

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

# **Петрология магматических и метаморфических комплексов**

## **Выпуск 8**

Материалы Всероссийской конференции  
с международным участием

29 ноября – 2 декабря 2016 года

Томск 2016

## Мантийные источники и условия генерации кембрийского oib-магматизма Горного Алтая

В.В. Врублевский, В.И. Крупчатников, И.Ф. Гертнер

Томск, Томский государственный университет, [vasvr@yandex.ru](mailto:vasvr@yandex.ru)

В юго-восточной части Горного Алтая (р. Ирбисту) среди раннепалеозойских метафлишвидов горноалтайской серии проявлены высокотитанистые K-субщелочные ( $TiO_2$  3–4;  $Na_2O + K_2O$  3.4–7.7 мас. %;  $K_2O/Na_2O$  до 1.8–2.2) базальты. По уровню обогащения большинства LILE и HFSE (Rb 30–40, Ba 240–377, Zr 350–485, Nb 55–100, REE 190–300 з/м) и фракционирования лантаноидов ( $La/Yb \approx 12–14$ ), величине индикаторных отношений ( $Nb/U$  45–56;  $Th/La$  0.11–0.13;  $Th/Nb$  0.07–0.08;  $Rb/Nb$  0.31–0.54;  $Ba/Nb$  3–4.7;  $La/Nb$  0.57–0.64) вулканы сопоставимы с производными OIB-магматизма, имеющего внутриплитную плюмовую природу. Широкие вариации изотопного состава Nd и Sr ( $\epsilon_{Nd,T}$  1.7–5.0;  $^{87}Sr/^{86}Sr_T$  0.7026–0.7039,  $\epsilon_{Sr,T}$  от –18 до +0.1) позволяют предположить гетерогенность источников мантийного базальтового расплава и исключить его взаимодействие с супракратальным материалом. Об этом же свидетельствуют первичные отношения изотопов свинца  $^{206}Pb/^{204}Pb$  17.75–17.85,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  15.48–15.49,  $^{208}Pb/^{204}Pb$  37.35–37.62. Рассматривается вероятность магмогенерации в условиях смешения вещества умеренно деплетированной (PREMA) и обогащенной (EM 1) мантии, но без участия HIMU-домена, нередко иницирующего OIB-вулканизм. Установленное в породах распределение LREE и HREE могло быть вызвано 7–8 % равновесным плавлением модельного гранатового лерцолита мантии, которое приводило к возникновению родоначальной магмы наподобие среднего OIB. Допускается присутствие в источнике незначительного количества шпинели или смешения расплавов перидотита разного состава.

## Mantle sources and conditions for the cambrian oib-magma generation of the Gorny Altai

V.V. Vrublevskii, V.I. Krupchatnikov, I.F. Gertner

Tomsk, Tomsk State University, [vasvr@yandex.ru](mailto:vasvr@yandex.ru)

In Southeastern part of Gorny Altai (Irbistu River), high-Ti K-subalkaline basalts ( $TiO_2$  3–4;  $Na_2O + K_2O$  3.4–7.7 wt. %;  $K_2O/Na_2O$  up to 1.8–2.2) were found among Early Paleozoic metaflysch. Volcanics have similar level of enrichment in LILE and HFSE (Rb 30–40, Ba 240–377, Zr 350–485, Nb 55–100, REE 190–300 ppm), fractioning of lanthanides ( $La/Yb \approx 12–14$ ), and number of indicator ratios ( $Nb/U$  45–56;  $Th/La$  0.11–0.13;  $Th/Nb$  0.07–0.08;  $Rb/Nb$  0.31–0.54;  $Ba/Nb$  3–4.7;  $La/Nb$  0.57–0.64) to derivatives of OIB magmatism with intraplate plume nature. Wide ranges of isotopic composition of Nd and Sr ( $\epsilon_{Nd,T}$  1.7–5.0;  $^{87}Sr/^{86}Sr_T$  0.7026–0.7039,  $\epsilon_{Sr,T}$  from –18 to +0.1) suggest heterogeneity of sources of mantle basalt melt and absence of its interaction with supracrustal material. Primary ratios of Pb isotopes ( $^{206}Pb/^{204}Pb$  17.75–17.85,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  15.48–15.49,  $^{208}Pb/^{204}Pb$  37.35–37.62) also indicate the above scenario. We are considering possibility of magma generation under conditions of PREMA mixing with EM 1, but without participation of HIMU component, which often initiates OIB volcanism. Distribution of LREE and HREE determined in the rocks could be caused by 7–8 % equilibrium melting of standard garnet-bearing mantle lherzolite, which lead to generating of primary magma similar to middle OIB. Presence of insignificant amount of spinel in the source or mixing of peridotite with different composition is also possible.

