

УДК 551.2:552.3

ВУЛКАНИТЫ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО КАЛГЫНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2024 г. А. В. Ганелин*, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов, М. В. Маскаев

Получено 27.09.2023 г.

После доработки 12.12.2023 г.

Принято к публикации 14.12.2023 г.

Калгынский офиолитовый массив выделяется в составе офиолитовой ассоциации коллизионного пояса Черского, относящегося к структурам Верхояно-Колымской складчатой системы на Северо-Востоке Азии. Калгынский массив включает комплекс мантийных перидотитов, нижнекоровый комплекс, представленный ультраосновными кумюлятами, кумюлятивными габбро-амфиболитами и амфиболитами, и верхнекоровый комплекс, представленный метабазами. Новые геохимические данные, полученные методом ICP-MS, а также данные по изотопному составу (Sm, Nd) позволили значительно уточнить геодинамические условия формирования вулканитов и определить особенности источников родительских расплавов.

Ключевые слова: Северо-Восток Азии, коллизионные пояса, субдукция, офиолиты, геодинамика

DOI: 10.31857/S2686739724040043

Офиолиты являются важным тектоническим элементом коллизионного пояса Черского, который выделяется в составе Верхояно-Колымской складчатой системы Верхояно-Чукотских мезозоид. Верхояно-Колымская система образовалась в результате предаптической коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского супертеррейна [1]. Калгынский (Уяндинский массив) представляет собой наиболее крупный и хорошо сохранившийся фрагмент офиолитов, в составе которого выделяются практически все члены офиолитовой ассоциации: комплекс мантийных перидотитов, нижнекоровый (кумулятивный) комплекс (полосчатые перидотиты и амфиболитизированные габбро), верхнекоровый комплекс, представленный метавулканитами [2–4] (рис. 1). Породы массива тесно ассоциируют с метаморфическими образованиями, вместе с которыми образуют тектонический покров, состоящий из пакета аллохтонных пластин, надвинутых на палеозойские зеленосланцевые толщи [2, 3]. На основании изучения метаморфизма методом Ar–Ar-датирования метаморфических амфиболов было выделено несколько этапов, каждому из которых соответствовал

определенный геодинамический режим. Ранний — спрединговый этап (419–430 млн лет), средний этап (370 млн лет), связанный с образованием внутриокеанических надвигов, третий этап (174 млн лет), связанный с обдукцией офиолитов [2, 5].

Возраст офиолитов, на основании оценки возраста метаморфизма, принимался раннепалеозойским; при этом возраст протолита офиолитов остается неизвестным [2, 3]. Ряд геохронологических данных свидетельствует о возможно более древнем возрасте офиолитов. Так, в работе [5] Ar–Ar-методом проанализирован реликтовый тремолит из габбро-амфиболитов, полученное для него значение возраста составило 856 ± 11 млн лет. В более ранних работах имеются определения, выполненные K–Ar-методом по валовым пробам габброидов (655 ± 15 млн лет) и амфиболитов (544 ± 7 млн лет) [6, 7]. В работе [8] приводятся данные датирования Rb–Sr-методом, которые составили 555 и 622 млн лет. Представления о более древнем возрасте океанического бассейна также были связаны с офиолитокластами кембрийского возраста, описанными в Рассошинской зоне Омудевского поднятия [9, 10]. Авторами настоящей статьи были получены данные по возрастам магматических цирконов из амфиболитизированного габбро кумюлятивного комплекса, которые составили 581–610 млн лет [11].

Геологический институт Российской Академии наук,
Москва, Россия.

