Cr	9			106	36	90	317	41
Ni	14			69	21	43	75	32
V	225			339	261	374	363	353
Pb	17.1			5.9	10.4	3.0	3.8	30
Sc	19			26	18	36	50	28

Таблица 1. Продолжение

	17	18	19	20	21	22	23	24
	K83-92/1	K83-096/6	K83-88	374/3-84	374/1-84	126-84	127-84	117/3
SiO ₂	49.97	49.59	49.2	48.23	53.14	49.62	50.58	48.46
TiO ₂	1.10	0.50	0.60	1.02	0.94	0.44	1.06	0.86
Al ₂ O ₃	16.26	11.72	11.6	16.26	17.65	12.26	16.46	17.61
Fe ₂ O ₃ *	11.05	9.54	8.8	11.60	7.93	6.97	11.08	11.42
MnO	0.30	0.38	0.22	0.29	0.13	0.14	0.20	0.17
MgO	3.87	6.37	6.85	4.04	6.53	9.24	5.03	4.81
CaO	10.09	13.13	15.0	8.27	6.87	12.33	8.56	10.04
Na ₂ O	2.01	2.74	2.31	3.28	2.44	1.34	3.50	2.10
K ₂ O	0.96	1.91	2.16	1.96	0.94	3.46	0.60	0.50
P ₂ O ₅	0.21	0.33	0.51	0.98	0.33	0.34	0.19	0.13
п.п.п.	3.93	3.79	3.01	2.31	2.80	3.42	2.58	3.68
Σ	99.75	99.98	100.1	98.24	99.70	99.56	99.84	99.78
Cs			0.32	0.70			1.25	0.19
Rb			23	31.98			5.78	6.04
Ba			600	1867.48			407.65	251.31
Th			0.72	3.85			1.53	1.55
U			0.95	1.35			1.49	0.49
Nb			0.49	2.59			3.10	1.02
Ta			6.1	0.27			0.39	0.09
La			15.2	20.51			6.54	6.46
Ce			2.2	47.35			15.56	16.66
Pr			518	н.о.			2.17	2.14
Sr			10.5	778.20			390.49	306.71
Nd			28	29.52			10.36	10.28
Zr			3.1	93.56			64.70	45.54
Sm			1.01	7.06			2.98	3.38
Hf			1.08	2.77			1.79	1.45
Eu			3.8	1.81			1.06	1.03
Gd			0.55	6.39			3.58	3.42
Tb			3.2	0.90			н.о.	н.о.
Dy			16.4	5.30			3.82	3.68
Y			0.64	30.76			27.44	20.44
Ho			1.8	1.08			0.84	0.86
Er			0.25	2.95			2.43	2.55
Tm			1.6	0.43			0.38	0.39
Yb			0.27	2.77			2.42	2.23
Lu			338	0.43			0.38	0.42
Cr			77	5			10	8
Ni			366	5			6	1.3
V			3.8	350			420	285.4
Pb			51					5.4
Sc			0.32					31.2

Таблица 1. Окончание

	25	26	27	28
	2709b	2779	k85134/5	k85123/2
SiO ₂	50.30	47.93	54.06	49.14
TiO ₂	0.77	0.58	0.73	0.88
Al ₂ O ₃	18.76	13.43	14.99	16.72
Fe ₂ O ₃ *	10.41	11.20	12.47	11.32
MnO	0.22	0.17	0.19	0.18
MgO	5.00	7.90	4.65	6.68
CaO	4.15	12.85	6.61	9.46
Na ₂ O	4.45	1.44	3.06	3.29
K ₂ O	2.23	0.84	0.95	0.45
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.13	0.13
п.п.п.	3.60	3.08	2.09	1.70
Σ	100.12	99.65	99.93	99.95
Cs	0.95	0.73	0.04	0.12
Rb	40.90	19.15	18.13	6.66
Ba	1052.98	457.06	128.96	170.94
Th	7.33	0.86	0.25	0.35
U	2.14	0.33	0.18	0.18
Nb	2.68	0.54	0.59	0.70
Ta	0.15	0.02	0.03	0.05
La	17.87	5.07	3.31	3.59
Ce	38.96	11.82	9.13	9.41
Pr	н.о.	1.69	1.53	1.55
Sr	509.37	292.57	363.68	657.51
Nd	20.90	8.11	7.86	8.11
Zr	119.15	27.80	49.51	85.65
Sm	4.84	2.26	2.38	2.34
Hf	3.54	0.90	1.52	2.32
Eu	1.22	0.67	0.83	0.87
Gd	4.86	2.62	2.81	2.82
Tb	0.74	н.о.	н.о.	н.о.
Dy	4.50	2.44	3.02	2.93
Y	28.78	15.97	17.90	24.48
Ho	0.97	0.53	0.68	0.63
Er	2.75	1.56	1.98	1.79
Tm	0.43	0.24	0.30	0.27
Yb	2.78	1.62	1.90	1.69
Lu	0.44	0.26	0.29	0.26
Cr			42	47
Ni			68	25
V			390	402
Pb				
Sc				

Примечание. Образцы: 1-4 — р. Ольховая; 5 — среднее течение р. Уколка; 6-12 — руч. Кумроч; 13-19 — верховья р. Уколка; 20-24 — верховья р. Алтын; 25-28 — верховья р. Радуга.