### Введение

Базальтовый магматизм океанических островов (OIB = Ocean Island Basalts) обычно связывают с деятельностью мантийных плюмов, проплавливающих океанскую литосферу на разных стадиях ее развития (Condie, 2001; Hofmann, 2003; Stracke et al., 2005). Считается, что наблюдаемое разнообразие OIB обусловлено гетерогенностью источников вещества. При этом благодаря изолированной позиции OIB в морских бассейнах существенно ограничена коровая контаминация базальтовых магм, маскирующая их первичную природу. Таким образом, обнаружение подобных образований в древних складчатых областях позволяет не только фиксировать эпохи существования палеоокеанов и прошедшей внутриплитной геодинамической

активности, но и судить о глубинной эволюции Земли.

В западной части Центрально-Азиатского орогенетического пояса (CAOB) среди каледонид Кузнецко-Алтайского террейна нередко отмечаются фрагменты палеосимаунтов, содержащие метабаазальты наподобие OIB (Добрецов и др., 2004; Волкова и др., 2005; Сафонова и др., 2008, 2011; Safonova et al., 2011; Врублевский и др., 2016). Совместно с офиолитами рифея-кембрия они рассматриваются как реликты океанской литосферы на активной окраине Сибирского палеоконтинента. На юго-востоке Горного Алтая в бассейне р. Ирбисту нами выявлен еще один небольшой по размерам (~ 500 × 700 м) тектонизированный фрагмент покрова базальтов, геохимически сходных с OIB (Крупчатников и др., 2011). Приуроченность вулкаников к

метафлишоидным отложениям горноалтайской серии (рис. 1) позволяет условно считать их кембрийскими образованиями. Породы обладают преимущественно массивным плагиопорфировым обликом с элементами миндалекаменного и брекчиевидного строения.

#### Аналитические методы

Содержания петрогенных и редких элементов в породах измерены методами рентгенофлюоресцентного анализа (РФА, энергодисперсионный спектрометр Oxford ED2000, спектрометр ARL-9900 XL) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, масс-спектрометр высокого разрешения Agilent 7500cx) в Аналитических центрах ТГУ (Томск), ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), ИГМ СО РАН (Новосибирск).

Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr изучен на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и МИ 1201-T в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты) по стандартной методике. Величина эpsilon и первичные изотопные отношения неодима и стронция рассчитаны на возраст 500 млн лет (современный CHUR  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ), UR ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$ ). Концентрации Rb и Sr определены изотопным разбавлением с точностью 1 %. Среднее по стандарту La Jolla  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511828$  (N=9).  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  нормализовано к значению 0.710235 по NBS SRM-987.

Изотопный Pb-Pb анализ проводился на приборном MC-ICP-MS-комплексе Nu Instruments Plasma (Nu 021) в Тихоокеанском центре изотопных и геохимических исследований Университета Британской Колумбии, Канада. Измерения эталонированы по NBS SRM 981  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7202 \pm 58$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4999 \pm 20$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9431 \pm 21$  (N=19).

#### Геохимические особенности базальтов

*Петрогенные и редкие элементы.* Базальты, изученные в бассейне р. Ирбисту, по соотношению  $\text{SiO}_2$  (~ 46–48.5 мас. %),  $\Sigma\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (~ 3.4–7.7 мас. %) и  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (до 1.8–2.2) соответствуют производным субщелочной калиевой серии (табл. 1). Для пород характерны относительно небольшие концентрации MgO 3.2–6.1 мас. % (Mg# 31–47), CaO (0.9–2.9 мас. %), Cr (5–17 г/т), Ni (5–20 г/т) и Sc (15–22 г/т), что при повышенных содержаниях  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17.7–18.8 мас. %) может свидетельствовать о раннем фракционировании оливина, клинопироксена, хромита. Уровень титанистости (3.2–3.9 мас. %), особенности накопления LILE и HFSE идентичны параметрам распределения химических элементов в среднем OIB (рис. 2). Вместе с тем, при сходной степени фракционирования редких земель ( $\Sigma\text{REE} \sim 190\text{--}300$  г/т;  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  12–14) базальты отличаются дефицитом Sr (74–122 г/т) и более высокими U/Pb (до 0.85–1.8) и Ce/Pb (до 52–86), чем в OIB (~ 0.32 и ~ 25).

*Изотопный состав.* По сравнению с небольшими, допустимыми для OIB, вариациями содержаний редких и рассеянных элементов установленные в породах первичные отношения изотопов Nd и Sr заметно меняются даже при малых размерах вулканического поля ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_T$  0.512082–0.512250,  $\epsilon_{\text{Nd}}^T \sim 1.7\text{--}5.0$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$  0.7026–0.7039,  $\epsilon_{\text{Sr}}^T \sim$  от –18 до +0.1; табл. 2).

Отличие базальтов по степени их деплетированности позволяет предположить участие в магмогенезисе разнородного мантийного вещества и исключить влияние верхнекоревой контаминации.

