

**ФРАГМЕНТЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ПАЛЕО-АЗИАТСКОГО ОКЕАНА
В ГОРНОМ АЛТАЕ И ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ:
ГЕОХИМИЯ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ**

И.Ю. Сафонова, М.М. Буслов, Д.А. Кох

Институт геологии Сибирского отделения Российской академии наук

630090, Новосибирск-90, пр-т Коптюга, 3

E-mail: inna@uiggm.nsc.ru

Поступила в редакцию 16 февраля 2004 г.

В статье представлены результаты изучения вулканогенно-осадочных комплексов из Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая (V–E₂ вулканиты), Чарыш-Теректинской сдвиговой зоны (C₂–O₁) и Чарского офиолитового пояса (D₃–C₁). Формирование аккреционных клиньев Алтая связано с эволюцией Кузнецко-Алтайской островной дуги. Заложение Чарыш-Теректинской зоны связано с коллизией Алтае-Монгольского террейна гондванской группы и Сибирского континента (D₃). Чарская зона сформировалась во время позднекарбоновой-пермской коллизии Сибирского и Казахстанского континентов. Изучение океанических базальтов показало, что внутриплитный вулканизм действовал в Палео-Азиатском океане с венда до раннего карбона. Фрагменты базальтов сохранились в аккреционно-коллизийных поясах Алтае-Саянской складчатой области. Океаническая литосфера древнего Палео-Азиатского океана была близка по составу, литологии и структуре к современной восточной окраине Тихого океана. По геохимическим данным, изученные базальты сформировались в обстановках срединно-океанических хребтов, океанических островов и плато Палео-Азиатского океана.

Ключевые слова: *венд-ранний фанерозой, базальты, геохимия, структурное положение, Центральная Азия.*

**FRAGMENTS OF OCEANIC CRUST OF THE PALEO-ASIAN OCEAN IN GORNY ALTAI
AND EAST KAZAKHSTAN: GEOCHEMISTRY AND STRUCTURAL SETTING**

I.Yu. Saphonova, M.M. Buslov, D.A. Kokh

Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch

Studies of rocks from basaltic-sedimentary terranes in the Kurai and Katun accretionary wedges (Vendian-Middle Cambrian units), the Charysh-Terekta strike-slip zone (Late Cambrian-Early Ordovician units), and the Chara ophiolite-bearing strike-slip zone (Late Devonian-Early Carboniferous units) have been undertaken. The Early Cambrian accretionary wedges record a stage of the Kuznetsk-Altai island arc evolution. The Charysh-Terekta strike-slip zone records evidence of the Late Devonian collision of the Gondwana-derived Altai-Mongolian terrane and the Siberian continent. The Chara ophiolitic zone was formed during the Late Carboniferous-Permian collision of the Siberian and Kazakhstan continents.

Our study of these fragments of oceanic crust led us to conclude that intra-plate volcanism was active in the Paleo-Asian ocean in a period from the Vendian to the Early Carboniferous. Fragments of basalts have been preserved in accretion-collision zones of Altai-Sayan foldbelt. The structure and composition of the oceanic lithosphere of the Paleo-Asian Ocean were similar to those of the present Pacific Ocean. The geochemical data indicate that the Altai and East Kazakhstan metabasalts could have been formed at mid-oceanic ridges, oceanic islands or oceanic plateau of the Paleo-Asian Ocean.

Key words: *Vendian-Early Phanerozoic, Paleo-Asian Ocean basalts, geochemistry, biostratigraphy, Central Asia.*

Введение

Идея о том, что фрагменты палеоокеанической литосферы сохраняются в складчатых поясах, является общепризнанной, и она широко обсуждалась многими исследователями. Исследования показали, что чаще всего идентифицируются фрагменты разнотипных офиолитов [Coleman, 1977; Добрецов, Зоненшайн, 1985]. В последние годы все чаще фиксируются случаи нахождения фрагментов океанических островов (симаунтов) в складчатых поясах разного возраста, среди которых присутствуют не только базальты океанического типа, но и кремнисто-карбонатные породы, которые часто ошибочно диагностируются как осадочные породы преддуговых прогибов и окраинных морей.

Океанические острова и поднятия в современных океанах слагают объемы, превышающие таковые для островных дуг [Dobretsov et al., 2003]. Поэтому можно было бы ожидать, что фрагменты океанических поднятий сохраняются в складчатых областях в объемах, сравнимых с таковыми для островных дуг. То, что они реже встречаются, можно объяснить тем, что они либо бесследно субдуцируют, либо их сложнее распознавать в сложных структурах осадочных и базальтово-осадочных террейнов. Возможность сохранения фрагментов океанических поднятий в складчатых областях обсуждалась в работах [Ben-Avraham et al., 1981; Чехович, 1997; Dobretsov et al., 2003].

Были изучены коллекции вулканических пород из раннекембрийских аккреционных клиньев Горного Алтая (Курайский и Катунский), из позднедевонской Чарыш-Теректинской сдвиговой зоны северо-западного Алтая (засурьинская свита) и из Чарской офиолитовой сдвиговой зоны позднедевонского-раннекарбонатового возраста (восточный Казахстан) (рис. 1).

Геология региона

Тектоническая структура Алтае-Саянской складчатой области представляет собой коллаж разновозрастных террейнов, разделенных многочисленными крупномасштабными надвигами, сдвигами и тектоническими покровами [Добрецов, Зоненшайн, 1985; Zonenshain et al., 1990; Buslov et al., 1993; Dobretsov et al., 1995; Буслов и др., 2003]. На рис. 1 показаны главные структурные единицы, образующие часть Центрально-Азиатского складчатого пояса между блока-

ми Сибирского и Казахстанского континентов. В тектоническую структуру Алтае-Саянской области входят три группы структурных и тектонических элементов: 1) Алтае-Монгольский террейн гондванской группы; 2) разновозрастные террейны, сложенные фрагментами каледонских и герцинских аккреционно-коллизийных зон (Калба-Нарымский, Рудноалтайский и Горноалтайский). Аккреционные клинья (призмы) состоят из фрагментов субдуцированных террейнов океанической литосферы – офиолитов, симаунтов и океанических островов, которые были аккретированы к островным дугам и/или активным континентальным окраинам; 3) системы разновозрастных сдвигов и надвигов, такие как Чарская, Иртышская, Северо-Восточная, Чарыш-Теректинская, Курайская и Телецк-Башкауская зоны, отделяющие коллизийные террейны от окраин коллидирующих континентов.

Аналитические методы

Для геохимического изучения метабазальты отбирались из указанных выше геологических объектов, из наименее деформированных и измененных обнажений с небольшим количеством прожилков и миндалинов. Во всех проанализированных образцах оливин, пироксен и вулканическое стекло частично или полностью замещены хлоритом и эпидотом, а плагиоклаз часто альбитизирован. Все анализы были сделаны в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Породообразующие элементы и Rb, Sr, Y, Zr и Nb определялись рентгено-флуоресцентным методом (XRF) на приборе «Научприбор». Редкоземельные и высокозарядные элементы (PЗЭ и HFSE, соответственно) были проанализированы В.А. Бобровым методом нейтронно-активационного анализа (INAA). Содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) определялись методом атомной абсорбции с использованием спектрометра 3030.