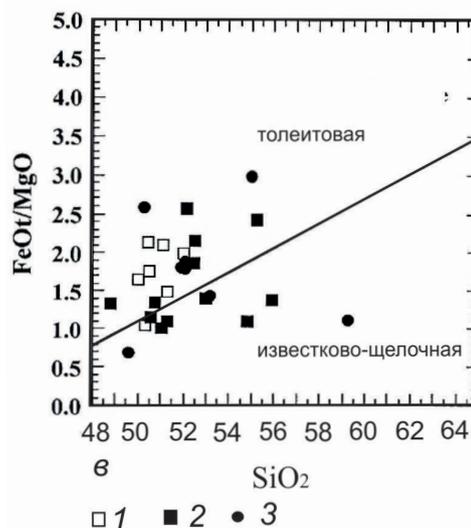
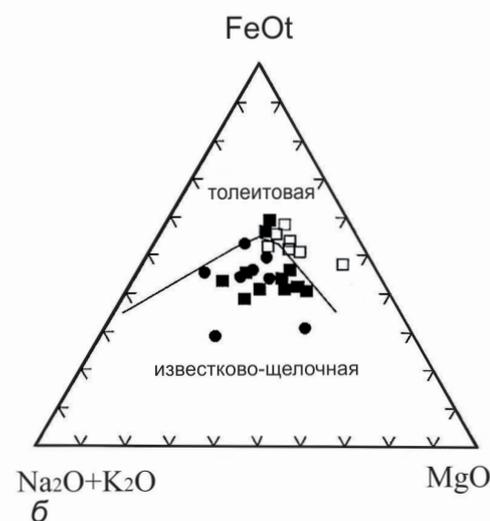
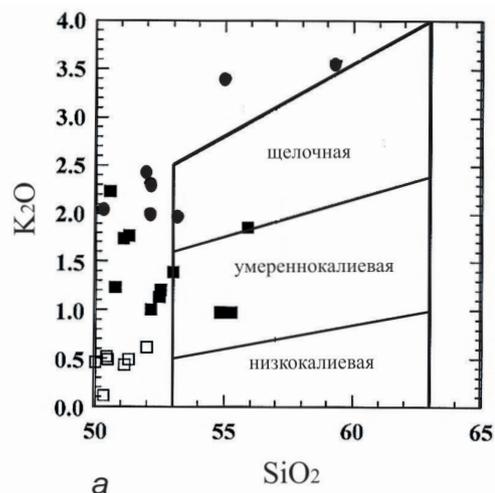


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для базальтов хр. Кумроч: а — SiO₂-K₂O по (Gill, 1981); б — тройная Na₂O+K₂O-FeOt-MgO (Irving, Baragar, 1971); в — SiO₂-FeOt/MgO (Myashiro, 1974). Условные обозначения: 1 — низкокалиевые породы (НКП); 2 — среднекалиевые породы (СКП); 3 — высококалиевые породы (ВКП).

составов пород подчиняются общему тренду фракционирования.

Все породы характеризуются относительно низким содержанием TiO_2 (0.5–1.5%), большими вариациями и отчетливо выраженным накоплением Al_2O_3 (12.18–20.27%) и умеренным возрастанием общего содержания железа $FeO_{об}$ (5.22–11.73). Эта тенденция, типичная для базальтовых расплавов, образующихся в условиях островных дуг. Она определяется ранней кристаллизацией оливина (+ хромшпинели) и клинопироксена, с последующим присоединением кальциевого плагиоклаза и протекает в условиях повышенного содержания воды и высокой фугитивности кислорода (Sisson, Grove, 1993). Эти процессы приводят к подавлению фракционирования плагиоклаза, способствуют ранней кристаллизации окислов железа (магнетита), обогащению магмы кремнеземом и направляют дифференциацию исходной магмы в сторону образования известково-щелочного тренда. Фракционирование магмы и последовательное отделение дифференцированных порций расплавов приводило к образованию серии составов, варьирующих от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых, наблюдаемых на вариационных диаграммах.

Одним из индикаторов процесса фракционирования магмы служат концентрации и соотношение в породах хрома и никеля. В исследованных образцах содержание хрома меняется от 411 до 9 г/т, никеля 95–14 г/т. На диаграмме $Cr/Ni-MgO$ (рис. 4д) присутствуют породы с соотношением этих элементов <4 , что заметно выше, чем обычно их среднее (~ 3) отношение в базальтах при содержании MgO около 8% (Gill, 1981). Причина этого может быть в избыточном содержании в этих образцах захваченных кристаллов хромшпинелидов, о чем упоминалось выше, и отмечается только для пород с повышенным содержанием калия (СКП и ВКП).

Геохимия редкоэлементного и изотопного состава. На вариационных диаграммах MgO с малыми элементами (рис. 4) их поведение, в целом, соответствует общему тренду накопления в процессе фракционирования и дискриминация по калию выражена сильнее. Совместно с калием дискриминация наблюдается также и по сопутствующим низкозарядным литофильным элементам — Rb, Cs, Ba, Sr. При этом НКП всегда обеднены этими элементами и занимают на графиках наиболее низкое положение. Содержания этих элементов в НКП составляют для Rb (4.6–33 г/т), Cs (0.08–0.19 г/т), Ba (186–376 г/т), Sr (271–76 г/т) и заметно возрастают для СКП — Rb (6.0–3 г/т), Cs (0.069–1.65 г/т), Ba (221–887 г/т), Sr (157–886 г/т) и ВКП — Rb (15.4–47 г/т), Cs (0.077–2.7 г/т), Ba (600–3372 г/т), Sr (314–909 г/т).