Два измеренных образца базальтов обладают практически одинаковым изотопным составом свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{in}$  17.75–17.85;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{in}$  15.48–15.49;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{in}$  37.35–37.62), который сопоставим с метеоритной геохроной и линией его эволюции на уровне ~ 500–600 млн лет (табл. 3, рис. 3 а, з) и может свидетельствовать о формировании из одного родоначального расплава. На Pb/Pb-диаграммах эти породы наряду с некоторыми другими производными кембрийского магматизма Горного Алтая и сопредельного Кузнецкого Алатау локализованы в области MORB и вблизи среднего состава умеренно деплетированной мантии PREMA. Считается, что в качестве одного из компонентов аналогичное вещество ( $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 4$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7038$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.3$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.5$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 37.7$ ) могло непосредственно участвовать в инициации внутриплитного базитового вулканизма провинции Бассейнов и Хребтов в Северной Америке (Рассказов и др., 2005 и ссылки в этой работе).

#### Обсуждение результатов

*Гетерогенность источника вещества OIB.* По существующим представлениям наблюдаемые геохимические отличия базальтов океанских островов обусловлены участием в их петрогенезисе разнородного вещества мантии DMM, HIMU, EM I, EM II, FOZO, а также субдуцированной океанической коры и континентальных осадков (например, Weaver, 1991; Hofmann, 2003; Stracke et al., 2003, 2005; Jackson et al., 2007). Как важный регулирующий фактор рассматривается процесс рециклинга древней метасоматизированной литосферы под воздействием плюмов (Dickin, 2005; Pilet et al., 2005; Niu et al., 2012).

Внутриплитная природа изученных базальтов отчетливо проявлена в виде их обогащенности большинством несовместимых элементов подобно OIB (см. рис. 2 а–б, з). Исключение представляет Sr-минимум, который может отражать свойство магматического источника. На его мантийное происхождение и отсутствие признаков взаимодействия расплава с материалом континентальной коры косвенно указывают высокое Nb/U (до 45–56) и одновременно пониженные значения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (см. рис. 3 б), Th/La (~ 0.11–0.13), Th/Nb (~ 0.07–0.08), Rb/Nb (~ 0.31–0.54), Ba/Nb (~ 3–4.7), La/Nb (0.57–0.64) в породах, сходные с уровнем накопления микроэлементов в MORB (Weaver, 1991; также см. рис. 2 е, 3 в–з). По этим параметрам они сопоставимы с производными позднекембрийского OIB-магматизма Кузнецкого Алатау (Врублевский и др., 2016). В близких по химизму вулканических ассоциациях Горного Алтая нередко наблюдаются вариации состава, свидетельствующие о более разнообразном магматическом протолите с заметным участием вещества MORB и OPB (см. рис. 2 д). Как правило, отмеченные особенности связывают с деятельностью мантийного плюма.

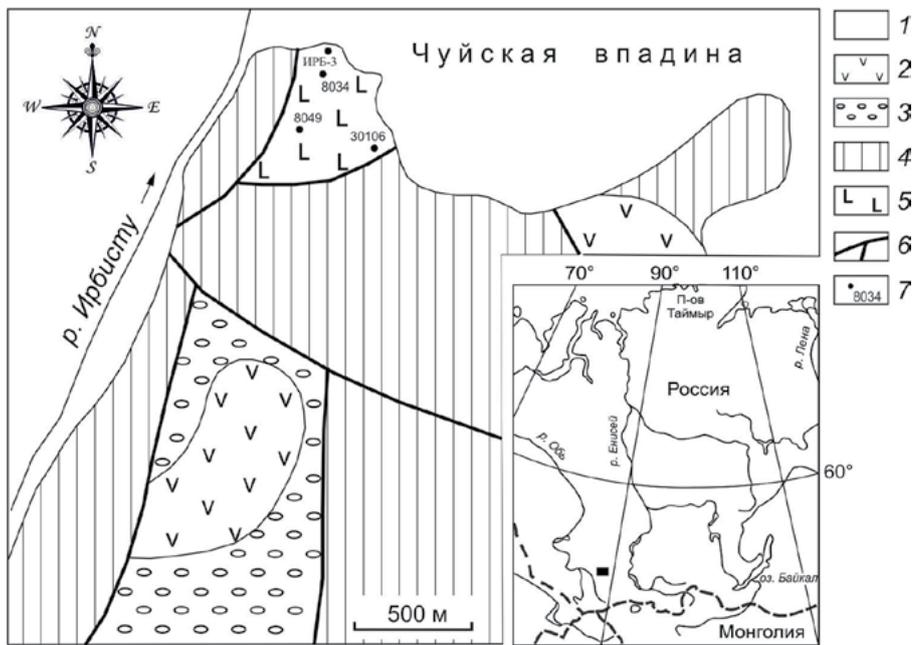


Рис. 1. Геологическая схема проявления базальтов в бассейне р. Ирбисту юго-восточной части Горного Алтая (по материалам ГСР-50 ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»)

1 – кайнозойские рыхлые отложения, 2 – андезиты, риолиты (D1), 3 – терригенные отложения (S), 4 – метатурбидиты горноалтайской серии (Є2–O1), 5 – базальты OIB-типа (Є?), 6 – разрывные тектонические нарушения, 7 – место отбора и номер пробы. На врезке показано географическое расположение района.

