

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СМЕНА ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ
КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОКА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ**

П.И. Федоров¹, А.В. Колосков², Б.В. Беляцкий³, Л.Б. Головнёва⁴

¹ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017; e-mail: pi_fedorov@mail.ru

²ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, б-р Пуйна 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: kolosav@ksnet.ru

³ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. академика А.П. Карпинского,
Средний пр. 74, г. Санкт-Петербург, 190106; e-mail: bbelyatsky@mail.ru

⁴ФГБУН Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, ул. Профессора Попова 2, г. Санкт-Петербург, 197376;
e-mail: golovneva@binran.ru

Поступила в редакцию 19 апреля 2021 г.

Выполнен пространственно-временной анализ соотношений микроэлементов и изотопного состава Sr, Nd и Pb в постаккреционных вулканических породах кайнозой востока Корякского нагорья (северо-восток России). Показано, что раннепалеогеновый вулканогенный комплекс представлен умереннотитанистыми глиноземистыми толеитами с повышенными содержаниями высокозарядных (HFSE) элементов (за исключением Ta и Nb), сближающими их с базальтами E-MORB. Пониженные $(La/Yb)_n$ отношения и высокие Zr/Nb (25–35) характеризуют одну из компонент источника как деплетированную, близкую к MORB. Вместе с тем, в базальтах определены низкие отношения Nb/Ta, Ce/Pb, Nb/La при высоком отношении K/Nb, что свидетельствует о присутствии в источнике и субдукционной составляющей. Низкие Zr/Hf и $(Dy/Yb)_n$ отношения указывают на плавление безгранатового субстрата. Второй (миоценовый) этап представлен потоками субщелочных базальтов и экструзивами и дайками дацитов, образующими бимодальную серию. Базальты характеризуются низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE), высокими HFSE, фракционированным распределением PЗЭ, $(La/Yb)_n$ отношения при котором варьируют от величин, характерных для E-MORB, до соответствующих значений внутриплитных толеитов. Величины Nb/Ta, Ce/Pb, La/Ta и Hf/Th отношения тяготеют к составам внутриплитных толеитов. Соотношения $(Dy/Yb)_n$ и $(La/Yb)_{pm} - Yb_{pm}$ свидетельствуют об образовании миоценовых базальтов при селективном плавлении гранатового перидотита с варьирующим содержанием граната в источнике. Дайки дацитов по сравнению с эффузивными фациями отличаются известково-щелочными трендами дифференциации и иными абсолютными содержаниями ряда элементов. Раннечетвертичные щелочные оливиновые базальты и базаниты Наваринского ареала характеризуются высокими содержаниями HFSE, LILE и PЗЭ и близки по составу внутриплитным вулканитам океанических островов и континентальных рифтов. Фигуративные точки этих пород на дискриминантных диаграммах тяготеют к области внутриплитного источника с высоким содержанием граната при низкой степени частичного плавления. Начальные изотопные отношения Sr, Nd и Pb в кайнозойских базальтоидах характеризуют глубинные источники кайнозойских пород восточной части Корякского нагорья как деплетированные. Близость изотопных отношений в базальтах миоценового и раннечетвертичного этапов вулканизма позволяет предположить, что мантийная область была изотопно гомогенизирована в результате локальной конвекции.

Ключевые слова: вулканизм, геохимия, кайнозой, восток Корякского нагорья.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно современным представлениям, территория Северо-Востока Азии представляет собой коллаж разновозрастных, последовательно аккрети-

рованных блоков [10, 13, 43]. С позиции террейнового анализа [14] на востоке Анадырско-Корякской складчатой области выделяется ряд террейнов, сформировавшихся в разных геодинамических услови-

ях [15, см. рис. 4] – Эконайский террейн, имеющий сложную покровно-складчатую структуру и сложенный самостоятельными тектоно-стратиграфическими комплексами: туфо-терригенными отложениями верхней юры–мела, ультрабазитами и габбро, габбро, плагиогранитами, дайковым комплексом; вулканогенно-кремнистыми ассоциациями карбона–нижней юры, туфо-терригенными, кремнисто-глинистыми и грубообломочными отложениями верхнего палеозоя, триаса; Янранайский террейн представляет собой аккреционную призму, сложенную терригенными породами, в том числе турбидитами, базальт-яшмовыми ассоциациями, представляющими собой фрагменты океанической коры, олистостромами, охватывающими возрастную интервал от поздней юры до позднего мела; Алькатваамский террейн, образован мощными терригенными, часто флишоидными отложениями верхней юры–нижнего мела. В составе некоторых пластин на уровне готерива и маастрихта встречаются вулканогенно-осадочные образования окраино-морской и островодужной природы.

Начиная с палеогена, аккреционные процессы на востоке Корякского нагорья были в основном завершены, и была сформирована консолидированная окраина континента [16], начались процессы ее деструкции.

Деструкция края Азиатского континента привела к формированию сдвиговых систем с левосторонним характером перемещений (напр., [17]). Край континента был нарушен сдвигами и сбросо-сдвигами и приуроченными к ним бассейнами пулл-апарт, составившими Восточно-Азиатский грабеновый пояс, протягивающийся от Восточной Чукотки до Индокитая [4]. В пределах Анадырско-Корякской складчатой области характерна преимущественно северо-восточная ориентировка левосторонних сдвигов и сбросо-сдвигов, осложненная в восточной части Корякского нагорья ортогональными к простиранию структур пояса разрывными нарушениями (рис. 1). Разломы Восточно-Азиатского грабенового пояса служили проводниками трещинного палеогенового магматизма, образовавшего в обстановке общего растяжения обширную систему вулканических ареалов трансформационных базальтоидов.

К востоку от Пекульнейского озера до мыса Наварин выделяется Наваринский продольный глубинный разлом [12], предопределивший, наряду с ортогональными разрывными нарушениями, распространение разновозрастных вулканических ареалов: раннепалеогеновых, миоценовых и раннечетвертичного [20].

Палеоценовый этап вулканизма на востоке Корякского нагорья представлен потоками базальтов [6, 8], образующими отдельные вулканические ареа-

лы преимущественно в районе Пекульнейского озера (рр. Каканаут, Велькемвеем и др.), а также многочисленными субвулканическими телами базальтоидов (рис. 1). В миоцене и раннем квартере вулканическая деятельность проявилась в районе мыса Наварин и была связана с проявлением бимодального (умереннотитанистые базальты и дациты) вулканизма (22–11 млн лет) и извержением высокотитанистых базальтоидов внутриплитного типа (1.59–1.45 млн лет) [20].

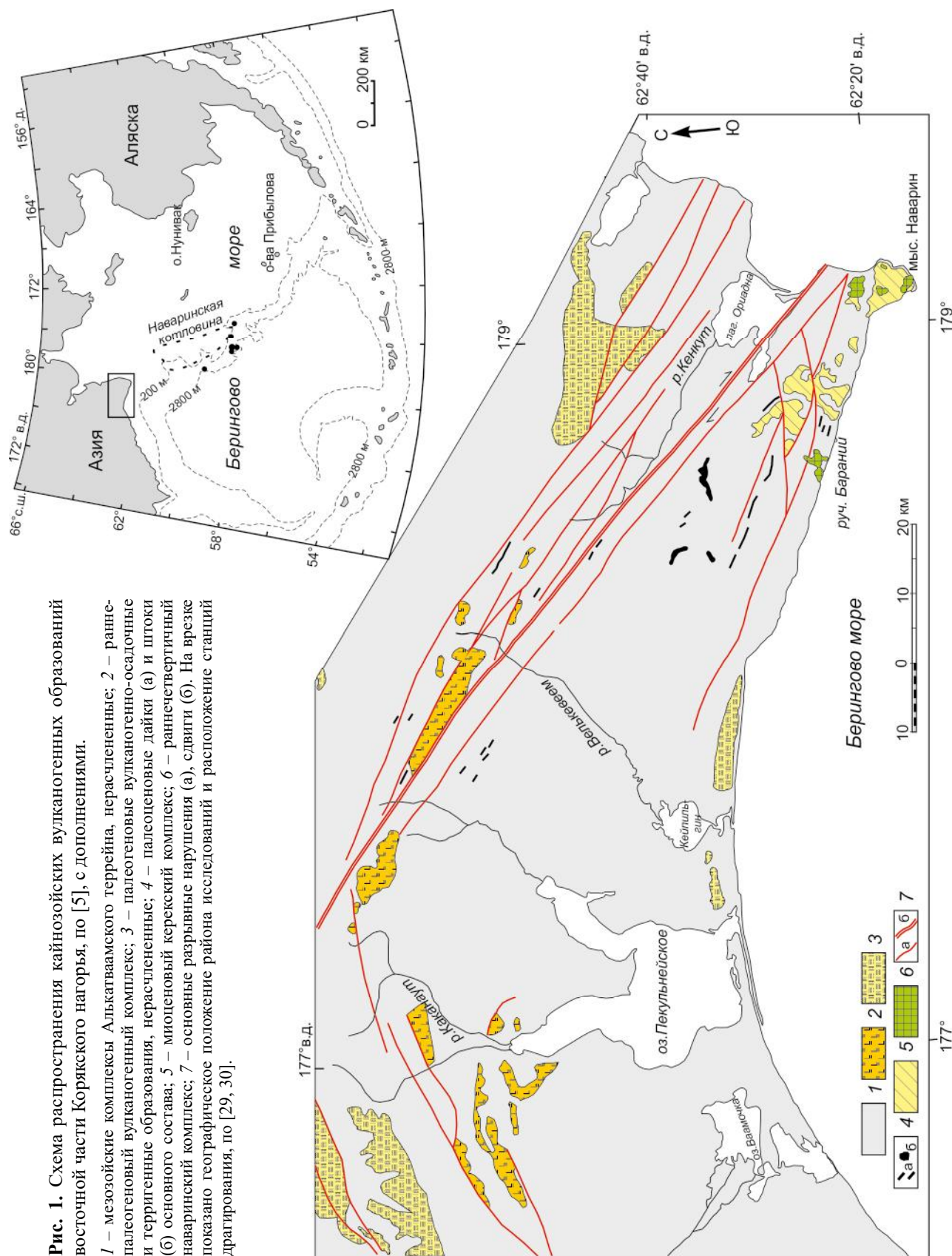
К юго-востоку от Корякского нагорья проявления кайнозойского вулканизма известны на склонах Наваринской котловины Берингова моря (рис. 1, врезка), где в результате драгировок были подняты породы двух разновозрастных комплексов – эоценового и четвертичного [29, 30]. Эоценовый (50.2–54.4 млн лет) комплекс сложен ассоциацией умереннотитанистых толеитов и известково-щелочных дацитов, а также андезидацитами и риолитами. Четвертичный (0.4–1.1 млн лет) этап вулканизма представлен базанитами.

