

УДК 550.42:552.11(571.66)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ, НЕОДИМА И СВИНЦА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ХАВЫВЕНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

© 2010 г. И. А. Тарарин, С. И. Дриль, Г. П. Сандиминова, З. Г. Бадрединов,
С. А. Татарников, Т. А. Владимирова

Представлено академиком Н.В. Соболевым 22.05.2009 г.

Поступило 03.06.2009 г.

Метаморфические образования Хавывенской возвышенности обнажаются в северной части крупного Хавывенского поднятия структур фундамента Центрально-Камчатского прогиба, прослеживаемого по гравиметрическим и магнитным данным на протяжении около 500 км от широты пос. Мильково на юге до залива Уала на севере [1].

Хавывенская возвышенность сложена породами зеленосланцевой фации, объединенными в хавывенскую серию [2]. В составе серии выделены две толщи: нижняя – амфибол-сланцевых ± гранат-, эпидот-сланцевых ± гранат-тонкопосчатых лейкократовых кристаллических сланцев и слюдястых ± гранат-кварцитовых сланцев мощностью около 500 м и верхняя – эпидот-амфиболовых и фенгит-амфиболовых зеленых сланцев и перекрывающих их эпидот-амфибол-сланцевых кварцитов общей мощностью около 750 м.

Кристаллические сланцы – порфиробластические породы, в составе которых различаются порфиробласты граната, амфибола, биотита, альбита и реже калиевого полевого шпата размером 1–3 мм в тонко- или мелкозернистой основной массе из сочетающихся в различных количественных соотношениях альбита, кварца, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита-фенгита, эпидота и амфибола (винчита и барруазита). В составе зеленых сланцев преобладают альбит и сине-зеленый амфибол (актинолит, винчит и барруазит), к которым в различных количественных соотношениях присоединяются эпидот, хлорит, мусковит-фенгит и рудные минералы. Амфибол и альбит слагают как основную ткань пород, так и образуют порфиробласты размером до 1–3 мм, отража-

ющие реликтовую порфиновую структуру исходных вулканитов.

Химический состав и геохимические особенности кристаллических сланцев нижней толщи свидетельствуют об их принадлежности к островодужным вулканогенным образованиям варьирующей кремнекислотности [3]. Их отличает повышенная щелочность и высокие содержания крупноионных литофильных элементов (LILE). Титанистость пород, напротив, низкая (TiO_2 0.38–0.61 мас. %), а также характерны пониженные содержания микроэлементов высокозарядной группы (HFSE) – Zr, Hf, Nb, Ta, Y и элементов группы железа. Высокие отношения Ba/Zr (2.9–5.7), Ba/Nb (172–235) и La/Ta (71–120), умеренно обогащенные легкими лантаноидами спектры распределения P3Э, $(\text{La/Yb})_N = 3.1–5.5$ кристаллических сланцев свидетельствуют о формировании исходных вулканогенных пород в островодужной обстановке. Об этом же свидетельствует глубокий Nb–Ta-минимум на многокомпонентных дискриминантных диаграммах [3].

Петрохимически большая часть зеленых сланцев верхней толщи характеризуется повышенной титанистостью и железистостью, отвечая спилитизированным базальтам толеитовой серии. Отдельные составы metabазальтов имеют признаки пород известково-щелочной серии – низкую титанистость ($\text{TiO}_2 < 1$) и умеренную железистость. Высокое Na/K-отношение метавулканитов обусловлено интенсивными процессами спилитизации исходных вулканических пород с замещением первичного плагиоклаза альбитом. Все типы пород верхней толщи в разной степени обогащены LILE, характеризуются как деплетированным, $(\text{La/Yb})_N = 0.58–0.99$, так и умеренно обогащенным, $(\text{La/Yb})_N = 1.34–4.06$, спектрами распределения P3Э [3]. Общим признаком как высокотитанистых, так и низкотитанистых метавулканитов толщи является отчетливо проявленный на многокомпонентной дискриминантной диаграмм-

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск

Таблица 1. Изотопный состав стронция и неодаима в метаморфических породах Хавывенской возвышенности