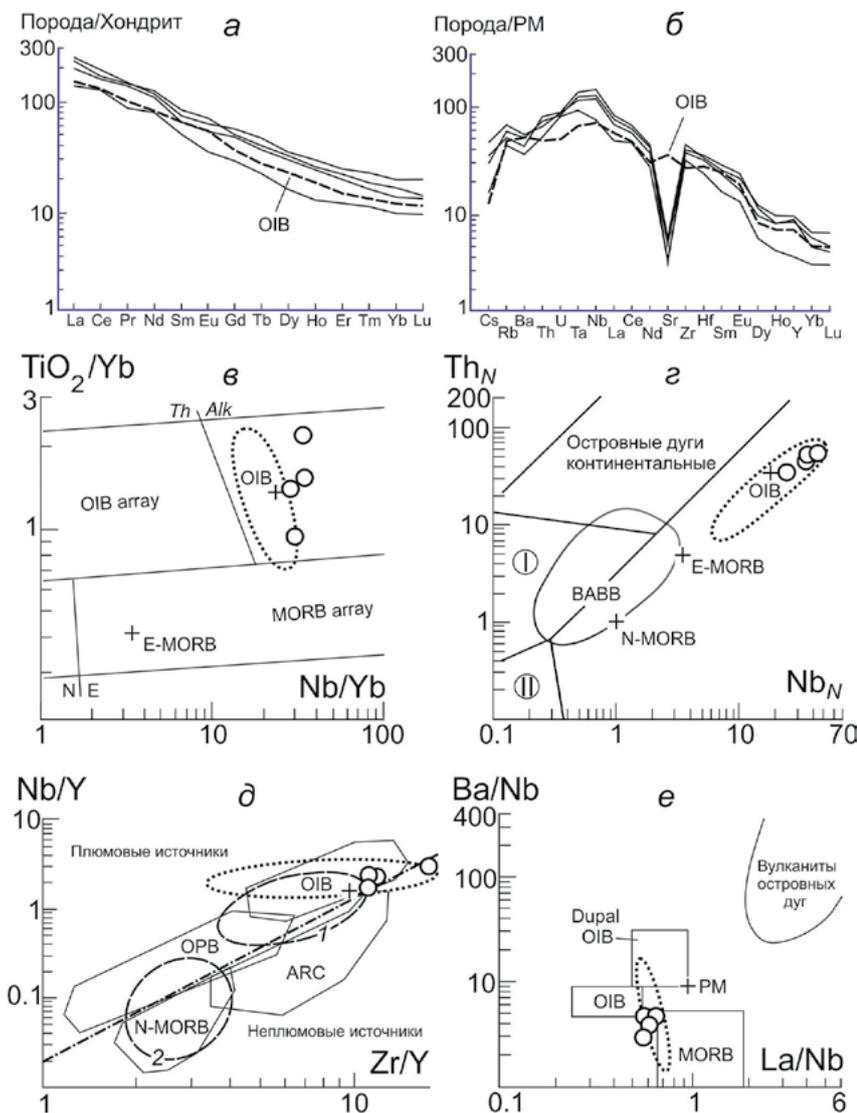


Рис. 2. Геохимические особенности базальтов бассейна р. Ирбисту

а–б – распределение редкоземельных (а) и редких рассеянных (б) элементов в породах. Концентрации нормализованы по составу примитивной мантии (PM) и хондрита, средний OIB «Ocean Island Basalts» по (Sun, McDonough, 1989). в –  $TiO_2/Yb - Nb/Yb$  (Pearce, 2008): выделены толетитовые (Th) и щелочные (Alk) разновидности OIB, нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB) базальты срединно-океанических хребтов (крестами отмечены средние значения). Точечным пунктиром околтурен состав позднедокембрийских базальтов OIB-типа Кузнецкого Алатау (Врублевский и др., 2016). г –  $ThN - NbN$  (Saccani, 2015): I–II – внутриокеанические зрелые (I) и юные (II) островные дуги; BABB (Back-Arc Basin Basalts) – базальты задуговых бассейнов. Концентрации Th и Nb нормализованы по N-MORB (Sun, McDonough, 1989). д –  $Nb/Y - Zr/Y$  (Condie, 2005): базальты океанических плато (OPB) и островных дуг (ARC); разделены плюмовые и неплюмовые источники. Штриховыми контурами 1–2 отмечены преобладающие базальты аккреционных комплексов Горного Алтая: 1 – обогащенные (засуринская, шельдянская, манжерокская свиты), 2 – обедненные (засуринская свита, вулканы Курайской зоны) (Сафонова и др., 2008, 2011; Safonova et al., 2011; Гусев, 2014). е –  $Ba/Nb - La/Nb$  (Bi et al., 2015): крестом обозначен состав примитивной мантии по (Weaver, 1991).