Фрагменты венд-раннекембрийской океанической коры в аккреционных клиньях Горного Алтая

Горноалтайский террейн представлен полным набором венд-кембрийских пород [Buslov et al., 2002]. В предыдущих работах рассматривались раннекембрийские аккреционные толщи с базальтами, обладающими геохимичес-

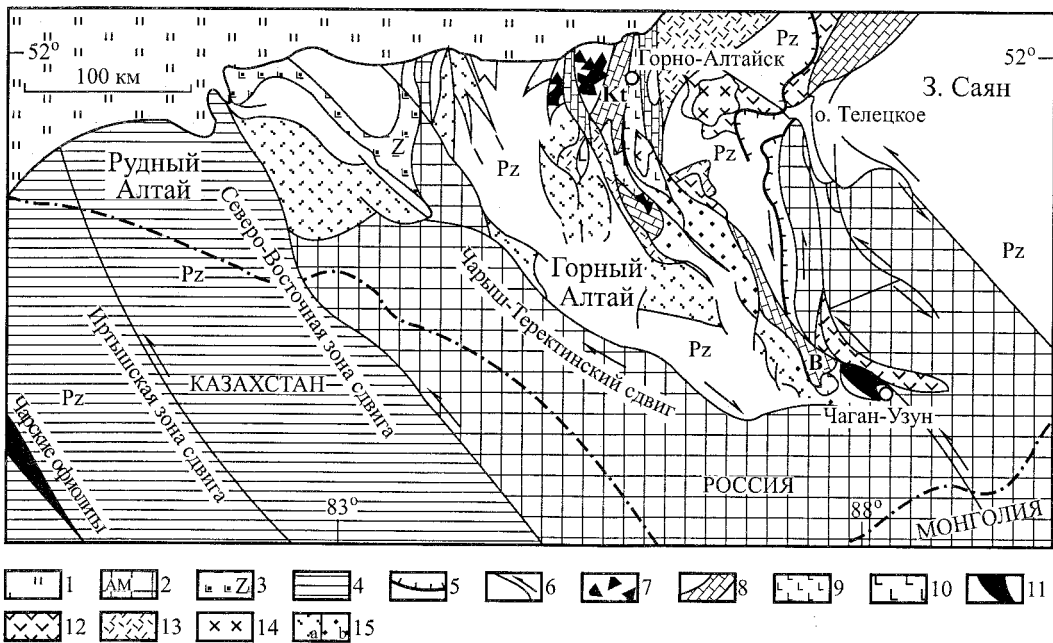


Рис. 1. Схема геологического строения Горного Алтая и СВ Алтая ([Buslov et al., 2001] с уточнениями).

1 – кайнозойский чехол; 2 – Алтае-Монгольский террейн; 3 – океаническая кора (Z – засурьинская свита, C_1-O_1); 4 – герциниды; 5 – разломы; 6 – сдвиги. Катунский и курайский аккреционные призм (C_1): 7 – олистостромы; 8 – осадки океанического острова; 9 – OIB; 10 – N-MORB; 11 – габбро-ультрамафиты. Кузнецк-Алтайская островодужная система (V-C): 12 – Уймен-Лебедская толет-бонинитовая дуга; 13 – известково-щелочные серии; 14 – массивы габброидов; 15 – Ануй-Чуйский преддуговой прогиб: а – флиш, б – олистострома. В – Баратальский и Kt – Катунский палеоострова.

кими характеристиками базальтов океанических островов (БОО) и нормальных базальтов MORB, и венд-кембрийские островодужные образования в районе Курайской (к западу от с. Чаган-Узун) и Катунской (около г. Горно-Алтайск) зон Горного Алтая [Buslov et al. 1993, 2001; Буслов и др., 1998]. Изучение геодинамических единиц в этих районах позволило реконструировать палео-геодинамические процессы субдукции и аккреции, которые оказались схожими с таковыми, происходящими в настоящее время на восточной активной окраине Тихого океана [Watanabe et al., 1993].

Курайский аккреционный клин

Структурное положение

Курайский аккреционный клин расположен в юго-восточной части Горного Алтая (рис. 1). Его детальное изучение в последние годы [Buslov et al., 1993, 2001, 2002; Буслов и др., 1998; Dobretsov et al., 2003] обнаружило множество фрагментов аккреционно-коллизииных комп-

лексов, включающих пластины Баратальского океанического острова, в состав которого входят океанические осадки, базальты, Чаган-Узунские офиолиты и серпентинитовый меланж. Кроме того, там присутствуют пластины и блоки эклогитов, гранатовых амфиболитов и актинолитовых сланцев, что является характерной чертой Курайского клина [Buslov et al., 1993]. В среднем-позднем палеозое толщи аккреционного клина были подвержены складчатости и другим деформациям.

Баратальский океанический остров включает три типа пород: 1) базальтоиды, 2) переслаивающиеся вулканические и осадочные породы и 3) рифовые известняки. Базальтоиды представлены пиллоу-лавами и вариолитовыми потоками и, в меньшей степени, андезитобазальтами и дайками диабазов и габбро. Магматические породы ассоциируют с линзами известняков, доломитов, черных и серых кремнистых сланцев и вулканогенных песчаников. Вендский возраст массивных известняков, ассоциирующих с базальтами, и мелководную седиментационную обстановку можно предпо-

жить по находкам строматолитов, микрофитолитов и ооидов [Uchio et al., 2001].

Геохимия базальтов

Метабазальты Курайского аккреционного клина представлены мелко-среднезернистыми миндалекаменными базальтами и андезитобазальтовыми порфиридами. По составу изученные породы являются субщелочными базальтами (рис. 2а). Содержания HFSE (высокозарядные элементы) и Nb близки к таковым для N-MORB (нормальные базальты срединно-океанических хребтов) и платобазальтов Науру (таблица) [Saunders, 1986]. Курайские базальты умеренно обеднены Nb и Ta ($(Nb/La)_N = 0,19-0,34$) и сильно обеднены Th (0,85-0,9 ppm).

На диаграмме Nb/Y–Nb/Zr курайские базальты попадают в поле MORB, а образец

169 ближе к полю БОО (рис. 2в). На диаграмме Nb/Th–Ti/Yb точки составов курайских базальтов образуют тренд от БОО до КЛМ (континентальная литосферная мантия), что позволяет предположить смешение магм или контаминацию расплава материалом литосферной мантии (рис. 2г).

Все образцы, кроме 169 и 96-56-1, имеют похожие кривые РЗЭ (рис. 3а) без заметного обогащения легкими РЗЭ (ЛРЗЭ) ($La_N = 9-25$, $(La/Yb)_N = 0,15-1,9$). Самые низкие содержания легких РЗЭ у обр. 147 и 170. Небольшие Eu максимумы отмечены для образцов 158, 161, 165 и 169. Самый дифференцированный образец 169 имеет самые высокие содержания легких РЗЭ (ЛРЗЭ), самые низкие – тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ) ($La_N = 60$, $(La/Yb)_N = 9,1$) и небольшой Eu максимум. Большинство базальтов имеют плоские кривые РЗЭ, не имеют Eu аномалий и близки к платобазальтам Науру и Онтонг Ява (рис. 3а).