Для высокозарядных литофильных элементов (Nb, Hf, Zr, Y, Th) их распределение менее выражено. В НКП и СКП их содержания схожи, тогда как в ВКП заметно выше.

Распределение редких земель также имеет противоречивый характер. В каждой из выделенных по калию группам присутствуют породы, в которых содержание и относительные соотношения легкой и тяжелой частей спектра РЗЭ не коррелируют с содержанием калия. Это, очевидно, следует связывать с его подвижным поведением при вторичном преобразовании базальтов и указывает на определенную условность этих подразделений. Хондрит-нормированные графики редких земель, построенные отдельно для НКП и для СКП и ВКП демонстрируют эту условность (рис. 5а, б). По составу редких земель выделяется два типа базальтов: численно небольшой, слабо обедненный, субхондритовый с La_N/Sm_N (0.84–1.08), отвечающие по валовому составу островодужному толеиту, и преобладающий, обогащенный, с La_N/Sm_N (1.2–1.9), отвечающий известково-щелочным базальтам и шошонитам (рис. 5в, 5г). Их различия наглядно показывают расширенные графики литофильных элементов, нормированные по N-MORB. Все изученные нами базальты демонстрируют спектры распределения типичные для пород островодужного генезиса. Они характеризуются наличием заметных отрицательных аномалий (Nb (Ta), Zr, Hf, Ti), свидетельствующих о заметном дефиците этих элементов в исходной магме (и, возможно, в источнике), и крупных положительных аномалий (Cs, Rb, Ba, U, K, Sr, Pb, отчасти Th — для толеитов, Th и лантаноидов — для СКП и ВКП). При этом степень обогащения этими элементами возрастает на порядок в СКП и ВКП по сравнению с НКП и на два порядка по сравнению с N-MORB.

Важно отметить, что правая, тяжелая часть спектра для НКП имеет практически горизонтальное распределение высокозарядных элементов, при их близком, чуть сниженном содержании, чем в океаническом базальте. Небольшой угол наклона для этой части спектра, наблюдаемый у СКП и ВКП, указывает на меньшую степень частичного плавления их мантийного источника по сравнению с НКП. Эти данные указывают на то, что вариации в содержаниях и относительных соотношениях легких литофильных элементов в СКП и ВКП, по-видимому, связаны не с увеличением глубины плавления, а, учитывая данные отношений радиогенных изотопов, в значительной мере обусловлены интенсивностью поступления флюидов из зоны субдукции.