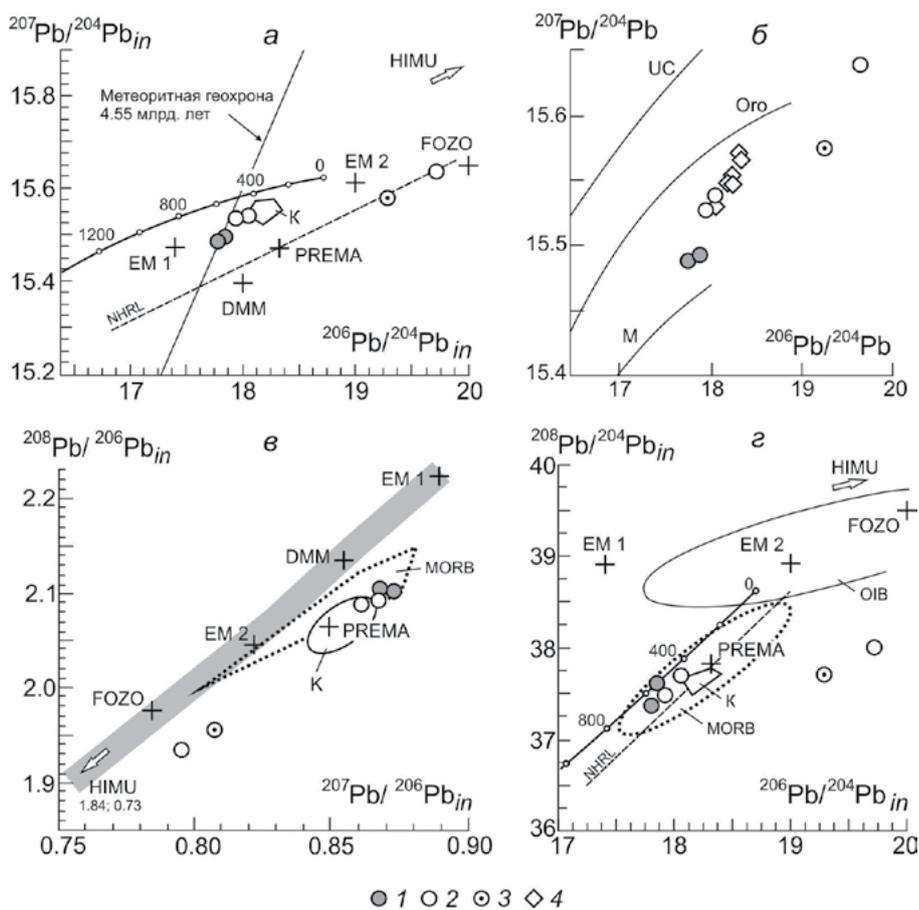


Рис. 3. Изотопный Pb–Pb состав базальтов, щелочных интрузий, карбонатитов Горного Алтая и Кузнецкого Алатау

1 – базальты бассейна р. Ирбисту; 2 – щелочные породы и пирит из карбонатитов (Т ~ 500–510 млн лет) Горного Алтая и Кузнецкого Алатау; 3–4 – щелочные породы и минералы (пирротин, К-полевой шпат) Горячегогорского (3, Т ~ 265 млн лет) и Кия-Шалтырского (4, контур «К», Т ~ 400 млн лет) массивов Кузнецкого Алатау. Мантийные компоненты PREMA, HIMU, FOZO, MORB/DMM, EM I, EM II, OIB, элементы плюмботектоники и изотопной эволюции свинца нанесены по (Stacey, Kramers, 1975; Zindler, Hart, 1986; Zartman, Haines, 1988; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2003, 2005; Armienti, Gasperini, 2007). Сравнение с параметрами современных глубинных резервуаров проводилось с учетом возможной магмогенерации из аналогичных мантийных субстратов на разных этапах геологической истории. NHRL – Northern Hemisphere Reference Line (Hart, 1984). На диаграмме  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (б) показаны кривые роста изотопных отношений в мантии и земной коре: UC = upper crust, Oro = Orogenic, M = Mantle (Zartman, Doe, 1981).

