Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 10, с. 1319—1340

УДК 552.11

КСЕНОЛИТЫ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПИРОКСЕНИТОВ В БАЗАЛЬТАХ ВУЛКАНА СИГУРД, О. ШПИЦБЕРГЕН (*арх. Свальбард*) КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА В ПАЛЕОЗОЕ

Л.П. Никитина[1], Ю.Б. Марин[2], М.Ю. Корешкова[3], С.А. Сергеев[4], Б.В. Беляцкий[4], Р.Ш. Крымский[4], Е.С. Богомолов[1], М.С. Бабушкина[1], А. Токушева[3]

[1]*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

[2]*Санкт-Петербургский горный университет, 199106, Санкт-Петербург, Васильевский остров, 21-я линия, 2, Россия*

[3]*Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия*

[4]*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

Ксенолиты высокоглиноземистых пироксенитов в четвертичных базальтах влк. Сигурд Западного Шпицбергена представлены шпинелевыми и шпинель-гранатовыми клинопироксенитами, шпинель-гранатовыми вебстеритами и вебстеритами. Гранобластовая структура, содержащая реликты гипидиоморфно-зернистой магматической структуры, смена минеральных ассоциаций и наличие признаков частичного плавления отражают их многоэтапное формирование. Задача исследования состояла в определении последовательности и термодинамических условий смены минеральных ассоциаций, а также в установлении их возраста Re-Os, U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопными методами. Установлено, что первичная ассоциация пироксенитов, включавшая высокоглиноземистые Opx, Cpx и Spl, была преобразована в результате нескольких этапов: (1) замещение Spl→Grt с образованием гранатсодержащих вебстеритов и клинопироксенитов, (2) развитие келифитовых Opx-Spl кайм вокруг зерен Grt, (3) образование Amph, (4) распад твердых растворов в Cpx и Opx, (5) частичное плавление. Сопоставление с опубликованными данными позволяет предполагать, что первичная ассоциация по соотношению Al_2O_3 и MgO близка к Opx + Cpx ± Spl кумулатам, образовавшимся в результате кристаллизации базальтовых расплавов при давлении 1.2 ГПа и степени кристаллизации ~ 15 %, но ниже 2.0 ГПа, когда из расплава кристаллизуются Grt и Cpx, т. е. в нижней коре. Параметры равновесия Grt-Opx ассоциации в пироксенитах равны 1060—1310 °C и 2.2—3.3 ГПа, и на *P—T* диаграмме их точки располагаются ниже кривой фазового перехода Spl→Grt в системе CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2, соответствуя модельной континентальной геотерме с плотностью поверхностного теплового потока 60 мВ/м² и несколько выше. Это свидетельствует о замещении Spl→Grt и образовании гранатсодержащих пироксенитов уже в условиях малоглубинной верхней мантии. Образование Opx-Spl келифитовых кайм вокруг зерен Grt указывает на последующее понижение *T* и *P* до значений выше кривой фазового перехода Grt→Spl. Оно подтверждается наличием в пироксенах структур распада твердых растворов, возникших при понижении температуры на 100—150 °C. Изотопный состав Re и Os в валовых пробах Spl-Grt вебстеритов, не испытавших частичного плавления, соответствует возрасту 457.0 ± 3.5 млн лет, отражающему время преобразования первичной Cpx-Opx-Spl ассоциации в гранатсодержащую. Близкое значение (488.6 ± 5.9 млн лет) получено U-Pb методом для циркона из Spl-Grt вебстерита также без признаков плавления. Типоморфными признаками автохтонных магматических цирконов обладают кристаллы из Spl-Grt клинопироксенита с явными признаками частичного плавления. Они образуют единый возрастной кластер 310.7 ± 3.3 млн лет, который отражает возраст кристаллизации расплава в пироксенитах.

Итак, Spl пироксениты, вероятнее всего, являются Opx + Cpx ± Spl кумулатами — продуктами кристаллизации базальтовых расплавов в условиях нижней коры. Последующее замещение Spl→Grt и образование гранатсодержащих вебстеритов и клинопироксенитов, происходившее уже в условиях малоглубинной верхней мантии, может рассматриваться как показатель деламинации континентальной коры региона в мантию, а полученная Re-Os изохронным методом датировка в 457.0 ± 3.5 млн лет как наиболее вероятная оценка верхней возрастной границы деламинации коры в мантию. Последующий затем подъем литосферы Шпицбергена, проявившийся в образовании Opx-Spl келифитовых кайм вокруг граната, распаде твердых растворов в пироксенах и частичном плавлении, не был, по-видимому, значительно оторван по времени от этапа деламинации и продолжался до 300 млн лет и менее.

Ксенолиты, высокоглиноземистые пироксениты, минеральные ассоциации, Re-Os, U-Pb, Sm-Nd *и* Rb-Sr *систематика, деламинация, Западный Шпицберген*

© Л.П. Никитина✉, Ю.Б. Марин, М.Ю. Корешкова, С.А. Сергеев, Б.В. Беляцкий, Р.Ш. Крымский, Е.С. Богомолов, М.С. Бабушкина, А. Токушева, 2022

✉e-mail: lpnik@mail.ru

DOI: 10.15372/GiG2022106

XENOLITHS OF HIGH-ALUMINA PYROXENITES IN THE BASALTS OF THE SIGURD VOLCANO, SPITSBERGEN ISLAND (*Svalbard Archipelago*), AS INDICATORS OF THE PALEOZOIC GEODYNAMICS OF THE REGIONAL LITHOSPHERE

L.P. Nikitina, Yu.B. Marin, M.Yu. Koreshkova, S.A. Sergeev, B.V. Belyatsky, R.Sh. Krymsky, E.S. Bogomolov, M.S. Babushkina, A. Tokusheva

Xenoliths of high-alumina pyroxenites in the Quaternary basalts of the Sigurd Volcano of West Spitsbergen are spinel and spinel–garnet clinopyroxenites, spinel–garnet websterites, and websterites. The granoblastic texture with relics of subhedral magmatic texture, the change of mineral assemblages, and the signs of partial melting in the xenoliths reflect their multistage formation. The goal of our study was to determine the sequence and thermodynamic conditions of the change of mineral assemblages and to establish their age by Re–Os, U–Pb, Sm–Nd, and Rb–Sr isotope dating. It has been established that the primary assemblage in the pyroxenites, which included high-alumina Opx, Cpx, and Spl, was transformed in several stages: (1) Spl→Grt replacement with the formation of garnet-containing websterites and clinopyroxenites, (2) development of kelyphitic Opx–Spl rims over Grt grains, (3) formation of Amph, (4) exsolution with the formation of Cpx and Opx, and (5) partial melting. Comparison of the obtained results with published data shows that the primary assemblage is similar in Al_2O_3/MgO ratio to Opx + Cpx ± Spl cumulates resulted from the crystallization of basaltic melts at 1.2 GPa and the degree of crystallization of ~15%, i.e., in the lower crust (at 2.0 GPa, Grt and Cpx crystallize from the solution). The equilibrium parameters of the Grt–Opx assemblage in the pyroxenites are 1060–1310 ºC and 2.2–3.3 GPa; in the *P–T* diagram, their points are localized below the Spl→Grt phase transition curve, in the system CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2, thus corresponding to the model continental geotherm with a surface heat flow density of 60 mV/m^2 and somewhat higher. This indicates the Spl→Grt replacement and the formation of garnet-containing pyroxenites in the shallow-depth upper mantle. The formation of kelyphitic Opx–Spl rims over the Grt grains indicates a subsequent temperature and pressure decrease to values above the Grt→Spl phase transition curve. This is confirmed by the presence of exsolution structures in pyroxene, which formed when the temperature decreased by 100–150 ºC. The Re and Os isotope composition in the bulk samples of Spl–Grt websterites that did not undergo partial melting corresponds to an age of 457.0 ± 3.5 Ma, which reflects the time of transformation of the primary Cpx–Opx–Spl assemblage into a garnet-including one. A similar value (488.6 ± 5.9 Ma) was obtained by U–Pb dating of zircon from Spl–Grt websterite, also without signs of melting. Zircon crystals from Spl–Grt clinopyroxenite with clear signs of partial melting have typomorphic features of autochthonous magmatic zircons. They form a single age cluster of 310.7 ± 3.3 Ma, which marks the age of melt crystallization in the pyroxenites. Thus, Spl pyroxenites are, most likely, Opx + Cpx ± Spl cumulates, products of crystallization of basaltic melts in the lower crust. The subsequent Spl→Grt replacement and the formation of garnet-containing websterites and clinopyroxenites in the shallow-depth upper mantle can be regarded as an indicator of the delamination of the continental crust into the mantle, and the Re–Os isochron date of 457.0 ± ± 3.5 Ma is the most likely upper age bound of the crust delamination into the mantle. The subsequent uplifting of the Spitsbergen lithosphere, which was expressed as the formation of kelyphitic Opx–Spl rims over garnet, exsolution in pyroxene, and partial melting, was not far in time from the delamination stage and lasted ≤ 300 Ma.