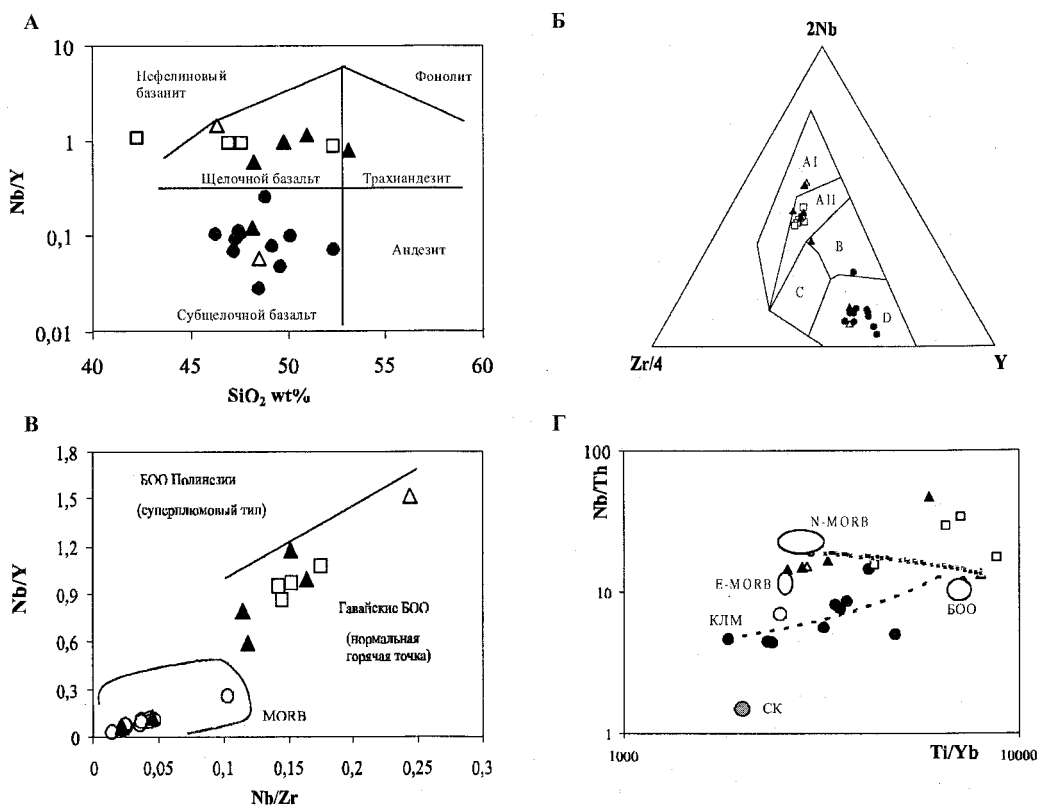


Рис. 2. Классификационные и дискриминационные диаграммы для курайских, кутанских, засурьинский и Чарских базальтоидов.

А – Nb/Y vs SiO₂ [Winchester and Floyd, 1977]; Б – Zr/4-2Nb-Y [Meschede, 1986]; В – Nb/Zr vs Nb/Y; Г – Ti/Yb vs Nb/Th.

Обозначения метабазальтов: черные кружки – Курай, белые квадраты – Катунь, черные треугольники – Засура, белые треугольники – Чара. Поля (диаграмма 2Б): АI – внутриплитные щелочные базальты; АII – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты; В – E-MORB; С – внутриплитные толеиты и островодужные базальты; D – N-MORB и островодужные базальты. Значения для БОО и MORB взяты из [Sun and McDonough, 1989], а для средней коры (СК) и континентальной литосферной мантии (КЛМ) – из [Li et al., 2002].

Породообразующие и редкие элементы базальтов из Курайского (1-6) Кагунского (7-10) аккреционных клиньев,
Чарыш-Теректинской (11-15) и Чарской сдвиговых зон (16-19)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
№ обр.	141	147	158	169	170	96-56-1	92-C-1	92-C-3	96-38-3	96-48-1	96-71	96-72	96-74	96-81	96-83	95-83	95-94	95-116	95-121
SiO ₂	49,59	49,18	47,61	48,89	48,51	50,15	52,32	47,62	42,26	46,94	49,05	52,37	48,10	48,15	46,44	46,37	48,52	43,10	44,69
ThO ₂	1,23	1,75	1,54	0,43	1,45	1,511	2,26	2,4	1,51	3,07	2,73	2,71	3,46	1,96	2,04	1,85	1,61	2,65	1,43
Al ₂ O ₃	14,14	13,10	14,67	17,86	13,44	14,57	12,44	13,04	14,79	13,79	14,08	14,7	13,97	13,78	14,36	16,47	12,75	14,17	19,75
Fe ₂ O ₃	14,34	12,85	12,30	8,82	14,38	13,76	11,11	13,85	9,40	12,17	16,87	15,37	11,96	14,15	12,44	7,83	11,51	11,84	5,63
MnO	0,44	0,24	0,27	0,18	0,24	0,26	0,1	0,14	0,23	0,16	0,08	0,14	0,28	0,26	0,22	0,18	0,21	0,12	0,20
MgO	6,01	6,94	6,59	6,23	5,92	3,89	6,19	7,42	6,94	5,26	2,49	1,97	5,90	6,99	8,57	4,93	6,48	4,60	4,34
CaO	4,91	8,67	4,80	8,06	6,37	5,44	7,6	8,81	13,59	9,86	4,70	4,25	6,12	10,91	8,20	8,87	12,40	8,30	8,05
Na ₂ O	2,92	4,23	5,32	4,75	6,21	5,76	5,04	3,7	3,95	2,36	4,89	3,15	3,79	2,14	2,85	5,58	2,68	3,55	2,31
K ₂ O	1,50	0,36	0,54	0,90	0,21	0,71	0,68	0,41	0,46	1,55	2,82	3,25	0,08	0,13	0,92	0,32	0,10	2,25	4,94
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,45	0,40	0,10	0,58	0,29	0,31	0,17	0,28	0,72	0,75	0,72	0,16	0,20	0,43	0,13	0,36	0,17
П.п.п.	5,41	2,37	5,42	3,13	3,07	3,86	2,76	3,42	6,98	4,76	1,94	1,35	5,62	2,7	3,44	7,34	3,58	9,03	8,76
Сумма	100,63	99,87	99,51	99,65	99,90	100,54	99,78	99,86	100,27	100,22	100,38	100,01	100	101,34	99,67	100,17	99,96	99,97	100,26
La	4,6	2,8	7,5	20	3,2	11	9,5	11	11	17	50	40	33	6	15	33	4,2	15	12
Ce		12	18,6	42	8,5	25	24,5	36	25	32	100	76	72	14,5	30	60	12	27	22
Nd	7,7	5,3	12,8	19,9	6,8	16	15	24,5	16	18	65	44	44	10	15	30	10	15,5	
Sm	2,75	2,1	4,3	4,1	2,65	5,2	47	5	3,8	5	14	12,5	9	4	4,5	7	3,2	5	3,9
Eu	1,1	0,83	1,8	1,3	1	2	1,4	1,72	1,2	2	4,1	3,8	3,1	1,6	1,9	2,1	1,5	1,9	1,45
Gd																8	5,5	5,8	4
Tb	0,62	0,5	0,74	0,41	0,57	1,1		5,2		4	2,2	1,8	1,7	1,05	0,9	1	1	1,02	0,7
Yb	3,2	2,15	2,7	1,4	2,7	3,8	0,82	1,05	0,7	0,8	7,5	6,8	3,2	4,2	2,5	3,8	3,8	3,6	8
Lu	0,56	0,35	0,4	0,22	0,48	0,55	1,9	2,2	2,1	2,1	1,1	1,1	0,34	0,64	0,38	0,68	0,6	0,44	0,5
Sc	32	45	24	24	38	19	0,29	0,31	0,3	0,26	7,5	40	29	57	15	32	48	33	27
Th	0,38	0,45	0,45	0,85	0,18	0,9	23,6	23	39	30	1,1	4,3	3,5	0,3	0,4	4	4	1	0,9
U	0,47	0,3	0,2	0,04	0,04		0,6	0,6	0,9	1,5									