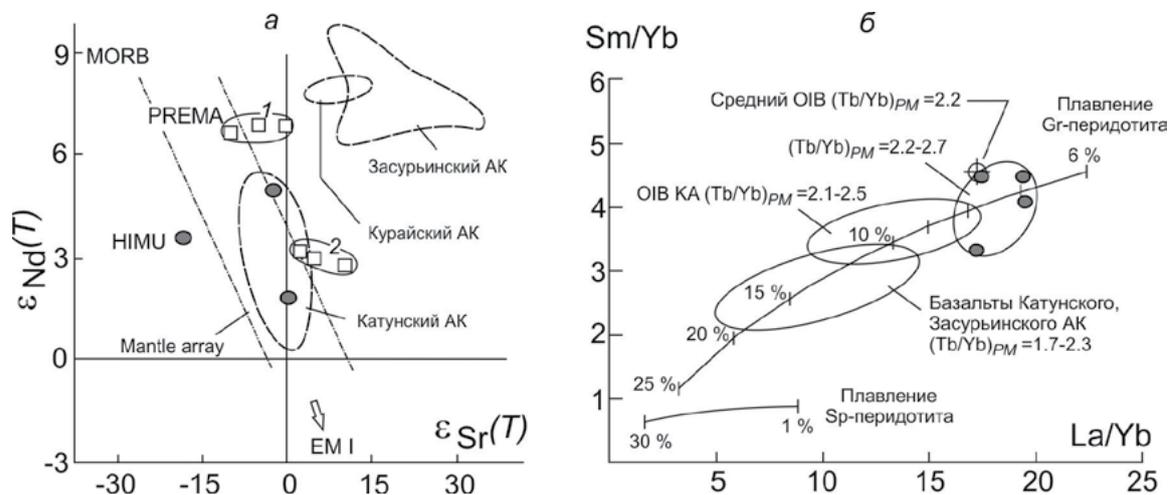


Рис. 4. Изотопная Nd–Sr систематика, состав и степень плавления магматического протолита базитовых пород (серые эллипсы – базальты бассейна р. Ирбисту)

а – диаграмма  $\epsilon\text{Nd}(T)$  –  $\epsilon\text{Sr}(T)$ . Контурами 1, 2 обозначены составы субщелочных–щелочных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс (1, ~ 507 млн лет), Теранджикского плутона (2, ~ 247 млн лет) в Горном Алтае (Врублевский и др., 2012; Крупчатников и др., 2015). Показаны изотопные вариации в базальтах Курайского, Катунского, Засурьинского региональных аккреционных комплексов (АК) позднего докембрия–раннего палеозоя (Сафонова, 2008; Сафонова и др., 2011; Safonova et al., 2011). Область Mantle array и положение резервуаров MORB, PREMA, HIMU, EM I показаны в соответствии с их современными изотопными параметрами (Zindler, Hart, 1986). б – диаграмма Sm/Yb – La/Yb (Xu et al., 2005). На кривых плавления гранатового (Gr) и шпинелевого (Sp) модельных перидотитов отмечена доля расплава в процентах. Коэффициент  $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{PM}}$  (Wang et al., 2002) нормализован по составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) (см. текст). Средний OIB по (Sun, McDonough, 1989). OIB КА – состав базальтов океанских островов Кузнецкого Алатау (Врублевский и др., 2016). Базальты Катунского, Засурьинского АК: см. литературу к рис. 4 а.

Таблица 1.

## Химический состав базальтов в бассейне р. Ирбисту

Компонент	8034	8049	30106	ИРБ-3
SiO <sub>2</sub> , мас. %	46.90	45.98	48.20	48.49
TiO <sub>2</sub>	3.93	3.81	3.24	3.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.51	17.82	17.70	18.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.95	14.16	14.10	13.97
MnO	0.06	0.06	0.09	0.04
MgO	5.87	6.08	3.20	5.64
CaO	1.77	2.91	2.21	0.92
Na <sub>2</sub> O	1.49	1.04	5.38	1.25
K <sub>2</sub> O	2.22	2.31	2.28	2.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.62	0.54	1.19	0.56
П.п.п.	5.24	4.89	2.46	4.68
Сумма	99.55	99.60	100.10	100.38
Sc, г/г	22	21	15	16
V	189	216	128	181
Cr	5	5	17	11
Ni	16	9	5	20
Co	29	32	27	21
Cs	1.5	0.94	1.1	0.5
Rb	43	38	31	27
Ba	372	377	302	241
Sr	87	74	122	78
Nb	79	81	101	54
Ta	4.5	5	5.2	3.9
Zr	424	431	485	352
Hf	9.9	11	10	7.4
Y	41	39	45	18
Th	5.3	6	6.6*	4.3
U	1.7	1.8	1.8*	1.7
Pb	2	1.4	2.4*	0.97
La	47	52	58	33
Ce	103	108	121	83
Pr	13	14	14	8.3
Nd	50	60	57	38
Sm	10	13	11	7.7
Eu	3.1	4.1	3.6	2.1
Gd	9.8	10	12	5.9
Tb	1.4	1.5	1.8	0.82
Dy	7.7	7.9	9	4.2
Ho	1.4	1.4	1.7	0.75
Er	3.3	3.7	4.1	2
Tm	0.44	0.48	0.55	0.28
Yb	2.4	2.8	3.4	1.7
Lu	0.32	0.37	0.51	0.25
ΣREE	253	279	298	188

Примечание. \* – концентрации определены методом изотопного разбавления в ЦИИ Университета Британской Колумбии, г. Ванкувер, Канада.

Таблица 2.