Xenoliths, high-alumina pyroxenites, mineral assemblages, Re–Os, U–Pb, Sm–Nd, *and* Rb–Sr *systems, delamination, West Spitsbergen*

ВВЕДЕНИЕ

Главные эпохи формирования земной коры архипелага Свальбард, в состав которого входит о. Шпицберген: докарельская, карельская, готская, гренвильская и каледонская, подтверждены изотопными датировками, полученными для магматических и метаморфических пород Ar-Ar, Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb методами в интервалах 2500—2750, 1700—1800, 1200—1400, 900—1000 и 380—370 млн л. н. [Евдокимов, Сироткин, 2011]. В эпигренвильскую эпоху этот регион, согласно [Хаин, Филатова, 2009], представлял собой платформу с доверхнерифейским фундаментом и осадочным R_3—PZ_2 (650—530 млн л. н.) чехлом. Формирование девонского комплекса PZ_2 происходило уже в обстановке внутриплитного рифтогенеза. В неогене активизация тектонических движений привела к формированию базальтовых покровов, а в четвертичное время [Евдокимов, 2000] к возникновению вулканических конусов Сигурд и Халвданпигген (2.7 и 2.0 млн л. н. соответственно) и стратовулкана Сверре (10 и 6 тыс л. н.). Схема геологического строения о. Шпицберген и положение четвертичных вулканов, в которых обнаружены ксенолиты мантийных пород, показаны на рис. 1.

В базальтах вулканов Сверре и Халвданпигген среди мантийных ксенолитов преобладают перидотиты, тогда как в базальтах влк. Сигурд — пироксениты. Различные аспекты петрологии и геохимии ксенолитов, особенно перидотитовых, гипотезы их генезиса и изотопный возраст рассмотрены в предшествующих работах [Amundsen et al., 1987; Копылова и др., 1996; Шубина и др., 1997; Choi et al., 2010; Богомолов и др., 2015; Гончаров и др., 2015; Никитина и др., 2016]. М.Ю. Корешковой и соавторами [2019] на основании исследований коллекции пироксенитовых ксенолитов из базальтов вулкана Си-

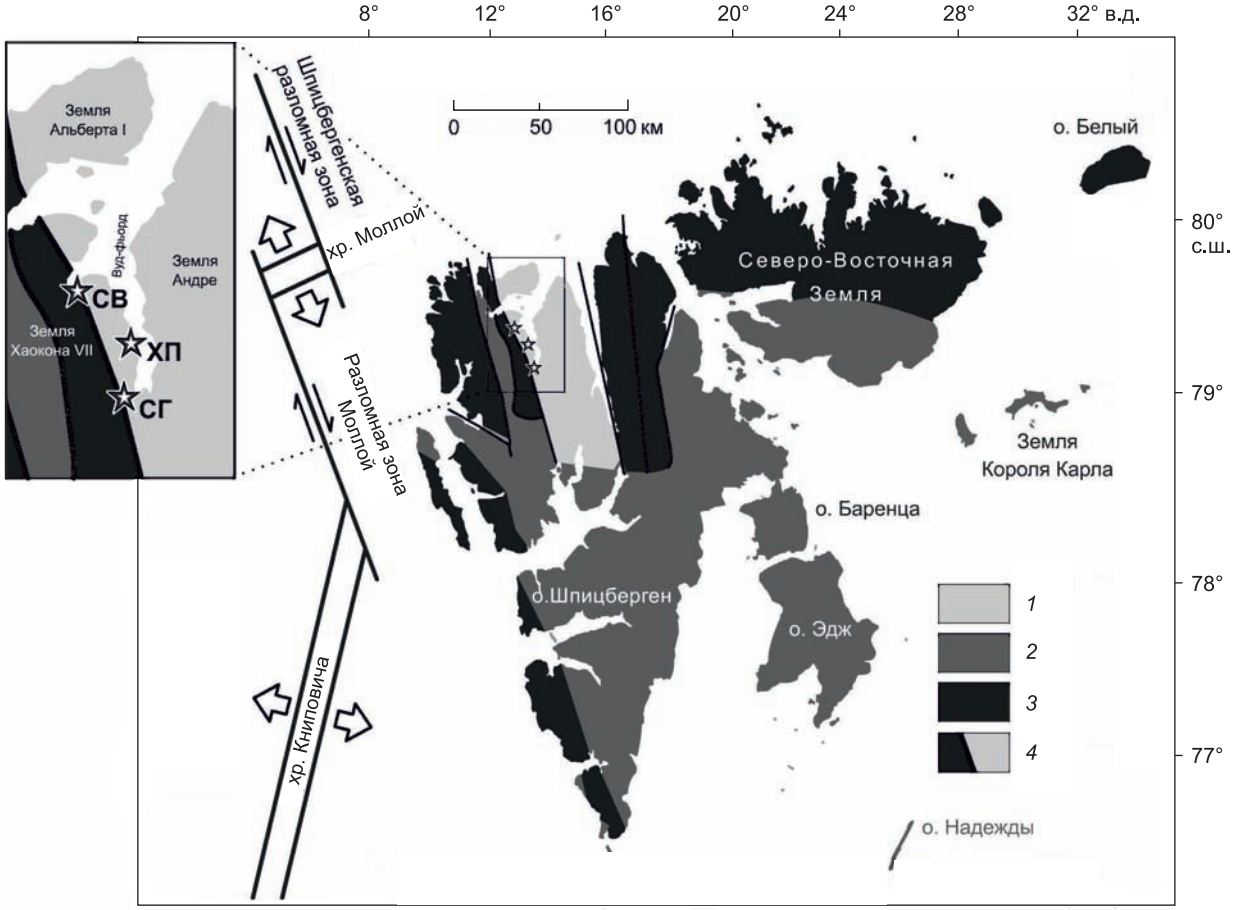


Рис. 1. Схема геологического строения арх. Свальбард, по данным [Johansson et al., 2005], и положение океанических хребтов и трансформных разломов, по [Engen et al., 2003].

1—4 — породы девонского, каменноугольно-палеогенового и позднепротерозойско-силурийского возраста и разломы соответственно. На врезке показано положение четвертичных вулканов (СГ — Сигурд, ХП — Халвданпиген, СВ — Сверре).

гурд, собранной в 2010 г. А.Н. Сироткиным (Полярная морская геолого-разведочная экспедиция — ПМГРЭ, «Росгеология») и А.Г. Гончаровым (ИГГД РАН), была высказана гипотеза о деламинации континентальной коры СЗ Шпицбергена в палеозое. Предложенная гипотеза имеет важное геодинамическое значение для реконструкции геологической эволюции всего региона и требует подтверждения на материалах более представительной по сравнению с изученной в этой статье коллекции ксенолитов [Корешкова и др., 2019]. В связи с этим мы провели детальный анализ полученных нами ранее первичных данных (в том числе петрографических шлифов и микрозондовых пластинок) для ксенолитов пироксенитов, собранных в различные годы геологами ПМГРЭ и переданных в ИГГД РАН для их комплексного изучения. Такой анализ показал, что высокоглиноземистые пироксениты обнаружены только в коллекции ксенолитов из влк. Сигурд, при этом не все они по химическому составу принадлежат к этому типу. Задача настоящего исследования ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов влк. Сигурд состояла: 1) в подтверждении многоэтапного формирования пироксенитов, проявляющегося в последовательном изменении структуры пород и смене минеральных парагенезисов; 2) в уточнении термодинамических условий каждого из этапов; 3) в определении возраста этапов с помощью Re-Os, U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопных методов; 4) в определении изотопно-геохимических характеристик источников пироксенитов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения химического состава пород ксенолитов использовались их центральные части, очищенные от корок базальта и промытые в дистиллированной воде. Анализ выполнен в Центральной аналитической лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург). Содержание петрогенных элементов определено рентгеноспектральным флуоресцентным методом на многоканальном спектрометре ARL-

9800 (Applied Research Laboratories, Швейцария) по стандартной методике (МП №17/2013 «Определение содержаний основных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в горных породах, почвах и донных отложениях рентгеноспектральным флуоресцентным методом», ВСЕГЕИ, 2013). Содержание редких элементов в предварительно переведенных в раствор порошкообразных пробах определено на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN-DRC-6100 (Perkin-Elmer, США) по стандартной методике (МП № 10/2010 «Определение макро- и микроэлементов (в том числе редкоземельных) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в горных породах, рудах, почвах и рыхлых отложениях», ВСЕГЕИ, 2010). Погрешность определения Th, U, Pb, Hf, Lu, Yb, Er, Dy 10—15 %, остальных редких элементов, в том числе Ti, Sc, Zr, Sr и Nb, не более 5 %.

