

Геохимия океанических базальтов Курайской аккреционной призмы (Горный Алтай)

Сафонова И.Ю., Буслов М.М.

¹ ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

³ ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный, Россия

В Курайском аккреционном клине выделено два типа базальтов поздневендско-раннекембрийского возраста: обогащенные Ti базальты океанического плато и/или острова и базальты схожие с MORB со средним содержанием TiO₂. Базальты океанического плато характеризуются плоскими кривыми распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) с небольшими вариациями легких РЗЭ (La/Sm_N = 0,67-1,3, Gd/Yb_N = 0,95-1,39). Относительно средних РЗЭ имеются небольшие отрицательные аномалии по Zr и Hf. Базальты типа MORB (среднетитанистые) слегка истощены легкими РЗЭ и характеризуются плоскими участками тяжелых РЗЭ (La/Sm_N = 0,6-0,8, Gd/Yb_N = 0,7-1,0), а также Nb-Ta минимумами (Nb/La_N = 0,3-0,7, La/Ta_N = 1,7-2,3). Базальты океанического плато/острова обнаруживают небольшое истощение железом по отношению к среднетитанистым базальтам (Fe₂O₃ = 11-13 vs. 11-16 масс.%). В них Mg# варьирует от 36 до 53 при относительно узком разбросе содержаний SiO₂ (48-52 масс.%). Fe, Ti, Zr и все РЗЭ неравномерно возрастают с ростом Mg#. По составу базальты близки к меловым океаническим платобазальтам, как, например, бассейна Науру. Характер Th аномалий по отношению к La в курайских базальтах меняется от негативного к позитивному (Th/La_n = 0,4-3,7) при негативных Nb аномалиях относительно La (Nb/La_N = 0,2-0,7). Курайские базальты, промежуточные по составу между щелочными и толеитовыми, интерпретируются как базальты океанического плато, выплавленные в результате действия гетерогенного многокомпонентного мантийного плюма. Отрицательные аномалии по Zr и Hf в платобазальтах соответствуют представлениям об их выплавлении на уровне глубин шпинелевой фации.

Введение

Плюмы, поднимающиеся от границы нижней и верхней мантии или нижней мантии и внешнего ядра, вызывают плавление мантийных пород и образование особых базальтовых расплавов, изливающихся на поверхность в пределах океанических и континентальных плит. В результате образуются океанические острова, океанические и континентальные базальтовые плато [17]. Геохимия базальтов дает возможность получить информацию о составе мантии, процессах и динамике мантийного плавления, поскольку примитивные базальтовые магмы (как, например, базальты океанических островов) поднимаются от своих мантийных источников без существенного охлаждения и кристаллизации on route [29].

Излияния плюмовых базальтов имели место в период с позднего венда до раннего карбона в пределах Палео-Азиатского океана. Фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана, включающие офиолиты и базальты плюмового типа (базальты океанических островов и плато – БОО и БОП, соответственно), сохранились в складчатых структурах Алтае-Саянской области (АСО), в том числе, в поздневендско-раннекембрийских аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дуги (рис. 1) [1, 12, 7, 8].

Курайский аккреционный клин является наиболее хорошо изученной структурой Кузнецко-Алтайской островной дуги. Он включает многочисленные фрагменты базальтов, измененных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. По геохимическим характеристикам они идентифицируются, как базальты офиолитового разреза, базальты океанических островов и плато [7-9, 31].

Геохимическая характеристика разнотипных базальтов Курайской аккреционной призмы представляют особый интерес, т.к. они являются одним из немногих источников информации о составе поздневендско-раннекембрийской мантии и, как следствие, важны для понимания ее петрогенезиса, эволюции и геодинамики [17, 29].

Геологическое положение

Курайский аккреционный клин расположен в юго-восточной части Горного Алтая (рис. 1). В его состав входят (1) тектонические пластины Баратальского палеосимаунта/ океанического плато, сложенные океаническими осадочными породами и базальтами, (2) офиолиты Чаган-Узунского массива и (3) серпентинитовый меланж с линзами и блоками эклогитов, гранатовых амфиболитов и голубых сланцев [7-10, 12, 13, 26, 31]. Перечисленные образования чередуются с тектоническими пластинами и линзами олистостром.

Баратальский палеосимаунт/плато состоит из трех структурных единиц (рис. 2). Верхняя структурная единица представлена тектоническими пластинами и линзами 1) кремнисто-карбонатных пород, 2) серо-водородных известняков, 3) известняковых и кремнистых брекчий, вулканокластических пород и 4) массивными рифовыми известняками и доломитами с возрастом 598 млн. лет (Рb-Рb метод по породе; [36]. В основании данной структурной единицы залегают пачки олистостром, кремнистых и вулканогенно-осадочных пород мощностью до 3 км [9, 31].

Средняя структурная единица состоит из четырех толщ: 1) базальтовой, 2) вулканогенно-осадочной, 3) олистостромовой и 4) метаморфической [7]. В составе базальтовой толщи преобладают пиллоу и вариолитовые лавы, измененные в условиях зеленосланцевой фации. Местами, базальты переслаиваются с обломочными известняками, доломитами, кремнями и песчаниками. Вулканогенно-осадочная толща включает массивные и слоис-

