

УДК 552.323.5

## ДЕПЛЕТИРОВАННЫЙ ХАРАКТЕР ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВА КУНАШИР – РОЛЬ НЕСУБДУКЦИОННЫХ ФАКТОРОВ В МАГМОГЕНЕЗИСЕ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

© 2004 г. Ю. А. Мартынов, С. И. Дриль, А. А. Чащин,  
А. В. Рыбин, А. Ю. Мартынов

Представлено академиком О.А. Богатиковым 09.09.2003 г.

Поступило 07.08.2003 г.

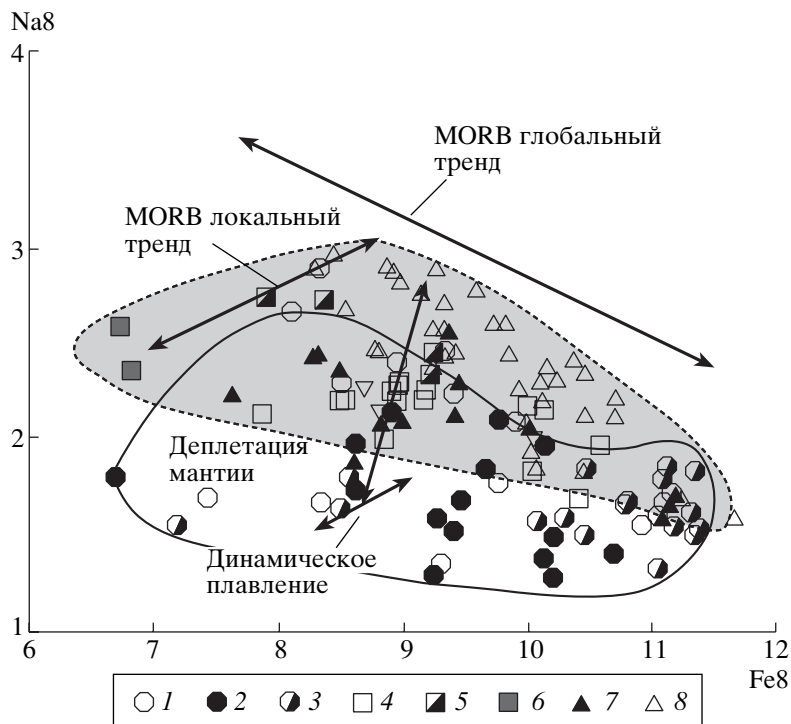
Согласно существующим представлениям происхождение островодужных магм связано с плавлением надсубдукционного мантийного клина, метасоматически переработанного компонентами (флюидом или расплавом) погружающейся океанической плиты [8 и др.]. Реакции дегидратации водосодержащих минералов инициируют плавление, а длина магматической колонны, обратно пропорциональная мощности перекрывающей коры, определяет степень плавления и, следовательно, состав магматических расплавов [15]. Выполненные в последние десятилетия исследования показали, что наряду с субдукционными важную роль в островодужном магмогенезисе могут играть факторы, непосредственно не связанные с погружением океанической плиты. К ним можно отнести активность задуговых тектоно-магматических процессов [13] и трансформных разломов [1], гетерогенность фундамента островной дуги [7].

В данной работе сделана попытка оценить относительную роль субдукционных и несубдукционных факторов в петрогенезисе базальтов Курильской островной дуги, менее изученной в Тихоокеанском регионе по сравнению с другими островными дугами, такими, как Алеутская, Камчатская, Японская и Новозеландская. Аналитические данные, выполненные 20–30 лет назад по устаревшим методикам, не отвечают современным требованиям. Для Sr, например, точность изотопных анализов не превышала 0.007%, что существенно ограничивало возможности использования этих данных при построении генетических моде-

лей магмогенерации в условиях малых вариаций изотопного состава элемента. Чтобы восполнить этот пробел, нами были изучены геохимически основные вулканиты трех наиболее крупных островов Курильской гряды: Кунашира, Итурупа и Парамушира, включая комплекс “платобазальтов”. Ранее некоторые авторы [5] относили эти породы к самостоятельному позднеплиоцен-плейстоценовому геодинамическому этапу развития островодужной системы, связанному с раскрытием Курильской глубоководной котловины. Однако более поздние исследования показали, что возраст платобазальтов существенно варьирует (К–Ar-возраст лав горы Фрегат, Кунашир,  $3.07 \pm 0.05$  млн. лет, кальдеры Медвежья, Итуруп,  $0.480 \pm 0.080$  млн. лет), а их излияния маркируют начальные этапы развития наиболее крупных кальдер Курильских островов (Медвежья, Цирк, Торная, Тайная на о. Итуруп и Серебрянная на о. Кунашир).