*E-mail: al-gan@yandex.ru

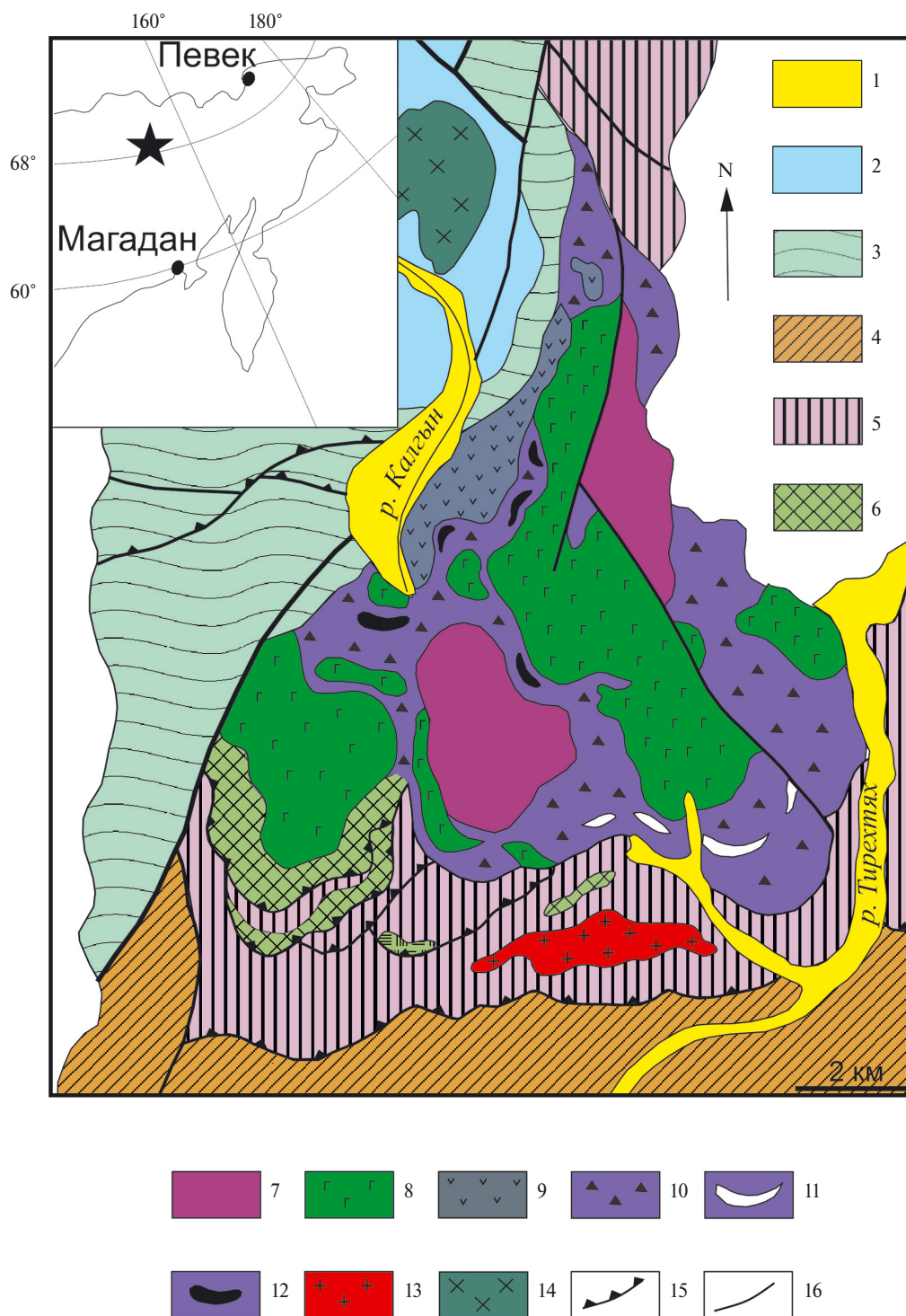


Рис. 1. Геологическая схема Калгинского офиолитового массива [2]. 1 – четвертичные отложения, 2 – среднеюрские осадочные образования, 3 – терригенно-карбонатные неметаморфизованные породы среднего ордовика–верхнего силура, 4 – ниже-среднепалеозойские зеленосланцевые породы, 5, 6 – полиметаморфические породы: 5 – кристаллические сланцы, 6 – амфиболиты, 7–12 – офиолитовый комплекс: 7 – ультрамафиты, 8 – кумулятивные габбро-амфиболиты, 9 – metabазальты, 10 – серпентинитовый меланж, 11 – офиолитокластиты, 12 – линзы серпентинитовых сланцев в меланже, 13 – гранито-гнейсы, 14 – позднемезозойские интрузии (диориты), 15 – надвиги и взбросы, 16 – тектонические нарушения неясного типа.