Окончание таблицы

№ обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Hf	141	147	158	169	170	96-56-1	92-C-1	92-C-3	96-38-3	96-48-1	96-71	96-72	96-74	96-81	96-83	95-83	95-94	95-116	95-121
Ta	2,1	1,4	1,9	0,8	1,6	2	1,1	1,2	2,1	4	12	12	6,2	3,2	3,5	4,7	2,5	4,3	3,3
Ba	0,12	0,1	0,21	0,1	0,04	0,25	1,1	1,2	0,9	1,4	3	3,2	3	0,37	0,8	2,8	0,18	0,43	0,35
Co	280	50	260	300	10	480			95	350	320	550	95	30	500	100	68	-	-
Cr	39	47	38	24	51	32			40	56	26	28	30	52	53	68	48	39	44
Rb	10	251	75	10	9,5				100	100	78	53	48	100	93	185	120	15	50
Sr	34,2	5	6,27	17,5	2,79	15	6,5	2,56	5	25	27	40	6	4	13	5	1,2	-	60
Y	289	255	327	852	201	560	120,4	267,8	300	800	300	360	408	230	490	205	120	-	-
Zr	35,7	28	35,2	15,45	35,5	40	23,9	18,7	13	27	54	82	40	40	32	40	32	-	-
Nb	75	62	78	38,5	73	108	140,8	124,4	80	170	330	565	310	112	160	250	92	-	-
P ₂ O ₅ /TiO ₂	1,71	2,25	3,68	4	1,01	4,00	20,5	17,7	14	26	54	65	47	5	19	61	2	-	-
Zr/Nb	0,11	0,10	0,29	0,93	0,07	0,39	0,13	0,13	0,11	0,09	0,26	0,28	0,21	0,21	0,1	0,23	0,08	0,14	0,12
(Nb/La) _N	43,86	27,56	21,20	9,63	72,28	27,00	6,87	7,03	5,71	6,54	6,11	8,69	6,60	22,40	8,42	4,1	46	-	-
(La/Ta) _N	0,35	0,76	0,46	0,19	0,30	0,34	1,19	1,41	0,70	0,85	0,96	1,44	1,26	0,74	1,12	1,64	0,42	-	-
(La/Yb) _N	2,33	1,70	2,17	12,16	4,86	2,67	0,97	0,65	0,87	0,86	1,08	0,81	0,71	1,05	1,21	0,76	1,51	2,25	2,21
	0,91	0,83	1,76	9,08	0,75	1,84	3,37	3,37	3,53	5,46	4,49	3,97	6,95	0,96	4,05	5,85	0,75	-	-

Примечание. Содержание породообразующих элементов даны в мас.%, а редких элементов – в р.р.п. Для N-MORB главные элементы даны по среднему толентовому MORB, а для OIB – по среднему субщелочному оливинному базальту [Фролова и Бурикова, 1997]. Значения для редких элементов N-MORB и OIB взяты из [Sun and McDonough, 1989].

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что курайские метабаза­ль­ты могли сформироваться в условиях океанических островов, срединно-океанических хреб­тов и/или океанических плагов.

Катунский аккреционный клин

Структурное положение

Катунский аккреционный клин распо­ло­жен к северу от Курайского и протягивается на 120 км вдоль реки Катунь, к югу от г. Горноал­тайск (рис. 1). В состав клина входят три груп­пы пород палеоокеанического острова: 1) извест­няки, черные кремни, кремнистые породы, до­ломиты и маломощные потоки базальтов, 2) вы­со­котитанистые толеитовые и щелочные базальты (см. ниже); 3) рифовые известняки и доломиты. Предполагают, что эти толщи являются фрагмен­тами единой толщи, сформированной в обста-

новке океанического острова [Dobretsov et al., 2003]. В северо-западной части клина тектони­ческие пластины и олисто­стромы окружены серпентинитовым меланжем и базальтами типа N-MORB [Buslov et al., 1993; Гибшер и др., 1997].

В состав Катунского палео-симаунта вхо­дит два типа венд-кембрийских вулканических пород: а) маломощные потоки толеитовых ба­зальтов – реликты океанической коры, излив­шиеся в глубоководной обстановке, и б) круп­ные вулканические постройки и подводные пла­то, сложенные щелочными базальтами и, в меньшей степени, толеитами. Первый тип – афировые толеиты с редкими микрофенокри­стами оливина и клинопироксена. Второй тип – афировые оливиновые толеиты, порфи­ровые оливиновые гавайиты и афировые или плагио­клаз-порфи­ровые щелочные базальты (пиллоу­лавы), состоящие из фенокристов оливина, пи­роксена и плагиоклаза и стекловатой основной массы [Buslov et al., 1993; Гибшер и др., 1997].