Изотопные отношения Nd, Sr и Pb были измерены в нескольких образцах базальтов

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

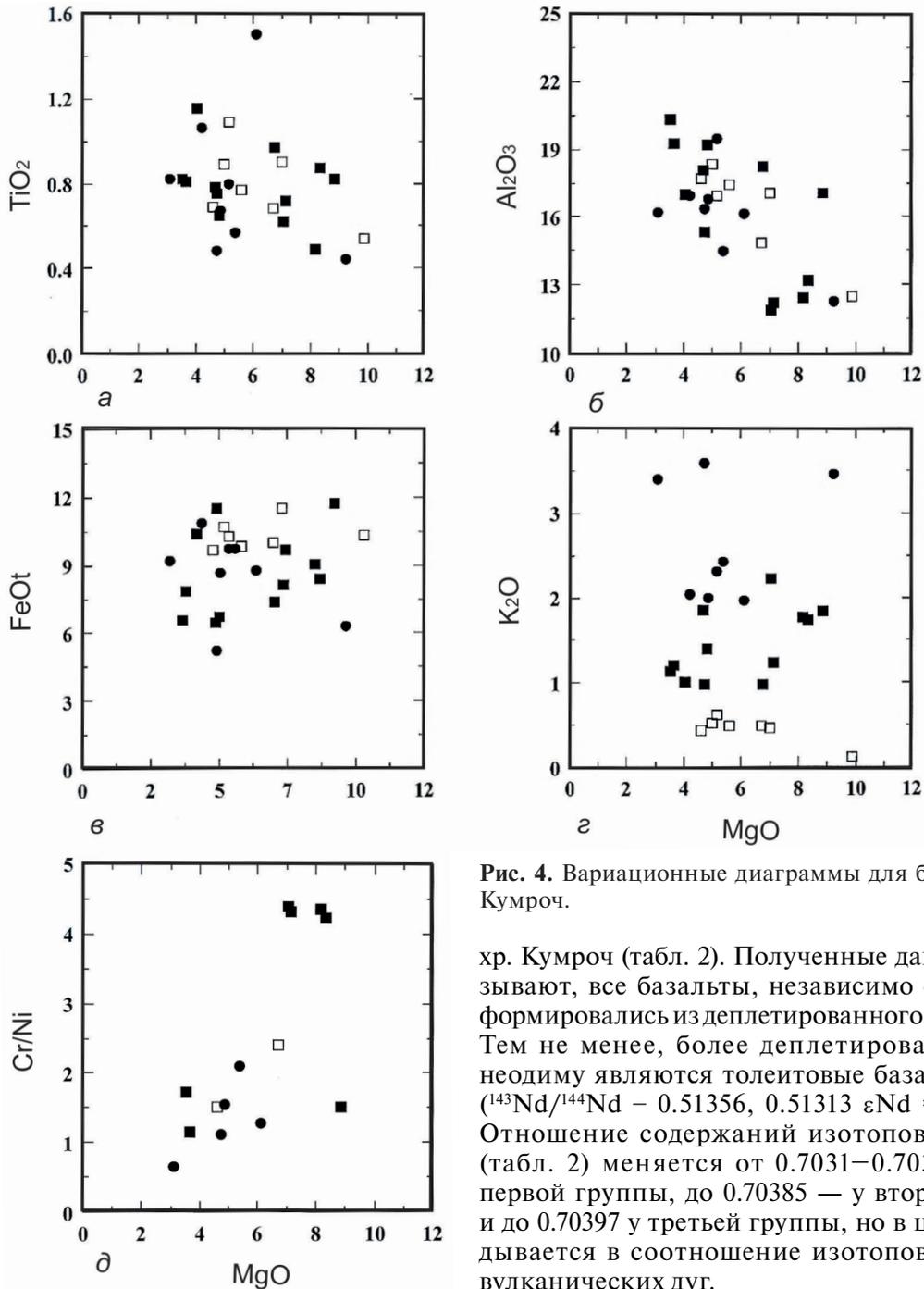


Рис. 4. Вариационные диаграммы для базальтов хр. Кумроч.

хр. Кумроч (табл. 2). Полученные данные показывают, все базальты, независимо от состава, формировались из деплетированного источника. Тем не менее, более деплетированными по неодиму являются толеитовые базальты НКП ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.51356, 0.51313$ $\epsilon\text{Nd} = 9.7-10.0$). Отношение содержаний изотопов стронция (табл. 2) меняется от 0.7031–0.7035 у пород первой группы, до 0.70385 — у второй группы и до 0.70397 у третьей группы, но в целом укладывается в соотношение изотопов стронция вулканических дуг.

Таблица 2. Изотопный состав вулканических пород хребта Кумроч

№ обр.	K83-022	k85123/2	K83-41/3	K83-013/6	K83-38/2	2779	k85134/5
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51315647	0.513132	0.513093	0.51306684	0.5130775	0.5131	0.513155
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.20679202	0.18420403	0.1427865	0.1633787	0.1426474	0.1702	0.181459
$\epsilon\text{Nd}(T)$	10.0190649	9.76595827	9.3930167	8.68589397	9.091738	9.32363	10.24274
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70356199	0.70309873	0.7032343	0.70385089	0.7039667	0.70374	0.703231
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.2954624	18.6941	18.285649	18.5377462	18.247723	18.0476	18.4278
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.5470555	15.5337	15.493108	15.5631829	15.491198	15.5755	15.4809
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.228806	38.2595	37.870884	38.2576512	38.063216	38.0801	37.9801