Химический состав минералов в ксенолитах некоторых пироксенитов определен в университете Лондона (Birkbeck): главные элементы на микрозонде JEOL 8100 Superprobe, редкие — на масс-спектрометре Agilent 7500a с лазерной абляцией [Корешкова и др., 2019] и в ИГГД РАН (С.-Петербург): только главные элементы, на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Тонкие полированные пластинки пород напылялись углеродом. Точечные определения состава минералов выполнялись с использованием электронного луча с ускоряющим напряжением в 20 кВ и током 1 нА, размер пятна составлял 3 мкм. Время накопления каждого спектра — 50 с, в качестве стандартов применяли природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовали алгоритм ZAF [Гончаров и др., 2015].

Изотопный состав и концентрации Re и Os в валовых пробах пироксенитов изучены в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГБУ «ВСЕГЕИ» (С.-Петербург) с использованием мультиколлекторных масс-спектрометров высокого разрешения Triton TI и ИСП-МС Neptune (ThermoScientific). Подробное описание методики анализа изотопного состава Re-Os системы содержится в работе [Крымский и др., 2011]. Анализ международного стандарта серпентинита UB-N в период проведения исследований показал следующий результат (среднее по четырем анализам): содержания Re и Os 0.2218 ± 0.0064 и 3.65 ± 0.12 нг/г, соответственно, $^{187}Re/^{188}Os$ 0.292 ± 0.014, $^{187}Os/^{188}Os$ 0.127176 ± 0.000091, что согласуется с литературными данными [Meisel et al., 2001].

U-Pb датирование по акцессорному циркону производилось в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (С.-Петербург) с использованием высокоразрешающего вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-IIe для локального изотопного анализа в доменах зерен циркона с кратером пробоотбора 25 × 2 мкм без разрушения образцов [Williams, 1998]. Измерения U/Pb отношений проводились по адаптированной в ЦИИ методике [Schuth et al., 2012]. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программ SQUID и Isoplot [Ludwig, 2001, 2003]. U/Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA [Black et al., 2003], что соответствует возрасту этого циркона 416.75 ± 0.24 млн лет. Циркон 91500 с содержанием урана 81.2 мкг/г и возрастом по $^{206}Pb/^{238}U$ в 1062 млн лет использовался как концентрационный стандарт. Растровая одноминутная очистка прямоугольного (50 × 65 мкм) участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение. Подробное катодолюминесцентное, BSE и оптическое изучение внутреннего строения зерен циркона позволило выбрать достаточное количество гомогенных, свободных от включений, вторичных изменений и механических повреждений участков для изотопного анализа.

Анализ изотопного состава Sm, Nd, Rb и Sr в валовых пробах ксенолитов производился в ИГГД РАН (С.-Петербург) с применением метода изотопного разбавления на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton TI (ThermoScientific) по методике, описанной в [Никитина и др., 2017]. Результаты изотопного анализа международного стандартного обр. BCR-1 (среднее по 10 анализам) следующие: содержание Sm и Nd 6.45 и 28.4 мкг/г соответственно, $^{147}Sm/^{144}Nd$: 0.1383 ± 3 и $^{143}Nd/^{144}Nd$: 0.512654 ± 8; Rb: 45.9 мкг/г, Sr: 329 мкг/г, $^{87}Rb/^{86}Sr$ = 0.4027 ± 19, $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.705013 ± 16. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, а также начального отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и параметра ε_{Nd} осуществлялось по программе ISOPLOT [Ludwig, 1999] с использованием следующих значений констант радиоактивного распада и состава модельного геохимического хондритового резервура (CHUR): $\lambda_{87_{Rb}} = 1.42 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$, $\lambda_{147_{Sm}} = 6.54 \cdot 10^{-12}$ год$^{-1}$, $(^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR})^0$ = = 0.512638, $(^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR})^0$ = 0.1967 [DePaolo, Wasserburg, 1976; Jacobsen, Wasserburg, 1980]. При расчетах вводились следующие значения относительной погрешности воспроизводимости Rb-Sr и Sm-Nd данных: 0.5 % для отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$, 0.01 % для $^{87}Sr/^{86}Sr$, 0.003 % для $^{143}Nd/^{144}Nd$. Параметр ε_{Nd} определялся с точностью ±0.5ε.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрография ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов. Выделение петрографических разновидностей высокоглиноземистых пироксенитов произведено на основе анализа парагенетических ассоциаций минералов и модальных количеств минералов (табл. 1). Модальное содержание породо-

Таблица 1. **Модальный состав разновидностей высокоглиноземистых пироксенитов**

Компонент	Spl вебстериты и клинопироксениты			Spl-Grt клинопироксениты						Spl-Grt вебстериты							
	Sp-10*	Sp-14*	Sp-12	Sp-16*	Sp-19*	Sp-4*	Sp-3	Sp-15	Sp-33p	Sp-33w	Sp-34	Sp-24	Sp-1	Sp-13*	Sp-21*	Sp-22*	Sp-23*
Opx	29	31	—	0	—	2	—	—	—	29	27	25	18	16	7	22	10
Cpx	61	65	74	53	61	65	63	60	65	50	52	60	57	68	71	54	68
Amph	10	—	—	—	—	—	12	—	14	10	12	11	9	—	—	6	—
Spl	—	4	6	—	2	—	5	10	5	4	4	—	—	1	—	2	4
Grt	—	—	—	47	37	33	16	10	13	6	2	2	16	2	22	16	18
Участки плавления*	—	—	20	—	—	—	4	20	3	1	3	2	—	—	—	—	—

Примечание. Opx — ортопироксен, Cpx — клинопироксен, Amph — амфибол, Spl — шпинель, Grt — гранат.

* Содержание минералов рассчитано методом наименьших квадратов на основе химического состава породы и минералов без учета участков плавления. Однако, следует отметить, что в ксенолитах Sp-16, Sp-19, Sp-22, Sp-23 такие участки наблюдаются.

образующих минералов в ксенолитах Sp-1, Sp-3, Sp-12, Sp-15, Sp-24, Sp-33p, Sp-33w и Sp-34 определено с помощью программы анализа изображений «ImageScope» с погрешностью, зависящей от размера зерен, но не более 2 % [Корешкова и др., 2019], для остальных образцов (в табл. 1 отмечены звездочкой) — рассчитано методом наименьших квадратов, исходя из химического состава породы и минералов, но без учета участков плавления, с погрешностью до 3 % [Гончаров и др., 2015]. Ксенолиты представлены шпинелевыми и шпинель-гранатовыми клинопироксенитами, шпинель-гранатовыми вебстеритами и вебстеритами. Кроме шпинели (Spl), ортопироксена (Opx), клинопироксена (Cpx) и граната (Grt), в большинстве ксенолитов присутствует амфибол (Amph) и наблюдаются участки плавления, часто с нераскристаллизовавшимся стеклом (рис. 2, *в*). Продукты кристаллизации расплава представлены оливином, плагиоклазом, шпинелью и карбонатом.

Структура пироксенитов в основном гранобластовая, но в некоторых из них, где отсутствует гранат или количество его незначительно (до 2—3 %), наблюдаются реликты магматической гипидиоморфно-зернистой структуры. В пироксенитах с гранобластовой структурой Grt образует каймы вокруг зерен Spl (см. рис. 2, *а*). В свою очередь, вокруг зерен граната часто наблюдаются келифитовые каймы, сложенные мелкозернистым ортопироксеном и шпинелью (см. рис. 2, *б*). В орто- и клинопироксенах наблюдаются структуры распада твердых растворов: пластинчатые ламелли и округлые включения Cpx в Opx и Opx в Cpx. На границе зерен Grt и Amph присутствуют карманы плавления, в которых сохраняется нераскристаллизовавшееся стекло (см. рис. 2, *в*). Карманы плавления содержат оливин, плагиоклаз, шпинель и карбонат.