Выводы о геодинамической природе офиолитов Калгынского массива были сделаны на основании геохимических данных, полученных методом нейтронной-активации для кумулятивных габбро и вулканитов верхнекорового комплекса. Согласно этим данным, породы офиолитов могли быть сформированы в геодинамической обстановке океанического или окраинноморского бассейна [2]. В настоящей статье предлагается краткий обзор и анализ новых геохимических данных, полученных методом ICP-MS, а также первых данных по изотопному составу (Sm, Nd) для метавулканитов верхнекорового комплекса офиолитов Калгынского массива.

Вулканисты вскрываются на правом берегу среднего течения руч. Калгын, где в пределах крупного блока породы образуют делювиально-элювиальные развалы (рис. 1). Для пород характерны афировые текстуры. Несмотря на значительную амфиболизацию, хорошо различаются реликтовые мелко-, среднезернистые интерсерральные и микродиабазовые структуры основной массы.

При геохимической классификации пород, с целью избежать влияния метаморфизма на содержание калия использовались только те образцы, для составов которых наблюдалась прямая корреляция величины калия (K) с величинами концентраций (Y) и (Yb).

По химическому составу метавулканисты разделяются на две группы. Породы *первой группы* характеризуются низкими содержаниями калия ($K_2O = 0.2–0.4$ мас. %) при вариациях кремнезема в диапазоне ($SiO_2 = 48.8–51.6$ мас. %). На классификационной диаграмме $SiO_2–K_2O$ фигуративные точки их составов располагаются в поле базальтов низкокалиевой серии (рис. 2 а). Для пород характерны средние и высокие содержания титана ($TiO_2 = 1.5–2.5$ мас. %), магния ($MgO = 5–8.4$ мас. %), умеренные кальция ($CaO = 9.9–15.5$ мас. %), низкие и умеренные глинозема ($Al_2O_3 = 12.3–15.8$ мас. %). Породы относятся к слабо дифференцированным сериям и характеризуются высокими значениями магнетизмности ($Mg^\# = 70.4–77.5$).

Особенности распределения рассеянных элементов в породах первой группы отображены на рис. 3 в, г. Характерны низкие суммарные концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) ($La+Sm+Yb = 10–15.7$ г/т) и слабофракционированные спектры распределения с незначительным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми РЗЭ ($La/Sm = 0.7–1.2$; $La/Yb = 1–2$). Спектры пород на спайдерграммах также имеют

слабодифференцированный характер за исключением отрицательной аномалии циркония, гафния и положительной аномалии стронция (рис. 3 г).

Образцы *второй группы* отличаются от первой повышенными значениями кремния ($SiO_2 = 51.8–52.6$ мас. %) и калия ($K_2O = 1.4–1.7$ мас. %), их точки располагаются на границе низко- и умеренно-калиевой серии в полях базальтов и андезито-базальтов (рис. 2 а). Для них характерны более низкие содержания магния ($MgO = 5$ мас. %), титана ($TiO_2 = 1.4–1.6$ мас. %), кальция ($CaO = 9.9–15.5$ мас. %), повышенные глинозема ($Al_2O_3 = 16.3–16.6$ мас. %).

Распределение элементов-примесей (рис. 3 а, б) в породах второй группы характеризуется заметным преобладанием ЛРЗ над средними и тяжелыми РЗЭ ($La/Sm = 1.7$; $La/Yb = 3$), суммарные концентрации составляют ($La+Sm+Yb = 18.8–21.5$ г/т). Нормированные на примитивную мантию многоэлементные спектры демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами (КЛЭ) и ярко выраженный тантал-ниобиевый минимум (рис. 3 б).

Для всех описываемых вулканитов характерны близкие особенности изотопного состава (табл. 1). Наблюдаются высокие значения величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70646–0.70694 – первая группа, 0.70529 – вторая группа), низкие значения отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.51228–0.51231 – первая группа, 0.51223 – вторая группа), положительные значения ϵ_{Nd} , которые составляют (8.10–8.64 – первая группа, 7.16 – вторая группа).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о существенном различии геохимических характеристик при очевидном сходстве особенностей изотопного состава описываемых вулканитов.

Геохимические особенности, отмеченные для пород второй группы, такие как: обогащение легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами КИЛ, Ta–Nb-минимум, расположение фигуративных точек на дискриминантных диаграммах (рис. 2 б, в, г) однозначно свидетельствуют об островодужном генезисе этих пород.