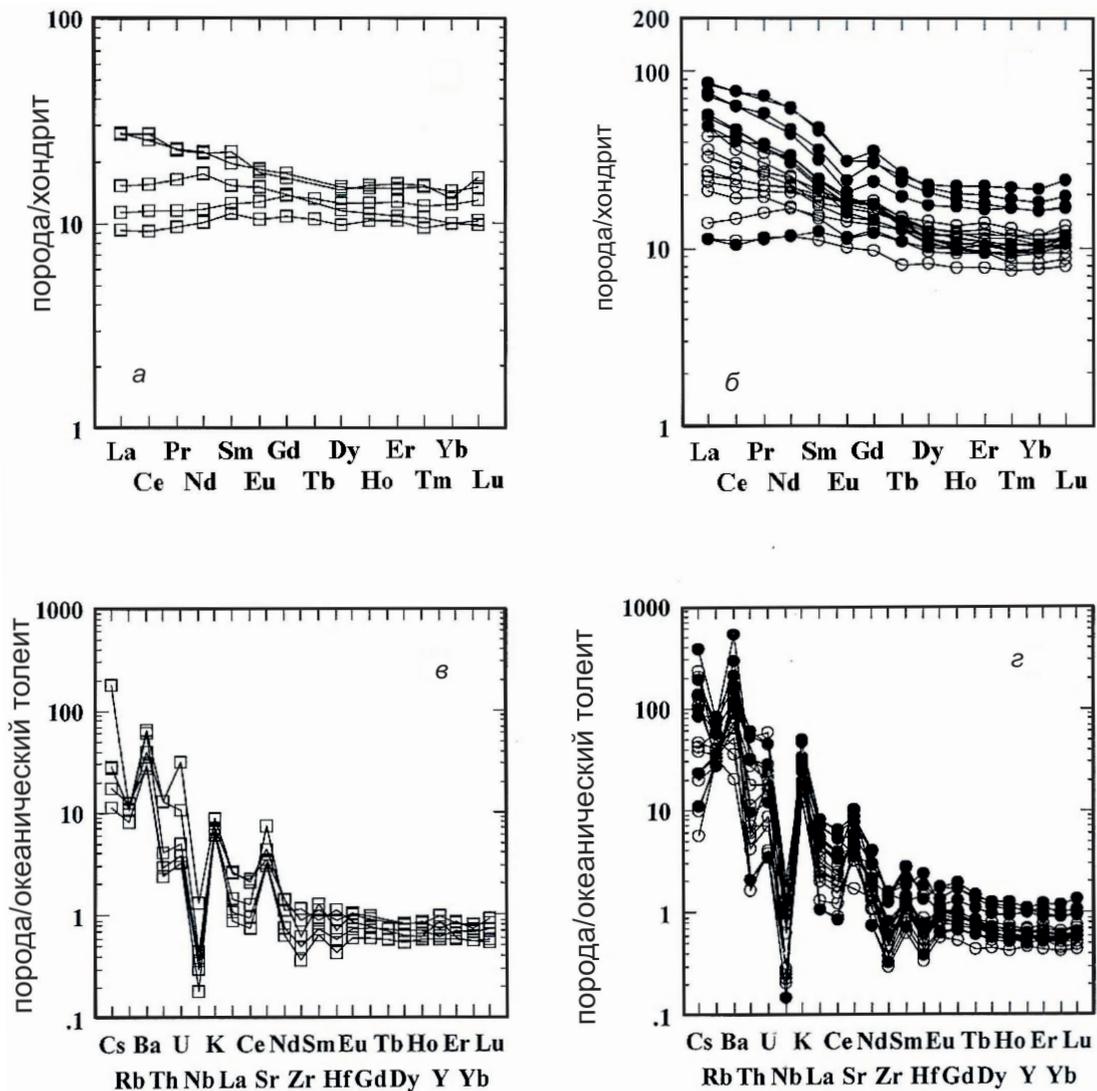


Рис. 5. Хондрит-нормализованные графики распределения редких земель для НКП (а), СКП и ВКП (б); расширенные, N-MORB — нормализованные графики распределения литофильных элементов для НКП (в), СКП и ВКП (г) (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения на рис. 3; незакрашенный круг — СКП.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Изученные нами породы слагают тектоно-стратиграфический террейн со сложной покровной и чешуйчато-надвиговой структурой, сформированной в процессе аккреции островной дуги к палеоокраине Камчатки, что в целом затрудняет реконструкцию положения, изученных комплексов в пределах вулканической дуги. Ранее (Цуканов, 1991) было показано, что различные толщи хапицкой свиты имеют фациальные соотношения, где в основании разреза преимущественно развиты лавы с глыбовой отдельностью, которые вверх по разрезу сменяются в центральной части преимущественно грубыми туфогенными породами с потоками базальтов, а по латерали — туфами и туфогенно-осадочными образованиями. Базальты относимые нами к НКП развиты преимущественно в вулканигенно-туфогенной

толще, слагающей крупный блок в бассейне р.р. Средняя Уколка – Ольховая. Также породы этой группы присутствуют в серпентинизированных гипербазитах Кротонского массива в виде даек. Перидотиты имеют супрасубдукционную природу и формировались в основании островной дуги (Цуканов и др., 2009). Базальты СКП и ВКП широко представлены по всему изученному разрезу хапицкой свиты, но ВКП более широко распространены в верхней части разреза. Восстановление ориентировки зоны субдукции для позднемелового времени возможна только с учетом общего тектонического положения Ачайваям-Валагинского террейна в структуре Олюторско-Камчатской аккреционной области. Для этого времени предполагается, что зона субдукции падала под дугу в северо-западном направлении (Аккреционная ..., 1993; Зинкевич, Цуканов, 1992; Чехович и др., 2009).

Проведенные исследования позволили выделить среди островодужных базальт-андезитовых лав вулканогенно-туфогенной толщи хапицкой свиты кампан-раннепалеоценового возраста три группы пород, различающихся по содержанию K_2O и по соотношению фемических компонентов и SiO_2 : низкокалиевую (толеитовую), среднекалиевую (известково-щелочную) и высококалиевую (щелочную, шошонитовую). Петрографические и петрохимические особенности состава пород позволяют предполагать, что они формировались в долгоживущих магматических камерах с длительной внутрикамерной дифференциацией в условиях вулканической островной дуги. Дифференциация исходной магмы шла в сторону образования известково-щелочного тренда. Фракционирование магмы и последовательное отделение дифференцированных порций расплавов приводило к образованию серии составов, варьирующих от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых.

В последние годы на основе петрологических, геохимических и геофизических исследований была создана объединенная модель магнообразования в надсубдукционной области мантийного клина (Kimura, Stern, 2008). В соответствии с этой моделью, латеральная зональность в островных дугах контролируется термальным состоянием субдуцируемой океанической плиты, которое, в свою очередь, контролирует интенсивность поступления флюидов и степень плавления мантийного клина, что определяет содержание калия и других литофильных элементов в магматических сериях. Разогрев субдуцируемой плиты по мере ее погружения вызывает дегидратацию океанической коры и формирование водосодержащих флюидных потоков, интенсивность которых возрастает во фронтальной части островной дуги. Эти флюиды, растворяя и перенося крупноионные литофильные элементы, вызывают плавление мантийных перидотитов и образование вулканической формации низкокалиевых толеитовых базальтов. Дальнейшее погружение плиты в более глубокие участки мантии в тыловой части островной дуги приводит к снижению интенсивности поступления флюидов, уменьшению степени мантийного плавления и образованию серий субщелочных и щелочных пород, обогащенных калием и другими литофильными элементами. Как показывают современные исследования геохимического состава пород островодужного генезиса, их исходные магмы представляют смесь мантийного источника и вещества субдуцируемой океанической плиты (Hauff, 2003; Ishizuka et al. 2006; Kimura et al., 2010; Plank, 2005; Staub et al., 2004; Tollstrup, 2010). В составе субдуцируемого компонента