Таким образом, в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов первичная ассоциация включала ортопироксен, клинопироксен и шпинель, но была подвержена значительному преобразованию в

а *б* *в*

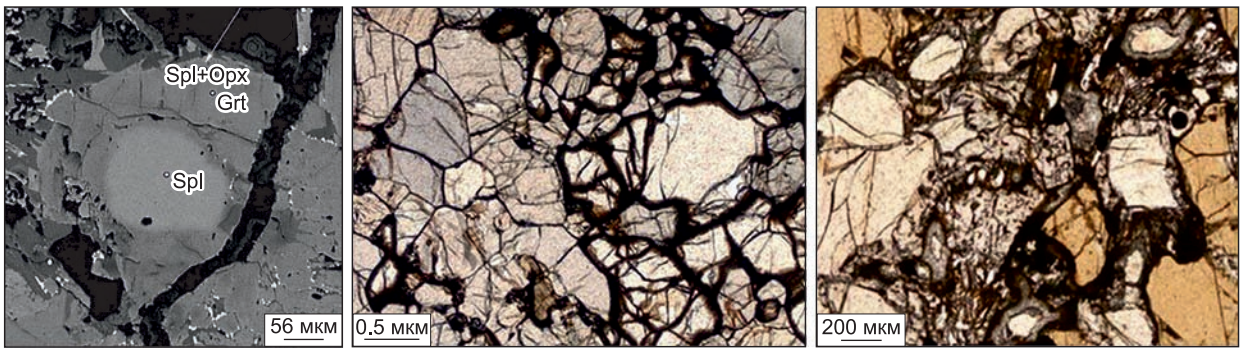


Рис. 2. *а* — замещение Spl→Grt и последующее замещение ассоциацией Spl + Opx (келифитовая кайма) в Grt клинопироксените; *б* — келифитовые каймы, образованные мелкозернистыми Opx и Spl (показаны черным) вокруг зерен Grt, в Spl-Grt вебстерите; *в* — участки плавления в Spl-Grt клинопироксените на границе зерен Amph и Grt (с включениями Cpx и Spl).

В карманах установлены нераскристаллизованное стекло, лейсты плагиоклаза, идиоморфная шпинель и пироксен.

Таблица 2. **Геохимические характеристики ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов влк. Сигурд**

Параметр	Spl пироксениты			Spl-Grt клинопироксениты						Spl-Grt вебстериты						
	Sp-10	Sp-14	Sp-12	Sp-3	Sp-4	Sp-15	Sp-16	Sp-18	Sp-19	SP-1	Sp-13	Sp-21	Sp-22	Sp-23	Sp-24	Sp-34
Al_2O_3, мас.%	7.48	8.78	14.85	17.96	11.1	15.93	14.7	17.6	12.8	12.52	14.50	13.90	10.90	14.50	7.88	9.88
MgO	16.3	16.9	14.23	14.19	14.7	14.27	15.2	13.6	15.2	14.38	16.30	14.90	16.10	14.30	15.09	15.66
TiO_2	1.23	1.1	1.16	1.04	1.29	1.15	0.99	2.04	0.98	1.21	1.02	0.99	0.88	2.09	1.16	2.03
Mg/Si	0.43	0.46	0.44	0.44	0.41	0.45	0.45	0.45	0.44	0.41	0.49	0.44	0.44	0.44	0.41	0.44
Al/Si	0.17	0.21	0.41	0.49	0.27	0.44	0.39	0.51	0.32	0.32	0.38	0.36	0.26	0.39	0.19	0.24
Zr/Y	1.76	2.44	3.05	2.23	1.27	3.00	1.48	2.37	1.65	2.13	2.07	1.20	1.25	1.82	3.03	3.11
Nb/Y	0.16	0.17	0.32	0.14	0.06	0.30	0.16	0.45	0.11	0.11	0.24	0.08	0.07	0.35	0.10	0.34
Nb, мкг/г	2.39	2.15	4.07	2.97	1.06	3.87	2.24	6.47	1.53	2.27	2.54	1.22	0.93	4.96	1.55	4.17
Yb_{PM}	2.14	1.65	1.84	3.55	3.25	1.99	2.27	2.12	2.45	3.64	1.32	2.47	2.03	2.19	2.16	1.75
$(Gd/Yb)_{PM}$	2.46	2.58	2.64	1.74	1.46	2.53	1.73	2.35	1.46	1.14	2.32	1.64	1.61	2.28	2.01	2.19

Примечание. Атомные отношения Mg/Si и Al/Si равны $(MgO/SiO_2)\times1.291$ и $(Al_2O_3/ SiO_2)\times1.132$ соответственно; Yb_{PM} – содержание Yb нормализованное к содержанию в примитивной мантии (PM), по [Palme, O'Neill, 2003]; $(Gd/Yb)_{PM}$ — отношение нормализованных к PM содержаний Gd и Yb.

результате нескольких этапов метаморфизма: 1) замещения шпинели гранатом и образования гранатсодержащих вебстеритов и клинопироксенитов, 2) развития келифитовых ортопироксен-шпинелевых кайм вокруг граната, 3) образования амфибола, 4) распада твердых растворов в клинопироксене и ортопироксене с образованием ламеллей ортопироксена в первом и клинопироксена во втором, 5) частичного плавления пироксенитов.

Химический состав высокоглиноземистых пироксенитов. В настоящей работе для рассматриваемых пироксенитов приведены только интервалы содержания породообразующих оксидов (SiO_2 = = 38.7—48.5, Al_2O_3 = 7.5—18.0, MgO = 13.2—18.0, Na_2O = 1.0—2.2 мас. %) и главные геохимические характеристики (табл. 2; рис. 3), поскольку полные данные о химическом составе валовых проб ксенолитов пироксенитов опубликованы нами ранее [Гончаров и др., 2015; Корешкова и др., 2019].

Как видно на диаграммах Mg/Si—Al/Si и Al_2O_3—MgO точки высокоглиноземистых пироксенитов образуют поля, занимающие секущее положение относительно трендов геохимического фракционирования [Jagoutz et al., 1979], что является следствием их многоэтапной эволюции. Состав представленных в настоящей работе высокоглиноземистых пироксенитов не соответствует показанному на диаграмме Al_2O_3—TiO_2 полю «High alumina basalts» [Jacob, Foley, 1999], граница которого по содержанию Al_2O_3 выше (18—21 мас. %), а сами базальты содержат оливин [Crawford et al., 1987].

Диаграммы распределения нормализованных к составу примитивной мантии [Palme, O'Neill, 2003] редких (от Rb до Lu) и редкоземельных (от La до Lu) элементов в валовых пробах ксенолитов пироксенитов представлены на рис. 4. Первая диаграмма (см. рис. 4, *а*) демонстрирует значительное обогащение изученных пироксенитов Nb, Sr и особенно Ti относительно Zr и Hf. На второй (см. рис. 4, *б*) проявлена положительная европиевая аномалия, связанная с присутствием плагиоклаза в карманах плавления.

Величины отношений Nb/Y и Zr/Y в пироксенитах варьируют в интервалах 0.06—0.45 и 1.20—3.12 соответственно и в целом сопоставимы с соответствующими оценками для примитивной мантии (PM): 0.134 и 2.474 [Palme, O'Neill, 2003]. Оба отношения не обнаруживают зависимости ни от величины Mg/Si, ни от Al/Si, т. е. не соответствуют трендам геохимического фракционирования. Нормализованные к составу PM содержание иттербия и отношение гадолиния к иттербию также не зависят от величины отношения Al/Si.