Исследование кайнозойских вулканических пород восточной части Корякского нагорья представляет особый интерес при решении фундаментальных вопросов эволюции кайнозойского окраинно-континентального вулканизма, поскольку в данном районе возможно проследить смену вулканической деятельности на протяжении всего кайнозоя и оценить изменчивость природы глубинных источников. Решение проблемы эволюции магматизма затрагивает ряд областей петрогенезиса, а именно выявление периодичности глубинных магматических процессов с определением времени перестройки магматических систем, выяснения геохимических типов магматических источников на основе понятий о конвектирующей подлитосферной мантии, слэбовых фрагментов, погруженных в астеносферу, мантийной или коровой частей литосферы.

Вопросы, касающиеся геохимической типизации и методик изотопных исследований рассматриваемых пород, были в изложении в ряде публикаций [20, 21]. В настоящей статье на основе данных по геохимическому (ICP-MS) и изотопному (Sr-Nd-Pb) составу пород рассматриваются пространственно-временные вариации кайнозойских вулканических пород востока Корякского нагорья с целью определения компонентного состава глубинных мантийных и коровых источников и выявления общих закономерностей в эволюции глубинного магматизма.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вкратце рассмотрим структурное положение и вещественный состав вулканогенных толщ востока Корякского нагорья.



Использованные аналитические методы

Главные элементы были определены методом РФА на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (Москва) (аналитики Б.В. Ермолаев и М.В. Рудченко). Определение п.п.п. проводилось весовым методом. Содержание микроэлементов были исследованы методом ICP-MS в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН) под руководством В.К. Карандашева.

Раннепалеогеновый этап вулканической деятельности на востоке Корьякского нагорья представлен мощной (от 300 до 600–700 м) толщей вулканогенных пород, залегающих на прибрежно-морских отложениях кокуйской толщи позднемаастрихтского возраста [6]. Толща сложена в основном базальтами с пачкой туфов в основании разреза и маломощными туфовыми прослоями в средней части разреза. Обширные выходы вулканогенной толщи известны в бассейнах рр. Каканат, Ваамочка, Велькельвеем, а также на побережье Пекульнейского озера (рис. 1). Потоки лав отличаются массивной, реже брекчированной текстурой. Наряду с потоками лав в строении палеоценового комплекса принимают участие субвулканические тела и дайки долеритов и дацитов [5], секущие подстилающие верхнемеловые отложения.

Породы раннепалеогенового вулканогенного комплекса слабо дифференцированы от базальтов до андезибазальтов. Среди них обычны порфировые и афировые разновидности. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{45-65}), клинопироксенами ($En_{43-44}Wo_{37-38}Fs_{18-21}$), редко оливинами (Fo_{78-64}). Структура основной массы интерсертальная и микродолеритовая. В отдельных дайках долеритов встречаются крупные (до 15–20 мм) кристаллы амфибола, содержащие до 5.2 % TiO_2 .

Все анализированные базальты (табл.) являются *hу*-нормативными толеитами. По соотношениям щелочи-кремнезем (рис. 2, а), К-Na и по поведению железа при дифференциации базальты относятся к умеренно-калиевой толеитовой серии [20]. Для пород комплекса характерны повышенные содержания щелочей при равном преобладании натрия ($Na_2O/K_2O = 3.6-6.0$), что частично связано с наложенной деанортитизацией плагиоклазов. Соотношение миналов $Ne-(Hy + Qtz)$ и SiO_2 показывает, составы базальтов варьируют от слабо недосыщенных кремнеземом до сильно насыщенных (рис. 2, б). Вне зависимости от степени кремне-насыщенности, базальты комплекса характеризуются

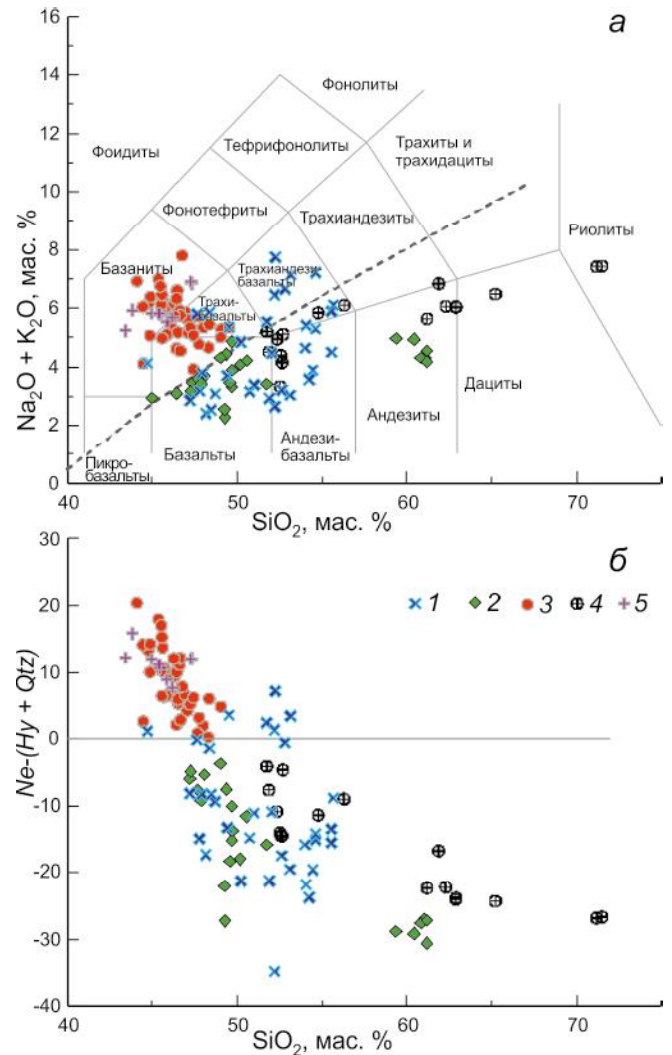


Рис. 2. Положение кайнозойских вулканических пород востока Корьякского нагорья и Наваринской котловины Берингова моря на диаграммах щелочи-кремнезем (а) и соотношения нормативных минералов ($Ne-(Hy+Qtz)$) с кремнеземом (б).

1–5 – комплексы: 1–3 – Корьякское нагорье: 1 – раннепалеогеновый, 2 – миоценовый керекский, 3 – раннечетвертичный наваринский; 4–5 – Наваринская котловина [29, 30]: 4 – эоценовый, 5 – четвертичный. Штриховая линия – граница раздела щелочных и субщелочных пород, по [39].

повышенными содержаниями TiO_2 (1.25–1.95 %) и Al_2O_3 (16–19 %), повышенными концентрациями ряда элементов из группы HFSE (Zr, Y, Hf), более высокими Zr/Y отношениями (4.0–8.5), чем в E-MORB и над-субдукционных породах, и отчетливыми максимумом Rb и Ta-Nb трогом на спайдерграммах (рис. 3), что является типичным для глиноземистых базальтоидов ранних этапов развития трансформной окраины [7, 9, 23, 48]. Распределение РЗЭ в базальтах слабо фракционированное ($La_n/Sm_n = 1.1-1.3$, рис. 3) при небольшом

Таблица. Представительные анализы кайнозойских магматических пород востока Корякского нагорья.