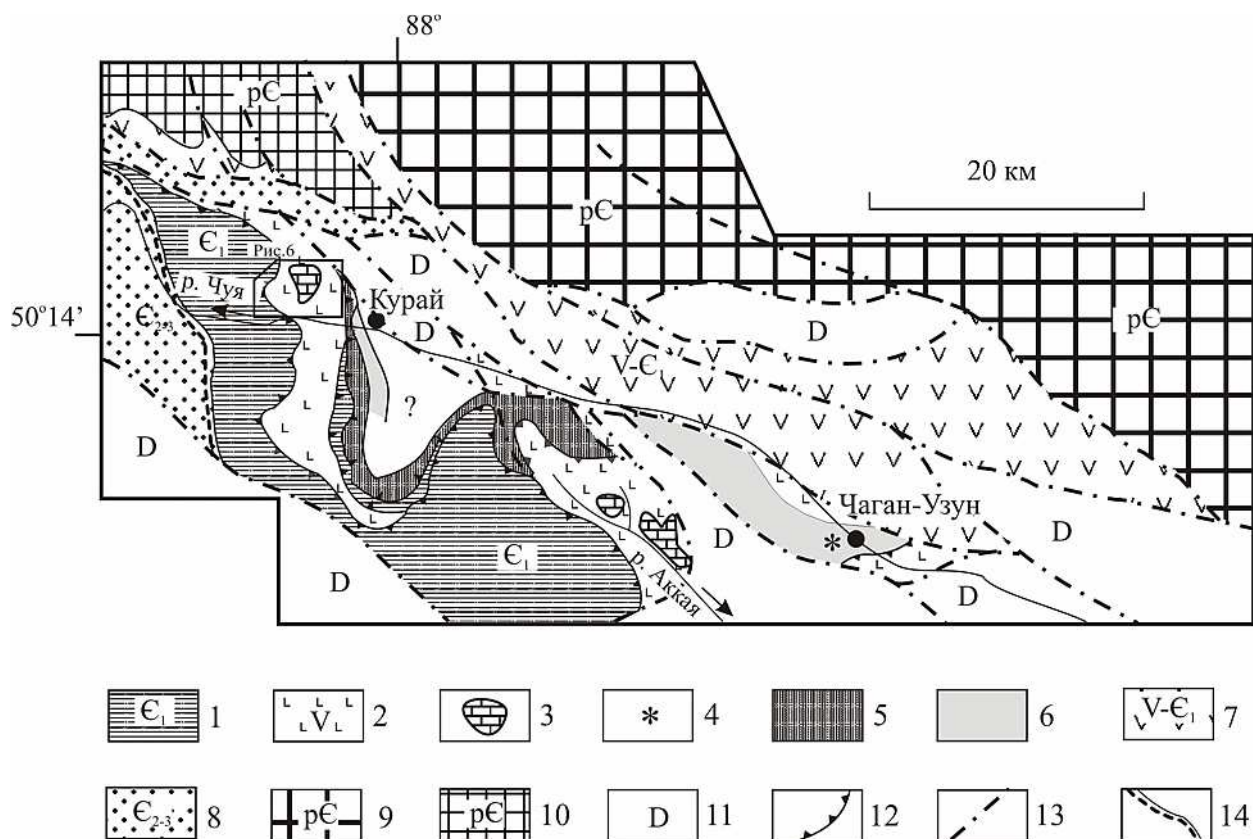


Рис. 2. Геологическая схема Курайского аккреционного клина.

1 – верхняя структурная единица: раннекембрийские олистостромы, нерасчлененные фрагменты океанического острова, океанического плато и экзотических террейнов черных известняков; 2-3 – средняя структурная единица, включающая Баратальский террейн: 2 – вендские пиллоу-лавы и вулканогенно-осадочные породы океанического острова, 3 – раннекембрийские серые рифогенные известняки и доломиты; 4-6 – нижняя структурная единица: 4 – раннекембрийские эклогиты; 5 - раннекембрийские амфиболиты и голубые сланцы; 6 – докембрийские-раннекембрийские серпентиниты и офиолиты; 7 – венд-раннекембрийская Уймен-Лебедская островная дуга; 8 – средне-позднекембрийский Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб; 9 – докембрийский Алтае-Монгольский террейн; 10 – докембрийский Телецкий террейн; 11 – девонские вулканогенно-осадочные породы; 12 – кембрийские разломы; 13 – позднепалеозойские сдвиги; 14 – стратиграфический контакт. Рамкой показано положение рис. 3.

около п. Чаган-Узун (рис. 3). Здесь в состав средней единицы входят кремнисто-карбонатная пластина Баратальского симаунта/плато, пластина зеленых сланцев и олистостром. Зона меланжа второго типа состоит из верхней и нижней пластин Чаган-Узунского офиолитового массива. Верхняя пластина Чаган-Узунского массива включает перидотиты, залегающие на массивных серпентинитах с прослоями и линзами гранатовых амфиболитов и эклогитов. Нижняя пластина представлена массивными и рассланцованными серпентинитами с будинами и дайками габбро и диабазов.

Для изучения химического состава базальтов образцы были отобраны к западу от п. Курай и к юго-западу от п. Чаган-Узун (рис. 2).

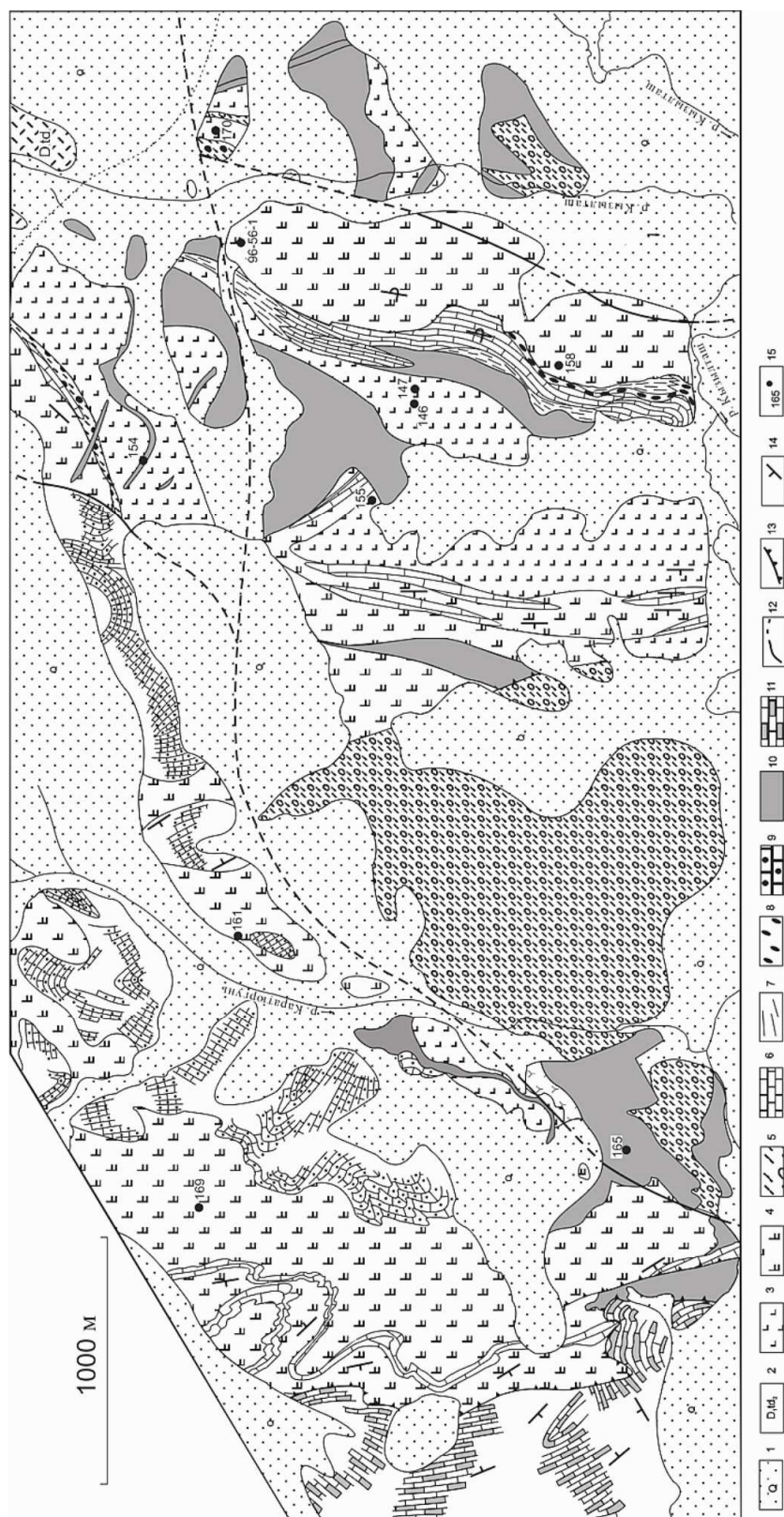


Рис. 3. Детальная геологическая схема участка Курайского аккреционного клина в бассейне р. Каратюргунь, к северо-западу от пос. Курай.