Химический состав породообразующих минералов. Всем ксенолитам высокоглиноземистых пироксенитов присуще высокое содержание Al_2O_3 в Opx и Cpx (табл. 3). Последний представлен высокоглиноземистым авгитом и диопсидом. Содержание главных оксидов в Cpx находится в следующих пределах: CaO = 16.76—20.93, MgO = 11.89—14.64, FeO = 5.33—8.21, Al_2O_3 = 5.58—10.62, Na_2O = 0.36—1.86, MnO и NiO < 0.1 (мас. %). Гранат (Grt) относится к ряду пироп—альмандин, содержит 46—56 % пироповой и 13—17 % гроссуляровой молекул (MgO = 13.92—15.51, FeO = 14.15—17.24, CaO = 4.80—6.29 мас. %, магнезиальность 0.55—0.66). Spl — герцинит (SiO_2 < 0.1, Al_2O_3 = 52.18—61.54, Cr_2O_3 = = 0.1—0.8, FeO = 21.47—25.59 мас. %). Содержание Cr_2O_3 в Spl в келифитовых каймах варьирует в пределах 0.57—1.22 мас. %. Особенностью состава Amph является высокое содержание TiO_2 (3.42—

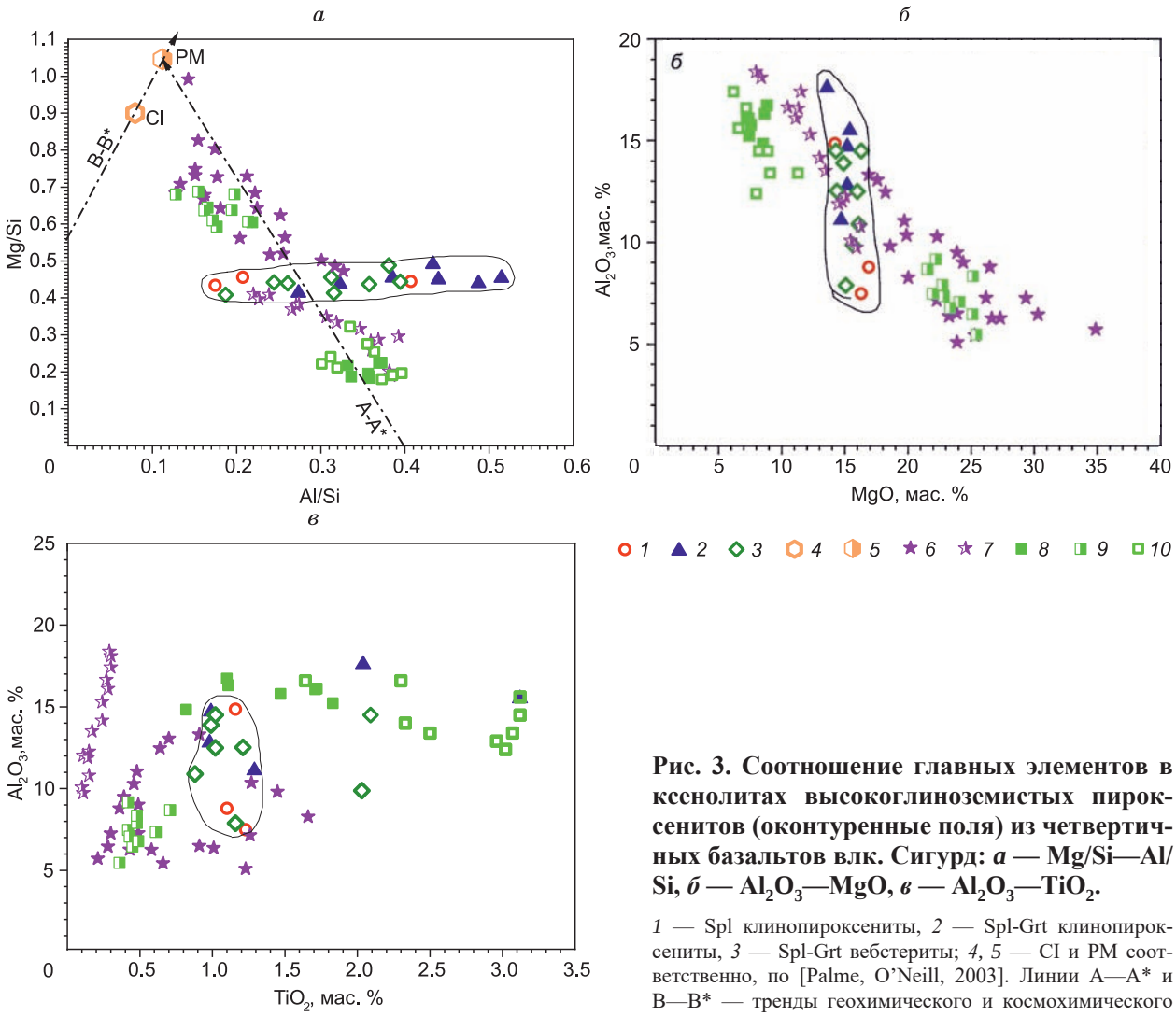


Рис. 3. Соотношение главных элементов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов (оконтуренные поля) из четвертичных базальтов влк. Сигурд: *а* — Mg/Si—Al/Si, *б* — Al_2O_3—MgO, *в* — Al_2O_3—TiO_2.

1 — Spl клинопироксениты, *2* — Spl-Grt клинопироксениты, *3* — Spl-Grt вебстериты; *4, 5* — CI и PM соответственно, по [Palme, O'Neill, 2003]. Линии A—A* и B—B* — тренды геохимического и космохимического фракционирования, по [Jagoutz et al., 1979]. Для сравнения на диаграммах показано положение продуктов плавления гранатового перидотита WKR (*6*) при 1515—1690 °C и 3—7 ГПа [Walter, 1998] и шпинелевых перидотитов INTA и INTB (*7*) при 1270—1390 ºC и 1.0 ГПа [Schwab, Johnston, 2001], а также базальтов (*8—10*: COX [Klein, 2003], пикриты [Zhang et al., 2008] и щелочные базальты [Farmer, 2003]).

5.30 мас. %), позволяющее отнести его к керсутитам. На границе зерен пироксенов с раскристаллизованным расплавом наблюдаются узкие зоны, содержащие вкрапления минералов, имеющих состав $(FeMg)(FeTiAl)_2O_4$ и $(TiFe)_2O_3$.

Смена парагенетических ассоциаций в высокоглиноземистых пироксенитах следующая: 1) Al-En + + Al-Aug + Spl → 2) En + Na-Al-Di + Prp ± Spl → 3) En + Na-Al-Di + Prp + Prg → 4) симплектит по Grt: En + Spl + An (An_{70-90}). В участках плавления наблюдаются ассоциации Al-En + Al-Aug + Spl + L либо Ol (Fo_{80}) + Pl (An_{70}) + Al-Ti- Aug + L.

Условия равновесия ассоциаций минералов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов. *Условия равновесия первичной* Opx-Cpx-Spl *ассоциации*. Для этой ассоциации возможно определить только температуру равновесия с помощью двухфазных геотермометров. Для определения давления обычно используются мономинеральные геобарометры. Применение того или иного инструмента, как известно, зависит в значительной мере от состава сосуществующих минералов и особенно клинопироксенов. Поэтому для оценки условий кристаллизации первичной Opx-Cpx-Spl ассоциации в работе [Корешкова и др., 2019] было проведено сопоставление химического состава пироксенитов и их минералов с результатами экспериментов по кристаллизации водосодержащих базальтовых и андезитовых расплавов. Было установлено, что пироксениты по соотношению в них Al_2O_3 и MgO соответствуют Opx + Cpx ± Spl кумулатам, образовавшимся в результате кристаллизации базальтовых расплавов при давлении 1.2 ГПа и степени кристаллизации ~15 % [Müntener et al., 2001], т. е. ниже 2.0 ГПа, при кото-

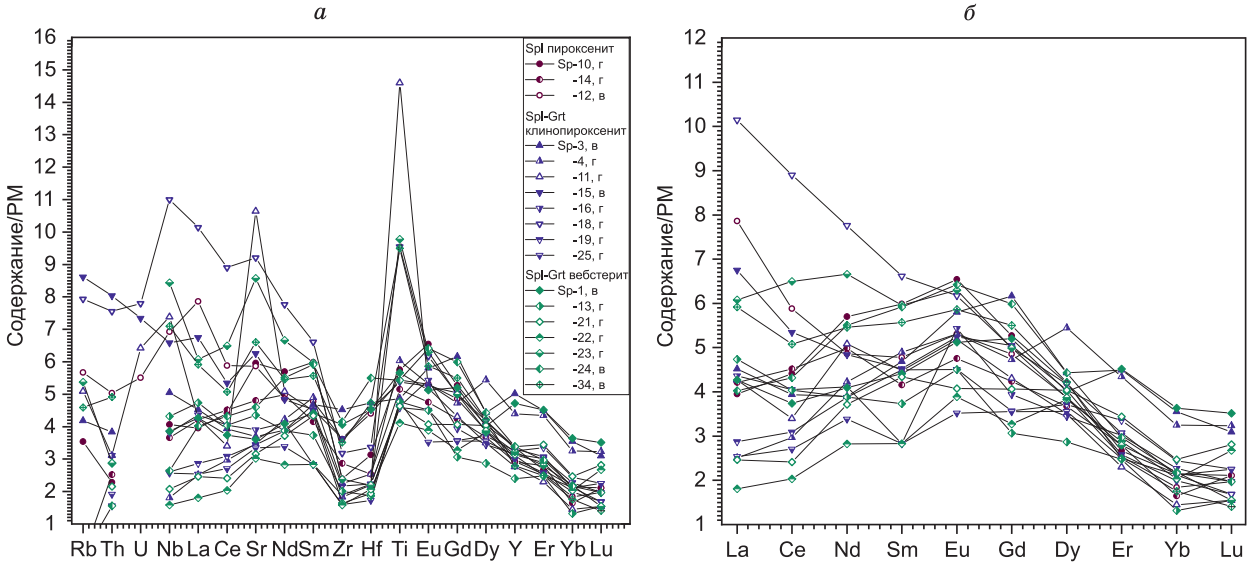


Рис. 4. Нормированное к PM, по [Palme, O'Neill, 2003], распределение редких элементов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов влк. Сигурд: *а* — от Rb до Lu, *б* — от La до Lu.