| Компо- ненты | Раннепалеогеновый вулканогенный комплекс | | | | | Миоценовый керекский комплекс | | | | | |
|--------------------------------|---|--------|---------|--------|--------|----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | C400/1 | C400/2 | 905/2 | 905/3 | 910/8a | 768 | 794 | 801 | 32-9 | 43-90 | 795 |
| SiO ₂ | 47.52 | 50.32 | 45.90 | 45.05 | 52.12 | 48.22 | 47.02 | 45.90 | 47.00 | 49.14 | 59.89 |
| TiO ₂ | 1.43 | 1.69 | 1.79 | 1.89 | 1.08 | 1.77 | 1.78 | 1.58 | 1.76 | 2.04 | 1.24 |
| Al ₂ O ₃ | 15.89 | 15.10 | 14.63 | 15.08 | 17.88 | 15.79 | 15.24 | 14.99 | 15.64 | 14.35 | 18.49 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.30 | 5.01 | 6.67 | 4.69 | 4.68 | 3.70 | 3.28 | 2.57 | 3.29 | 3.44 | 1.56 |
| FeO | 5.62 | 6.34 | 6.00 | 6.74 | 2.74 | 5.99 | 7.11 | 6.61 | 7.00 | 7.49 | 2.63 |
| MnO | 0.08 | 0.17 | 0.13 | 0.18 | 0.14 | 0.17 | 0.16 | 0.14 | 0.18 | 0.15 | 0.09 |
| MgO | 8.03 | 4.55 | 8.54 | 9.03 | 4.98 | 7.39 | 8.81 | 11.74 | 9.56 | 9.42 | 3.04 |
| CaO | 10.74 | 5.71 | 8.22 | 8.38 | 8.14 | 10.56 | 10.56 | 10.26 | 10.02 | 9.12 | 6.34 |
| Na ₂ O | 2.83 | 6.62 | 3.31 | 2.67 | 3.59 | 2.41 | 2.39 | 2.02 | 2.30 | 3.18 | 3.30 |
| K ₂ O | 0.18 | 0.83 | 0.32 | 0.33 | 0.89 | 0.81 | 1.21 | 1.08 | 1.07 | 0.26 | 1.14 |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | 0.17 | 0.28 | 0.28 | 0.27 | 0.25 | 0.31 | 0.27 | 0.38 | 0.56 | 0.19 |
| П.п.п. | 1.49 | 2.80 | 3.90 | 5.27 | 3.56 | 2.42 | 1.49 | 2.60 | 0.79 | 0.60 | 1.77 |
| Сумма | 99.27 | 99.31 | 99.69 | 99.59 | 100.07 | 99.48 | 99.36 | 99.76 | 98.99 | 99.75 | 99.68 |
| Cr | 177.0 | 190.2 | 328.4 | 249.9 | 236.3 | 180.0 | 219.4 | 371.0 | 38.5 | 154.2 | 28.0 |
| Ni | 162.0 | 164.0 | 197.9 | 171.2 | 119.5 | 62.0 | 110.5 | 192.0 | 35.2 | 112.2 | 33.0 |
| Co | 40.0 | 28.6 | 46.1 | 50.0 | 20.2 | 42.0 | 38.3 | 52.0 | 30.3 | 29.1 | 17.0 |
| Sc | 27.6 | 26.3 | 33.4 | 28.6 | 21.0 | 21.1 | 21.4 | 22.1 | 21.0 | 19.1 | 15.3 |
| V | 160.8 | 170.2 | 205.8 | 197.0 | 129.1 | 220.0 | 242.2 | 188.0 | 244.2 | 112.2 | 109.1 |
| Cs | 0.068 | 0.073 | 0.054 | 0.071 | 0.122 | 0.476 | 0.422 | 0.433 | 0.415 | 0.412 | 1.100 |
| Rb | 3.45 | 4.13 | 2.21 | 4.80 | 16.40 | 9.98 | 13.10 | 15.00 | 12.45 | 9.88 | 15.70 |
| Ba | 145.1 | 140.2 | 99.1 | 89.1 | 424.4 | 270.0 | 368.2 | 235.0 | 315.3 | 305.2 | 287.1 |
| Sr | 310.6 | 290.5 | 634.8 | 477.7 | 375.0 | 739.0 | 654.3 | 458.0 | 710.1 | 734.1 | 410.1 |
| U | 0.354 | 0.487 | 0.414 | 0.484 | 0.489 | 1.030 | 1.026 | 1.010 | 1.012 | 0.960 | 0.620 |
| Th | 0.872 | 0.926 | 0.980 | 1.127 | 4.480 | 3.453 | 3.684 | 3.238 | 3.851 | 3.134 | 1.290 |
| Pb | 1.92 | 2.12 | 1.88 | 1.96 | 5.80 | 3.24 | 3.22 | 3.22 | 3.22 | 3.35 | 3.15 |
| Ta | 0.258 | 0.362 | 0.491 | 0.515 | 0.620 | 1.424 | 1.456 | 1.419 | 1.416 | 1.420 | 0.630 |
| Nb | 6.56 | 7.12 | 7.78 | 8.63 | 7.70 | 20.00 | 26.27 | 14.00 | 28.05 | 21.18 | 11.21 |
| Hf | 4.25 | 4.88 | 4.28 | 4.46 | 4.55 | 3.67 | 3.67 | 3.64 | 3.59 | 3.78 | 4.22 |
| Zr | 170.56 | 182.26 | 170.20 | 188.57 | 173.90 | 172.12 | 168.26 | 152.00 | 162.18 | 175.10 | 137.00 |
| Y | 23.9 | 24.12 | 23.9834 | 21.568 | 19.9 | 24.08 | 22.985 | 20 | 22.879 | 23.19 | 22 |
| La | 7.11 | 10.12 | 11.06 | 12.14 | 12.90 | 28.36 | 28.66 | 28.88 | 28.92 | 29.56 | 9.67 |
| Ce | 12.54 | 27.54 | 28.05 | 30.13 | 29.30 | 56.18 | 58.13 | 57.14 | 56.90 | 58.44 | 20.80 |
| Pr | 1.73 | 3.78 | 3.83 | 3.68 | 2.99 | 6.13 | 6.22 | 6.13 | 6.11 | 6.17 | 2.52 |
| Nd | 8.42 | 16.82 | 17.64 | 18.12 | 14.60 | 25.24 | 25.26 | 25.19 | 25.25 | 25.66 | 11.64 |
| Sm | 2.57 | 4.12 | 4.32 | 4.68 | 4.55 | 5.12 | 5.13 | 5.15 | 5.12 | 5.23 | 3.56 |
| Eu | 0.962 | 1.221 | 1.476 | 1.622 | 1.580 | 1.673 | 1.684 | 1.649 | 1.668 | 1.679 | 1.100 |
| Gd | 3.18 | 4.76 | 4.90 | 5.04 | 5.14 | 5.15 | 5.11 | 5.12 | 5.12 | 5.14 | 4.46 |
| Tb | 0.51 | 0.62 | 0.76 | 0.79 | 0.77 | 0.76 | 0.76 | 0.73 | 0.76 | 0.75 | 0.79 |
| Dy | 3.142 | 4.225 | 4.668 | 5.123 | 4.256 | 4.213 | 4.211 | 4.198 | 4.215 | 4.221 | 3.980 |
| Ho | 0.642 | 0.875 | 0.912 | 0.891 | 0.856 | 0.842 | 0.822 | 0.824 | 0.816 | 0.843 | 0.798 |
| Er | 2.126 | 2.446 | 2.662 | 2.758 | 2.422 | 2.391 | 2.413 | 0.240 | 2.397 | 2.389 | 2.142 |
| Tm | 0.305 | 0.328 | 0.351 | 0.398 | 0.332 | 0.327 | 0.321 | 0.338 | 0.320 | 0.326 | 0.312 |
| Yb | 1.80 | 2.11 | 2.30 | 2.47 | 2.14 | 2.11 | 2.09 | 2.14 | 2.10 | 2.05 | 1.98 |
| Lu | 0.28 | 0.31 | 0.33 | 0.36 | 0.32 | 0.30 | 0.32 | 0.29 | 0.34 | 0.30 | 0.24 |

обогащении цериевыми лантаноидами ($La_n/Yb_n = 1.6-2.5$). Изотопный состав стронция, неодима и свинца [21] толеитов палеоценового комплекса деплетированный: $^{87}Sr/^{86}Sr$: от 0.703478 до 0.704215; ϵNd от +3.8 до +5.7; $^{206}Pb/^{204}Pb$: 18.319–18.340; $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15.523–15.531; $^{208}Pb/^{204}Pb$: 38.056–38.073 (рис. 4, 5).

В эоценовых базальтах и андезибазальтах Наваринской котловины наблюдается сходное распределение несовместимых элементов (рис. 3), близкие La_n/Sm_n (0.9–1.8) и La_n/Yb_n (1.3–3.3) отношения при более низких Zr/Y отношениях (2.7–4.5) [29]. Дациты характеризуются относительно слабым фракциониро-

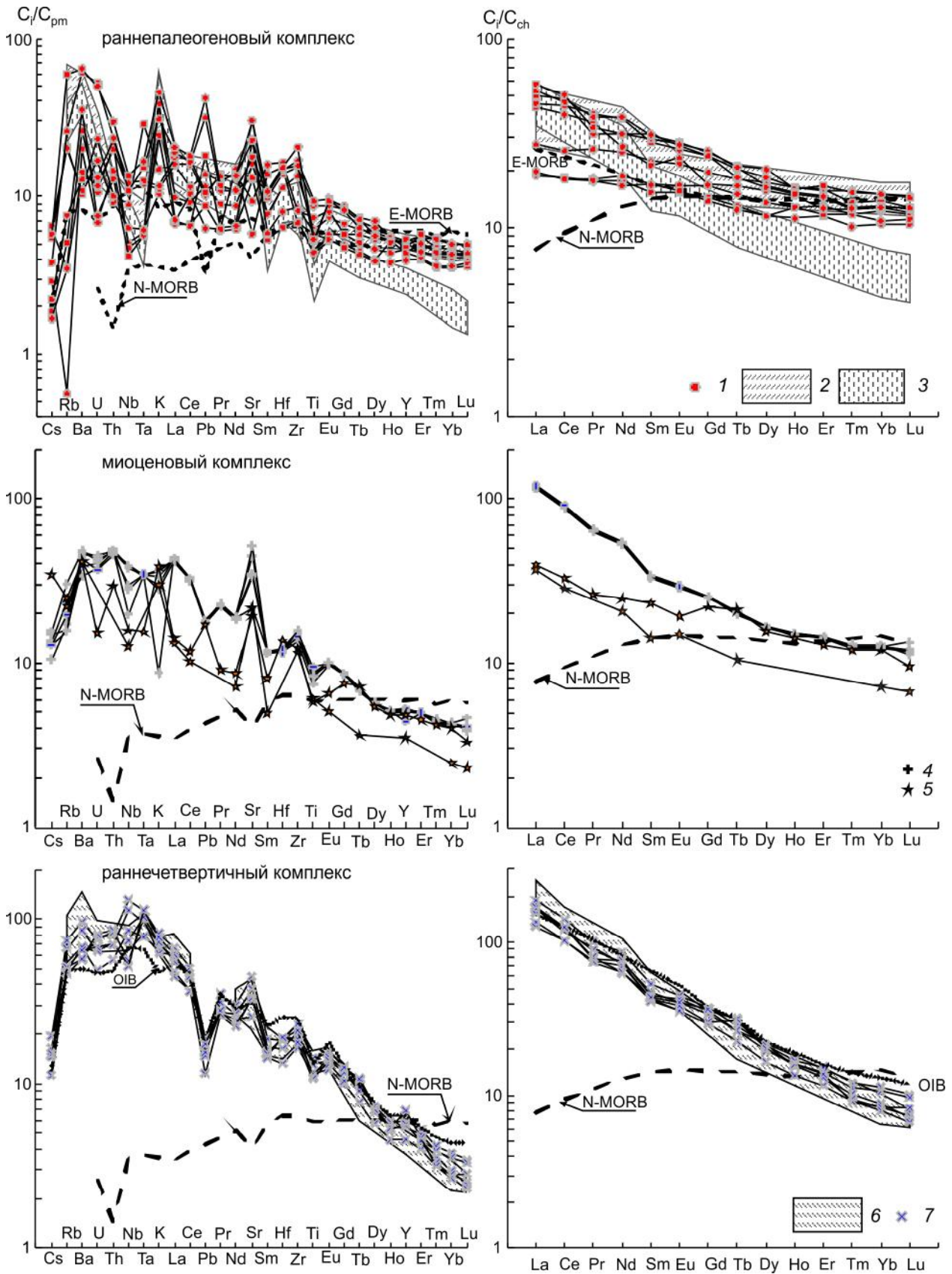
Таблица (Окончание).