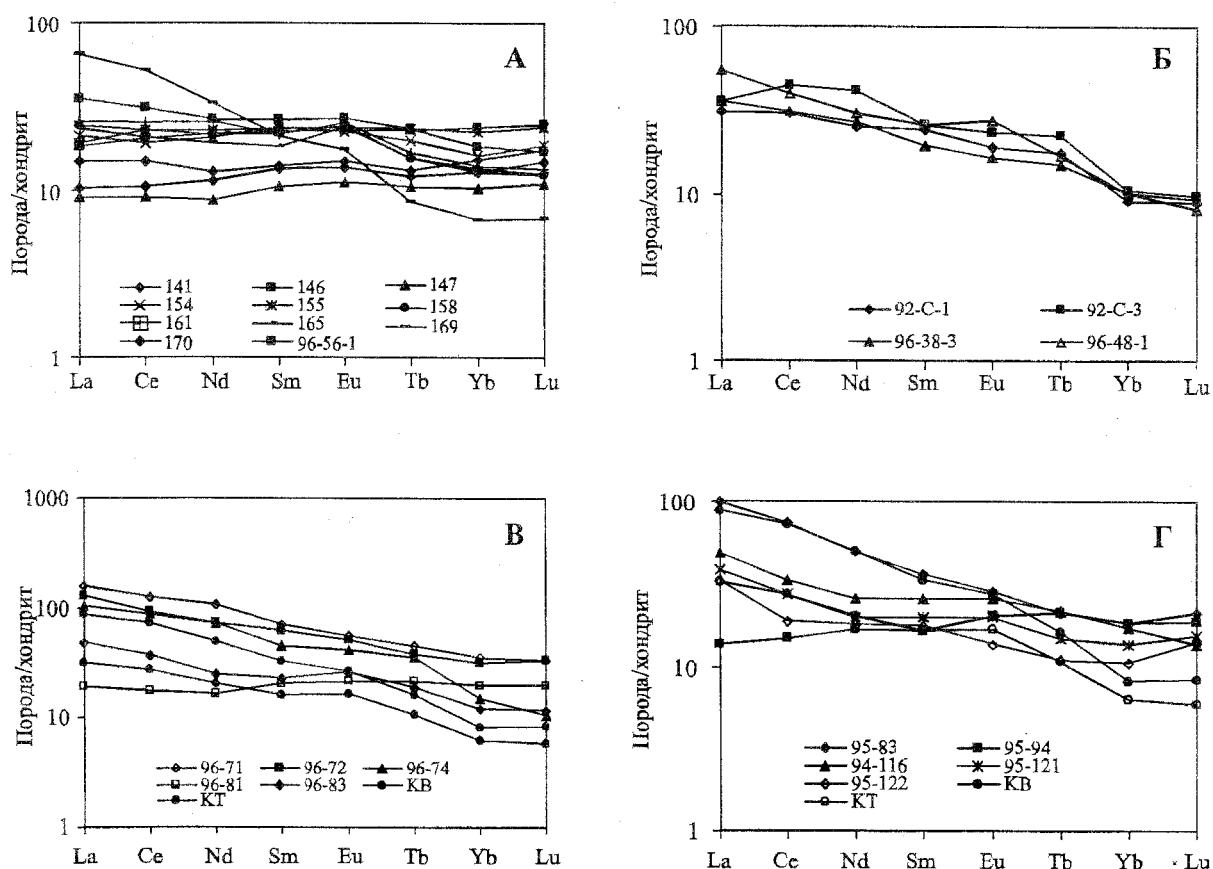


Рис. 3. Нормированные по хондриту кривые распределений редкоземельных элементов (РЗЭ) для курайских (а), катунских (б), засурьинских (в) и чарских (г) мета­ба­зальтов.

Серое и светло-серое поля на (а) соответствуют океаническим платобазальтам Науру и Онтонг-Ява (Ueda et al., 2000). Нормировочные значения взяты из [McDonough and Sun, 1995].

Породы Катунского палео-симаунта содержат многочисленные остатки микрофитоцитов, известковых водорослей и спикул губок поздневендского-раннекембрийского возраста [Терлеев и др., 2002].

Геохимия базальтов

В таблице показаны представительные анализы четырех базальтов из Катунского аккреционного клина. Катунские базальты выглядят менее измененными, чем курайские, хотя очевидно то, что они также подверглись изменениям в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма и метаморфизма в условиях морского дна. Сильно измененные «подушки» сложены клинопироксен-порфиоровыми базальтами и сцементированы кремнисто-карбонатными осадочными породами. Пироксен замещен хлоритом и эпидотом, а основная масса – актинолитом, эпидотом, хлоритом и альбитом. Катунские metabазальты по составу соответствуют щелочным базальтам (рис. 2а). Содержания Ti в них близко к курайским базальтам, а отношение FeO^*/MgO варьирует от 1,25 до 2,1, что свидетельствует о средней степени дифференциации (табл. 1). Содержания TiO_2 и P_2O_5 варьируют от 1,52 до 3,07 мас.% и от 0,17 до 0,31 мас.%, соответственно. Содержания Al_2O_3 в среднем немного ниже, чем в островодужных толеитах (12,4-14,8 мас.%). Отношения Zr/Nb меньше 20, промежуточные Nb/Zr (0,14-0,18) и Nb/Y (0,86-1,08) позволяет предположить их плюмовое происхождение (см. табл.).

На диаграмме Nb-Zr/4-Y точки составов попадают в поле внутриплитный щелочных базальтов (рис. 2б). Кривые PЗЭ показывают обогащение легкими PЗЭ (рис. 3б) ($(La_N/Sm_N)=30-54$, $(La/Yb)_N=3.3-5.4$) и отсутствие Eu аномалий. По сравнению с MORB LILE в Катунских базальтах выше благодаря их плюмовой природе и вторичным изменениям. Содержания Nb, Ta и Ti близки к таковым в вулканиках Гонолулу Гавайских островов [Clague and Frey, 1982]. Nb и Ta обогащены по отношению к La ($Nb/La_N > 1$, см. табл.). Таким образом, Катунские базальты похожи по составу на многие океанические щелочные базальты, образованные в обстановке горячих точек без коровой контаминации. На графиках Nb/Y-Nb/Zr (рис. 2в) и Ti/Yb-Nb/Th (рис. 2г) точки составов попадают в поле гавайской горячей точки [Li et al., 2002].

Чарыш-Теректинская сдвиговая зона: позднекембрийская-раннеордовикская океаническая кора

Структурное положение

Чарыш-Теректинская сдвиговая зона северо-западного Алтая протягивается на расстояние 120-130 км и включает 5 структурных единиц (запад→восток): Инская, Курья-Акимовская, Чарышская, Засурьинская и Галицкая. Они представляют собой тектонические пластины и линзы, ограниченные Северо-Восточным и Башелакским разломами позднекарбонново-пермского возраста [Буслов и др., 2000].

Особый интерес представляет засурьинская единица (свита), сложенная тектоническими пластинами, состоящими из песчаников, кремней, вариолитовых и афировых пиллоубазальтов, пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов и габбро-диабазовых даек. Брекчирование, конседиментационная и Z-образная складчатость кремнистых пород предполагают, что они образовались на склонах океанического острова при сползании слоев осадков вниз под действием силы тяжести. Засурьинская свита характеризуется уникальной комбинацией терригенных, вулканических и кремнистых толщ. Цвет кремней варьирует от красного и коричневого до фиолетового, что характерно для современных условий седиментации на склонах подводных гор. Мощность кремнистых толщ достигает нескольких сотен метров. Стратифицированные кремни содержат конодонты и радиолярии позднего кембрия – раннего ордовика [Сенников и др., 2003].

Геохимия базальтов

В таблице показаны ранее опубликованные и новые анализы базальтов засурьинской свиты [Буслов и др. 1999, 2000; Buslov et al., 2001]. На рис. 2а видно, что большинство образцов являются щелочными базальтами. Образцы KB и КТ (базанит и толеит Каула, Гавайская система) приведены для сравнения [Garcia et al., 1986]. На диаграмме $2Nb-Zr/4-Y$ образец 96-81 попадает в поле N-MORB, а большинство остальных – в поле внутриплитных базальтов (рис. 2б). На графике Nb/Y-Nb/Zr точки составов засурьинских базальтов попадают в поле гавайской горячей точки (рис. 2в). Таким образом, можно выделить две группы базальтов:

1) близкие к MORB с низкими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 и щелочей и 2) близкие к БОО (плюмовые).