В легенде буквы после номеров образцов показывают источники данных: в — [Корешкова и др., 2019], г — [Гончаров и др., 2015].

рых из расплава кристаллизуются гранат (Grt) и клинопироксен (Cpx) [Green et al., 2000; Pertermann, Hirschmann, 2003; Lambart et al., 2009]. Такой сценарий образования первичной ассоциации высокоглиноземистых пироксенитов, как отмечалось выше, был предложен на основе исследования ограниченного количества ксенолитов. Результаты проведенного нами изучения расширенной коллекции ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов влк. Сигурд подтверждают это предположение. Согласно данным табл. 3, первичная магматическая ассоциация пироксенитов (Spl вебстерит и клинопироксениты) включала высокоглиноземистые клинопироксены, содержащие Al_2O_3 (8—9 мас. %), ортопироксены (5.0—5.5 мас. %) и шпинель (58.7—59.5 мас. %.), состав которых близок к полученным в ходе эксперимента (рис. 5). Как было отмечено еще в работе [Корешкова и др., 2019], в экспериментах, выполненных в сухих условиях при 1.5 ГПа, содержание Al_2O_3 в кристаллизующихся клинопироксенах значительно ниже, порядка 4 мас. % [Lambart et al., 2009], а при 2 и 3 ГПа [Green et al., 2000; Pertermann, Hirschmann, 2003] они содержат больше Al и Na и обладают меньшим Mg# по сравнению с пироксенами изученных образцов. Кроме того, в экспериментах при 2.0 ГПа на ликвидусе отсутствует шпинель, а при оливин-нормативном составе и ортопироксен. Это означает, что при большем или меньшем давлении и в сухих условиях состав кумулатов существенно другой, чем установленный в первичной ассоциации высокоглиноземистых пироксенитов.

Параметры равновесия ассоциации Grt-Opx в гранатсодержащих пироксенитах рассчитаны с помощью модифицированного гранат-ортопироксенового термобарометра [Гончаров и др., 2015]. Давление для этой ассоциации рассчитывалось с использованием комбинированного гранат-ортопироксенового геобарометра [Nickel, Green, 1985] в сочетании с мономинеральным ортопироксеновым термометром [Mercier, 1980], а температура равновесия Grt-Cpx ассоциации — с помощью гранат-клинопироксенового геотермометра [Ellis, Green, 1979]. Параметры равновесия ассоциации Grt-Opx в гранатсодержащих вебстеритах и клинопироксенитах имеют следующие пределы: температура от 1060 до 1310 °C, давление от 2.2 до 3.3 ГПа (табл. 4). Для Grt-Cpx ассоциации в тех же образцах значения температуры не отличаются в пределах погрешности указанных инструментов и колеблются от 1070° до 1260 °C. Несколько более высокие значения температуры для пироксенитов показывает мономинеральный ортопироксеновый термометр M80 [Mercier, 1980], хотя давление, определенное для этих образцов по Grt-Opx барометру NG85 [Nickel, Green, 1985], не отличается в пределах погрешности от значений по термобарометру G15 [Гончаров и др., 2015].

На *P-T* диаграмме (рис. 6) точки гранатсодержащих вебстеритов и клинопироксенитов, в которых установлена равновесная ассоциация Grt и Opx, располагаются ниже кривой фазового перехода шпинель→гранат в системе CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2, не содержащей Cr_2O_3 [Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002]. Большинство точек соответствует модельной мантийной геотерме [Hasterock, Chapman, 2011] с плотностью поверхностного теплового потока 60 мВ/м^2, незначительная часть смеще-

Таблица 3. **Химический состав (мас.%) породообразующих минералов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов**

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма
Клинопироксен (Cpx)									
Spl *пироксениты*									
Sp-10, b	48.8	1.4	8.0	0.2	7.4	12.4	19.8	1.7	99.7
Sp-14, b	50.0	1.0	8.6	0.5	6.3	13.1	18.9	1.7	100
Sp-12, a	49.45	1.13	8.78	0.01	7.4	12.8	18.4	1.5	99.8
Spl-Grt *клинопироксениты*									
Sp-3, a	48.6	1.45	10.4	0.06	7.0	12.2	18.7	1.5	100.0
Sp-26, a	48.6	1	8.6	0.1	7	12.3	20	1.8	99.4
Sp-16, a	48.4	1.1	8.6	—	7.4	12.6	19.9	1.7	99.7
Sp-18, a	46.8	1.6	8.7	—	7.7	11.6	21.5	1.4	99.2
Sp-19, b	50.7	0.9	7.4	0.2	6.3	12.4	20.9	1.3	100
Sp-3, b	49.87	1.03	9.0.	0.1	6.3	12.3	19.6	1.5	100
Spl-Grt *вебстериты*									
Sp-1, a	50.48	1.43	8.0	0.1	7.7	12.4	17.8	1.8	100
Sp-34, a	49.05	1.67	8.7	0.1	7.4	12.4	18.5	1.4	99.5
Sp-13, b	49.8	0.9	7.8	0.2	6.4	13.7	19.8	1.4	100
Sp-21, b	50.5	1.1	7.7	0.2	6.5	13.2	19	1.5	99.9
Sp-22, b	49.8	1.3	7.5	0.2	6.3	12.7	20.5	1.7	99.9
Sp-23, b	48.4	1.8	8.2	—	6.7	14.3	18.4	1.5	99.4
Sp-3w, a	51.44	0.84	6.8	0.01	6.4	13.7	19.3	1.4	100.1
Ортопироксен (Opx)									
Spl *пироксениты*									
Sp-10, b	52.1	0.3	5.4	0.0	14.8	25.6	1.0	0.5	99.6
Sp-14, b	52.5	0.3	5.3	0.2	13.2	27.5	0.9	0.4	100.0
Spl-Grt *клинопироксениты*									
Sp-4, b	51.8	0.4	4.6	—	13.9	26.9	0.8	—	99.1
Spl-Grt *вебстериты*									
Sp-1, a	52.5	0.3	4.4	0.1	15.7	25.1	—	0.9	99.5
Sp-34, a	52.6	0.4	4.9	0.1	14.6	26.3	1.0	0.1	100.3
Sp-13, b	52.8	0.2	5.4	—	12.0	28.5	0.9	—	100.0
Sp-22, b	53.4	0.3	4.6	0.1	13.2	26.8	0.9	—	99.5
Sp-23, b	51.9	0.4	6.0	—	11.7	28.3	1.0	0.3	99.9
Sp-3w, a	53.4	0.3	4.3	0.1	13.6	27.3	0.9	0.1	100.1

на в сторону более высокой геотермы (65 мВ/м^2). Эти факты свидетельствуют о замещении Spl→Grt и кристаллизации гранатсодержащих вебстеритов и клинопироксенитов в условиях уже более высокого давления по сравнению с первичной Opx-Cpx-Spl ассоциацией, соответствующих малоглубинной верхней мантии.

Условия распада твердых растворов в пироксенах. Как было указано выше, в пироксенах наблюдаются структуры распада: ламелли ортопироксена в клнопироксенах и клинопироксена в ортопироксенах. Исследование состава ламеллей и матрицы в каждом из минералов (табл. 5) выполнено в работе [Гончаров и др., 2015]. Расчеты температуры были произведены с помощью мономинеральных ортопироксенового и клинопироксенового геотермометров [Mercier, 1980]. Полученные результаты отражают относительное понижение температуры в пироксенитах приблизительно на 100—150 °C, вызвавшее распад твердых растворов в обоих минералах.