№ п.п.	№ обр.	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (0)	Sm
1	1185/4	78	103	2.1929	0.70556 ± 21	0.70307	7.07
2	1186/1	85	120	2.0518	0.70862 ± 13	0.70629	7.10
3	1186/4	74	46	4.6593	0.70764 ± 15	0.70234	6.24
4	Nv-9/3	28	2150	0.0377	0.70421 ± 13	0.70417	2.65
5	Hv-12/1	15	76	0.5716	0.70690 ± 8	0.70625	6.12
6	Hv-85/1	15	248	0.1635	0.70704 ± 14	0.70675	5.67
7	1196	4	167	0.0694	0.70457 ± 20	0.70449	5.76
8	1200	11	331	0.0963	0.70815 ± 12	0.70804	2.52
9	1179	13	161	0.2338	0.70445 ± 33	0.70418	4.46
10	1188/3	2	189	0.0306	0.70716 ± 18	0.70713	2.45
№ п.п.	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± 2σ	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t)	T _{Nd} (DM) _t	T _{Nd} (DM-2st)
1	33.87	0.1256	0.513002 ± 7	7.1	7.8	259	248
2	34.78	0.1230	0.512993 ± 7	6.9	7.7	266	260
3	30.41	0.1235	0.512910 ± 4	5.3	6.1	408	396
4	15.10	0.1055	0.512934 ± 19	5.8	6.7	307	342
5	24.48	0.1505	0.512969 ± 6	6.5	6.9	441	323
6	22.65	0.1508	0.513111 ± 10	9.2	9.7	—	—
7	16.49	0.2100	0.513241 ± 5	11.8	11.6	—	—
8	7.54	0.2010	0.512972 ± 7	6.5	6.5	—	—
9	13.33	0.2014	0.513243 ± 9	11.8	11.8	—	—
10	7.40	0.1992	0.513162 ± 30	10.2	10.2	—	—

Примечание. 1–5 – кристаллические сланцы нижней, 6–10 – зеленые сланцы верхней толщ хавывенской серии. Концентрации элементов – г/т, прочерк – изотопный параметр не рассчитывался. Величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd рассчитаны по валовым содержаниям Rb, Sr, Sm, Nd. Определение изотопного состава Sr пород проводилось в ИГХ СО РАН на масс-спектрометре МИ-1201Т. Точность изотопного анализа Sr контролировалась по стандарту ВНИИМ, величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в котором составила 0.70800 ± 13, при рекомендованном значении ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.708028 [4]. Изотопные измерения Nd и Pb выполнялись на масс-спектрометре Finnigan Mat-262 (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН, Иркутск). Правильность изотопного анализа Nd контролировалась по стандарту JNd-1, измеренная величина которого составила ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512100 ± 5 при рекомендованном значении ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.5121003 ± 104 [5]. Для расчета ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в пробах использовали данные ICP-MS-анализа, выполненного в Иркутском центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Для вычисления ε_{Nd}(t) использованы хондритовые значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.51264 и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1966, а для деплетированной мантии приняты значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(0) = 0.513149 и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136 [6]. Величины ε_{Nd}(t), T_{Nd}(DM)_t, T_{Nd}(DM-2st) рассчитаны для возраста пород 80 млн. лет.

ме Nb–Ta-минимум относительно LILE и легких РЗЭ, что свидетельствует об участии субдукционного компонента в петрогенезисе исходных вулканитов.

Результаты исследований вариаций изотопного состава Sr, Nd и Pb в метаморфических породах нижней и верхней толщ Хавывенской возвышенности (табл. 1, 2), приведенные впервые, показывают следующее. Изотопный состав Nd в большинстве составов metabazaltov верхней толщи ε_{Nd}⁰ = 10.2–11.8 в целом аналогичен таковому в базальтах N-MOR (рис. 1), что указывает на тесную связь этих пород с деплетированным мантийным источником. Лишь один образец зеленых

сланцев имеет более низкую величину ε_{Nd}⁰ = 6.4, что может служить свидетельством связи с мантийным источником, модифицированным субдукционными процессами. Породы нижней толщи обладают отчетливо более низкими величинами изотопных отношений Nd, ε_{Nd}⁰ = 6.5–7.1, и соответствуют по этому признаку магматическим образованиям островных дуг. Тем не менее точки составов пород обеих групп на Nd–Sr-изотопной диаграмме (рис. 1) существенно смещены с линии мантийной корреляции в область более радиогенных изотопных составов Sr вдоль тренда изменения изотопного состава пород океанической коры при взаимодействии с морской водой.