Базальты плюмового типа обогащены легкими РЗЭ ($La_N=106-160$, $(La/Yb)_N=3,9-6,9$; см. табл.) и близки по составу к базанитам Каула [Garcia et al., 1986]. Кривые распределения РЗЭ для базальтов типа MORB (обр. 96-81) меньше обогащены легкими РЗЭ ($La_N=19$, $(La/Yb)_N=0,96$; рис. 3в). От толеитов Каула они отличаются большей истощенностью тяжелыми РЗЭ, а от современных N-MORB – более высокими легкими РЗЭ. Кривая РЗЭ образца 96-81 ближе к T-MORB или океаническим платобазальтам (ОПБ). Ни на каких кривых нет Eu-аномалий. Все образцы обогащены некогерентными элементами по сравнению с N-MORB, что делает их похожими на платобазальты [Saunders, 1986]. Базальты типа MORB слегка обеднены Nb ($Nb/La_N < 1$), тогда как плюмовые базальты имеют Nb/La_N от 1,03 до 1,44 (см. табл.).

На графике Nb/Zr–Nb/Y образец 96-81 в поле MORB, а остальные – в поле гавайской нормальной горячей точки (рис. 2в) [Tatsumi et al., 1998]. На графике Ti/Yb–Nb/Th (рис. 2г) образцы КБ, КТ и почти все засурьинские кроме 96-83 и 96-74 имеют значения Nb/Th ($15,3 \pm 1,1$) близкие к БОО. Отношения Ti/Yb ниже, чем для базальтов гавайской системы океанических островов, из-за более высоких значений Yb [Hofmann, Jochum, 1996] (см. табл.).

Чарская сдвиговая зона: позднедевонско-раннекарбоновая океаническая кора

Структурное положение

Чарский офиолитовый пояс представляет собой коллизионную зону, расположенную вдоль северо-восточной окраины Казахского континента (рис. 1). Этот пояс шириной 20-30 км и длиной около 100 км протягивается на северо-запад вдоль Иртышской сдвиговой зоны (рис. 1). Он сформировался в среднем-позднем палеозое и состоит из нескольких аллохтонных структурных единиц. В состав Чарского пояса входят серпентинитовые меланжи, включающие расчлененные офиолиты, вулканические породы, высокобарические метаморфические породы, олистостромы, известняки и кремни.

Эволюция Чарского пояса и смежных островных дуг проходила в три этапа [Буслов и др., 2003]. На первом этапе произошла субдукция коры Палео-Азиатского океана и сформировался ак-

реционный клин (визей-намюр). Второй этап – это коллизия Сибирского и Казахстанского континентов, приведшая к развитию крупномасштабных зон разломов (средний карбон–ранняя пермь). Пермский постколлизионный магматизм и складчатость произошли на третьем этапе.

Возраст толщ, представленных пиллоулавами, кремнистыми алевролитами и кремнями, определялся по находкам позднедевонских конодонтов и турнейских радиолярий. Визейский возраст базальтово-известняковых толщ фиксируется находками живот-франской фауны в известняках [Сенников и др., 2003].

Геохимия базальтов

Проанализированные образцы содержат фенокристы эвгедрального до субгедрального пироксена и измененного плагиоклаза. Первичные Fe-Ti-оксиды найдены только в основной массе, которая также включает лейсты плагиоклаза и клинопироксен. Стекловатая основная масса в большинстве образцов замещена хлоритом, пумпеллитом, эпидотом, халцедоном и гидроокислами Fe. Некоторые миндалины заполнены пренитом, кварцем и кальцитом.

По отношению P_2O_5/TiO_2 , отражающему степень обогащения несовместимыми элементами [Mullen, 1983], мы выделяем 2 группы образцов: с характеристиками MORB и толеитовых БОО ($P_2O_5/TiO_2 < 0,15$) и близкие к щелочным БОО ($P_2O_5/TiO_2 > 0,15$) (см. табл.).

По содержанию редких элементов выделяется обр. 95-83 с высоким Nb, т.е. близкий к БОО, и обр. 95-94, имеющий характеристики MORB. На диаграмме $2Nb-Zr/4-Y$ (рис. 2б) обр. 95-94 попадает в поле N-MORB, обр. 95-83 в поле внутриплитных базальтов. Близкий к БОО образец 95-83 имеет кривую РЗЭ, обогащенную легкими РЗЭ ($La_N=106$, $(La/Yb)_N=5,85$) и похожую на кривые РЗЭ базальтов засурьинской свиты. Наличие Eu минимума предполагает фракционирование плагиоклаза. Образец 95-94 (тип MORB) не обогащен ЛРЗЭ ($La_N=13,5$, $(La/Yb)_N=0,75$) и схож с засурьинским базальтом типа MORB. Образцы 94-116, 95-121 и 95-122 имеют промежуточные содержания легких РЗЭ ($La_N=32-48$, $(La/Yb)_N=1,01-3,06$) и по составу ближе к Катунским базальтоидам (см. табл., рис. 3г).

Таким образом, выделены три группы базальтоидов: базальтовые андезиты и базальты с характеристиками БОО и базальты с характеристиками MORB.

Дискуссия и выводы

В венд-фанерозойской эволюции Палео-Азиатского океана выделено 4 периода вулканизма: 1) вендский (Курайская зона); 2) раннекембрийский (Катунская зона); 3) позднекембрийский-раннеордовикский (засурьинская свита) и 4) позднедевонско-раннекарбонный (Чарский пояс). Часть изученных вулкаников являются базальтами горячих точек или плюмовыми базальтами, фрагменты которых вошли в состав четырех упомянутых выше каледонских аккреционно-коллизионных поясов в результате субдукции Палео-Азиатского океана под Сибирский континент.

Раннекембрийская коллизия террейнов гондванской группы сформировала Курайскую и Катунскую аккреционные зоны Горного Алтая. Позднекембрийско-раннеордовикская коллизия Алтае-Монгольского террейна и Сибирского континента вызвала субдукцию восточной окраины океанской плиты, сформировала зону смятия и надвиговую структуру с фрагментами океанических островов и осадков (засурьинская свита). В результате позднедевонско-раннекарбонной коллизии Сибирского и Казахстанского континентов закрылась западная ветвь Палео-Азиатского океана, что вызвало сдвигообразование, деформации и вращение террейнов. Чарский пояс, сложенный фрагментами аккрецированных террейнов, представляет собой сдвиговую зону, сформировавшуюся между Казахстанским и Сибирским континентами в позднем палеозое [Буслов и др., 2003].

Геохимическое изучение четырех толщ базальтоидов с характеристиками БОО, ОПБ и MORB показало, что они выплавлялись как из

обогащенных, так и из истощенных мантийных источников, позже вошли в состав аккреционных террейнов и иллюстрируют историю вулканизма горячих точек Палео-Азиатского океана. Изученные базальты относятся к толеитовой и/или известково-щелочной серии, а также к группе щелочных базальтов.