1 – четвертичные отложения; 2 – раннедевонские вулканогенно –осадочные породы талды-тургуньской свиты; 3 – вендские (?) базальты типа N-MORB; 4 -10 – поздневендские комплексы пород Баратальского палеоокеанического плато/острова: 4 – вулканогенная толща с ОИВ/ОРВ базальтами, 5 – вулканогенно –осадочные породы склоновых фаций, 6 -8 – осадочные образования склоновых фаций, перекрывающих базальты офиолитового разреза: 6 – карбонатные, 7 – кремнистые, 8 – конгломератовые; 9 – рифогенные известняки; 10 – субвулканические габбро-диабазы; 11 – докембрийские (?) сероводородные доломиты и известняки экзотического террейна; 12 – слвиги; 13 – надвиги; 14 – элементы залегания слоистости; 15 – место отбора образцов.

Отбор образцов и методы исследования

Образцы для геохимических исследования отбирались из наименее измененных и деформированных обнажений базальтовых потоков и даек курайской аккреционной призмы (рис. 3). Породообразующие окислы и некоторые редкие элементы (Rb, Sr, Y, Zr, Nb) определялись в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН рентген-флуоресцентным методом на аппарате “Научприбор” в соответствии с ГОСТом 41-08-212-82 Мингео СССР. Редкоземельные и некоторые высокозарядные элементы (HFSE) были проанализированы нейтронно-активационным методом (INAA) В.А. Бобровым из этого же института с использованием Ge детекторов для гамма-лучей и энергии от 30 до 2000 KeV. Крупноионные литофильные элементы (LILE) определялись методом атомной абсорбции на спектрометре 3030 АА.

Петрография

Океанические базальты курайского аккреционного клина имеют разнообразные петрографические структуры от мелко-среднезернистых миндалекаменных и порфириковых, характерных больше для платобазальтов промежуточного состава, до афировых, более характерных для толеитовых базальтов типа MORB, при этом доминируют миндалекаменные и порфириковые разности. Миндалины заполнены кальцитом и хлоритом, а фенокристы представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Основная масса - вариолитовая или гиалопилитовая. Хотя базальты чаще всего метаморфизованы и содержат большое количество вторичных минералов, таких как эпидот, хлорит и альбит, их первичная магматическая структура сохранилась достаточно хорошо. Минералы-окислы, в основном магнетит, присутствуют в виде аксессуарных фаз. Степень карбонатизации и силификации варьирует от низкой до средней, что приводит к содержаниям до 5 модальных процентов карбонатов и кварца в некоторых образцах. Основные вулканические породы варьируют от недеформированных пиллоу-лав и массивных потоков до интенсивно деформированных зеленых сланцев и амфиболитов. В породах, измененных в условиях зеленосланцевой фации, доминирующими минералами являются эпидот и хлорит, тогда как минеральная ассоциация амфиболитов представлена роговой обманкой, актинолитом, плагиоклазом и эпидотом.

Результаты

По содержанию титана зеленокаменные базальтовые породы Курайского аккреционного пояса можно разделить на две группы: Ti-истощенные (среднетитанистые в нашем случае) ($1 < \text{TiO}_2 < 1.5$ масс.%) и Ti-неистощенные (обогащенные Ti) океанические базальты ($2.5 > \text{TiO}_2 > 1.5$ масс.%) [24]. Большинство изученных базальтов имеют содержание MgO

меньше 7.5 масс.% и принадлежат к Mg-Fe толеитовой серии, переходной к щелочным базальтам [31] (табл. 1).

Курайские базальты характеризуются относительно широким разбросом значений Mg# и Fe₂O₃ при достаточно узком разбросе SiO₂ и почти плоскими кривыми распределения РЗЭ для большинства образцов (табл. 1, 2, рис. 4). Содержания SiO₂ варьируют от 47 до 52 масс.%, Mg#=53-36, Fe₂O₃=11-14 масс.% и Ni=14-42 ppm. Концентрации TiO₂, Fe₂O₃, Zr, Y и Yb увеличиваются с ростом Mg# (табл. 1, 2). В этих базальтах La/Sm_N варьирует от 0.6 до 1.3, а Gd/Yb_N - от 0.7 до 1.39 (табл. 2). Корреляции между Ti/Zr и Mg# не наблюдается, при этом Ti/Zr гораздо ниже, чем в хондрите. Ti-неистощенные породы имеют отрицательные Nb аномалии по отношению к La (Nb/La_n =0.3-0.7), образуя отрицательные тренды с La/Sm_n, а отрицательные Th аномалии (Th/La_n =0.3-0.6) образуют положительные тренды с La/Sm_n (рис. 5 а, б).

Содержания TiO₂ и P₂O₅ меняются в пределах от 0.43 масс.% до 2.3 масс. % и от 0.1 масс.% до 0.58 масс.% соответственно, а Al₂O₃ от 13 масс.% до 18 масс.% (табл. 1). По сравнению с островодужными толеитами курайские базальты истощены LILE (K, Rb, Ba) и содержат близкие или немного более высокие количества HFSE (Zr, Nb, Th, Hf) [5].

Большинство образцов базальтов имеют схожие, довольно плоские кривые распределения редкоземельных элементов (REE) (рис. 4), которые характеризуются отсутствием обогащения LREE, характерного для типичных базальтов горячих точек, и имеют La_N = 9-25 и (La/Yb)_N = 0.15-1.9. Кривые РЗЭ образцов 123, 138 и 170 умеренно деплетированы легкими РЗЭ, что характерно для базальтов, источником которых являются расплавы, выплавляющиеся на уровне верхней мантии [17] и излившиеся в обстановке срединно-океанических хребтов, т.е. MORB. Кривые 139, 140 и 169 обогащены LILE, что позволяет предположить для них нижнемантийный источник плавления, характерный для базальтов, изливающихся в условиях океанических островов или горячих точек. Все остальные образцы имеют слегка обогащенный по отношению к хондриту состав всех РЗЭ и плоские кривые распределений, что характерно для океанических платобазальтов[34].

Таблица 1.

Состав породобразующих окислов (масс.%) в базальтах Курайского аккреционного клина

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Mg#
123	51,15	1,323	13,47	8,04	0,155	7,87	8,71	3,04	1,34	0,174	4,57	99,86	66,19
125	50,84	1,656	14,83	7,51	0,173	5,43	7,34	4,58	0,71	0,448	6,1	99,64	59,12
126	47,86	1,83	13,58	13,47	0,199	6,66	9,34	2,72	0,58	0,374	2,7	99,34	49,72
131	46,47	1,699	15,21	14,11	0,126	6,63	2,56	5,28	0,91	0,454	5,62	99,34	48,45
135a	43,84	1,175	14,7	9,35	0,187	6,77	12,17	2,65	0,47	0,076	8,25	99,67	59,15
138	51,88	0,894	13,62	8,29	0,094	4,99	6,54	4,56	0,54	0,192	8,04	99,64	54,63
139	56	0,902	13,79	6,05	0,102	4,28	5,59	5,5	0,46	0,187	6,45	99,311	
141	49,59	1,232	14,14	14,34	0,441	6,01	4,91	2,92	1,5	0,134	5,41	100,69	45,60
140	56,25	1,116	14,16	10,31	0,197	5,46	3,04	4,63	1,12	0,199	3,23	99,712	
143	50,02	1,637	15,21	11,98	0,228	5,76	6,66	3,5	0,92	0,166	2,65	98,75	49,02
144	48,94	1,769	13,49	11,73	0,208	7,23	9,3	3,86	0,35	0,175	2,44	99,49	55,21
146	47,25	1,838	13,67	12,91	0,227	7,26	10	3,32	0,29	0,178	2,74	99,69	52,93
147	49,18	1,75	13,1	12,85	0,242	6,94	8,67	4,23	0,36	0,182	2,37	99,9	51,93
150	47,65	1,909	14,37	12,15	0,21	4,93	5,82	5,07	0,24	0,206	7,02	99,575	
151	49,63	1,085	15,8	11,34	0,198	6,24	7,76	3,28	0,37	0,082	3,83	99,36	52,39
152	47,68	1,879	13,75	11,84	0,219	5,3	6,93	3,81	0,45	0,304	7,46	99,622	
154	46,27	2,364	12,9	14,96	0,251	6,96	6,82	5,18	0,49	0,231	3,35	99,78	48,20
155	52,36	1,84	14,17	11,24	0,173	4,59	6,32	4,76	0,7	0,207	2,53	98,9	44,96