Изотопная Re-Os, U-Pb и Nd-Sr систематика высокоглиноземистых пироксенитов. Одна из задач, которую предполагалось разрешить в настоящей работе, — определение времени формирования высокоглиноземистых пироксенитов в условиях земной коры и малоглубинной верхней мантии, а также определение изотопно-геохимических характеристик источников водосодержащих базальтовых магм с

Таблица 3. (Окончание)

Шпинель (Spl)								
Образец	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	Сумма
Spl *пироксениты*								
Sp-12, a	0.65	56.60	0.00	23.71	0.07	16.22	0.14	97
Spl-Grt *клинопироксениты*								
Sp-3, a	0.47	59.42	0.18	22.66	0.08	16.31	—	99.11
Sp 3*, a	0.52	59.52	0.18	22.52	0.17	16.08	—	99
Sp-3**, a	0.77	59.90	0.23	22.78	0.09	16.73	—	100.5
Sp-3**, a	0.65	60.68	0.00	21.65	0.15	16.70	—	99.8
	0.47	57.96	0.05	23.95	0.04	15.80	0.04	98.3
Sp-16*, a	0.5	58.7	0.2	25.1	0.1	15.1	—	99.7
Sp-18, b	0.8	56.9	—	28	—	14.1	—	99.7
Sp-19, b	0.3	60.6	0.5	22.4	—	16.2	—	100
Sp-33p*, a	0.24	61.19	0.21	21.47	0.11	15.76	—	99
a	0.72	53.08	0.62	25.59	0.11	14.01	—	99.35
Spl-Grt *вебстериты*								
Sp-13, b	0.5	59.2	0.5	23.4	—	15.6	—	99.5
Spl-22, b	0.3	62.4	1.3	18.7	0.1	16.1	—	99.1
Spl-23, b	1	57.2	1.1	23.2	0.1	16.6	0.3	99.4
34w***, a	1.01	57.97	0.69	24.66	0.22	14.78	—	99.33
a	0.91	58.82	0.76	22.99	0.24	15.91	—	99.65
a	0.27	60.53	0.32	21.59	0.03	15.92	—	98.64

Гранат (Grt)									
Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
Spl-Grt *клинопироксениты*									
Sp-16	40.9	0.3	22.8	—	14.1	0.4	15.2	5.8	99.3
Sp-18	40.6	0.3	22.3	—	16.1	0.6	13.2	6.8	99.9
Sp-19	41.4	—	22.9	—	15.1	0.4	14.4	5.9	100
Shp-4	41.5	0.3	23.3	—	15.3	0.4	14.6	4.7	100.1
Sp-3	41	0.31	22.91	—	14.15	0.35	15.44	5.92	100.1
Sp-33p	40.8	0.14	23.04	0.09	15.06	0.33	14.46	5.91	99.8
Spl-Grt *вебстериты*									
Sp-13	40.7	0.2	23.3	—	13.2	0.3	16.9	5.3	100
Sp-21	40.4	0.2	22.6	—	15.3	0.6	15.4	5.3	100
Sp-22	41	0.2	23	0.1	14.3	0.5	15	5.5	99.6
Sp-23	41	0.4	22.9	—	13.6	0.4	16	5.1	100
Sp-1b	40.5	0.3	22.5	0.1	17.2	0.44	13.92	5.00	100
Sp-34	40.8	0.3	22.6	0.1	15.7	0.51	14.91	5.28	100.1
Sp-33w	40.9	0.2	22.9	0.1	15.1	0.43	15.23	5.21	100.1

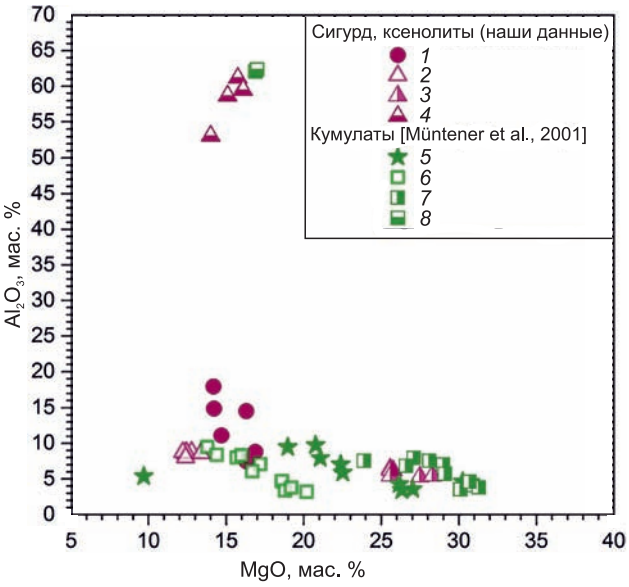
Примечание. Буквы «a» и «b» указывают на источник данных: настоящая работа и [Гончаров и др., 2015] соответственно.

* Включение Spl в Grt.

** Spl в карманах расплава.

*** Spl из симплектитов в Grt.

Рис. 5. Соотношение Al_2O_3 и MgO в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов из базальтов влк. Сигурд (*1*) и в слагающих их первичную ассоциацию Cpx, Opx и Spl (*2—4* соответственно), а также в Cpx-Opx-Spl кумулатах (*5*), образовавшихся при кристаллизации водосодержащих базальтовых расплавов при 1.2 ГПа, степени кристаллизации более 15 %, составе Cpx, Opx, Spl в них (*6—8* соответственно) по данным экспериментов [Müntener et al., 2001].



помощью Re-Os, U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопных методов. В связи с этим необходимо остановиться на некоторых общих вопросах, связанных с использованием указанных методов датирования применительно к ксенолитам мантийных пород основного и ультраосновного состава.

Изотопное датирование мантийных процессов и пород представляет определенную сложность не столько с аналитической точки зрения (хотя реститовые мантийные породы обычно существенно обеднены литофильными элементами, которые и составляют наиболее распространенные изотопно-геохронологические системы), сколько с модельной. Минералы-индикаторы петрогенетических процессов, возникшие в условиях мантийных температур и давлений, при выводе их в приповерхностные зоны часто оказываются неустойчивыми, а их изотопные системы подвергаются изменениям как за счет термической диффузии в мантийных условиях, так и при транспортировке к поверхности при взаимодействии с расплавами и флюидами [Sun et al., 2012; Tilhac et al., 2020]. Даже циркон, термически устойчивый до 1300 °C [Анфилогов и др., 2015; Bindeman, Melnik, 2016; Bea et al., 2018; Borisov, Aranovich, 2019; Borisova et al., 2020] и встречающийся, хотя и редко, в мантийных породах, обычно характеризуется нарушенной уран-свинцовой изотопной системой [Liu et al., 2012; Konzett et al., 2013]. Использование изохронной модели для оценки возраста ксенолитов по минеральным парагенезисам часто затруднено

Таблица 4. ***P-T* условия равновесия ассоциаций минералов в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов влк. Сигурд**

Образец		*T*, °C	*P*, ГПа	*T*, °C	*P*, ГПа	*T*, °C
		G15, Grt-Opx		M80, Opx	NG85, Grt-Opx	EG79, Grt-Cpx
Sp-1	a	1060	2.2	—	—	—
Sp-24	a	1110	2.2	—	—	—
Sp-34	a	1130	2.5	—	—	—
Sp-33w	a	1100	2.6	—	—	—
Sp-13	b	1310	3.3	1080	1.7	1260
Sp-22	b	1140	2.7	1230	2.5	1180
Sp-23	b	1100	2.2	1230	2.2	1200
Sp-4	b	1140	2.5	1200	2.3	1130
S-50	c	1220	2.9	—	—	1270
SI-1	c	1150	2.5	1220	2.1	1190
SV-193B	c	1230	2.8	1235	2.2	1230
H2-4	c	1170	2.5	1200	2,1	—
HA-4	c	1090	2.3	1205	2.2	1070
10-42	d	1160	2.4	1275	2.3	—
10-22	d	1110	2.2	1220	2.2	—

Примечание. Источник данных о химическом составе сосуществующих минералов: a — настоящая работа, b — [Гончаров и др., 2015], c — [Amundsen et al., 1987], d — [Копылова и др., 1996]. Геотермобарометрические инструменты: G15 − [Гончаров и др., 2015], M80 — [Mercier, 1980], NG85 — [Nickel, Green, 1985], EG79 — [Ellis, Green, 1979].