Геодинамическая природа пород первой группы не столь очевидна. Повышенные содержания титана, слабофракционированные редкоземельные спектры и спайдерграммы, положение фигуративных точек на некоторых дискриминантных диаграммах (рис. 2 в) свидетельствуют о соответствии состава этих пород расплавам типа

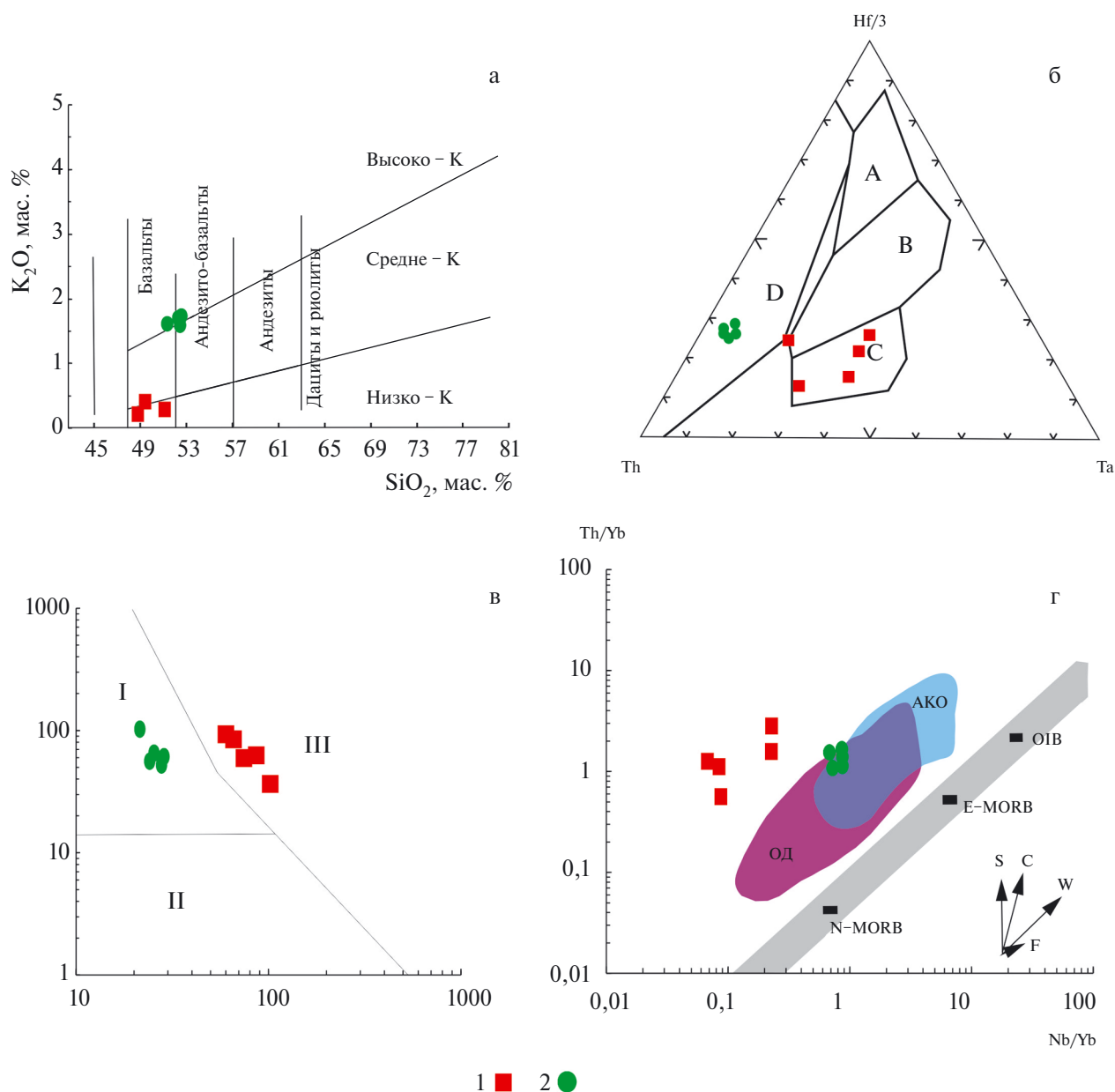


Рис. 2. Диаграммы зависимости: SiO_2 – K_2O (а) [12], Th – $\text{Hf}/3$ – Ta (б) по [13], $\text{Ni}(\text{г}/\text{т})$ – Cr/Ti (в) по [14] Nb/Yb – Th/Yb (г) по [15]. 1 – первая группа, 2 – вторая группа. Поля на (б): А – базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), В – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB), С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг; на (в): I – умеренно титанистые толеитовые серии островных дуг, II – низкотитанистые (бонинитовые) серии островных дуг, III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов и окраинных морей; на (г): OD – островные дуги, AKO – активные континентальные окраины.