Таблица 1 (Окончание).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Mg#
157	47,28	1,526	15,72	10,93	0,206	7,07	8,11	3,85	0,74	0,126	3,19	98,77	56,40
158	47,61	1,543	14,67	12,3	0,268	6,59	4,8	5,32	0,54	0,445	5,42	99,55	51,73
160	48,35	1,222	14,3	11,63	0,2	7,34	9,55	3,36	0,38	0,116	3,29	99,75	55,80
161	47,53	1,782	16,15	12,33	0,21	7,25	5,24	4,44	0,44	0,429	3,71	99,59	54,04
165	47,29	1,645	14,6	13,57	0,208	6,69	6,95	4,28	0,44	0,365	3,59	99,65	49,65
169	48,89	0,431	17,86	8,82	0,178	6,23	8,06	4,75	0,9	0,399	3,13	99,67	58,55
171	54,88	1,568	14,68	0,62	0,213	9,81	10,89	3,76	0,29	0,003	2,8	99,5	
172	51,67	1,81	16,56	0,91	0,219	9,95	7,64	2,87	0,97	0,003	6,71	99,38	
173	51,75	0,789	13,9	11,56	0,208	7,65	6,64	3,88	0,76	0,047	2,73	99,94	56,96
175	44,8	1,642	14,47	11,83	0,191	6,99	10,09	4,79	0,24	0,174	4,85	100,07	54,17
170	48,51	1,447	13,44	14,38	0,24	5,92	6,37	6,21	0,21	0,099	3,07	99,9	45,16
96-56-1	50,15	1,511	14,57	13,76	0,257	3,89	5,44	5,76	0,71	0,583	3,26	99,891	36,12
92-T-1	48,99	1,008	14,9	11,97	0,15	5,71	9,99	2,87	0,18	0,113	4,02	99,901	48,82
92-T-2	49,16	1,096	15,07	12,12	0,14	5,78	9,97	2,74	0,1	0,118	4,15	100,446	48,82
92-T-3	47,07	1,034	15,23	12,7	0,17	6,73	9,58	2,98	0,09	0,112	3,92	99,617	51,45
92-T-4	48,69	1,14	15,5	12,12	0,15	6,09	9,44	3,06	0,1	0,11	3,92	100,319	50,12
92-T-5	48,87	1,129	15,48	13,01	0,16	6,46	6,88	3,75	0,14	0,116	4,08	100,074	49,83

Таблица 2.

Содержания редких и редкоземельных элементов (ppm) в базальтах Курайского аккреционного клина

	123	125	131	135a	138	139	140	141	146	147
La	7	8	6.8	2.3	11.3	16	4.5	4.6	5.7	2.7
Ce	16.5	18	15.5	6.8	21	29	11.8	12	16.5	7.2
Nd	10.2	14	12	5	13.5	17	9.5	7.7	13.2	5.8
Sm	2.7	4.3	3.6	2.27	3.4	4.5	3.15	2.75	4.4	1.9
Eu	0.9	1.6	1.55	1	1.1	1.35	1.23	1.1	1.7	0.74
Tb	0.48	0.95	0.7	0.52	0.54	0.7	0.6	0.62	1.09	0.48
Yb	2	2.8	2.1	2.2	2.15	2.45	3.1	3.2	5	2.1
Lu	0.33	0.41	0.33	0.34	0.35	0.4	0.48	0.56	0.8	0.33
Cr	154	12.5	17.2	139	116	72	43.6	41.9	106	165
Co	42	30	50	60	22	12	35	39	53	47
Ni	96	7.4	11.6	74	43.5	38.6	10.9	9.4	41	71
Sc	30.5	29.5	27.5	50	24	24.6	34.3	32	41	43.2
V	89	135	539	110	79	78	272	279	326	166
Rb	10.4	11.4	16.7	7.27	9.19	6.06	28.2	34.2	3.11	2.98
Sr	315	405	862	403	342	449	239	289	211	256
Ba	200	270	1750	280	90	90	300	280	10	50
Ta	0.53	0.17	0.19	0.05	0.03	0.25	0.17	0.12	0.22	0.11
Nb	9.88	3.04	4.25	0.73	5.7	4.16	2.42	1.71	4.04	1.96
Zr	96	69	78	69	107	130	76	75	157	58
Hf	2	2.1	2.5	1.6	2.5	2.7	1.8	2.1	3.6	1.3
Th	0.55	0.5	0.42	0.11	1.15	1.23	0.5	0.38	0.25	0.5
Y	22.9	29.9	33.3	24.7	22.2	29.1	34.5	35.7	58	26.7
U	0.27	0.24	0.2	0.12	0.36	0.87	0.14	0.47	0.2	0.3
La/Sm_N	1.67	1.20	1.22	0.65	2.15	2.30	0.92	1.08	0.84	0.92
Th/La_{pm}	0.64	0.51	0.50	0.39	0.82	0.62	0.90	0.67	0.35	1.50
Nb/La_{pm}	1.36	0.37	0.60	0.31	0.49	0.25	0.52	0.36	0.68	0.70
Gd/Yb_N	1.07	1.30	1.39	0.88	1.22	1.41	0.82	0.73	0.77	0.85

На кривых образцов 158, 161 и 165 имеются небольшие положительные Eu аномалии, что могло быть результатом кристаллизации плагиоклаза и его последующей флоатации в промежуточных магматических камерах, расположенных ниже океанической коры, т.е. на глубине больше 20 км, соответствующей 6-8 кбар. Наиболее дифференцированный базальт 169 содержит самые высокие концентрации легких РЗЭ и самые низкие тяжелых при $La_N = 60$, $(La/Yb)_N = 9.1$ (рис. 4).

Мульти-компонентные «спайдер»-диаграммы (рис. б) имеют «пилообразный» облик и характеризуются обогащением всех элементов по

отношению к примитивной мантии [35]. Отмечается умеренное обеднение Nb и Ta по отношению к лантану ($Nb/La_N < 1$; табл. 1) в отличие от щелочных базальтов, сформированных в обстановке континентальных рифтов или океанических островов. Несмотря на Nb-Ta минимум, вряд ли можно предположить коровую контаминацию в процессе петрогенеза из-за низких

Таблица 2 (Окончание).