## Изотопный состав Nd и Sr в базальтах бассейна р. Ирбисту

Образец	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}, \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}, \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$
8049	$0.512619 \pm 5$	0.512179	3.61	$0.71264 \pm 10$	0.70263	-18.2
30106	$0.512482 \pm 4$	0.512082	1.72	$0.70906 \pm 19$	0.70390	0.1
ИРБ-3	$0.512637 \pm 9$	0.512250	5.00	$0.71146 \pm 17$	0.70374	-2.1

Таблица 3.

## Изотопный состав свинца в базальтах, щелочных породах и карбонатитах Горного Алтая и Кузнецкого Алатау

Местонахождение, массив	Образец, порода, минерал	U	Th	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{in}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{in}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{in}$
		г/т								
Горный Алтай										
Басс. р. Ирбисту	30105, Б	1.69	5.44	1.87	22.946	15.784	42.703	17.754	15.487	37.349
	30106, Б	1.82	6.57	2.37	22.219	15.744	42.680	17.846	15.494	37.623
Эдельвейс	В-17, ЩП	2.83	4.44	3.53	24.215	15.896	40.312	19.672	15.637	38.021
	В-10, К, Ру	0.078	0.007	1664	18.048	15.540	37.682	18.047	15.540	37.682
Кузнецкий Алатау										
Петропавловский	ПТ-14, ПИ	2.01	2.76	6.10	19.637	15.629	38.249	17.924	15.531	37.494
Горячегорский	Г-11/7, ПИ*	1.84	2.33	3.96	20.561	15.640	38.259	19.293	15.575	37.735

Примечание. Б – базальт, ЩП – щелочной клинопироксенит, ПИ – полевошпатовый ийолит, К – карбонатит, Ру – пирит. Изотопные отношения: m – измеренное, in – первичное (рассчитано на возраст 500 млн. лет; \* – 265 млн. лет).

Несмотря на общность распределения петрогенных и редких элементов, базальты бассейна р. Ирбисту обладают неоднородным изотопным составом Nd и Sr даже по сравнению с полифазными щелочными интрузиями региона (рис. 4 а). Вместе с тем, величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и  $\epsilon_{\text{Sr}}$  изменяются в диапазоне мантийной последовательности, характерной для плюмовых образований, и сходны с интервалом для вулканитов Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая. Установленный разброс значений позволяет предположить гетерогенный источник базальтовой магмы, возникший при смешении вещества умеренно деплетированной (PREMA) и обогащенной (EM 1) мантии. Участие резервуара HIMU, нередко генерирующего OIB-магматизм, не подтверждается данными по изотопному составу свинца (см. рис. 3). В связи с вероятным существованием глубинного мультикомпонентного субстрата отметим, что для модельной верхней мантии (SUMA = Statistical Upper Mantle Assemblage) допускается ее значительная неоднородность, которой может быть обусловлено все многообразие MORB и OIB (Meibom, Anderson, 2003).

*Возможный глубинный уровень и степень плавления мантийного протолита.* Согласно представлениям (Hofmann, 2003), генерация родоначальной OIB-магмы происходит при низкой степени плавления материала пиролитовой мантии. На присутствие граната в модельном перидотите источника базальтов

бассейна р. Ирбисту могут указывать повышенные концентрации в них HREE (~ 16–33 г/т) и Y (18–45 г/т). Характер соотношений легких и тяжелых лантаноидов в породах позволяет предполагать, что магмообразование наподобие среднего OIB происходило в условиях ~ 7–8 % равновесного плавления модельного гранатового лерцолита мантии (рис. 4 б). Как было показано ранее (Крупчатников и др., 2011), поведение редких элементов могло быть вызвано смешением расплавов перидотита разного состава или наличием исходного гранат-шпинелевого парагенезиса.

По существующим оценкам уровень субсолидусного фазового перехода шпинель-гранат в мантийных перидотитах соответствует глубине ~ 100 км и давлению ~ 30 кбар (Robinson, Wood, 1998; Klemme, O'Neill, 2000). Предположительно, при плавлении гранатовых перидотитов их базальтовые производные будут обладать более высокими значениями  $(\text{Tb}/\text{Yb})_{PM} > 1.8$  в отличие от шпинелевых разновидностей (Wang et al., 2002). В базальтах бассейна р. Ирбисту коэффициент  $(\text{Tb}/\text{Yb})_{PM}$  изменяется в интервале ~ 2.2–2.7, что может свидетельствовать о несколько большей глубине протолита по сравнению с аналогичными OIB в Кузнецком Алатау при сходной степени плавления (см. рис. 4 б). Как видно на примере обогащенных вулканитов Катунского и Засурьинского аккреционных комплексов северной части Горного Алтая, условия зарождения (глубинность, доля расплавов, масштабы смеше-

ния вещества) материнских магм заметно отличаются даже для сближенных во времени и пространстве разновидностей ОИВ.