N-MORB. В то же время для них характерны повышенные содержания тория, что является признаком субдукционной компоненты (рис. 2 г). Вместе с тем на диаграмме Вуда (рис. 2 б) точки составов этих пород попадают в поле внутриплитных щелочных базальтов.

Определиться с геодинамической природой базальтоидов первой группы позволяет тот факт,

что их изотопные составы очень близки с изотопными характеристиками пород второй группы, что отчетливо видно на диаграммах зависимости изотопных отношений, на которых точки составов пород располагаются близко друг к другу (рис. 4 а, б). Это позволяет сделать вывод, что породы первой и второй группы имели общий мантийный источник, который, вероятно, был

Таблица 1. Sm–Nd- и Rb–Sr-первичные изотопные данные по вулканогенным породам Калгынского офиолитового массива

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma, \%$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma, \%$	Sm, ppm
Г18 11	38.287	504	0.2198	0.145	0.705286	0.0009	4.88
Г18 12-1	3.198	668.4	0.0139	0.129	0.706936	0.0008	4.18
Г18 11-6	6.065	503.8	0.0348	0.120	0.706456	0.0005	3.28
Образец	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma, \%$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma, \%$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T(\text{DM})$
Г18 11	19.14	0.15409	0.265	0.512231	0.0005	7.16	805
Г18 12-1	14.73	0.17142	0.251	0.512279	0.0007	8.10	715
Г18 11-6	10.37	0.19088	0.153	0.512307	0.0007	8.64	627

Примечания. Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствуют величинам изотопного состава на время 600 млн лет. Величина параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ вычислена относительно состава однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.08160$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70450$ [16]. Модельный возраст $T(\text{DM})$ вычислен с использованием следующих характеристик обедненного мантийного резервуара (DM): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, а для континентальной коры принята величина: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [17].

гетерогенным. Возможно, имело место смешение расплавов производных из различных мантийных источников. Этот вариант представляется более правдоподобным.

Субдукционная составляющая (повышенные содержания тория), наблюдаемая в составе пород первой группы, свидетельствует о том, что они могли формироваться вместе с островодужными