	150	152	154	155	158	161	165	169	170	92-T-4	92-T-2
La	6.1	7	6.5	5.9	7.5	8	7.2	20	3.2	2.5	2.8
Ce	17.6	20	15.5	18.5	18.6	20.6	16.6	42	8.5	6	6
Nd	13.7	14.1	12.3	13.7	12.8	15.6	11.4	19.9	6.8	8	6.2
Sm	5.5	4.9	4.7	4.6	4.3	4.2	3.6	4.1	2.65	2.4	2.2
Eu	1.9	1.8	1.65	1.75	1.8	1.88	1.77	1.3	1	1.15	1.1
Tb	1.28	1.06	0.94	1.11	0.74	0.8	0.74	0.41	0.57	0.65	0.58
Yb	5.6	5	3.4	4.7	2.7	2.9	2.8	1.4	2.7	2.5	2.7
Lu	0.9	0.8	0.6	0.77	0.4	0.43	0.41	0.22	0.48	0.48	0.42
Cr	107	113	61	29.2	33.9	38.9	41.7	47.5	24.9		
Co	54	48	52	38	38	39	40	24	51		
Ni	36.8	38.9	21.7	22.9	7	22.2	14.3	7.7	9.1		
Sc	44	42	38.6	31.3	24	29.3	27	24	38	30	36
V	374	362	417	337	307	469	349	67	341		
Rb	4.83	7.91	5.46	6.84	6.27	6.45	5.8	19	2.79		
Sr	302	368	148	171	327	475	514	901	201		
Ba	10	160	70	100	260	600	70	300	10		
Ta	0.24	0.22	0.23	0.2	0.21	0.21	0.16	0.1	0.04	0.1	0.12
Nb	4.23	4.24	5.05	4.53	3.68	4.3	3.06	4.09	1.01		
Zr	175	177	137	186	78	99	72	40.4	73		
Hf	3.9	3.9	2.9	3.9	1.9	2.1	1.6	0.8	1.6	1.3	1.6
Th	0.26	0.3	0.35	0.25	0.45	0.5	0.4	0.85	0.18	0.15	0.2
Y	62	63	48.8	61	35.2	38.2	32.6	16	35.5		
U	0.08	0.32	0.05	0.04	0.2	0.28	0.13	0.04	0.04		
La/Sm _N	0.72	0.92	0.89	0.83	1.13	1.23	1.29	3.15	0.78	0.67	0.82
Th/La _{pm}	0.34	0.35	0.44	0.34	0.48	0.51	0.45	0.34	0.45	0.48	0.58
Nb/La _{pm}	0.67	0.58	0.75	0.74	0.47	0.52	0.41	0.20	0.30		
Gd/Yb _N	0.84	0.82	1.13	0.85	1.25	1.17	1.06	1.60	0.82	0.04	0.04

содержаний Th (табл. 2, рис. 5, 6). Образцы 140 и 169 также характеризуются небольшими Nb-Ta минимумами и очень низкими концентрациями Th (0,05 и 0,85 ppm, соответственно). Скорее всего, имела место контаминация плюмового расплава компонентами нижней, мафической коры или литосферной мантии [35]. Кроме того, по достаточно высоким содержаниям щелочей и LILE и умеренному обеднению Nb можно предположить мантийный источник расплава, находящийся на уровне шпинелевой фации.

Дискуссия

Вторичные изменения и метаморфизм

Различная подвижность элементов вполне допустима для раннепалеозойских вулканических пород, которые претерпели гидротермальные изменения в условиях морского дна и были впоследствии метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Однако большинством исследователей признается [30], что редкоземельные

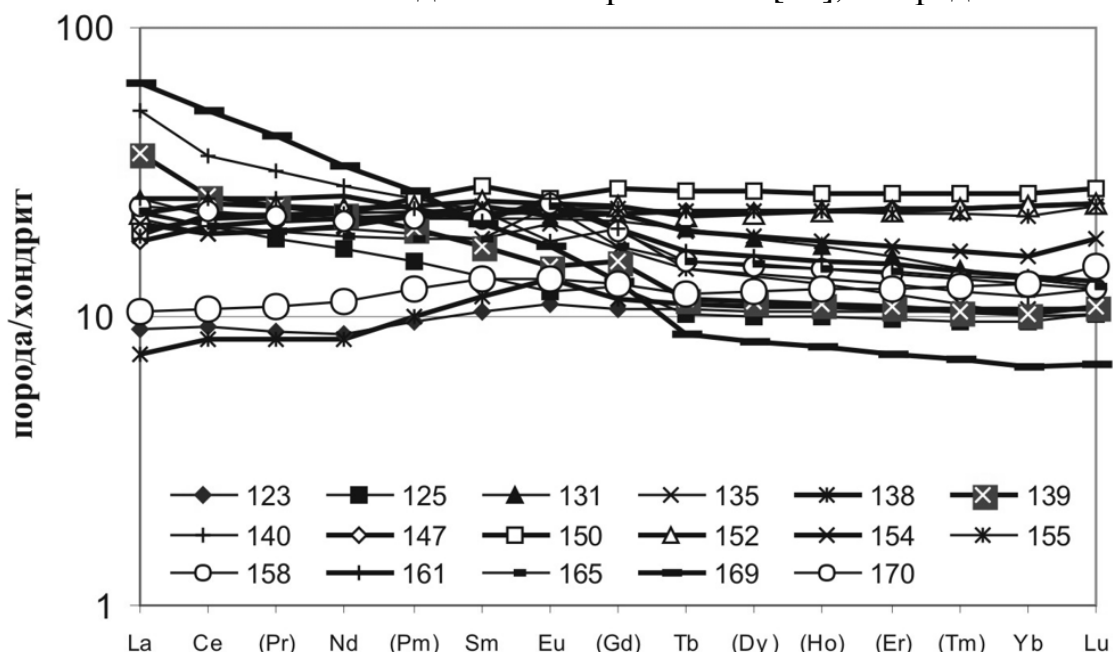


Рис. 4. Нормированные по хондриту кривые распределений редкоземельных элементов (РЗЭ) для курайских базальтов.

Нормировочные значения взяты из [23].

и высокозарядные элементы и некоторые переходные металлы являются наименее подвижными в условиях приповерхностных гидротермальных изменений и метаморфизма. [11, 30, 37]. Для петрогенетических интерпретаций не использовались образцы с высокими значениями ППП или большими Eu аномалиями. В некоторых образцах курайских базальтов присутствует первичный клинопироксен.

Доказательством низкой подвижности Th, HFSE и РЗЭ в изученных наименее измененных базальтах являются следующие признаки: 1) отсутствие заметного обогащения или истощения определенных групп элементов (например, LILE) в изученных породах, начиная с зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации; 2) кривые распределения РЗЭ и мульти-компонентные диаграммы редких элементов данных базальтовых толщ имеют схожий характер по HFSE и РЗЭ (рис. 4, 6); 3) соотношения содержаний Th, Nb и La не коррелирует с потерями при прокаливании (ППП).