| Компо- ненты | Раннечетвертичный наваринский комплекс | | | Эоценовый Н.к. | | | | Четвертичный Н.к. | | |
|--------------------------------|---|--------|--------|----------------|-------|-------|-------|-------------------|-------|-------|
| | 54-90 | 55-90 | 36/9-9 | 10-2 | 10-3 | 40-10 | 40-16 | 44-6 | 44-10 | 44-12 |
| SiO ₂ | 47.88 | 44.44 | 44.98 | 52.30 | 51.70 | 62.20 | 65.10 | 43.20 | 45.30 | 43.90 |
| TiO ₂ | 2.52 | 2.40 | 2.31 | 1.82 | 1.79 | 0.76 | 0.33 | 3.41 | 3.21 | 3.24 |
| Al ₂ O ₃ | 13.90 | 12.34 | 13.38 | 16.80 | 16.50 | 16.90 | 17.10 | 11.20 | 11.60 | 11.50 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.79 | 2.72 | 4.24 | 6.73 | 6.68 | н.оп. | н.оп. | 3.64 | 3.01 | 4.46 |
| FeO | 9.94 | 9.10 | 7.94 | 4.59 | 4.50 | 4.32 | 3.25 | 8.87 | 9.08 | 8.04 |
| MnO | 0.15 | 0.07 | 0.17 | 0.23 | 0.21 | 0.07 | 0.04 | 0.16 | 0.15 | 0.15 |
| MgO | 9.34 | 14.14 | 9.11 | 4.36 | 4.61 | 3.36 | 2.76 | 10.50 | 9.58 | 9.47 |
| CaO | 8.36 | 7.92 | 9.21 | 7.92 | 8.53 | 5.83 | 4.62 | 10.90 | 10.40 | 10.30 |
| Na ₂ O | 3.46 | 3.87 | 4.45 | 4.89 | 5.17 | 4.18 | 4.67 | 3.54 | 3.42 | 3.52 |
| K ₂ O | 1.87 | 2.17 | 2.31 | 0.05 | 0.03 | 1.87 | 1.79 | 2.30 | 2.06 | 2.17 |
| P ₂ O ₅ | 0.60 | 0.82 | 0.78 | 0.24 | 0.22 | 0.35 | 0.15 | 0.86 | 0.90 | 0.88 |
| П.п.п. | 0.36 | 0.48 | 0.21 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | 0.50 | 0.65 | 0.67 |
| Сумма | 100.17 | 100.47 | 99.09 | 99.93 | 99.94 | 99.84 | 99.81 | 99.08 | 99.36 | 98.30 |
| Cr | 230.0 | 485.0 | 142.0 | 139 | 132 | 89 | 34 | 223 | 216 | 228 |
| Ni | 230.0 | 380.0 | 132.0 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Co | 35.0 | 40.0 | 36.0 | 37 | 35 | 16 | 10 | 56.4 | 53.6 | 55.3 |
| Sc | 20.4 | 18.6 | 18.0 | 42 | 44 | 13 | 8.3 | 18.6 | 18.9 | 18.9 |
| V | 220.0 | 170.0 | 150.0 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Cs | 0.626 | 0.465 | 0.487 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Rb | 29.85 | 32.66 | 32.78 | 2 | 2 | 31 | 29 | 60 | 56 | 59 |
| Ba | 397.5 | 403.1 | 453.3 | 80 | 104 | 1199 | 229 | 793 | 696 | 702 |
| Sr | 535.1 | 683.7 | 700.9 | 132 | 120 | 597 | 570 | 874 | 822 | 838 |
| U | 1.740 | 1.810 | 1.470 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Th | 6.520 | 6.860 | 5.730 | 0.4 | 0.6 | 1.65 | 1.43 | 8.4 | 6.6 | 7.3 |
| Pb | 3.51 | 2.86 | 3.22 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Ta | 4.120 | 4.210 | 4.650 | 0.6 | 0.6 | 0.24 | 0.12 | 4.4 | 3.9 | 4.3 |
| Nb | 40.21 | 52.76 | 36.98 | 5 | 5 | 5 | 5 | 65 | 59 | 59 |
| Hf | 5.86 | 5.77 | 5.88 | 2.3 | 2.3 | 3.5 | 2.9 | 5.8 | 5.4 | 5.8 |
| Zr | 210.11 | 234.88 | 198.66 | 78 | 76 | 160 | 135 | 258 | 237 | 241 |
| Y | 26.08 | 26.11 | 31.32 | 25 | 28 | 17 | 12 | 21 | 19 | 20 |
| La | 31.14 | 38.11 | 42.17 | 6 | 6 | 14.3 | 8.45 | 63.6 | 52 | 56.6 |
| Ce | 65.22 | 79.55 | 79.74 | 17 | 16 | 30.7 | 18 | 110 | 93.5 | 103 |
| Pr | 7.26 | 7.56 | 7.69 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Nd | 33.21 | 36.32 | 30.44 | 9 | 11 | 16.3 | 8.94 | 51 | 48 | 50 |
| Sm | 6.62 | 6.89 | 6.78 | 4.4 | 4 | 3.23 | 1.88 | 9.9 | 9.1 | 9.5 |
| Eu | 2.210 | 2.430 | 2.340 | 1.3 | 1.3 | 1.11 | 0.66 | 2.8 | 2.6 | 2.7 |
| Gd | 6.18 | 7.24 | 7.48 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Tb | 1.14 | 1.17 | 1.16 | 0.87 | 0.81 | 0.49 | 0.29 | 0.88 | 0.9 | 0.99 |
| Dy | 5.140 | 5.380 | 5.120 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Ho | 0.868 | 0.875 | 0.887 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Er | 2.160 | 2.170 | 2.280 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Tm | 0.267 | 0.248 | 0.237 | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. | н.оп. |
| Yb | 1.46 | 1.39 | 1.32 | 3 | 2.9 | 1.26 | 0.63 | 1.3 | 1.4 | 1.7 |
| Lu | 0.18 | 0.21 | 0.17 | 0.51 | 0.45 | 0.19 | 0.1 | 0.2 | 0.19 | 0.2 |

Примечание. н.оп. – не определялось. Эоценовый и четвертичный комплексы Н.к. – Наваринская котловина, по [29, 30].

Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в кайнозойских магматических породах востока Корьякского нагорья и Наваринской котловины Берингова моря.

1 – раннепалеогеновый комплекс востока Корьякского нагорья; 2–3 – эоценовый комплекс Наваринской котловины [29]: 2 – базальты, 3 – дациты; 4–5 – миоценовый керекский комплекс: 4 – базальты, 5 – дациты; 6 – четвертичные щелочные базальты Наваринской котловины [30]; 7 – раннечетвертичный наваринский комплекс, базаниты. Состав N-MORB, E-MORB и OIB по [47]. Содержания некогерентных элементов в породах нормированы по примитивной мантии (pm) [47] и хондриту (ch) [31].



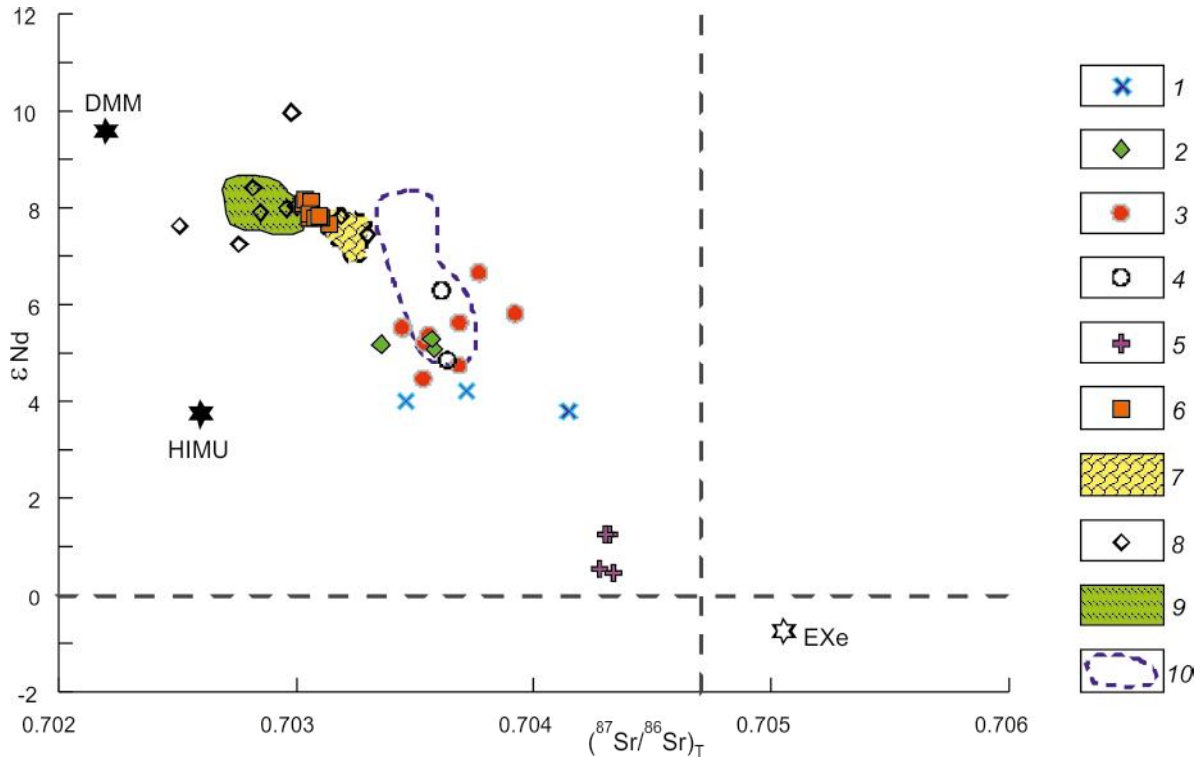


Рис. 4. Соотношения $\epsilon Nd-(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$ в кайнозойских базальтоидах востока Корякского нагорья.

1–5 – комплексы Корякского нагорья [21]: 1 – раннепалеогеновый, 2 – миоценовый керекский; 3–4 – раннечетвертичный наваринский; 3 – щелочные базальты и базаниты, 4 – ксенокристаллы авгита, 5 – четвертичные щелочные базальты Наваринской котловины Берингова моря [30]; 6 – Вилигинский ареал (Северное Приохотье) [3, 49]; 7 – Эмеленская группа вулканов (Вост. Чукотка) [1, 3]; 8 – о-в Нунивак [36, 40]; 9 – о-в Прибылова [25, 42]; 10 – вулкан Лоухи (Гавайи) [34]. EXe – средний состав нижней континентальной коры Северной Пацифики, по [2].

ванием легкими РЗЭ ($La_n/Sm_n = 1.8-2.8$) при сильном истощении иттриевыми ($La_n/Yb_n = 7-13$).

Миоценовый этап вулканизма на востоке Корякского нагорья представлен комплексом лавовых потоков толеитовых базальтов, экструзивами и дайками дацитов нескольких разобщенных полей, наиболее крупное из которых слагает непосредственно мыс Наварин (рис. 1). Эти вулканиды, образующие бимодальную серию, выделены как керекский комплекс [20]. Они формируют ряд переслаивающихся потоков суммарной мощностью от 5–15 м на северо-западе ареала до 400–450 м на юге, несогласно перекрывающих дислоцированные меловые образования.

Базальты комплекса представлены афировыми, реже порфировыми разновидностями с интерсертальной и микроделеритовой, редко пилотакситовой структурой основной массы. Вкрапленники (до 10–15 об. %) образованы битовнит-лабрадорами (An_{87-56}), титанистыми (TiO_2 0.8–1.2 %) авгитами ($En_{40-42}Wo_{37-43}Fs_{16-18}$) и оливинами (Fo_{89-76}). Андезидациты и дациты экструзивных тел наряду с плагидоклазами и клинопироксенами в качестве вкраплен-

ников также содержат высокомагнезиальную первичную зеленую роговую обманку, указывающую на некоторую «обводненность» исходных магматических расплавов [20].