в различных пропорциях могут участвовать метаморфизованная океаническая кора в форме высокотемпературных гидротермальных растворов, содержащих легко растворимые соединения K, Rb, Ba, Cs, Pb, U, и осадочный чехол в форме расплавов осадочного вещества, обогащенных малоподвижными в водной среде Th, редкими землями, а также иногда Zr и Hf. Изложенные выше представления об основных геохимических закономерностях состава и соотношениях легких литофильных и редких элементов, изотопных отношений в вулканических породах из различных латеральных зон современных островных дуг позволяют провести сравнительный анализ базальт-андезитобазальтовой серии хребта Кумроч и базальтов северной части внутриокеанической Идзу-Бонинской островной дуги, где отчетливо проявлена и хорошо изучена латеральная зональность. В обобщенном виде (Ishizuka et al., 2006; Staub et al., 2004) в строении этой вулканической дуги вкрест простирается относительно глубоководного желоба выделяются следующие зоны: фронтальная (толеитовая, низкокалиевая); внутридугового рифта (толеитовая, низкокалиевая); тыловых вулканических поднятий (известково-щелочная, средне-высококалиевая).

Сравнительный анализ составов базальтов хребта Кумроч и составов пород из вулканических зон северной части Идзу-Бонинской дуги позволяет предположительно определить области формирования изученных пород в пределах палеоостроводужного сооружения. На рис. 6а приводится диаграмма Ba/Nb-Th/Nb (Hochstaedter, 2001), на которой Ba и Th выступают как компоненты, поступающие в область мантийного магнообразования из зоны субдукции: Ba, как компонент легко растворимый и переносимый в водосодержащих флюидах при метаморфизме океанической коры, а Th, как компонент с высокой растворимостью в расплавах осадочного вещества. На диаграмме поля составов Идзу-Бонинской дуги четко разделены. При этом составы пород фронтальной зоны обладают относительно более высокими Ba/Nb, то есть предположительно обогащены коровым, metabазальтовым компонентом, тогда как составы тыловой зоны обладают относительно более высокими Th/Nb, то есть предположительно обогащены осадочным компонентом. Поле составов междугового рифта занимают промежуточное положение. Фигуративные точки базальтов хребта Кумроч не имеют четко выраженного расположения по отношению к полям составов Идзу-Бонинской дуги. Часть низкокалиевых базальтов попадают в поле пород фронтальной зоны, однако значительная часть образцов СКП и ВКП оказываются на продолжении полей составов как фронтальной, так и

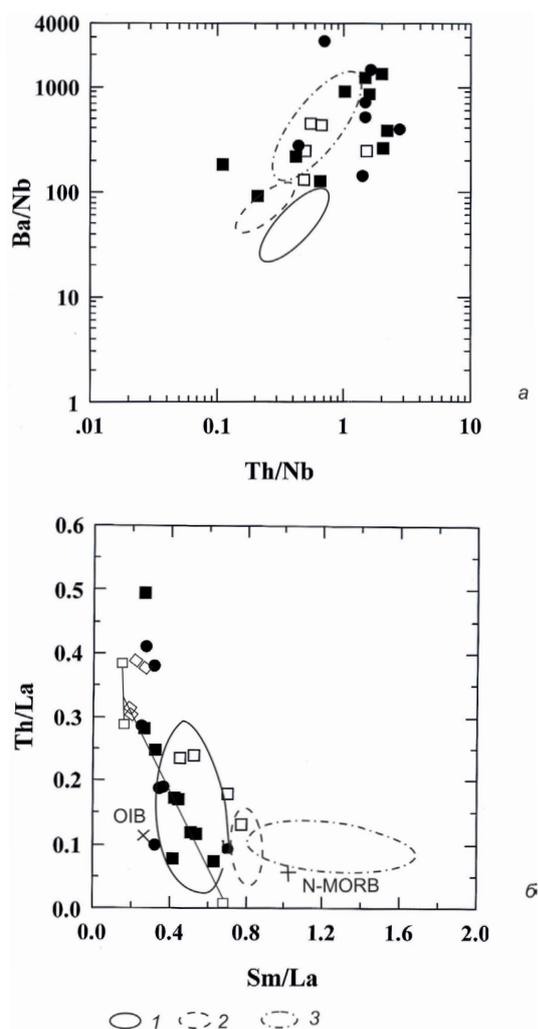


Рис. 6. Соотношение редких элементов для пород хр. Кумроч и островной дуги Идзу: *a* — Th/Nb–Ba/Nb по (Hochstaedter, 2001) и *б* — Sm/La–Th/La по (Plank, 2005). На рисунке нанесены поля составов базальтов для вулканических поднятий Идзу-Бонинской дуги: 1 — фронтальная зона; 2 — зоны внутриостроводужного рифта; 3 — тыловая зона по (Ishizuka, 2006, Kimura, 2010). Прямой крест внутри кружка — NMORB по (Sun, McDonough, 1989); незаполненные ромбы — пелагические глины из скважин глубоководного бурения в северной части Тихого океана по (Plank, Langmuir, 1998); прямой крест — NMORB, косой крест — OIB по (Sun, McDonough, 1989). Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

ВЫВОДЫ

Средне- и высококальциевые базальты северной части хребта Кумроч, формировались в тыловой части позднемеловой Ачайваям-Валагинской островной дуги.