Выделяются два типа кривых РЗЭ для четырех изученных базальтовых толщ (рис. 3): обогащенные легкими РЗЭ и плоские кривые типа MORB или ОПБ. Содержания легких РЗЭ достаточно высоки и варьируют в широких пределах (La_N (ppm) 25-65 для курайских, 35-55 для катунских, 100-160 для засурьинских и 35-105 для Чарских образцов с характеристиками БОО) относительно хондритового уровня. Разброс же содержаний ТРЗЭ гораздо уже: от 6 до 13 раз для курайских и Катунских базальтов и от 10 до 20 для засурьинских и Чарских образцов относительно хондрита (рис. 3).

Большинство образцов, кроме Катунских, в разной степени истощены Nb и Ta и обогащены LILE (см. табл.), что предполагает фракционирование ильменита и/или магнетита в основании коры. С другой стороны, минимумы Nb и Ta могут быть связаны с эпизодом начального плавления источника базальтовой магмы.

Нами были выполнены расчеты температур и давлений образования базальтов по методике Албаредо [Albarede, 1996] (рис. 4). Полученные значения также распадаются на две группы точек, что, вероятно, соответствует двум группам базальтов: высокотемпературным базальтам океанических островов, формирующихся также при более высоких параметрах (1150-1300°C и 7-13 кбар) и более низкотемпературным базальтам срединно-океанических хребтов

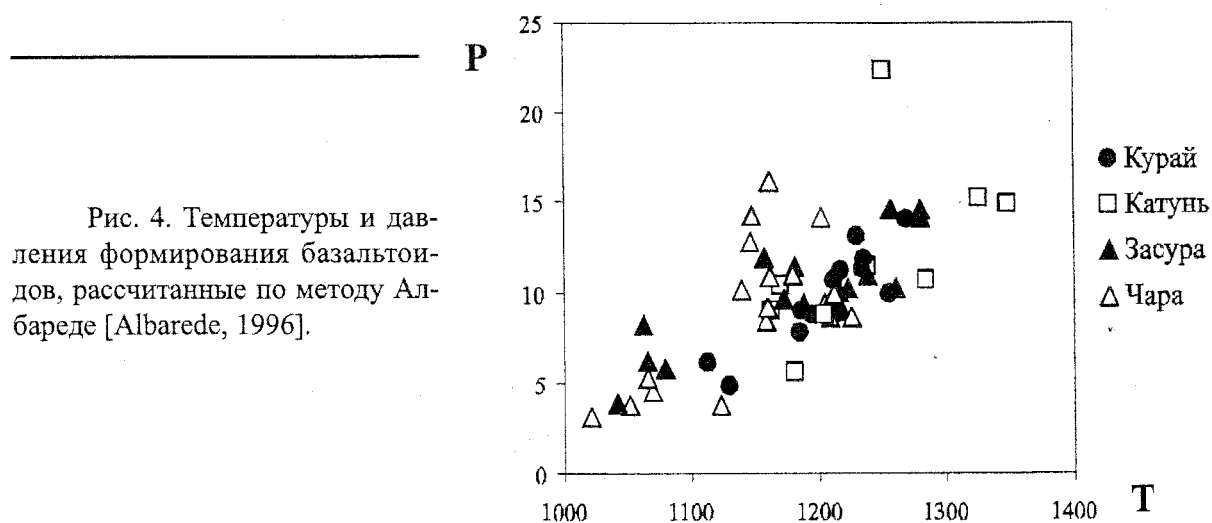


Рис. 4. Температуры и давления формирования базальтоидов, рассчитанные по методу Албаредо [Albarede, 1996].

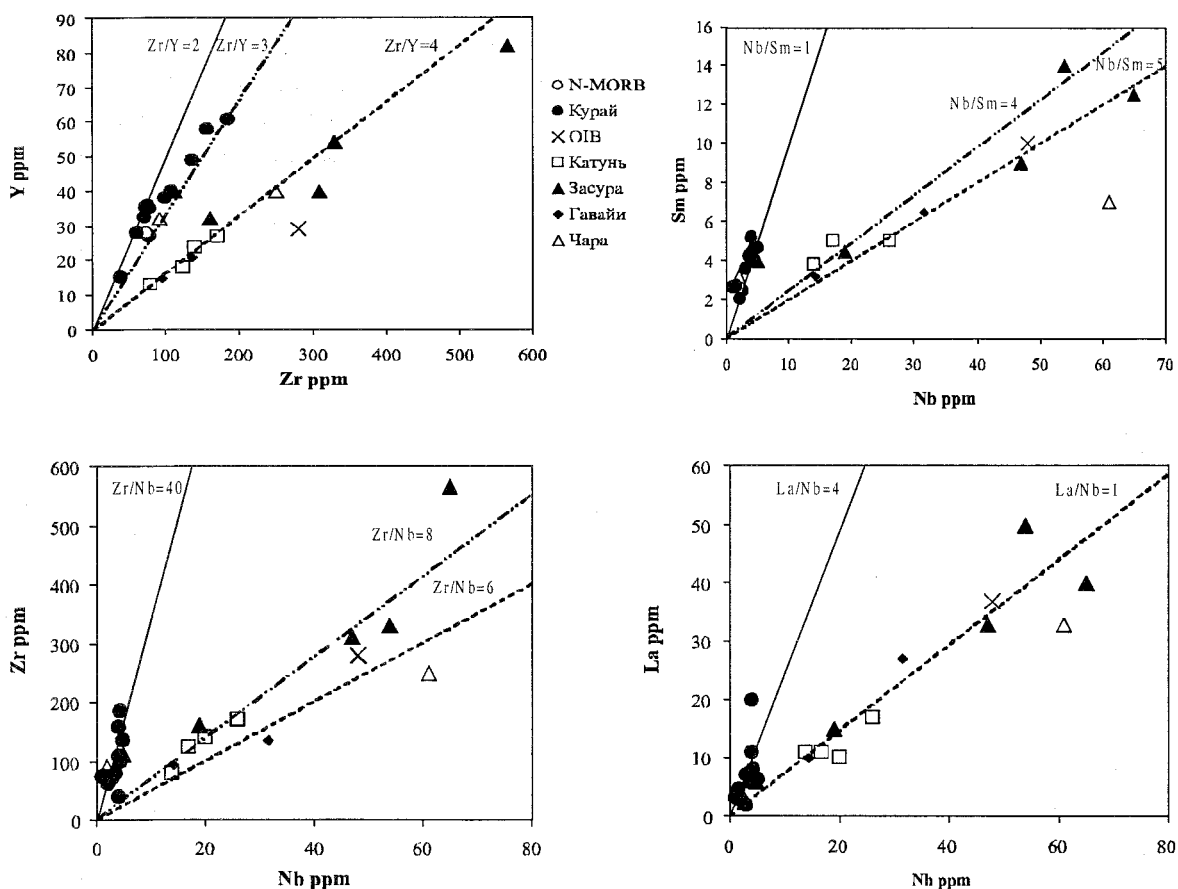


Рис. 5. Двухкомпонентные диаграммы некогерентных элементов.

(1000-1100°C и 2-5 кбар). Следует отметить, что большая часть точек курайских базальтов относится к высокотемпературной группе, несмотря на плоский характер кривых РЗЭ и их слабое обогащение ЛРЗЭ, что, наряду с геологическими данными, подтверждает высказанное выше предположение об их связи с плюмовым вулканизмом океанических плато.