Эффузивные фации керекского комплекса образованы базальтами и андезибазальтами (табл.). По соотношению кремнезема и щелочей породы принадлежат субщелочной серии (рис. 2), являясь кремне-насыщенными, *Qtz*-нормативными, по соотношению кремнезема и железистости относятся к толеитовой серии. Содержание K_2O отличается сильной вариативностью (0.2–1.1 мас. %). Повышенные содержания титана (1.3–1.9 % TiO_2), Zr, сильно фракционированный спектр распределения РЗЭ ($La_n/Sm_n = 1.9-3.9$; $La_n/Yb_n = 3.8-11.8$), Pb минимум отличают толеиты комплекса от типичных надсубдукционных вулканидов; с другой стороны, базальты комплекса характеризуются повышенной глиноземистостью, наличием Ta-Nb трога на спайдерграммах (рис. 3). Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменяются в пределах 0.703368–0.703630, а ϵNd от +5.0 до +5.2 (рис. 4). Изотопный состав свинца характеризуется относительно пониженными ве-

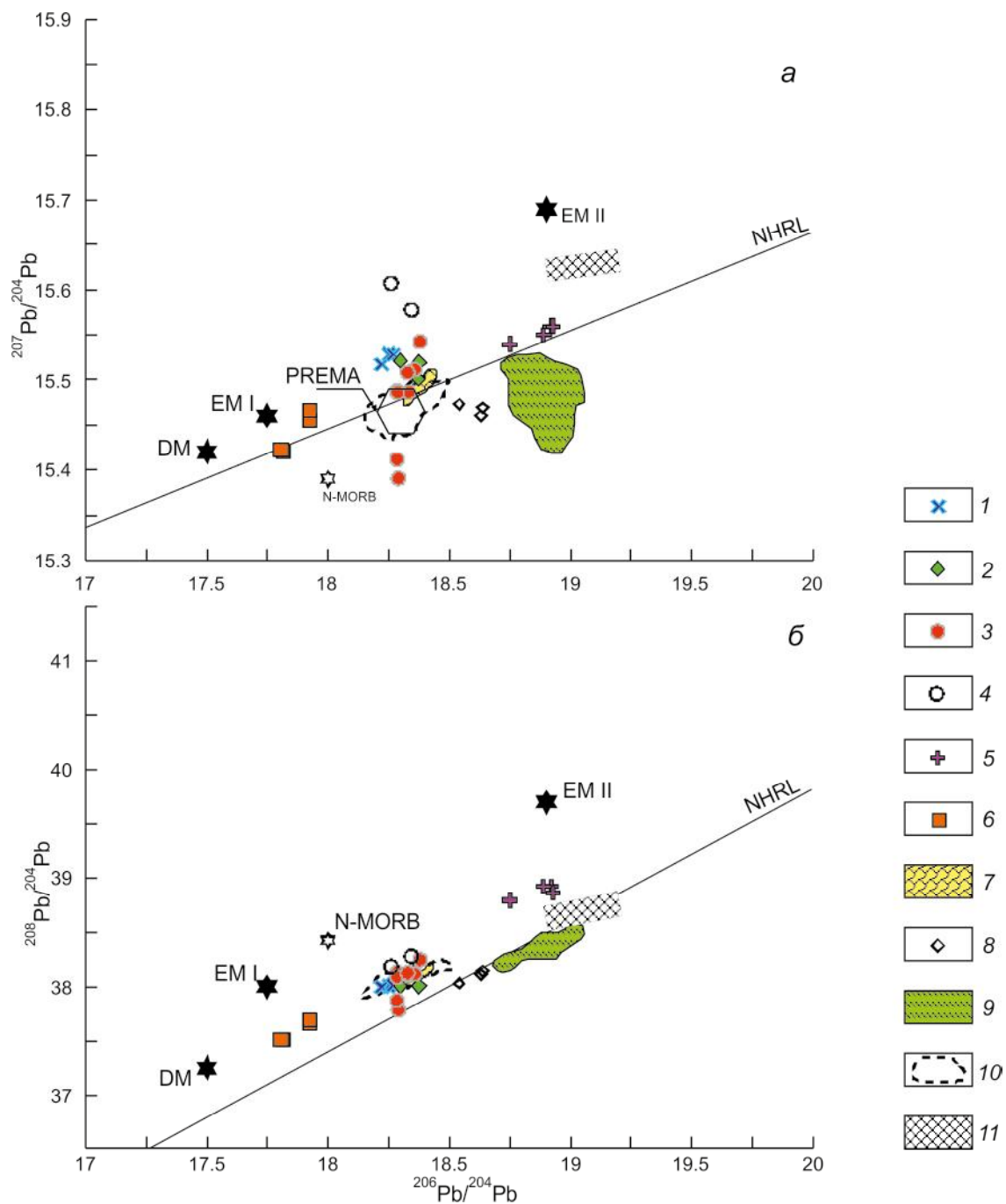


Рис. 5. $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208-(207)}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ изотопные характеристики кайнозойских базальтоидов востока Корякского нагорья [21].

1–5 – комплексы: 1–3 – Корякское нагорье: 1 – раннепалеогеновый комплекс, 2 – миоценовый керекский комплекс; 3–4 – раннечетвертичный наваринский комплекс: 3 – щелочные базальты и базаниты, 4 – ксенолиты шпинелевых лерцолитов; 5 – четвертичные щелочные базальты Наваринской котловины Берингова моря [30]; 6 – Вилигинский ареал (Северное Приохотье), по [3, 49]; 7 – Энмеленская группа вулканов (Вост. Чукотка) [1, 3]; 8 – о-в Нунивак [36]; 9 – о-ва Прибылова [25]; 10 – вулкан Лоухи (Гавайи) [34]; 11 – терригенные осадки Алеутского желоба [44]. NHRL – линия раздела MORB Тихого и Индийского океанов и положение мантийных компонентов DM, EM I, EM II [36], N-MORB [24].

личинами отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.503–15.524 и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.058–38.059 при повышенных $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.34–18.42 (рис. 5). Дацинты, слагающие экструзивные тела и дайки, отличаются известково-щелочным трендом дифференциации, сильной насыщенностью кремнеземом (рис. 2). Они характеризуются более низкими концентрациями HFSE и LILE при сходном с базальтами распределении РЗЭ ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2.5\text{--}3.0$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 5.1\text{--}7.9$; рис. 3).

Щелочные оливинные базальты и базаниты **раннечетвертичного** Наваринского ареала (наваринский комплекс) слагают лавовые потоки, небольшие шлаковые конусы, неки и дайки магмоподводящей системы. Базальты и базаниты представлены афировыми и субафировыми разновидностями с микродolerитовой структурой основной массы. Субфенокристы представлены оливинами (Fo_{90-65}), клинопироксенами салитового ряда ($\text{Wo}_{45-52}\text{En}_{36-46}\text{Fs}_{8-13}$), крайне редко плагиоклазами (An_{70-65}). В оливинах часто встречаются мелкие (до 0.3 мм) включения шпинели (Cr_2O_3 16–22; TiO_2 1.2–1.6; Al_2O_3 30–33 %). Среди клинопироксенов различаются два типа: среднетитанистые умеренноглиноземистые салиты и высокотитанистые салиты. Основная масса породы обычно представлена ассоциацией оливина, клинопироксена, титаномагнетита, редко отмечается лейцит.

Породы соответствуют калий-натриевой щелочной серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) и являются *Ne*-нормативными ($Ne = 1.5\text{--}17\%$). Для них характерны устойчиво высокие концентрации магния (16.6–8.5 % MgO), железа (7–11 % FeO), фосфора (0.7–1.1 % P_2O_5) и титана (2.3–3.2 % TiO_2) при умеренно низких алюминия (11.3–14.4 % Al_2O_3). Концентрации HFSE и LILE высокие и близки к таковым внутриплитных щелочных базальтов океанических островов и континентальных рифтов (рис. 3). Распределение РЗЭ фракционированное ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2.9\text{--}5.0$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 14\text{--}22$). Для базанитов комплекса характерно присутствие в большом количестве (иногда до 50 % объема потока) ксенолитов ультраосновных, основных и, крайне редко, кислых пород размером от первых сантиметров до 40 см [19].

Базаниты Наваринской котловины [30] отличаются более высокими содержаниями TiO_2 (3.0–3.5 %), железа (12–14 % FeO), более фракционированным распределением РЗЭ ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 3.6\text{--}4.6$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 20\text{--}33$) (рис. 3). Начальный изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T (0.703443–0.703915) базанитов наваринского комплекса [21] имеет умеренно деплетированный характер, тогда как изотопный состав неодима имеет наиболее радиогенные характеристики (ϵNd от +4.5 до +6.7, рис. 4). В то же время, базаниты Наваринской котловины отличаются более радиогенным

изотопным составом стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T = (0.70337–0.704274) и менее радиогенным неодима (ϵNd от +0.5 до +1.3) [30].

Изотопный состав Pb базанитов наваринского комплекса отличается незначительно повышенными величинами изотопных отношений свинца относительно состава деплетированного источника типа N-MORB ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.29–18.39; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.487–15.543; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.099–38.256 (рис. 5). Тогда как состав базанитов Наваринской котловины [30] в Pb изотопных координатах варьирует от значений изотопного состава модельного мантийного источника PREMA к составу геохимического источника типа ЕМП: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.75–18.93; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.54–15.56; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.79–38.92.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют сделать ряд выводов о происхождении изученных вулканических пород и характере процессов, влиявших на состав магм.

Характеристика обедненного или обогащенного состава источника вулканических пород основывается на сопоставлении начальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношений со значениями изотопных отношений в примитивной мантии (соответственно, 0.7045 и 0.512638 [22] для современного состава примитивной мантии). Рассматриваемые кайнозойские вулканические комплексы востока Корякского нагорья и четвертичные базаниты Наваринской котловины Берингова моря характеризуются положительными значениями ϵNd , что, в целом, позволяет говорить о деплетированном характере глубинных источников. Вместе с тем, изотопно-геохимические характеристики пород указывают, что в образовании магм участвовали различные по составу компоненты.