Курильская островодужная система традиционно рассматривается в составе Курило-Камчатского глубоководного желоба, Большой Курильской вулканической гряды и расположенной в тылу Курильской глубоководной котловины [2]. Формирование вулканической гряды, объекта данного исследования, началось в раннем миоцене. Ее длина составляет 1150 км при ширине вулканической зоны 100–200 км. Глубина до субдуцирующей плиты колеблется в интервале 120–150 км. Мощность земной коры сохраняется примерно постоянной на всем протяжении, составляя 28–33 км на юге, 25–30 км в центральной части и 32–36 км в северной [3]. Обнаженная часть островов представлена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, которые подразделяются на два структурных этажа. Нижний этаж сложен умеренно дислоцированными неогеновыми отложениями, верхний – практически не дислоцированными четвертичными вулканитами. Состав вулканогенных пород обоих структурных этажей меняется от базальтов до риолитов, но преобладают андезиты-базальты [4].

*Дальневосточный геологический институт  
Дальневосточного отделения  
Российской Академии наук, Владивосток  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова  
Сибирского отделения  
Российской Академии наук, Иркутск  
Институт морской геологии и геофизики  
Дальневосточного отделения  
Российской Академии наук, Южно-Сахалинск*

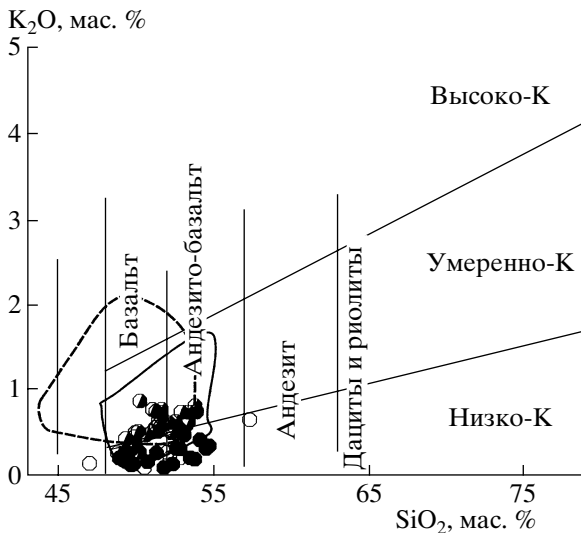


**Рис. 1.** Вариации нормализованных концентраций Na и Fe (по [14] с небольшими упрощениями). Обозначения здесь и на рис. 2–4: 1–3 – о. Кунашир: миоценовые (1), позднелицен-плейстоценовые (2) и современные (конус влк. Тятя) (3) лавы; 4–6 – о. Итуруп: базальты и андезито-базальты позднелицен-плейстоценовые (4), современные фронтальной (5) и тыловой (6) зон; 7, 8 – Парамушир: базальты и андезито-базальты позднелицен-плейстоценовые (7) и современные (8). Сплошной линией околнурено поле основных эффузивов о. Кунашир, штриховой – северо-восточного Хоккайдо. При построении диаграммы использовались только образцы с содержанием  $\text{SiO}_2$  менее 54 мас. %, п.п.п. – менее 05 мас. % и MgO – более 5 мас. %.