Таблица 2. Изотопный состав Pb в метаморфических породах Хавывенской возвышенности

№ п.п.	№ обр.	U	Th	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$
1	1186/1	3.59	12.82	20.97	18.3055 ± 51	15.5152 ± 43	38.1302 ± 105
2	1185/4	3.52	12.75	9.86	18.2933 ± 6	15.4994 ± 6	38.1667 ± 12
3	1186/4	3.61	13.00	9.32	18.3407 ± 16	15.5144 ± 14	38.2651 ± 34
4	Hv-12/1	1.51	5.37	10.65	18.2696 ± 10	15.5051 ± 12	38.0722 ± 21
5	Hv-9/3	1.45	5.14	17.65	18.1755 ± 100	15.4182 ± 110	37.8819 ± 210
6	1179	0.64	0.20	2.01	18.0919 ± 43	15.5099 ± 37	37.7395 ± 90
7	1188/3	0.01	0.20	2.16	18.2418 ± 14	15.5112 ± 13	37.9118 ± 29
8	1196	0.03	0.25	1.49	17.5581 ± 15	15.3700 ± 12	37.0227 ± 32
9	Hv-85/1	0.79	2.59	5.69	18.2229 ± 15	15.4983 ± 12	37.8958 ± 30
10	1187/3	0.07	0.34	2.71	18.2223 ± 51	15.4483 ± 191	37.6696 ± 106
11	1200	0.89	1.14	5.02	18.2834 ± 18	15.5092 ± 14	38.0350 ± 37

Примечание. 1–5 – кристаллические сланцы нижней, 6–11 – зеленые сланцы верхней толщ хавывенской серии. Изотопные измерения Pb выполнены на масс-спектрометре Finnigan Mat-262 (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН, Иркутск). Точность анализа Pb контролировалась измерениями международного стандартного образца NBS-981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.937$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.491$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.628$). Внутренняя сходимость анализа (2 $\delta\%$) составляла 0.0016 для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -отношения, 0.0015 для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -отношения и 0.0017 для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -отношения. Концентрации U, Th, Pb (г/т) определены методом ICP-MS в Иркутском центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquard PQ2+.

Это объясняется, вероятно, процессами спилитизации исходных вулканитов и контаминации стронция мантийного происхождения стронцием морской воды.

Изотопные составы свинца в породах как нижней, так и верхней толщ Хавывенской возвышенности близки (табл. 2, рис. 2). Точки составов зе-

леных сланцев и кристаллических сланцев расположены вблизи тренда изотопной эволюции свинца деплетированной мантии, что однозначно свидетельствует о тесной связи пород обеих толщ с этим мантийным источником.

Таким образом, изотопно-геохимический анализ показывает, что повышенные содержания

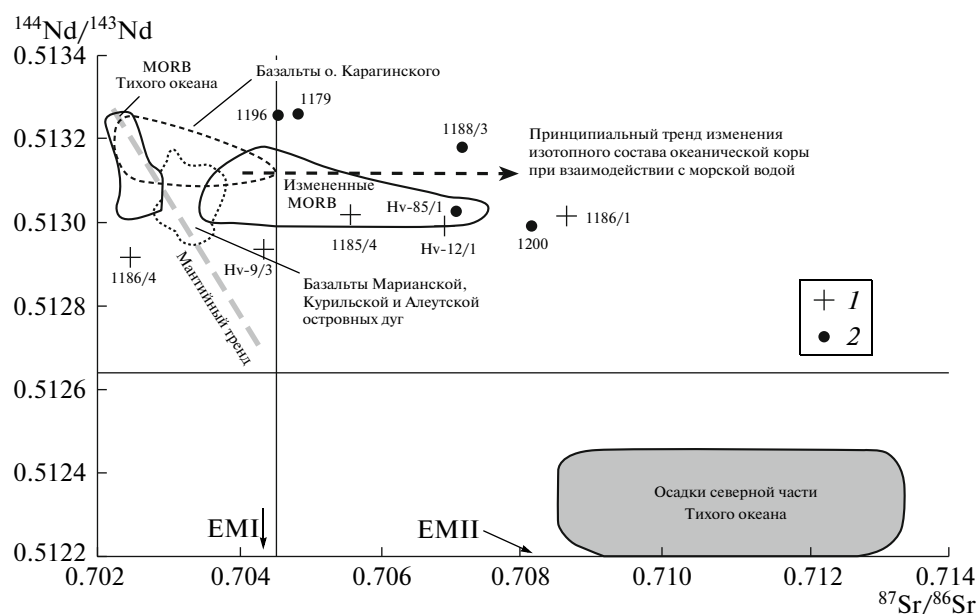


Рис. 1. Изотопный состав Sr и Nd метаморфических пород Хавывенской возвышенности в сравнении с толеитами MOR [7], измененными MORB [8], базальтами Курило-Камчатской, Алеутской и Марианской островных дуг, метавулканитами о. Карагинского [9] и осадками Тихого океана [10]. 1 – кристаллические сланцы нижней и 2 – зеленые сланцы верхней толщ хавывенской серии.