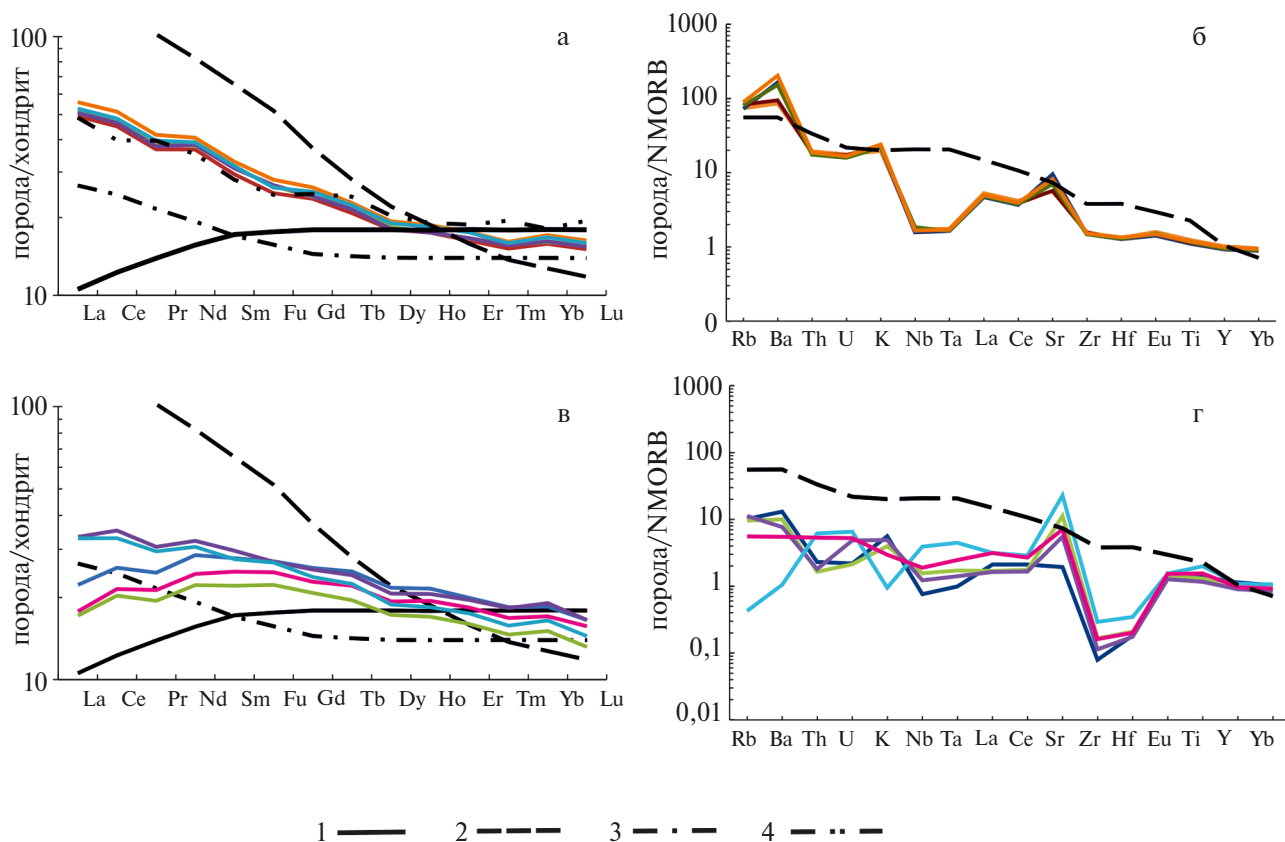


Рис. 3. Спектры распределения: РЗЭ, нормированные по хондриту (а, в), и элементов-примесей, нормированных по базальту N-MORB (в, г) для вулканитов Калгынского офиолитового массива. Вулканиты 1 – группы (в, г), вулканиты 2 – группы (а, б). 1 – базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), 2 – базальты океанических островов – (OIB), 3 – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB) [18]; 4 – островодужный толеит Мариинской островной дуги [19].

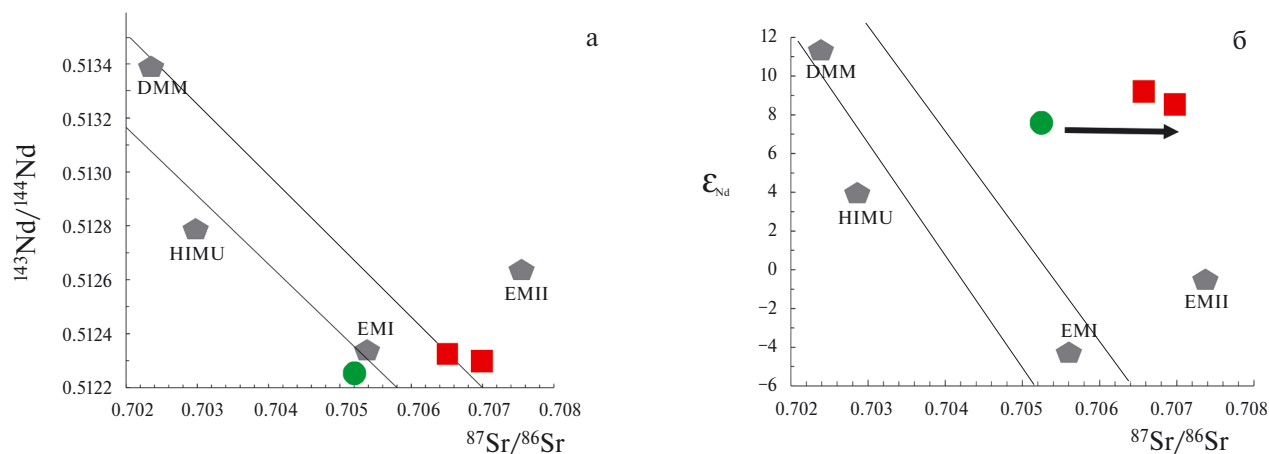


Рис. 4. Диаграммы зависимостей изотопных отношений Sr–Nd (а) и изотопов Sr– ϵ_{Nd} (б) для вулканитов Калгынского офиолитового массива. Стрелкой показано изменение изотопного состава пород при взаимодействии с морской водой. Поле мантийной последовательности (прямые линии) и метки мантийных источников по [20].