На диаграмме ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_T–100/ Nd (рис. 6, а) обособляются области составов базальтов вулканогенного комплекса, базанитов Наваринской котловины и базальтоидов мыса Наварин, причем последние располагаются вдоль линии смешения материала из подлитосферного изотопно-обедненного источника ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.513033, Вилигинский ареал базанитов и меланефелинитов Северного Приохотья, по [49]) и обогащенного, представленного ксенолитами клинопироксеновых гранулитов из миоценовых щелочных базальтоидов Северо-Востока Азии ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.512472, [2]). Фигуративные точки составов базальтоидов вулканогенной толщи и Наваринской котловины с разными изотопными характеристиками распределяются субпараллельно оси абсцисс, что в целом свидетельствует об индивидуальности их источников.

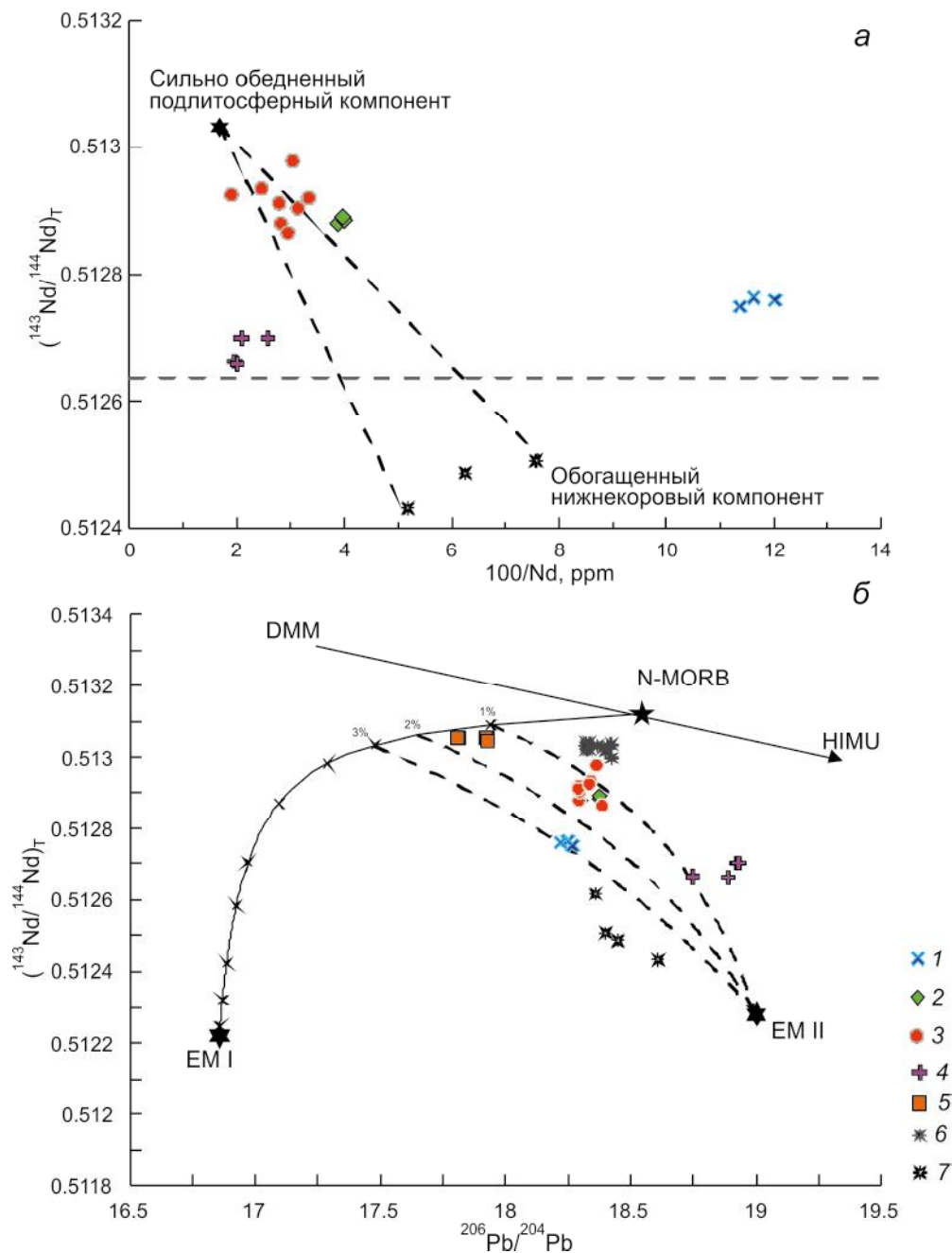


Рис. 6. Положение фигуративных точек кайнозойских базальтоидов востока Корякского нагорья и Наваринской котловины Берингова моря на диаграммах $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T - 100/\text{Nd}$ (а) и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ (б).

1 – раннепалеогеновый комплекс; 2 – миоценовый керекский комплекс; 3 – раннечетвертичный наваринский комплекс; 4 – четвертичные щелочные базальты Наваринской котловины [30]; 5 – Вилигинский ареал (Северное Приохотье) [3, 49]; 6–7 – Энмеленская группа вулканов (Вост. Чукотка) [1, 3]; б – меланефелиниты, 7 – ксенолиты пироксеновых гранулитов. Положение мантийных компонентов DDM, EM I, EM II, HIMU и N-MORB – по [36]. Линии смешения от EM II – по [33].

По соотношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 6, б) корякские базальтоиды располагаются вдоль трендов смешения обогащенного источника типа EM II и «гибридного» компонента, образованного MORB-подобным источником и мантийным компо-

нентом EM I, в то время как в базанитах Наваринской котловины проявлено участие компоненты HIMU.

Информативными при выделении обогащенного (мантийно-плюмового) и деплетированного мантийных источников служат межэлементные соотношения

Nb, Zr, Y. Дж. Фиттон с соавторами [32] установил, что базальты Исландии, имеющие мантийно-плюмовые изотопные характеристики $^3\text{He}/^4\text{He}$ на диаграмме Nb/Y–Zr/Y занимают определенное узкое поле. Для характеристики мантийно-плюмовой компоненты было предложено использовать параметр ΔNb , который определяется как: $\Delta\text{Nb} = \log(\text{Nb}/\text{Y}) + 1.74 - 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y})$, при котором значения $\Delta\text{Nb} > 0$ соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а значения $\Delta\text{Nb} < 0$ отвечают базальтам, генерированным при частичном плавлении деплетированной верхней мантии. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y [28] (рис. 7) фигуративные точки палеоценовых базальтов вулканогенного комплекса располагаются ниже границы ΔNb , в основном попадая в поле составов островодужных пород, тогда как составы эоценовых базальтов Наваринской котловины смещены в область обогащенных источников. Умереннотитанистые базальты керекского комплекса в целом группируются вдоль линии, отделяющей область плюмовых источников от деплетированных. Положение их точек состава предполагает, что в их образовании преобладал источник типа OIB при участии других источников, в том числе IAB, что согласуется с наличием Ta-Nb минимумов в их геохимических спектрах. Четвертичные щелочные базальтоиды наваринского комплекса и Наваринской котловины занимают область вулканитов внутриплитной геохимической специализации.

Мантийные и коровые выплавки резко различаются между собой по соотношению ниобия, урана, церия и свинца. В мантийных океанических базальтах $\text{Nb}/\text{U} = 47 \pm 10$, $\text{Ce}/\text{Pb} = 25 \pm 5$, а в породах континентальной коры – ~ 10 и 3–5, соответственно [38]. На конвергентных границах снижение Nb/U отношения в породах могло быть обусловлено привнесом урана, миграция которого определяется его высокой подвижностью в окислительных условиях [22], тогда как отношение Ce/Pb снижается за счет гидротермального переноса свинца в магматические источники [41].

Nb/U и Ce/Pb отношения в четвертичных базальтах наваринского комплекса (50–55 и 25–30) близки таковым в базальтах океанических островов (рис. 8, а, б), в то время как палеоценовые базальты вулканогенного комплекса характеризуются низкими Nb/U (8–19) и Ce/Pb (3–14) отношениями, отражающими определенный вклад коровой компоненты в магматический источник. Миоценовые субщелочные базальты по Nb/U и Ce/Pb отношениям занимают промежуточное положение.

Изменение состава источников кайнозойских пород проиллюстрировано на диаграмме $10^{-3}\text{K}/\text{Ta}$ – La/Ta (рис. 9), на которой эмпирически выделяются источники вулканических пород континентальных областей

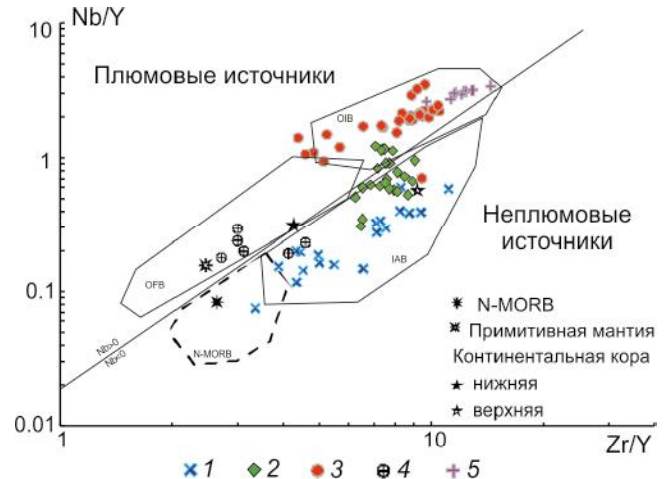


Рис. 7. Соотношения Nb/Y–Zr/Y в кайнозойских базальтоидах востока Коряжского нагорья и Наваринской котловины Берингова моря.

1–5 – условные обозначения см. рис. 2. Поля составов разных типов базальтов по [28]. Средние составы: N-MORB, примитивной мантии [47], континентальной коры по [45].

дивергенции (растяжения) и конвергенции (зон субдукции и коллизии) [11]. Эоценовые базальты Наваринской котловины и большая часть палеоценовых базальтов вулканогенного комплекса Корякии характеризуются высокими значениями $10^{-3}\text{K}/\text{Ta}$, La/Ta и K/La в интервалах 24–67, 20–48 и 850–1200, свидетельствующими об относительном надслэбовом обогащении K и La водным флюидом при обеднении высокозарядным элементом Ta. В керекских базальтах и части пород вулканогенной толщи проявились рифтогенные и субдукционные компоненты. Базаниты наваринского комплекса Корякии и Наваринской котловины характеризуют обедненный подлитосферный источник.

Различие состава плавящегося субстрата и разноточности образования рассматриваемых вулканитов подтверждается распределением их фигуративных точек в координатах $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{pm}} - \text{Yb}_{\text{pm}}$ (рис. 10). Толейтовые базальты вулканогенного комплекса Корякии и Наваринской котловины распределяются в основном вдоль модельной линии с разной степенью равновесного плавления безгранатового источника ($F = 12\text{--}25\%$), субщелочные базальты керекского комплекса – вдоль модельной линии с близкой степенью равновесного плавления ($F = 3\text{--}4\%$), при варьирующх содержаниях граната (2–4 %) в источнике. Базаниты наваринского комплекса Корякии представляют собой выплавки из источника с высоким содержанием граната при низкой степени частичного плавления. Базаниты Наваринской котловины отличаются более низкой степенью плавления гранат-содержащего источника.