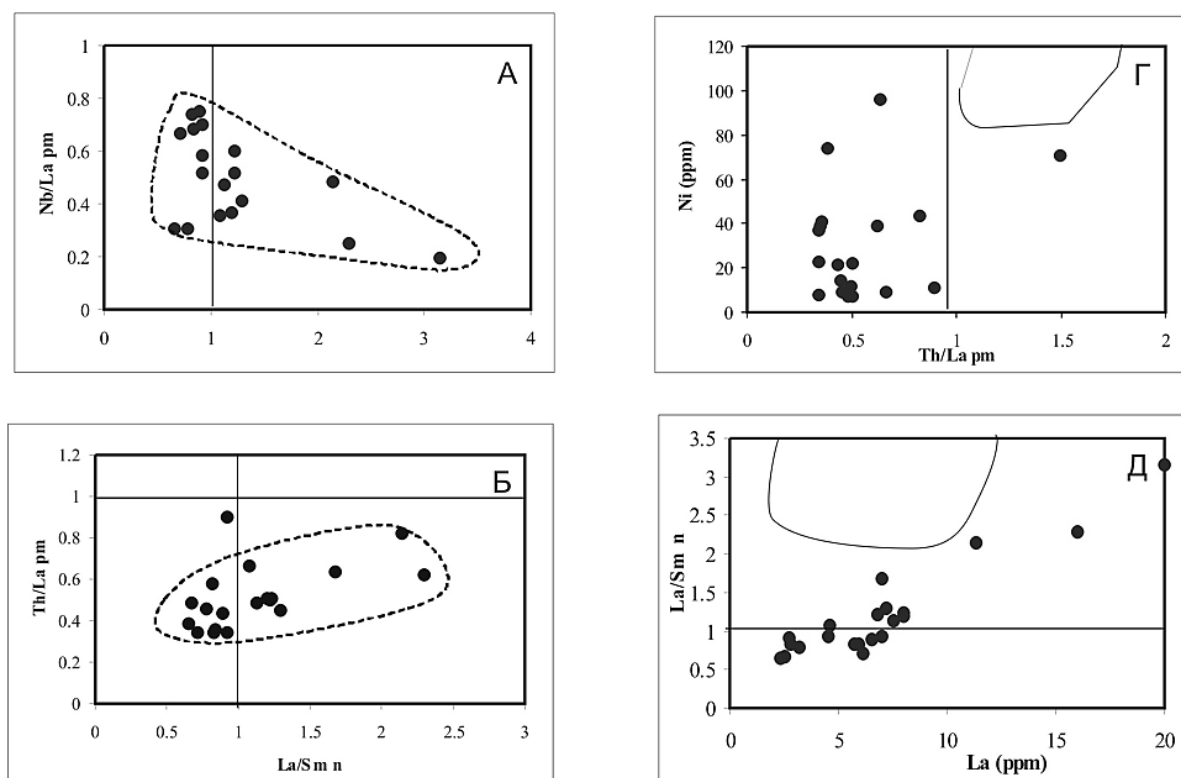


Рис. 5. Графики Nb/La_{pm} (а) и Th/La_{pm} vs La/Sm_N, а также Ni vs Th/La_{pm} (в) и La/Sm_N vs La (г) для курайских базальтов.

Последние два показывают, что коровая контаминация не оказывала влияния на систему Th-Nb-La. Выделенные области соответствуют контаминированным лавам [27].

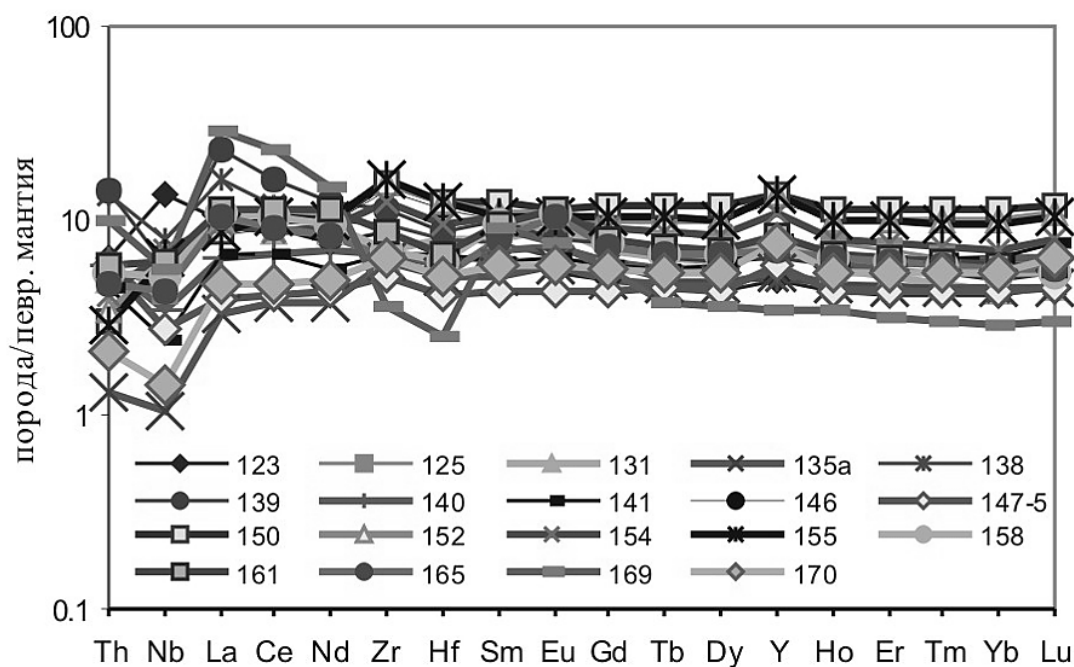


Рис. 6. Кривые распределения редких элементов, нормированные по примитивной мантии, для курайских базальтов.

Нормировочные значения взяты из [23].

«Пилообразный» характер мульти-компонентных кривых имеет место, вероятно, вследствие привноса LILE в процессе вторичных изменений.

Схожие выводы касательно относительной малоподвижности Al, HFSE и РЗЭ в раннепалеозойских вулканических породах, претерпевших изменения в условиях низкого соотношения вода/порода, были сделаны и другими исследователями Курайского аккреционного клина [3, 4] и других позднепротерозойских-раннепалеозойских террейнов в целом [19, 20, 21, 25, 30]. Таким образом, основное внимание при интерпретации полученных аналитических данных уделялось HFSE, Th и РЗЭ, т.е. элементам относительно малоподвижным в ходе вторичных изменений.

Диаграммы строились по содержаниям таких высокозарядных элементов, как Ti, Zr, Y, Nb и некоторые другие, которые считаются относительно неподвижными в водных флюидах с низкой до умеренной активностью ионов фтора F⁻, что в нашем случае не наблюдалось. Это означает, что содержания этих элементов не будут существенно меняться в условиях гидротермальных изменений, гидротермального метаморфизма в условиях морского дна до середины амфиболитовой фации [30].

Коровая контаминация

Контаминация материалом континентальной коры вполне вероятна, однако многие геологические данные говорят в пользу внутриокеанической обстановки формирования курайских базальтовых толщ. Переслаивание кремней и базальтов предполагает океанические условия их формирования [9, 13, 36].

Наличие отрицательных аномалий по Nb в базальтах обоих типов (обогащенные Ti и среднетитанистые) может быть свидетельством коровой контаминации (рис. 6), но, во-первых, имеет место слабая корреляция между отношениями Nb/La_{pm} и Th/La_{pm}, а во-вторых, других данных подтверждающих такую контаминацию, нет (рис. 5). Более того, содержания SiO₂, MgO и легких РЗЭ в курайских базальтах не коррелирует с отрицательными Nb аномалиями, что является характерным признаком коровой контаминации вулканических пород (табл. 1, 2; [28]): точки составов изученных пород не попадают в поле контаминированных вулканитов (рис. 5 в, г). Таким образом, геохимические и геологические данные свидетельствуют о внутриокеанической обстановке формирования базальтов. Низкие значения Nb/La_n скорее отражают наличие в мантии компонентов субдуцированной коры, а не коровую контаминацию.