Характерной особенностью островодужного вулканизма являются значительные вариации составов излившихся пород. В пределах каждого конкретного острова Курильской дуги изменения составов описываются хорошо изученной поперечной геохимической зональностью, которая выражается в возрастании в вулканических породах тыловой зоны концентраций калия и других некогерентных элементов, включая легкие лантаноиды, при небольшом уменьшении величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения [2, 4, 10 и др.]. В происхождении этих вариаций определяющую роль играли субдукционные процессы, связанные с систематическим уменьшением от фронта к тылу островной дуги роли водного флюида в магмогенезисе и как следствие – степени плавления мантийного источника [10]. Этот вывод подтверждает и анализ диаграммы Na8–Fe8 (рис. 1). Фигуративные точки базальтов и андезито-базальтов трех изученных островов формируют вариационные линии, субпараллельные глобальному тренду океанических базальтов, происхождение которого связывают с различной степенью плавления однородного магматического источника в условиях вариаций температур [11]. Но в субдукционных обстановках степень плавления прежде всего оп-

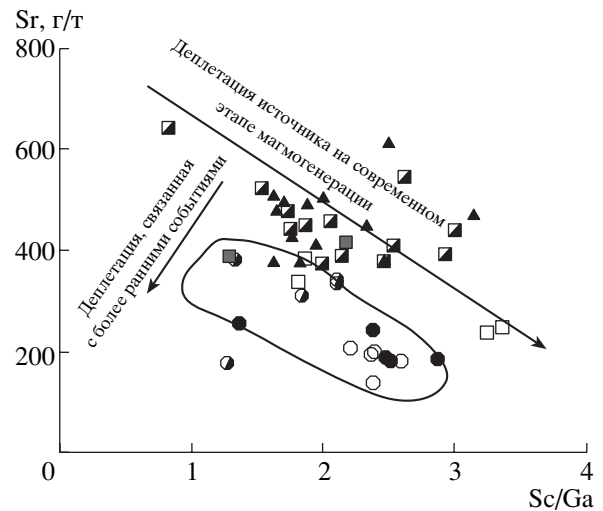
ределяется содержанием летучих компонентов в зоне магмогенерации.

Наряду с поперечной зональностью многие исследователи [2, 4 и др.] отмечали существование продольной геохимической неоднородности Курильской островной дуги, связанной с возрастанием к северу содержания калия и других некогерентных элементов в однотипных породах, при незначительных вариациях соотношений радиогенных изотопов. Наши данные показывают, что правильнее говорить не о продольной зональности островной дуги, а об аномальном характере вулканизма ее самого южного острова – Кунашира. Действительно, вулканические продукты этого острова как миоценового (кунаширская, алексинская свиты), плиоценового (платобазальты), так и современного (влк. Тятя) магматических этапов отличается крайне низкая щелочность. На диаграмме  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 2) фигуративные точки этих пород располагаются в поле низкокальциевой серии или вблизи границы низко- и умереннокальциевых серий. Низкокальциевый петрохимический тип преобладает и среди кислых миоцен-четвертичных эффузивных и интрузивных пород южного острова (около 70 об. %) [6].



**Рис. 2.** Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  для основных эффузивов Курильской островной дуги. Полями на диаграмме показаны составы базальтов и андезито-базальтов о. Итуруп (сплошная линия) и о. Парамушир (штриховая). При построении диаграммы кроме оригинальных использовались данные, опубликованные в [2, 9 и др.].

Деплетированный характер базальтов Кунашира подтверждают и особенности распределения редкоземельных элементов (табл. 1). Большинство проанализированных образцов характеризуются низкими нормализованными концентрациями легких лантаноидов (LREE) по сравнению с тяжелыми (HREE) и средними (MREE). Лишь в редких случаях наблюдается “плоский” спектр распределения элементов или слабое обогащение LREE. На диаграмме  $\text{Na}_8\text{--Fe}_8$  (рис. 1) разновозрастные базальты Кунашира формируют самостоятельное поле, смещенное в область низких нормализованных значений концентраций натрия и высоких железа, что свидетельствует об их происхождении из источника, более деплетированного по сравнению с источниками современных основных лав Итурупа, Парамушира и северо-восточной части Хоккайдо. Аналогичный вывод можно сделать и из анализа распределения микроэлементов. Так как выплавление островодужных магм происходит, как правило, на сравнительно небольших глубинах, в условиях шпинелевой фации и повышенного содержания летучих компонентов, то для решения вопросов, связанных с составом магматического источника, в наибольшей степени подходят соотношения магмофильных элементов, инертных в присутствии водного флюида и характеризующихся различными коэффициентами распределения между клинопироксеном, вторичными глиноземистыми минеральными фазами (плагноклаз, шпинель) и расплавом. К таким элементам, например, можно отнести Sc и Ga [7]. На диаграмме



**Рис. 3.** Соотношение Sr–Sc/Ga в базальтах Курильской островной дуги. Сплошной линией околнурено поле основных лав о. Кунашир.