Таким образом, изученные базальты Горного Алтая по геохимическим признакам можно рассматривать как производные внутриплитного ОИВ-магматизма, развитие которого, как и в Кузнецком Алатау, на протяжении рифея–венда и кембрия–раннего ордовика определялось деятельностью предполагаемой горячей точки в акватории Палеоазиатского океана. Регулирующими факторами эволюции вулканизма являлись не только гетерогенность плюмового вещества, но также состав, глубина и степень плавления мантийных протолитов.

*Авторы благодарны сотрудникам ГИН КНЦ РАН (Апатиты), Аналитических центров ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), ИГМ СО РАН (Новосибирск), ТГУ (Томск) и Университета Британской Колумбии (Ванкувер, Канада) за участие в исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ и Томского государственного университета (проекты 1013, 8.1.14.2015).*

#### Литература

1. Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А., Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны – свидетельство ордовикских аккреционно-коллизийных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика, 2005, Т. 46(4), с. 367–382.
2. Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, Т. 53(8), с. 945–963.
3. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Крупчатников В.И. Позднекембрийский ОИВ-магматизм Кузнецкого Алатау, Сибирь: геохимические особенности вулканических культурстюгской свиты // Доклады Академии наук, 2016, Т. 469(4), с. 457–460.
4. Гусев А.И. Метабазиты Алтая, близкие к мантийным базальтоидам Dupal-аномалии // Природные ресурсы Горного Алтая, 2014, №18 (1–2), с. 13–23.
5. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, Т. 45(12), с. 1381–1403.
6. Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Кривчиков В.А. Базальты ОИВ-типа бассейна р. Ирбисту, юго-восток Горного Алтая: свидетельство НИМУ-компонента в магматическом источнике // Доклады Академии наук, 2011, Т. 439(5), с. 665–668.
7. Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды юго-востока Горного Алтая: геохимия, Sr-Nd изотопный состав, источники расплавов // Геология и геофизика, 2015, Т. 56(6), с. 1057–1079.
8. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во ГЕО, 2005, 268 с.
9. Сафонова И.Ю. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего неопротерозоя до раннего кембрия // Петрология, 2008, Т. 16, № 5, с. 527–547.
10. Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, Т. 49(4), с. 335–356.
11. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, Т. 52(4), с. 541–567.
12. Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // Journal of Petrology, 2007, V. 48(4), p. 693–709.
13. Bi J.H., Ge W.C., Yang H., Zhao G.C., Xu W.L., Wang Z.H. Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogenesis and tectonic implications // Lithos, 2015, V. 234/235, p. 27–46.
14. Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001, 305 p.
15. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, V. 79, p. 491–504.
16. Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. NY: Cambridge University Press, 2005, 492 p.
17. Hart S.R. A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature, 1984, V. 309, p. 753–757.
18. Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science, 1992, V. 256, p. 517–520.
19. Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // Treatise on Geochemistry, Elsevier Ltd., 2003, V. 2, p. 61–101.
20. Jackson M.G., Hart S.R., Koppers A.A.P., Staudigel H., Konter J., Blusztajn J., Kurz M., Russell M.A. The return of subducted continental crust in Samoan lavas // Nature, 2007, V. 448, p. 684–687.
21. Klemme S., O'Neill H. StC. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite // Contrib. Mineral. Petrol., 2000, V. 138, p. 237–248.
22. Meibom A., Anderson D.L. The statistical upper mantle assemblage // Earth and Planetary Science Letters, 2003, V. 217, p. 123–139.

23. Niu Y., Wilson M., Humphreys E.R., O'Hara M.J. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML) // *Episodes*, 2012, V. 35(2), p. 310–327.
24. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, V. 100, p. 14–48.
25. Pilet S., Hernandez J., Sylvester P., Poujol M. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity // *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, V. 236, p. 148–166.
26. Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, V. 164(1/2), p. 277–284.
27. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics // *Geoscience Frontiers*, 2015, V. 6, p. 481–501.
28. Safonova I.Yu., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasukh'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, V. 42, p. 191–207.
29. Stacey J.C., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*, 1975, V. 26, p. 207–221.
30. Stracke A., Bizimis M., Salters V.J.M. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints // *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2003, V. 4(3), doi: 10.1029/2001GC000223.
31. Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and rest of the mantle zoo // *Geochemistry, geophysics, geosystems*, 2005, V. 6(5), p. 1–20.
32. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, V. 42, p. 313–345.
33. Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *Journal of Geophysical Research*, 2002, V. 107(B1), DOI 10.1029/2001JB000209.
34. Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, V. 104(2–4), p. 381–397.
35. Xu Y.G., Ma J.L., Frey F.A., Feigenson M.D., Liu J.F. Role of lithosphere–asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton // *Chemical Geology*, 2005, V. 224, p. 247–271.
36. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*, 1981, V. 75, p. 135–162.
37. Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bi-directional transport // *Geochimica et cosmochimica acta*, 1988, V. 52, p. 1327–1339.
38. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, V. 14, p. 493–571.