Низкокальциевые толеиты, вероятно, могут рассматриваться как образования развивающегося внутриостроводужного рифта.

Исходные расплавы пород формировались в ходе плавления надсубдукционного мантийного клина, контаминированного флюидами,

тыловой вулканической зоны, что, по-видимому, указывает на смешанный состав флюида.

Как было показано в работе (Plank, 2005), одним из индикаторов меры участия осадочного компонента в составах базальтов островных дуг является соотношение Sm/La–Th/La (рис. 6б). Результаты исследований (Plank, 2005) свидетельствуют, что дуги, под которые субдуцируется незначительное количество осадков, должны иметь близкие к мантийным значения Th/La, а в дугах с большими объемами поступающих осадков значения Th/La должно приближаться к таковым в осадках. На этой диаграмме расположение точек составов базальтов хребта Кумроч выражено значительно более отчетливо. Они показывают большие вариации значений Th/La от крайне высоких до близких к MORB (0.5–0.06). При этом почти все образцы СКП и ВКП укладываются в поле тыловой зоны вулканических поднятий Идзу-Бонинской дуги, вдоль намеченной линии смешения, крайними членами которой являются умеренно обогащенная мантия, промежуточная по составу между OIB и N-MORB, и составом пелагических глинистых осадков северной части Тихого океана, предполагаемых аналогов океанических осадков, субдуцировавшихся под позднемеловую островную дугу.

Интересно отметить, что точки составов низкокальциевых толеитов образуют на диаграмме независимый, параллельный СКП и ВКП тренд попадая в поле составов междугеового рифта. Поскольку ни один образец не попадает в поле фронтальной зоны островной дуги, это дает основание предполагать, что базальты, относимые к СКП и ВКП, могли формироваться в тыловой области позднемеловой палеодуги.

Тыловая позиция пород СКП и ВКП также находит подтверждение при анализе изотопных отношений Nd, Sr и Pb. Участие флюида, отделяющегося от метаморфизованной коры и взаимодействующего с мантийными расплавами во фронтальной части островной дуги, обуславливает более высокие значения изотопов Sr и Pb при сохранении относительно высоких значений Nd в низкокальциевых толеитах Идзу-Бонинской дуги по сравнению с базальтами тыловой зоны. Эти соотношения отражены на диаграмме изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 7а), на которой породы СКП и ВКП занимают поле базальтов тыловой зоны, а низкокальциевые толеиты хр. Кумроч занимают промежуточное положение между полями фронтальной и тыловой зон дуги. Такая же картина повторяется на диаграмме изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 7б), на которой породы СКП и ВКП совпадают с полем базальтов тыловой зоны северной части Идзу-Бонинской дуги.

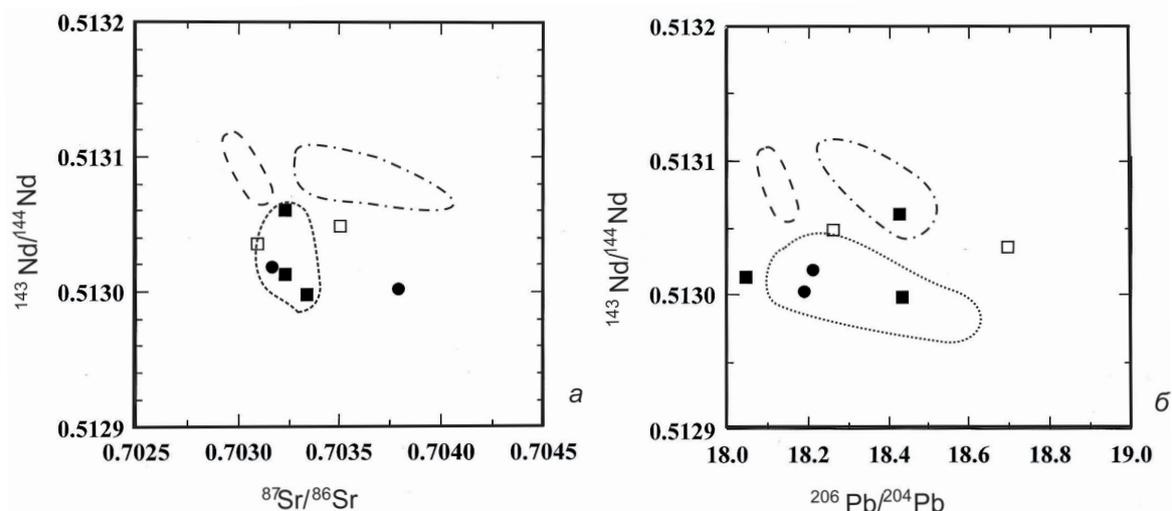


Рис. 7. Изотопные отношения для пород хр. Кумроч и островной Идзу-Бонинской дуги: *а* — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, *б* — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по (Ishizuka, 2006, Kimura, 2010). Условные обозначения на рис. 3.

образующимися при дегидратации и плавлении осадков погружающейся океанической плиты Палеопацифики.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №15-05-01892 и Госзаданию ИО РАН № 0149-2015-0030.

Авторы выражают благодарность Б.А. Марковскому (ФГБУ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) за представленную возможность использовать при исследованиях его полевые материалы и образцы и рецензентам, замечания которых помогли улучшить работу.