В целом, низкие концентрации Th (в среднем 0.3-0.9 ppm) также говорят в пользу отсутствия коровой контаминации (табл. 2). Такие специфические особенности химического состава являются скорее результатом контаминации материалом нижней мафической коры или литосферной мантии, а не богатым кремнием коровым материалом [22].

Процессы плавления в мантии

Для курайских обогащенных Ti базальтов характерны отрицательные аномалии по Nb относительно легких РЗЭ, что приводит к повышенным значениям отношений La/Nb (рис. 6, табл. 2). В некоторых работах [6] формирование обедненных Nb пород рассматривается как результат второго этапа плавления мантийного источника, из которого была предварительно

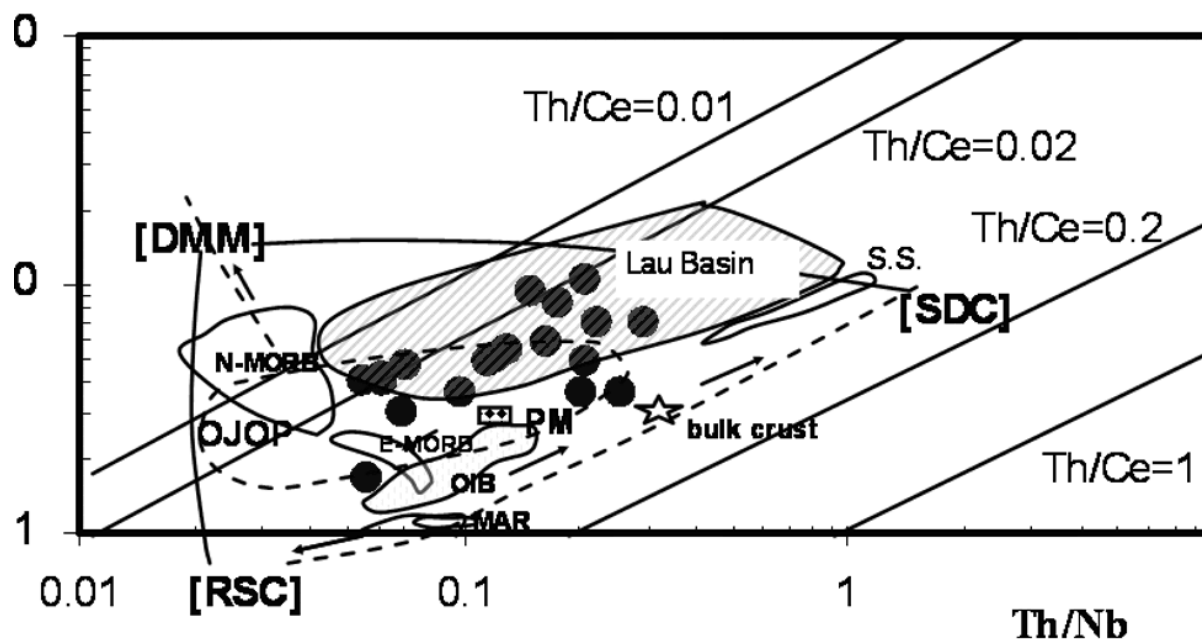


Рис. 7. Вариационная диаграмма Ce/Nb vs Th/Nb по Саундерсу [32].

Данные по океаническому плато Онтонг-Ява (OJOP) и бассейну Лая (Lau basin) взяты из [15] и [14], соответственно. Сплошными линиями показано просто смешение деплетированной мантии (DMM), остаточных компонентов слэба (SRC) и компонентов, полученных при плавлении субдуцирующего слэба (SDC). Пунктиром показано простое отделение расплава и образование DMM, SRC и SDC [32]. Данные для Срединно-Атлантического хребта (MAR) и островных дуг (S.S.) взяты из [32, 33], соответственно. Данные для примитивной мантии (PM), N-MORB, E-MORB и OIB взяты из [35].

удалена часть расплава в условиях крайне низких степеней частичного плавления. Низкие содержания тория в таких титанистых породах наряду с отрицательными аномалиями по Nb не противоречат предположению о низких степенях плавления мантийного источника курайских базальтов. Поэтому, основываясь на присутствии отрицательных аномалий по Th и Nb в курайских базальтах, предположительно образовавшихся при формировании океанического плато, мы предполагаем процессы частичного плавления в мантийном источнике, вероятно, на уровне шпинелевой фации, т.к. более глубокие источники на уровне гранатовой фации предполагают фракционирование тяжелых РЗЭ [16], что в данном случае не наблюдается (рис. 4).

Фракционная кристаллизация

В нашем случае не было обнаружено данных, подтверждающих значительные вариации $Mg^{\#}$ ни в среднетитанистых базальтах, ни в более обогащенных Ti разностях, и позволяющих сделать вывод от связи между аномалиями по Nb и фракционной кристаллизацией (табл. 1). Однако, Nb является когерентным элементом оксидов титана и железа, которые являются весьма вероятными фазами, фракционирующими из основных расплавов.

Мантийные источники

На основе соотношений в системе Th-Ce-Nb для курайских базальтов можно предположить смешение трех мантийных компонентов: DMM – истощенного мантийного источника MORB, характеризующегося относительно высоким отношением Ce/Nb и низким Th/Nb, RSC – компонента переработанного в результате ресайклинга остаточного слэба, вовлеченного в зону субдукции, с низкими отношениями Ce/Nb и Th/Nb и SDC – ресайклингового субдукционного компонента с высокими Ce/Nb и Th/Nb (рис. 7; [32]).

Относительно низкие значения Nb/La_n характерны для большинства курайских базальтов, что также позволяет предположить наличие субдукционного компонента в мантийном источнике. Наименее измененные курайские базальты характеризуются и Nb и Th аномалиями, что можно соотнести с гетерогенными по составу мантийными плюмами, включающими рециклированный субдукционный компонент ($Nb/La_{pm} < 1$). Образцы с отрицательными Nb, но положительными Th аномалиями (рис. 6) могут содержать переработанные осадки в субдукционном компоненте. В таком случае геохимическая гетерогенность вендско-раннекембрийских базальтов может являться результатом длительной истории океанического спрединга, субдукции и продолжительного нахождения литосферы в глубинной мантии до повторного вовлечения ее остатков в мантийные плюмы [18, 35].

Выводы

Полученные данные по содержанию породообразующих и редких элементов в базальтах Курайского аккреционного клина показывают, что они достаточно разнообразны по составу. Большинство базальтов имеет толеитовый состав с почти плоскими кривыми распределения РЗЭ. Кривые образцов 123, 138, 170 обеднены легкими РЗЭ, что характерно для MORB, а образцы 125, 139, 140 и 169 обогащены легкими РЗЭ, что сближает их с базальтами горячих точек (рис. 4). На мультикомпонентных диаграммах (рис. 6) преобладают кривые с отрицательными аномалиями по Nb, и наблюдаются как положительные, так и отрицательные аномалии по Th. Многие базальты близки по составу к фанерозойским океаническим платобазальтам,

имеющим похожие Nb и Th аномалии вследствие смешения различных мантийных компонентов.