$\text{Sr--Sc/Ga}$  (рис. 3) базальты Кунашира, Итурупа и Парамушира формируют негативный корреляционный тренд. С учетом анализа диаграммы  $\text{Na}_8\text{--Fe}_8$  можно сделать вывод, что его происхождение связано с различной степенью плавления и деплетации магматического источника в пределах тыловой и фронтальной зон островной дуги на современном этапе магмообразования. Смещение же фигуративных точек базальтов Кунашира в область низких концентраций Sr свидетельствует о деплетации мантийного вещества на более раннем, скорее всего, миоценовом магматическом этапе формирования островодужной системы.

Действительно, геологические данные, а также близкие соотношения радиогенных изотопов противоречат существенной гетерогенности фундамента островодужной системы, которая могла бы повлиять на геохимические особенности вулканических пород Кунашира. Практически не меняются вдоль простирания островодужной системы и основные субдукционные параметры, такие, как возраст, скорость погружения Тихоокеанской плиты, глубина до сейсмофокальной зоны и мощность коры, что ограничивает их роль в формировании латеральной геохимической неоднородности. К тому же о. Кунашир отличает специфическая геодинамическая позиция – в зоне сочленения Курильской и Японской островодужных систем. Такие зоны часто характеризуются аномальной интенсивностью вулканизма, связанной с разрывами субдуцирующей плиты трансформными разломами и внедрением в надсубдукционный мантийный клин горячей астеносферной мантии [1]. Реальность сдвиговых перемещений в зоне сочленения Курильской и Японской островодужных систем подтверждается смещением в

**Таблица 1.** Содержание петрогенных (мас. %) и микроэлементов (г/т) в представительных образцах основных вулканитов островов Кунашир, Итуруп и Парамушир

Компо- нент	Обр. В520*	Обр. Y-3029	Обр. Y-3033	Обр. Y-3018	Обр. Y-3005	Обр. Y-3009	Обр. P760/97	Обр. P754/97
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	51.22	48.68	52.92	54.08	50.42	51.93	49.23	50.95
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.68	0.68	0.67	1.07	0.92	0.67	0.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.13	15.76	16.8	18.36	17.65	17.76	19.35	19.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.68	3.86	1.27	7.56	2.54	3.43	1.79	3.61
FeO	1.55	5.39	5.6	0.64	8.34	5.33	8.91	5.82
MnO	0.09	0.24	0.17	0.25	0.21	0.35	0.2	0.18
MgO	5.22	12.35	4.75	5.96	4.95	6.33	5.52	4.02
CaO	5.24	9.91	10.24	8.57	10.45	9.91	10.91	10.71
Na <sub>2</sub> O	2.55	1.5	2.26	2.28	2.32	2.31	1.9	2.25
K <sub>2</sub> O	0.41	0.21	0.33	0.28	0.59	0.69	0.17	0.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.31	0.22	0.3	0.18	0.07	0.06	0.11
П.п.п.	1.62	0.61	4.34	0.74		0.78	0.41	1.09
Сумма	96.75	99.5	99.58	99.69	98.72	99.81	99.12	99.39
Rb	2.6	2.33	4.24	1.66	10.4	13.4	6.00	6.00
Ba	24	54.35	77.74	58.78	157	113.21	76	99
Sr	129	185.01	242.94	186.76	333	330.8	245	374
Pb	1.2	1.56	3.35	2.22	5.1	10.12	2.85	0.89
Zr	32	24.26	38.78	28.4	73	71.46	34	33
Hf	0.87	0.8	1.28	0.9	2.28	2.11	0.94	0.86
La	1.9	2.3	3.25	1.98	5.9	6.34	2.48	2.72
Ce	8.6	5.76	9.01	5.2	14.2	16.76	5.59	6.99
Pr		0.95	1.49	0.83		2.4	1.06	1.19
Nd	7.1	4.63	7.01	4.92	11.1	13.76	5.52	6.13
Sm	2.6	1.71	2.35	1.68	3.3	4.17	1.79	1.88
Eu	1.03	0.56	0.77	0.63	1.14	1.07	0.63	0.72
Gd		2.19	3.02	2.56		4.88	2.16	2.41
Tb	0.74	0.38	0.49	0.44	0.83	0.79	0.42	0.43
Dy		2.39	3.25	2.78		5.02	2.81	2.83
Ho		0.56	0.74	0.64		1.1	0.64	0.64
Er		1.58	2.12	1.83		3.04	1.86	1.79
Tm		0.27	0.39	0.34		0.55	0.29	0.3
Yb	2.73	1.55	2.25	1.99	3.51	3.11	1.82	1.8
Lu	0.49	0.26	0.35	0.32	0.55	0.47	0.28	0.27
Nb	0.9	0.35	0.57	0.37	2	1.53	1.62	0.67
Y	29	16.38	21.2	19.34	33	32.05	20	21
Ta				0.01		0.02	0.7	0.03
Th		0.51	0.6	0.26	0.63	1.07	0.32	0.27
Sc	38	31.4	21.81	34.66	40	37.42	50	40
Ga	16	12.69	15.95	14.69	19	17.73		
Cs		0.14	0.23	0.08	1	1.28		
U	0.64	0.19	0.24	0.12	0.37	0.41		0.11
$m^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703543	0.703467	0.703511					