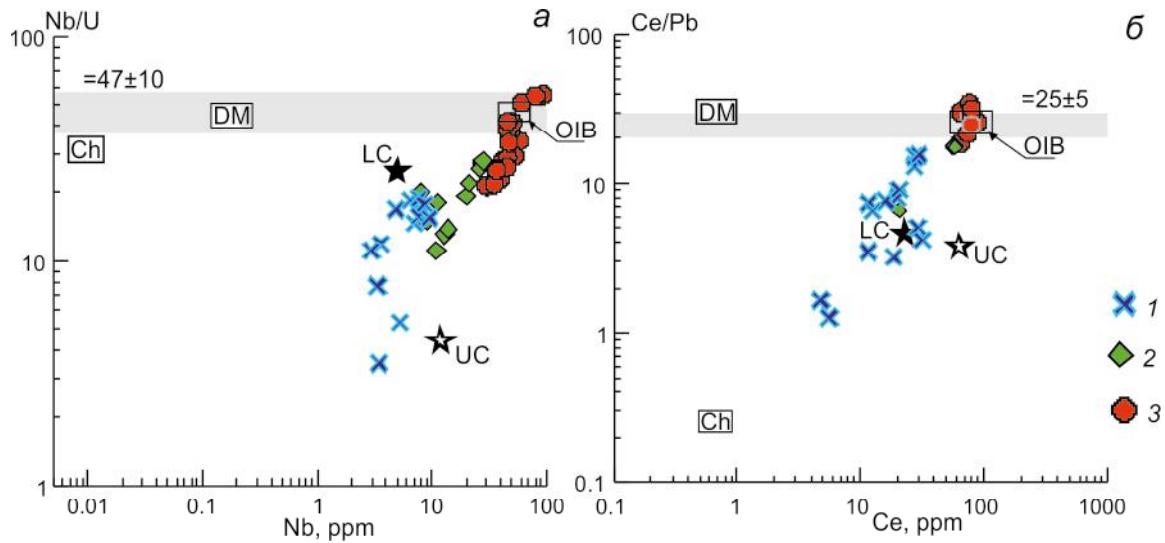


Рис. 8. Диаграммы Nb/U–Nb (а) и Ce/Pb–Ce (б) для кайнозойских базальтоидов Корякского нагорья.

1 – раннепалеогеновый комплекс; 2 – миоценовый керекский комплекс; 3 – раннечетвертичный наваринский комплекс; а – диаграмма Nb/U–Nb, Nb/U отношения [38]; б – диаграмма Ce/Pb–Ce, Ce/Pb отношения [41]. Средние составы хондрита (Ch), OIB, DM по [47], нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры по [45].

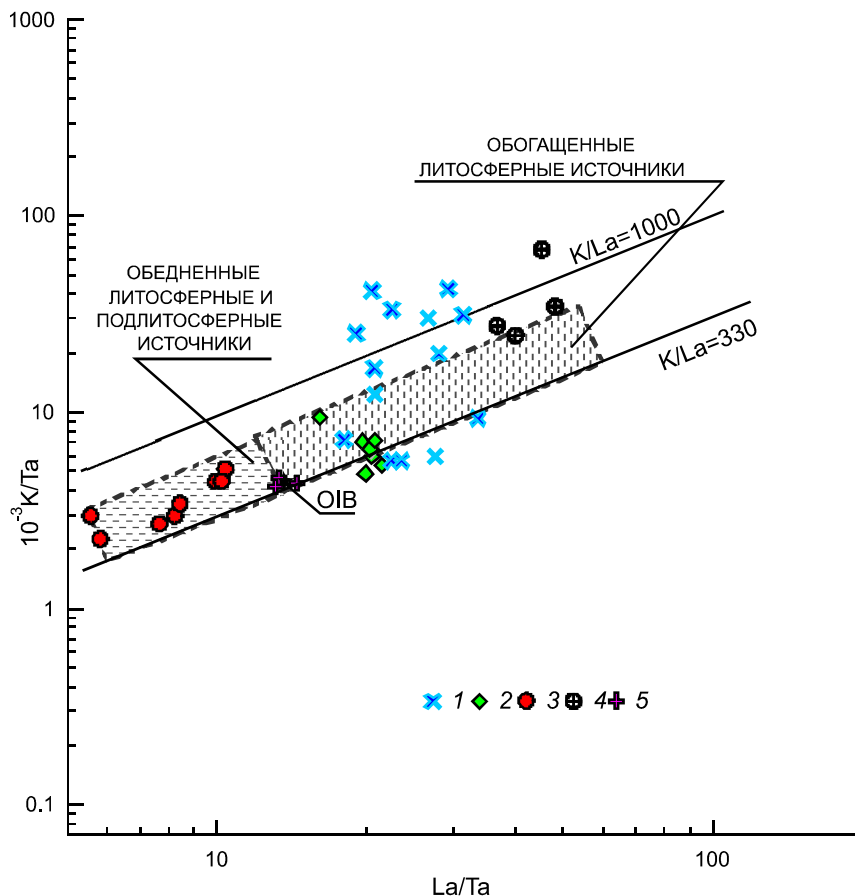


Рис. 9. Диаграмма $10^{-3}K/Ta$ – La/Ta [11] для кайнозойских базальтоидов Корякского нагорья и Наваринской котловины Берингова моря.

Усл. обозн. см на рис. 2.

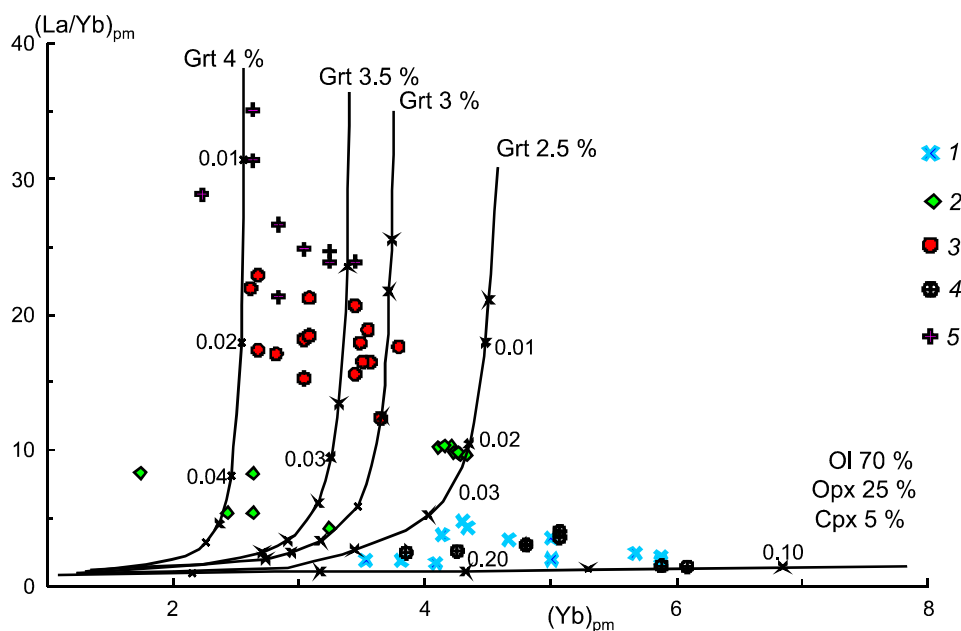


Рис. 10. Соотношение $(La/Yb)_{pm} - Yb_{pm}$ в кайнозойских базальтоидах востока Корякского нагорья и Наваринской котловины Берингова моря.

Усл. обозн. см. рис. 2. Нормирование выполнено по составу примитивной (pm) мантии [47]. Модельные кривые равновесного частичного плавления рассчитаны по уравнению [46]. Состав источников по [27]: Орх – 25 %, Ар – 0.1 %, Срх 15 %, Gt – приведен на графике, остальное составляет Ol. Коэффициенты распределения минерал/расплав для La и Yb из работ: Ol, Орх, Gt – [35]; Срх – [37], Ар – [26]. Цифрами на кривых показана степень частичного плавления (F).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Постаккреционная вулканическая активность в пределах востока Корякского нагорья локализована преимущественно в пределах Алякатваамского террейна и была связана с рифтогенной деструкцией края континента, приведшей к дезинтеграции, разрушению ее отдельных сегментов. Сдвиговые перемещения привели к смене конвергентной границы на трансформную [23].

Представленные в работе геологические и геохимические данные свидетельствуют о направленном развитии магматизма в ходе формирования вулканической ассоциации восточной части Корякского нагорья и прилегающей Наваринской котловины Берингова моря, о смешанных источниках магм, включающих как деплетированную (MORB-подобную), так и внутриплитную компоненты, а на ранних этапах – и субдукционную.

Выделяются три этапа вулканизма с разными сериями пород и составами их магматических источников.

В Корякском нагорье для раннего (палеоценового) этапа характерно преобладание умереннотитанистых глиноземистых базальтов с повышенными содержаниями HFSE (за исключением Ta и Nb), сближающими

их с базальтами E-MORB. Пониженные $(La/Yb)_n$ отношения и высокие Zr/Nb (25–35) в базальтах характеризуют одну из компонент источника как деплетированную, близкую к MORB. Вместе с тем, в базальтах определены низкие отношения Nb/Ta, Ce/Pb, Nb/La при высоком отношении K/Nb, что свидетельствует о присутствии в источнике и субдукционной составляющей. Низкие Zr/Hf и $(Dy/Yb)_n$ отношения указывают на плавление безгранатового субстрата.

В Наваринской котловине раннепалеогеновый этап вулканизма представлен эоценовыми толеитами, характеризующимися сходным с корякскими распределением несовместимых элементов, и дацитами, отличающимися низкими концентрациями иттриевых редкоземельных элементов.

Второй (миоценовый) этап представлен потоками субщелочных базальтов и экструзивами и дайками дацитов, образующими бимодальную серию. Базальты характеризуются низкими содержаниями LILE, высокими HFSE, фракционированным распределением РЗЭ, $(La/Yb)_n$ отношения при котором варьируют от величин, характерных для E-MORB, до соответствующих значений внутриплитных толеитов. Величины Nb/Ta, Ce/Pb, La/Ta и Hf/Th отношения тяготеют к составам внутриплитных толеитов. Соотношения $(La/Yb)_{pm} - Yb_{pm}$ свидетельствуют об образовании ке-

рекских базальтов при селективном плавлении гранатового перидотита с варьирующим содержанием граната в источнике. Дайки дацитов, по сравнению с эффузивными фациями, отличаются известково-щелочными трендами дифференциации и иными абсолютными содержаниями ряда элементов.