Список литературы

Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Отв. ред. Ю. М. Пушаровский. М.: Наука, 1993. 272 с.

Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1:1 500 000 / Гл. редакторы: А.Ф. Литвинов и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1:1 000 000 / Гл. редакторы: А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский СПб.: ВСЕГЕИ. 2006.

Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.

Коваленко Д.В., Колосков В.А., Цуканов Н.В. и др. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых–раннепалеоценовых магматических комплексов северной части Камчатки // Геохимия. 2009. № 4. С. 348–377.

Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит

методами трекового датирования и структурного анализа (Тр. ГИН, вып. 577). М.: Наука, 2008. 319 с.

Цуканов Н.В. Новые данные по тектонике хребта кумроч (Восточная Камчатка) // ДАН РАН. 1985. № 5. С. 1205–1208.

Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 103 с.

Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В. и др. Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. № 4. С. 3–17.

Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Коваленко Д.В. Новые данные о составе островодужных вулканитов Восточных хребтов Камчатки // ДАН. 2008. № 3. Т. 418. С. 372–377.

Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Новые данные о составе офилитов Кумрочско-Валагинского сегмента Ачайваям-Валагинской палеодуги (Восточная Камчатка) // ДАН. 2009. № 5. Т. 427. С. 664–668.

Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В. и др. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое–раннепалеогеновое время // Геотектоника, 2009. № 4. С. 37–62.

Шаниро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.

Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H. et al. The mean composition of ocean ridge composition basalts // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2013. V. 14. № 3. DOI:10.1029/2012GC004433.

Gill G. Orogenic andesites and Plate Tectonic. Springer, 1981. 392 p.

- Ishizuka O., Taylor R.N., Milton J.A., et al.* Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space — Constraints from high-precision Pb isotopes // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2006. V. 156. № 3–4. P. 266–290.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1971. V. 8. № 5. P. 523–528.
- Kimura J-I., Stern R.J.* Neogene volcanism of the Japan island arc: The K-h relations revisited // *Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution and ore deposits: Arizona Geological Society Digest 22*. 2008. P. 187–202.
- Kimura J-I., Kent A.J.R., Rowe M.C., et al.* Origin of cross-chain geochemical variation in Quaternary lavas from the northern Izu arc: Using a quantitative mass balance approach to identify mantle sources and mantle wedge processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. V.11 № 10. Q10011. DOI: 10.1029/2010GC003050.
- Myashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. 1974. V. 274. P. 321–355.
- Hauff F., Hoernle K., Schmidt A.* The Sr-Nd-Pb composition of Mesozoic Pacific oceanic crust (Site 1149 and 801, ODP Leg 185), Implications for alteration of ocean crust and input into the Izu-Bonin-Mariana subduction system // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. V. 4. № 8. 8913. DOI: 10.1029/2002GC000421.
- Hochstaedter A.F., Gill J.B., Peters R. et al.* Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from subduction slab // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2001. V. 2, № 7, 1019. DOI: 10.1029/2000GC000105.
- Plank T., Langmuir C.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. // *Chemical Geology*, 1998. V. 145. P. 325–394. DOI: 10.1016/S0009-2541(97)00150-2.
- Plank T.* Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // *J. Petrology*. 2005. V.46. № 5. P. 921–944 DOI: 10.1093/petrology/eg005.
- Sisson T.W., Grove T.L.* Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism // *Contributions to mineralogy and petrology*. 1993. V. 113. P. 143–166. DOI:10.1007/BF00283225.
- Straub S.M., Layne G.D., Schmidt A. et al.* Volcanic glasses at the Izu arc volcanic front: New perspectives on fluid and sediment melt recycling in subduction zones // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. № 1. Q01007. DOI: 10.1029/2002GC000408.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 42. 1989. Geological Society of London, London. P. 313–345.
- Tollstrup D., Gill G., Kent A. et al.* Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab, revisited. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. V.11. № 1. Q01X10. DOI: 10.1029/2009GC002487.

BACK ARC VOLCANIC COMPLEXES OF LATE MEZOSOIC ACHAYVAYAM-VALAGIN PALEOARC IN THE KUMROCH RANGE STRUCTURE (EASTERN KAMCHATKA)

Sukhov A.N.¹, Tsukanov N.V.², Belyatsky B.V.³, Rukavishnikova D.D.²

¹Geological Institute RAS, Moscow, 119017;

²Institute Oceanology RAS, Moscow, 117997;

³A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Sankt-Petersburg, 199106

The article presents new data on isotopic-geochemical composition of igneous rocks from Kumroch segment of Achayvayam-Valagin Late Mesozoic — Early aleozoic volcanic arc. It is shown that three series of rocks may be distinguished in composition of island-arc basalt-andesite lava of volcanogenic-tuffaceous unit of Khapitskaya suite: low-potassium (tholeiitic), medium-potassium (calc-alkalic) and high-potassium (alkalic). These rock series differ in K₂O content and proportion of femic components and SiO₂. Compositions of the studied rocks were compared with composition of basalts from the Izu-Bonin Island Arc. The obtained results suggest that the samples of medium-potassium and high-potassium groups were formed in back arc zone of the volcanic arc and low-potassium tholeiites were possibly formed in the inter-arc rift.

Keywords: basalts, rare elements, Kamchatka, geochemistry, volcanic island arcs.