Океанические базальты из четырех участков Алтае-Саянской области в целом делятся на две группы: БОО и MORB. Они могли выплавляться либо из разных источников, либо из одного мантийного источника, а потом разделиться в результате контаминации веществом верхней мантии. Например, слабо деплетированная океаническая мантия могла взаимодействовать с восходящими плюмовыми потоками. Достаточно высокие содержания LILE и умеренное истощение Nb позволяет предположить взаимодействие между мантийным плюмом и мантийным источником, находящимся на уровне шпинелевой фации.

На бинарных диаграммах некогерентных элементов Y–Zr, Sm–Nb, Zr–Nb и La–Nb (рис. 5) четко выделяется два тренда. Первый тренд образуют точки составов курайских базальтов и MORB Чарской зоны. Второй тренд образуют катунские и засурийские образцы. Наличие двух трендов позволяет предположить два типа мантийных источников выплавления базальтов вне зависимости от возраста.

На примере metabазальтов из Горного Алтая, северо-восточного Алтая и Восточного Казахстана было показано, что фрагменты океанической коры, заключенные в аккреционно-коллизийных поясах, включают не только офиолиты, но также разрезы океанических островов, и являются важными элементами в структуре таких поясов.

Проведенные исследования позволили авторам предположить, что вулканизм горячих точек (плюмовый магматизм) действовал на ранних этапах эволюции Палео-Азиатского океана в период с позднего венда до раннего кар-

бона. Фрагменты BOO и MORB, сохранившиеся в складчатых поясах, несут информацию о составе и петрологии вулканических пород, слагающих огромные объемы океанической коры.

Судя по полученным геохимическим данным, алтайские и казахстанские метабазальты, вероятнее всего, сформировались в обстановках срединно-океанических хребтов, океанических островов или плато Палео-Азиатского океана. Венд-кембрийская океаническая литосфера Палео-Азиатского океана по структуре и составу была близка к современной коре Тихого океана. Дальнейшие детальные геохимические исследования позволят более полно реконструировать историю древних океанов и лучше понять специфику петрологических процессов, приведших к образованию палеоокеанической коры.

Авторы статьи выражают свою признательность академику Н.Л. Добрецову, докторам наук Н.В. Сенникову, А.Э. Изоху и О.М. Туркиной, а также О.Т. Обут и Н.Н. Семакову из Объединенного Института геологии, геофизики и минералогии СО РАН, профессорам И. Фудживара, Ш. Окада из Университета Хоккайдо (Саппоро) и профессору Ш. Маруяма и доктору Ц. Ота из Токийского Института Технологий за очень полезные дискуссии и совместные полевые работы. Также благодарим В.А. Боброва за анализ редкоземельных и других некогерентных элементов.

Работа была выполнена при поддержке РФФИ, гранты 02-05-64627 и 03-05-64668.

Список литературы

Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Бобров В.А. Новые данные по геохимии бонинитов из курайских офиолитов Горного Алтая // Докл. РАН. 1998. Т. 361. № 2. С. 244-247.

Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Бобров В.А. Экзотический террейн позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры в северо-западной части Горного Алтая (засурынская свита): структурное положение и геохимия // Докл. РАН. 1999. Т. 362. № 12. С. 559-562.

Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю. и др. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 383-398.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 49-75.

Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э. Диопсид-содержащие базальты кембрия чеповской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 11. С. 1760-1772.

Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. 195 с.

Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д. и др. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 156-171.

Терлеев А.А., Лучинина В.А., Сосновская О.В. и др. Известковые водоросли и нижнекембрийская граница в западной части Алтае-Саянской области // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков, Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2002. С. 131-133.

Чехович В.Д. Об аккреции океанических подъятий // Геотектоника. 1997. № 4. С. 69-79.

Albarede F. How deep do common basaltic magmas form and differentiate // J. Geophys. Res. 1996. V. 97. P. 10997-11009.

Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion: from oceanic plateau to allochthonous terranes // Science. 1981. V. 213. P. 47-54.

Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and Tectonics of Gorny Altai. Novosibirsk: UIGGM Publ., 1993. 122 p.

Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T. et al. 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 // J. Geoscience. 2001. V. 5. N 3. P. 203-224.

Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I. Yu. et al. Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002. V. 5. N 4. P. 781-800.

Clague D.A. and Frey F.A. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanic, Oahu; implication for the oceanic mantle below Hawaii // J. Petrol. 1982. V. 23. P. 447-504.

Coleman R.G. Ophiolites. Berlin: Springer-Verlag, 1977. 425 p.

Dobretsov N.L., Berzin N.A. and Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // Int. Geol. Rev. 1995. V. 35. P. 335-360.

Dobretsov N.L., Buslov M.M. and Uchio Yu. Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crust growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time // J. Asian Earth Sci. 2003 (in press).

Garcia M.O., Frey F.A., Grooms D.G. Petrology of volcanic rocks from Kaula Island, Hawaii: implications

for the origin of Hawaiian protoliths // *Contrib. Miner. Petrol.* 1986. V. 94. P. 461-471.

Hofmann A.W., Jochum K.P. Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 11831-11839.

Li X., Li Zh.-X., Zhou H. et al. 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.* 2002. V. 113. P. 135-154.

McDonough W.F., Sun S. The Composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223-253.

Meschede M. A method of discriminating between different types of Mid-Oceanic Ridge Basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56. P. 207-218.

Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 62. P. 53-62.

Saunders A.D. Geochemistry of basalts from the Nauru basin, Deep Sea Drilling Project Legs 61 and 89: Implications for the origin of oceanic flood basalts. In: Moberly R., Schlanger S.O. et al. (Eds.) Initial Reports of the Deep Sea Drilling project, U.S. Government Printing Office, Washington DC, 1986. V. 89. P. 499-517.

Sun S. and McDonough W.F. 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.* 1989. V. 42. P. 313-345.

Tatsumi Y., Shinjoe H., Ishizuka H. et al. Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1998. V. 26. P. 151-154.

Uchio Yu., Isozaki Yu., Nohda S. et al. 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.* 2001. V. 4. P. L 47-48.

Ueda H., Kawamura M., Niida K. Accretion and tectonic erosion processes revealed by the mode of occurrence and geochemistry of greenstones in the Cretaceous accretionary complexes of the Idonappu zone, southern central Hokkaido, Japan // *The Island Arc.* 2000. V. 9. P. 237-257.

Watanabe T., Buslov M.M., Koitabashi S. Comparison of arc-trench systems in the Early Paleozoic Gorny Altai and the Mesozoic-Cenozoic of Japan. In: Coleman, R.G. (Ed.) *Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean.* 1993. VSP Intern. Sci. Publ., the Netherlands. P. 160-177.

Wedepohl L. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: the growth of the oceanic crust // *Naturwissenschaften.* 1981. V. 68. P. 26-52.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. V. 20. P. 325-343.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. *Geology of the USSR: A Plate tectonic synthesis.* Geodynamic Monograph, American Geophysical Union, Washington, 1990. 242 p.

Рецензент доктор геол.-мин. наук К.С. Иванов