Заключительный (четвертичный) этап связан с развитием пород щелочно-базальтовой серии, представленной на мысе Наварин щелочными оливиновыми базальтами и базанитами, в Наваринской котловине – базанитами.

Раннечетвертичные щелочные оливиновые базальты и базаниты Наваринского ареала Корякии характеризуются высокими содержаниями HFSE, LILE и P3Э и близки по составу внутриплитным вулканитам океанических островов и континентальных рифтов. Фигуративные точки этих пород на дискриминантных диаграммах тяготеют к области внутриплитного источника с высоким содержанием граната при низкой степени частичного плавления. Базаниты Наваринской котловины [30] отличаются более высокими содержаниями титана, железа, более фракционированным распределением P3Э.

Начальные изотопные отношения Sr, Nd и Pb в базальтоидах [21] палеоценового ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703461\text{--}0.70437$; $\epsilon\text{Nd} = +3.8$; $+4.2$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.220\text{--}18.268$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.517\text{--}15.529$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.998\text{--}38.015$), керекского ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703357\text{--}0.703621$; $\epsilon\text{Nd} = +5.1$; $+5.3$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.299\text{--}18.375$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.501\text{--}15.522$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.002\text{--}38.004$) и наваринского ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7034167\text{--}0.703915$; $\epsilon\text{Nd} = +4.5$; $+6.7$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.283\text{--}18.378$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.391\text{--}15.543$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.785\text{--}38.244$) комплексов характеризуют глубинные источники кайнозойских пород восточной части Корякского нагорья как умеренно деплетированные. Близость изотопных отношений в базальтах миоценового и раннечетвертичного этапов вулканизма позволяет предположить, что мантийная область была изотопно гомогенизирована в результате локальной конвекции. Косвенным подтверждением этому может служить выдержанность модельных Sm-Nd-возрастов источников субщелочных и щелочных лав для керекских базальтов $T_{\text{DM}1}$: 412–434 млн лет и $T_{\text{DM}2}$: 405–423 млн лет, для наваринских щелочных базальтов и базанитов $T_{\text{DM}1}$: 300–460 млн лет и $T_{\text{DM}2}$: 350–460 млн лет. Базаниты Наваринской котловины [30] отличаются более радиогенными изотопными отношениями стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.704274–0.704337) и свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.75–18.93, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.54–15.56, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.79–38.92) и менее радиогенными неодиима (ϵNd от +0.5 до +1.3), а также более древним модельным

возрастом источника: $T_{\text{DM}1}$: 689–773 млн лет и $T_{\text{DM}2}$: 732–798 млн лет.

Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ, проект № 0135-2019-0078 (ГИН РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Апт Ю.Е. Эмшеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 97 с.
2. Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентального обрамления северной Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-среднекоровым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 34–73.
3. Апт Ю.Е., Акинин В.В., Райт Дж.Е. Изотопы Sr, Nd, и Pb в неогеновых меланефелинитах и глубинных ксенолитах на Северо-Востоке России // Геохимия. 1998. № 1. С. 28–37.
4. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабенный пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
5. Геологическая карта Чукотского автономного округа. 1:500 000. Состав: В.А. Варламова, Г.М. Малышева, Б.В. Вяткин, Т.В. Звезда. Анадырь: ФГУП «Георегион», 2004.
6. Головнёва Л.Б., Щепетов С.В. Стратиграфия маастрихтских отложений бассейна р. Каканат (восточная часть Корякского нагорья) // Палеоботаника. 2010. Т. 1. С. 96–119.
7. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 3–24.
8. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Соколов С.Д. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алькатваамской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1984. № 3. С. 88–99.
9. Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. 1999. Т. 7, № 1. С. 58–79.
10. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
11. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Акад. изд-во «ГЕО», 2012. 351 с.
12. Середа Л.И. Анойско-Беринговский пояс глубинных разломов: Материалы по геолог. и полезн. ископ. СВ СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1974. Вып. 21. С. 313–315.
13. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 181 с.
14. Соколов С.Д., Бялбужеский С.Г. Террейны Корякского нагорья (опыт использования террейнового анализа) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
15. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
16. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
17. Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. Сдвиговый континентальный рифтогенез восточной окраины Азии // Литосфера. 2016. № 4. С. 5–29.
18. Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Глубинные ксе-

- нолиты из щелочных базальтов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 2. С. 246–249.
19. Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.
 20. Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм юго-востока Корякского нагорья (Северо-восток России): петрогенезис пород и обстановки их формирования // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 90–105.
 21. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 537).
 22. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
 23. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
 24. Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // J. Petrol. 2007. V. 48. P. 693–709.
 25. Chang J.M., Feeley T.C., Deraps M.R. Petrogenesis of basaltic volcanic rocks from the Pribilof islands, Alaska, by melting of metasomatically enriched depleted lithosphere, crystallization differentiation, and magma mixing // J. Petrol. 2009. V. 50, N 12. P. 2249–2286.
 26. Chazot G., Menzies M.A., Harte B. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 423–437.
 27. Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Mikheeva E.A. High Mg lavas from the Dariganga volcanic field in the SouthEastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenosphere–lithosphere boundary // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3, N 4. P. 385–407.
 28. Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
 29. Davis A.S., Pickthorn L.-B.G., Vallier T.L., Marlow M.S. Petrology and age of volcanic-arc rocks from the continental margin of the Bering Sea: Implications for Early Eocene relocation of plate boundaries // Can. J. Earth Sci. 1989. V. 26. N 7. P. 1474–1490.
 30. Davis A.S., Gunn S.H., Gray L.-B., Marlow M.S., Wong F.L. Petrology and isotopic composition of Quaternary basanites dredged from the Bering sea continental margin near Navarin basin // Can. J. Earth Sci. 1993. V. 30. N 5. P. 975–984.
 31. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
 32. Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197–208.
 33. Flower M.F.J., Russo R.M., Tamaki K., Hoang N. Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) «high-tide mark»: evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure // Tectonophysics. 2001. V. 333. P. 9–34.
 34. Garcia, M.O., Foss, D.J. P., West, H.B., Mahoney J. Geochemical and isotopic evolution of Loihi Volcano, Hawaii // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 1647–1674.
 35. Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 133. P. 379–395.
 36. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 273–296.
 37. Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contrib. Miner. Petrol. 1993. V. 113. P. 1–8.
 38. Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M. Nd and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. P. 33–45.
 39. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
 40. Menzies M., Murthy R. Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 46. P. 322–334.
 41. Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // Naure. 1994. V. 368. P. 514–520.
 42. Moll-Stalcup, E. J. The origin of the Bering Sea basalt province, western Alaska / D.K. Thurston, K.V. Simakov (eds.). International conference on Arctic margins, Proceedings. Magadan: Russian Federation, Sept. 1994. Magadan: FEB RAS, North East Sci. Center. 1994. P. 113–123.
 43. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen T.K., Feeney T.D., Fujita K., Gordey S.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natal’in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Jr., Plafker G., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L., Wakita K. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: U.S. Geol. Survey Open-File Report 94-714 (2 sheets, scale 1 : 5 000 000, 1 sheets, scale 1:10 000 000), 1994. 433 p.
 44. Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chem. Geol. 1998. V. 145, N 3–4. P. 325–394.
 45. Rudnick R., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. V. 3. 64 p.
 46. Shaw D.M.. Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. V. 34. P. 237–243.
 47. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
 48. Thorkelson D.J., Madsen J. K., Slaggett C.L. Mantle flow through the Northern Cordilleran slab window revealed by volcanic geochemistry // Geol. 2011. V. 39. P. 267–270.
 49. Tschegg C., Ntaflou T., Akinin V.V. Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga Volcanic Field, northeast Russia // Lithos. 2011. V. 122. P. 13–24.

Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым

после доработки 21.11.2021 г.

принята к печати 19.01.2022 г.

P.I. Fedorov, A.V. Koloskov, B.V. Beliatsky, L.B. Golovneva

Spatiotemporal change of deep sources for Cenozoic volcanic rocks in the eastern Koryak Highlands

A spatiotemporal analysis of the trace element ratios and the isotopic composition of Sr, Nd and Pb in Cenozoic post-accretionary volcanic rocks in the east of the Koryak Highlands (Northeastern Russia) has been carried out. The Early Paleogene volcanic complex is shown to be represented by moderately Ti-rich aluminous tholeiites with elevated contents of high field strength elements (HFSE) (except for Ta and Nb), which makes them similar to E-MORBs. Low $(La/Yb)_n$ and high Zr/Nb (25–35) ratios characterize one of the source components as depleted and similar to MORBs. At the same time, low ratios of Nb/Ta, Ce/Pb, Nb/La with a high ratio of K/Nb were determined in basalts, which indicates the presence of a subduction component in the source. Low Zr/Hf and $(Dy/Yb)_n$ ratios indicate melting of the garnet-free substratum. The second (Miocene) stage is represented by the subalkaline basalt flows and dacite extrusions and dikes forming a bimodal series. Basalts are characterized by low concentrations of large ion lithophile elements (LILE), enrichment in HFSE, and fractionated distribution of REE, with $(La/Yb)_n$ ratios varying from the values characteristic of E-MORBs to the values corresponding to intraplate tholeiites. The Nb/Ta, Ce/Pb, La/Ta, and Hf/Th ratios tend to exhibit compositions of intraplate tholeiites. The $(Dy/Yb)_n$ and $(La/Yb)_{pm} - Yb_{pm}$ ratios indicate the formation of Miocene basalts during the selective melting of garnet peridotite with varying garnet contents in the source. Dikes of dacites, in comparison with effusive facies, differ in calc-alkaline differentiation trends and other absolute concentrations of a number of elements. Early Quaternary alkaline olivine basalts and basanites of the Navarin area are high in HFSE, LILE, and REE and are compositionally similar to intraplate volcanics of oceanic islands and continental rifts. Data points of these rocks plotted on discriminant diagrams are confined to the field of the garnet-rich intraplate source with low degrees of partial melting. The initial isotopic ratios of Sr, Nd, and Pb in the Cenozoic basaltoids characterize the deep sources of Cenozoic rocks in the eastern part of the Koryak Highlands as depleted. The similarity of isotope ratios in the basalts of the Miocene and Early Quaternary stages of volcanism suggests that the mantle region was isotopically homogenized as a result of local convection.

Key words: volcanism, geochemistry, Cenozoic, eastern Koryak Highlands.