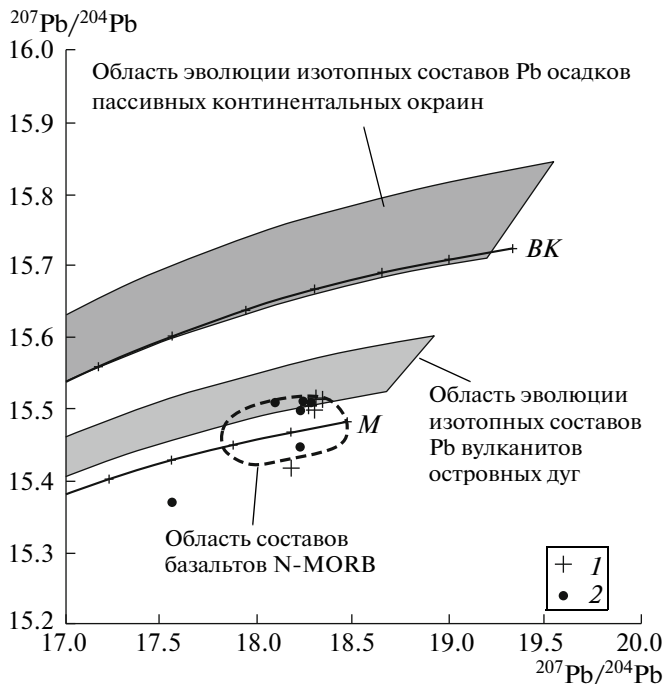


Рис. 2. Зависимость $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород Хавывенской возвышенности. 1 – кристаллические сланцы нижней и 2 – зеленые сланцы верхней толщ хавывенской серии. Области эволюции изотопного состава Pb в породах пассивных континентальных окраин и островных дуг рассчитаны по данным [11, 12]. BK – линия эволюции изотопного состава свинца в верхней континентальной коре, M – то же, в истощенной мантии [13]. Составы изотопов свинца Хавывенской возвышенности скорректированы на возраст 80 млн. лет.

LILE, высокие отношения LILE/HFSE, умеренно положительные величины ϵ_{Nd}^0 в кристаллических сланцах нижней толщи свидетельствуют об их субдукционной природе и позволяют предполагать, что формирование исходных пород происходило в надсубдукционной обстановке Озерновско-Валагинской островной дуги кампан-палеогенового возраста [14].

Зеленые сланцы верхней толщи имеют ярко выраженные изотопно-геохимические признаки связи с деплетированным мантийным источником. Однако и эти породы имеют отчетливый дефицит HFSE относительно LILE и широкий разброс величин $\epsilon_{\text{Nd}}^0 = 11.8-6.4$, что позволяет предполагать образование их протолита в обстановке задугового

бассейна Озерновско-Валагинской островодужной системы.

K–Ar-датировки метаморфизма пород Хавывенской возвышенности – 32.4–39.3 млн. лет [3], совпадающие с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -определениями [15], показывают, что метаморфические преобразования исходных пород происходили в эоцене и обусловлены процессами коллизии и аккреции островодужных комплексов Озерновско-Валагинской и Кроноцкой островных дуг с Азиатским континентом и закрытия океанических бассейнов. Современное положение коллизии шва, маркирующего палеозону субдукции Озерновско-Валагинской дуги, приурочено к Хавывенскому погребенному поднятию Центрально-Камчатской депрессии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Дальневосточного отделения Российской Академии наук (грант 05–3–А–08–122).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н.* // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 53–66.
2. *Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф. и др.* // ДАН. 1989. Т. 309. № 2. С. 405–409.
3. *Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Дриль С.И.* // Геохимия. 2007. № 9. С. 962–980.
4. *Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Гольцман Ю.В.* // Геохимия. 2000. № 12. С. 1280–1285.
5. *Yuji O., Maeda J., Niida K., Jshinara S.* In.: Earth and Planetary Materials Science. Sapporo: Hokkaido Univ., 1997. P. 1–17.
6. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 2. P. 249–265.
7. *White W.M., Hofmann A.W., Puchett H.* // J. Geophys. Res. 1987. V. B92. № 6. P. 4881–4893.
8. *Staudigel H., Davies G.R., Hart S.R. et al.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 130. № 1/4. P. 169–185.
9. *Тарарин И.А.* // Геохимия. 1999. № 9. С. 967–975.
10. *Othman D.B., White W.M., Puchett H.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. V. 94. № 1/2. P. 1–21.
11. *William M., Dupre B., Vidal P.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. № 9. P. 1875–1886.
12. *Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H.* // Nature. 1994. V. 368. № 6471. P. 514–520.
13. *Zatman R.E., Haines S.M.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1988. V. 52. № 6. P. 1327–1339.
14. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки/Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1993. 272 с.
15. *Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фугзан М.М.* // ДАН. 1993. Т. 333. № 4. С. 477–480.