вулканитами второй группы в общей субдукционной системе. Судя по преобладающим особенностям вещественного состава, они формировались из расплавов типа N–MORB, источником которых была деплетированная мантия вблизи зоны субдукции, в такой области, где существовала возможность взаимодействия (смешение, импрегнация) с субдукционными расплавами, родоначальными для пород второй группы. Это приводило к обогащению пород первой группы торием (субдукционная компонента) и к выравниванию изотопных характеристик родительских расплавов пород обоих типов.

Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что вулканиты первой группы были сформированы в задуговом бассейне. В этих породах преобладают геохимические черты базальтов типа N–MORB, что является свидетельством того, что бассейн находился на продвинутой стадии эволюции. В свою очередь, такой вывод предполагает наличие зрелой надсубдукционной системы, аналогичной современным западнотихоокеанским системам. С учетом возраста плутонических габброидов (600 млн лет), ассоциирующих с описываемыми вулканитами, можно сделать вывод о существовании в регионе позднепротерозойского океанического бассейна.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены за счет гранта РНФ 20-17-00197.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.П. Тектоника литосферных плит СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
2. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии) // ГЕОС, 2000.
3. Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Третьяков Ф.Ф., Силантьев С.А. Офиолитовые пояса арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 62–75.
4. Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы. Геология и полезные ископаемые образования Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984. С. 110–134.
5. Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойд // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.
6. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. Гринберг Г.А., Рудич К.Н. (ред.). М.: Наука, 1981. 359 с.
7. Геологическая карта СССР. М-6 1:200 000. Серия Яно-Индибирская, лист R-54-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. ГУП «Сахагеолфонд». 1984.
8. Горбов В.В., Загружина И.А. Первые определения абсолютного возраста метаморфических пород

- Колымского срединного массива // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 5. С. 1131–1132.
9. Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омуревского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941–944.
 10. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омуревского поднятия. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. СВКНИИ ДВО АН СССР. 1988. Магадан.
 11. Ганелин А.В., Соколов С.Д., Шпикерман В.И., Герцева М.В., Маскаев М.В. Новые данные о возрасте Калгынского офиолитового массива коллизийного пояса Черского (Северо-Восток Азии): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований. Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 20–25.
 12. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
 13. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Blackwell, Oxford. 1989. 236 p.
 14. Wood D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. No. 1–2. P. 30.
 15. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determinate using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 19. P. 290–300.
 16. Jacobson S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd Evolution of Chondrites and Achondrites // Earth and Planetary Science Letter. 1984. V. 67. P. 137–150.
 17. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letter. 1988. V. 87. P. 249–265.
 18. Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geological Society Special Publication, London. 1989. V. 42. P. 313–345.
 19. Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. No. B7. P. 14991–15019.
 20. Metcalf R.V., Shervais J.W. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? // The Geological Society of America. Special Paper 438. 2008. P. 191–222.

VOLCANITES OF NEOPROTEROZOIC OPHIOLITES KALGYN MASSIF (NORTHEAST ASIA): NEW GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC DATA

A. V. Ganelin[#], Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov, M. V. Maskayev

Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: al-gan@yandex.ru

Received September 27, 2023

After revision December 12, 2023

Accepted December 14, 2023

The Kalgyn ophiolite massif is a unit of the ophiolite association of the Chersky collision belt. It is part of the Verkhoyano-Kolyma folded system on Northeast Asia. The Kalgyn massif includes a complex of mantle peridotites, a lower-crust complex represented by ultrabasic cumulates, cumulative gabbro-amphibolites and amphibolites, and an upper-crust complex represented by metabasalts. New geochemical data obtained by the ICP-MS method, as well as data on the isotopic composition (Sm, Nd), made it possible to significantly clarify the geodynamic conditions for the formation of volcanites and to determine the features of the sources of parent melts.

Keywords: Northeast Asia, collision belts, ophiolites, geodynamics, isotopes