Примечание. 1–6 – о. Кунашир: кунаширская (1) и алахинская (2, 3) свиты миоценового возраста, позднеплиоцен-плейстоценовые платобазальты (4), современные эффузивы влк. Тятя (6); 7–12 – о. Итуруп: фронтальная зона, влк. Кудрявый (7, 8), тыловая зона, влк. Богдана Хмельницкого (9, 10), позднеплиоцен-плейстоценовые платобазальты тыловой зоны (11, 12); 13–16 – о. Парамушир: позднеплиоцен-плейстоценовые платобазальты.  $m^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – измеренные соотношения изотопов стронция.

Обр. УВ3025	Обр. УВ3023	Обр. У-3045	Обр. У-3044	Обр. Р28/2	Обр. Р29/2	Обр. Р29/4	Обр. Р28/4
9	10	11	12	13	14	15	16
48.43	50.45	52.9	53.45	48.24	48.45	52.02	53.27
0.95	0.9	0.84	0.91	0.96	0.72	0.73	0.64
16.7	17.74	17.28	18.45	18.25	18.35	18.52	15.42
10.36	9.5	3.58	8.95	0.19	5.15	3.75	4.07
		3.58		6.61	5.03	5.6	4.67
0.14	0.19	0.25	0.16	0.18	0.21	0.21	0.17
7.51	8.02	6.65	5.03	8.95	5.03	4.52	8.51
12.39	9.91	8.97	10.12	11.19	10.37	9.29	8.15
2.4	2.76	2.7	2.99	2.26	2.4	2.96	2.37
0.75	1.21	1.35	1.37	0.72	1.54	1.53	1.49
0.2	0.28	0.42	0.3	0.35	0.1	0.12	0.15
	0.01	0.91	0.15	0.96	2.61	0.71	1.15
99.83	100.21	99.43	101.58	98.86	99.96	99.96	100.06
17.20	30.60	32.93	32.5	13.23	29	27	27
161.00	208.00	175.51	221	106.57	290	264	266
392.00	546.00	378.74	393	402.09	495	502	375
5.90	6.40	5.44	8.7	2.58	8	7	5
73.00	92.00	104.26	118	48.11	80	74	75
1.74	2.35	2.91	3.09	1.43			
7.30	10.80	12.22	10.8	7.25	7	5	8
18.90	29.60	30.61	27.3	17.84	20	21	19
		4.26		2.7			
	16.50	16.98	13.7	11.37	12	10	13
3.00	4.40	4.24	3.8	3.05			
1.06	1.53	1.19	1.27	0.96			0.99
		4.6		3.46			
0.55	0.57	0.7	0.59	0.53			
		4.4		3.12			
		0.92		0.68			
		2.6		1.79			
		0.47		0.32			
1.83	2.43	2.56	2.48	1.95			
0.25	0.39	0.42	0.36	0.29			
3.10	4.40	4.03	4.9	2.08	1.9	2.3	2.2
20.00	26.00	26.07	26	19.25	20	19	18
	0.23						
1.51	2.27	3.68	3.06	1.44	2	1	2
41.00	34.00	20.59	30	34.26	31	30	32
14.00	13.00	15.9	14	15.78	19	15	13
	0.80	1.87	0.85	0.44			
		1.25		0.5			
		0.702991		0.703021			