Соответственно, такой разброс составов по Nb и Th может интерпретироваться как результат воздействия мантийного плюма на гетерогенную мантию, содержащую компоненты рециклированной океанической коры и субдуцированной океанической литосферы. Куоайские базальты, имеющие промежуточный состав между OIB и MORB, могли выплавляться при смешении деплетированных толеитов и обогащенных примитивных магм. Платобазальты могли быть образованы при участии SDC компонента, механизм вовлечения которого в плюм или в магмы, связанные с действием плюма, объяснить в деталях в настоящее время сложно. Можно предположить, что плюм захватил материал мантии, измененной за счет субдуцирующего слэба на глубинах, соответствующих уровню глубин шпинелевой фации в верхней мантии.

Таким образом, разные по составу базальты Курайского аккреционного клина являются фрагментами венд-раннекембрийских океанических плато и/или островов и, вероятно, образовались в результате воздействия гетерогенного по составу мантийного плюма. Геохимическое разнообразие составов курайских базальтов позволяет предположить, что субдукционные процессы, приведшие к формированию вендской примитивной дуги АСО [3, 4], играли важную роль в образовании химически гетерогенной венд-раннекембрийской мантии.

Для более достоверного определения мантийного источника океанических базальтов Курайского аккреционного клина необходимо изучение их изотопного состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-64668).

Благодарности

Авторы выражают благодарность Боброву В.А. за анализ содержаний редкоземельных элементов.

Литература

1. Берзин Н. А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л. (1994) Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана. Геология и Геофизика, т. 35, № 7-8, с. 8-28.
2. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л. П. (1985) Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 195 с.
3. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. (1992) Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая. Геология и геофизика, № 12, с. 3-14.
4. Симонов В. А., Добрецов Н. Л., Буслов М. М. (1994) Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана. Геология и геофизика, т. 35, № 7-8, с. 182-199.
5. Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок. Москва, изд-во МГУ, 319 с.

6. **Bach W., Erzinger J., Dosso L., Bollinger C., Bagnault H., Etaubleau J., Sauerwein, J.** (1996) Unusually large Nb-Ta depletion in North Chile ridge basalts at 36°-50° to 38°-56° S: major element, trace element and isotopic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 142, pp. 223-240.
7. **Buslov M. M., Berzin N. A., Dobretsov N. L., Simonov V. A.** *Geology and Tectonics of Gorny Altai* (1993) Guide-book of excursion, IGCP Project 283, United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy Publ., Novosibirsk, 122 p.
8. **Buslov M. M., Safonova I. Yu., Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N. N., Sugai Y., Smirnova L. V., Kazansky A. Yu.** (2001) Evolution of the Paleo-Asian ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. *Geosciences Journal*, v. 5, pp. 203-224.
9. **Buslov M. M., Watanabe T., Safonova I. Yu., Iwata K., Travin A. V.** (2002) A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia). *Gondwana Research*, v. 5, № 4, pp. 781-800.
10. **Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N. and A.P. Kiryanova** (2004) Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 23, p. 655-671.
11. **Chalot-Prat, F. and Eliane, G.J.** (2004) No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction up to the eclogite facies: chemical and isotopic evidences from the Alpine metamorphic ophiolites (Western Alps). 32th Int. geol. Congress, Florence, Program and Abstracts CD-ROM, 105-7.
12. **Dobretsov N. L., Berzin N. A., Buslov M. M.** (1995) Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. *International Geology Review*, № 35, pp. 335-360.
13. **Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu.** (2004) Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 23, p. 673-690.
14. **Ewart, A., Hergt, J.M., Hawkins, J.W.** (1994) Major element, trace element, and isotope (Pb, Sr, Nd) geochemistry of site 839 basalts and basaltic andesites, implication for arc volcanism. *Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Res.*, v. 135, pp. 519-531.
15. **Hemond, C., Arndt, N.T., Lichtenstein, U., Hofmann, A.W., Oskarsson, N., Steinthorsson, S.** (1993) The heterogenous Iceland plume: Nd-Sr-O isotope and trace element constrains. *J. Geophys. Res.*, v. 98, pp. 15833-15850.
16. **Hirschman, M.M. and Stolper, E.M.** (1996) A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 124, pp. 185-208.
17. **Hofmann, A.W.** (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, v. 385, pp. 219-229.
18. **Hofmann, A.W. and White W.M.** (1982) Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 57, pp. 421-436.
19. **Kay, R., Hubbard, N.J. and Gast, P.W.** (1970) Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, v. 75, pp. 1585.
20. **Kerrick, R. and Wyman, D.A.** (1997) Reviews of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44, pp. 465-487.
21. **Komiya, T., Maruyama Sh., Hirata T., Yurimoto H. and Nohda S.** (2004) Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt. Southern West Greenland Implication for the composition and temperature of early Archean upper mantle. *The Island Arc*, v. 13, pp. 47-72.

22. **Li, X., Li, Zh.-X., Zhou, H., Liu, Y. and Kinny, P.D.** (2002) U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kandigan Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, v. 113, pp. 135-154.
23. **McDonough, W.F. and Sun, S.** (1995) The Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, v. 120, pp. 223-253.
24. **Mullen, E. D.** (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Let.*, v. 62, pp. 53-62.
25. **Miyashiro, A.** (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v. 274, pp. 321-355.
26. **Ota T., Buslov M. M., Watanabe T.** (2002) Metamorphic evolution of Late Precambrian eclogites and associated metabasites, Gorny Altai, southern Russia. *International Geology Review*, № 44, pp. 837-858.
27. **Putchel, I.S., Hasee, K.M., Hofmann, A.W., Chauvel, C., Kulikov, V.S., Garbe-Schonberg, C.-D., Nemchin, A.A.** (1997) Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny belt, southeastern Baltic shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 61, pp. 1205-1222.
28. **Redman, B.A. and Keays, R.R.** (1985) Archean volcanism in the eastern Goldfields Province, Western Australia. *Precamb. Res.*, v. 30, pp. 113-152.
29. **Reiners, P.W.** (1998) Reactive melt transport in the mantle and geochemical signatures for mantle-derived magmas. *J. Petrol.*, v. 39, pp. 1039-1061.
30. **Rollinson, H.R.** (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Longman Group UK Ltd., 352 p.
31. **Safonova I.Yu., M.M. Buslov, K. Iwata, D.A. Kokh** (2004) Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting. *Gondwana Research*, v. 7, no. 3, pp. 771-790.
32. **Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J.** (1988) Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains. *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, pp. 415-455.
33. **Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J.** (1991) Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas, *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, v. A 335, pp. 337-392.
34. **Saunders, A.D., Tarney, J., Kerr, A.C., and Kent, R.W.** (1996) The formation and fate of large oceanic igneous provinces. *Lithos*, v. 37, 81-95.
35. **Sun, S. and McDonough, W.F.** (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins.* *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, v. 42, pp. 313-345.
36. **Uchio, Yu., Isozaki, Yu., Nohda, S., Kawahata, H., Ota T., Buslov, M.M., Maruyama, Sh.** (2001) The Vendian to Cambrian Paleo-environment in shallow mid-ocean: stratigraphy of Vendo-Cambrian seamount-top limestone in the Gorny Altai Mountains, Southern Russia. *Gondwana Res.*, v. 4, pp. L 47-48.
37. **Winchester, J.A. and Floyd, P.A.** (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, v. 20, pp. 325-343.