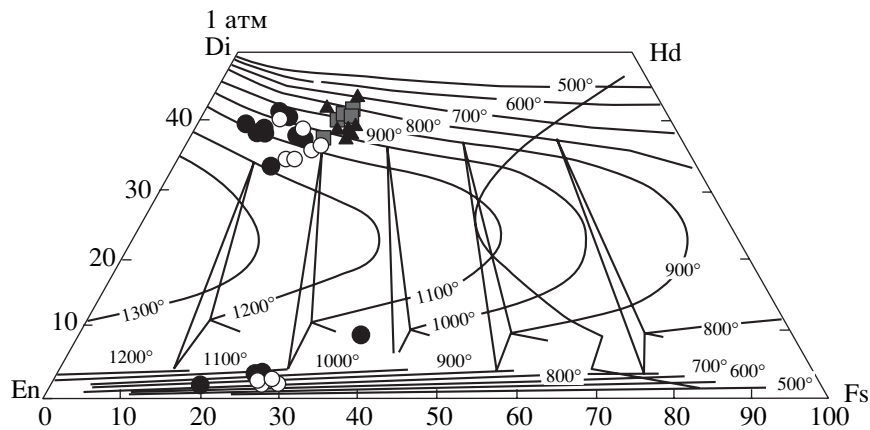


Рис. 4. Составы пироксенов основных лав Курильской островной дуги. Температурные кривые по [12].

широтном направлении осевых линий двух вулканических фронтов, а повышенные температуры – высокими температурами кристаллизации разновозрастных основных вулканитов Кунашира (рис. 4).

Таким образом, в магмогенезисе базальтов Курильской островной дуги существенную роль играли, по-видимому, не только субдукционные, но и несубдукционные факторы, связанные с особыми геодинамическими условиями зоны сочленения Курильской и Японской островодужных систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (грант 03–05–65218) и интеграционных грантов Сибирского и Дальневосточного отделений РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. В сб.: Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 9–34.
2. Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
3. Злобин Т.К., Пискунов В.Н., Фролова Т.И. // ДАН, 1987. Т. 293. № 1. С. 185–187.
4. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Под ред. Ю.М. Пуцаровского. М.: Наука, 1992. 527 с.
5. Сывороткин В.Л., Русинова С.В. В сб.: Магматизм рифтов: (Петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С. 180–188.
6. Рыбин А.В. Неоген-четвертичный кислый вулканизм Курильской островной дуги: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. Южно-Сахалинск, 1997. 24 с.
7. Arculus R.J. // Lithos. 1994. V. 33. P. 189–208.
8. Arculus R.J., Powell R. // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 5913–5926.
9. Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. // Contr. Min. and Petrol. V. 102. 1989. P. 265–280.
10. Ishikawa T., Tera F. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 152. P. 113–122.
11. Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T. In: Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1992. P. 183–280.
12. Lindsley D.H. // Amer. Miner. 1986. V. 68. P. 477–493.
13. Pearce J.A., Parkinson I.J. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1993. № 76. P. 373–403.
14. Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K., Luff I.W. // J. Petrol. 1995. V. 32. № 4. P. 1073–1109.
15. Plank T., Langmuir C.H. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 349–370.