Таблица 5. **Химический состав (мас. %) ламеллей (L) и матрицы (M), а также рассчитанный первичный состав пироксенов (P)**

Образец		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма	$T_{лам-}$, °C	$T_{лам+}$, °C	T_P, °C
Sp-13	Opx-L	52.7	0.23	5.79	—	11.74	0.09	28.54	0.89	—	99.98	—	—	—
	Cpx-M	49.73	0.97	7.93	0.1	6.16	—	13.67	19.94	1.5	100.0	1055[1]	1030[1]	1145[1]
	Cpx-P	49.92	0.92	7.79	0.09	6.52	—	14.64	18.7	1.4	99.98	—	—	—
Sp-14	Opx-L	51.94	0.2	6.61	0.14	13.15	0.18	26.94	0.84	—	100.0	—	—	—
	Cpx-M	49.73	0.95	9.18	0.34	6.2	—	12.75	19.1	1.74	99.99	1060[1]	1020[1]	1120[1]
	Cpx-P	49.85	0.91	9.04	0.33	6.58	—	13.53	18.1	1.64	99.98	—	—	—
Sp-13	Opx-M	52.6	0.13	5.58	—	11.98	0.14	28.52	0.89	0.17	100.01	—	—	—
	Cpx-L	50.28	0.88	7.67	0.12	6.29	—	13.95	19.53	1.33	100.05	1205[2]	1215[2]	1300[2]
	Opx-P	52.55	0.15	5.62	—	11.87	0.14	28.23	1.26	0.19	100.01	—	—	—
Sp-14	Opx-M	51.94	0.22	6.39	0.2	13.26	0.17	27.07	0.81	—	100.06	—	—	—
	Cpx-L	49.71	0.95	9.03	0.29	6.52	0.14	12.73	19.03	1.67	100.07	1210[2]	1190[2]	1295[2]
	Opx-P	51.8	0.24	6.46	0.2	13.0	0.17	26.7	1.27	—	100.02	—	—	—
Sp-19	Opx-L	52.98	0.21	4.71	0.11	13.1	—	27.94	0.92	—	99.97	—	—	—
	Cpx-M	50.55	0.84	6.9	—	6.42	0.08	13.75	20.05	1.36	99.95	1015[1]	1045[1]	1160[1]
	Cpx-P	50.72	0.8	6.75	—	6.89	0.07	14.75	18.71	1.26	99.95	—	—	—
Sp-22	Opx-L	49.5	1.24	7.51	0.19	6.13	0.12	12.61	20.21	1.74	99.32	—	—	—
	Cpx-M	53.63	0.28	4.93	—	13.28	0.19	28.25	0.91	—	101.47	930[1]; 1230[2]	945[1]	1100[1]
	Cpx-P	49.79	1.17	7.33	0.18	6.63	0.13	13.71	18.86	1.62	99.49	—	—	—
Sp-26	Opx-L	51.64	0.14	6.26	—	14.17	0.23	25.66	1.04	—	99.14	—	—	—
	Cpx-M	48.59	0.98	8.66	0.11	6.89	—	12.37	20.16	1.78	99.54	970[1]; 1300[2]	950[1]	1085[1]
	Cpx-P	48.77	0.93	8.52	0.1	7.33	—	13.17	19.01	1.67	99.5	—	—	—

Примечание. Температура рассчитана с использованием Cpx ([1]) и Opx ([2]) мономинеральных геотермометров [Mercier, 1980] для составов пироксенов без учета и с учетом ламеллей ($T_{лам-}$ и $T_{лам+}$ соответственно) и для первичных составов (T_P).

отсутствием равновесных минеральных ассоциаций для ксенолита в целом, а локальные парагенезисы ограничены по числу минеральных фаз и требуют использования локального изотопного анализа, а также дополнительного минералого-петрологического контроля равновесности этих парагенезисов. В литературе встречаются примеры успешного применения изохронного датирования пироксенитовых ксенолитов с использованием изотопных составов валовых проб пород и мономинеральных фракций граната и клинопироксена и построением трехточечных изохрон (см., например, [Ackerman et al., 2016]), но чаще более достоверный возраст пород удается получить толь-

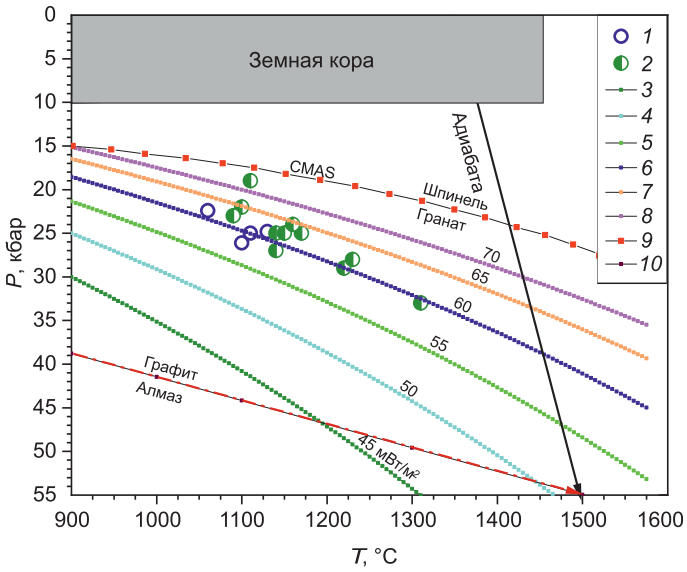


Рис. 6. *P-T* диаграмма для ксенолитов гранатсодержащих пироксенитов из базальтов влк. Сигурд (*1* и *2*: Spl-Grt клинопироксениты и вебстериты соответственно).

Модельные континентальные геотермы с плотностью поверхностного теплового потока в 45, 50, 55, 60, 65 и 70 мВт/м² (*3—8* соответственно) и положение мантийной адиабаты с потенциальной температурой 1350 °C, по [Hasterock, Chapman, 2011]. Кривая фазового перехода шпинелевых лерцолитов в гранатовые в системе CMAS (*9*), по [Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002]; кривая фазового перехода графит→алмаз (*10*), по [Bundy et al., 1996].

Таблица 6. **Результаты Re-Os анализа валовых проб ксенолитов Spl-Grt вебстеритов в базальтах влк. Сигурд**

Образец	Re, нг/г	Os, нг/г	$^{187}Re/^{188}Os$	$^{187}Os/^{188}Os \pm 2\sigma$	T_{MA}
Sp-1	0.187	0.128	7.0030	0.16869 ± 49	370
Sp-24	0.462	0.085	26.6150	0.31890 ± 43	435
Sp-34	0.513	0.208	7.5298	0.17277 ± 40	380

Примечание. T_{MA} — модельный возраст в млн лет, рассчитанный относительно модельного резервуара силикатной мантии хондритового состава с $^{187}Re/^{188}Os$ и $^{187}Os/^{188}Os$ 0.3972 и 0.12757 соответственно [Reisberg et al., 2004].

ко по гранат-пироксеновым парам, т. е. при использовании двухточечных изохрон [Shu et al., 2014]. Но и в этом случае размеры и состав конкретного ксенолита часто ограничивают возможность проведения высокоточных аналитических измерений изотопного состава минеральных монофракций. Поэтому во многих работах, в том числе и нашей, используется изохронное датирование (Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Lu-Hf) по совокупности валовых проб (или пироксену как концентратору литофильных элементов) различных мантийных ксенолитов в предположении, что все они характеризуют один и тот же мантийный процесс [Wittig et al., 2006; Aulbach et al., 2019; Shchukina et al., 2020]. Основная неопределенность таких построений заключается в отсутствии прямого контроля замкнутости и гомогенности изотопной системы совокупности мантийных ксенолитов (начальные параметры и эволюция), которые предполагаются исключительно на основе сходства петрологических характеристик этих ксенолитов. Альтернативой изохронному датированию является расчет модельных возрастов [Reisberg et al., 2004; Zhang et al., 2020] как для отдельных минералов, так и для ксенолитов в целом в предположении, что источником ксенолитов является мантия с изотопными характеристиками определенного модельного геохимического резервуара (деплетированная, обогащенная, верхняя необедненная мантия и т. д.).

Re-Os систематика. Рений-осмиевая изотопная система, благодаря геохимическим свойствам элементов, является наиболее информативной при определении возраста процессов плавления ультрамафических и мафических пород и генезиса пироксенитов и эклогитов в мантии. Преимущество Re-Os системы заключается в том, что осмий в процессах плавления ведет себя как совместимый элемент и в основном сохраняется в мантии (в реститах плавления), тогда как рений, умеренно несовместимый, переходит в расплав, имеющий кимберлитовый или базальтовый состав [Hart, Ravizza, 1996; Burton et al., 1999; Shirey et al., 2001, 2002]. Различная степень совместимости Os и Re в процессах плавления определяется электронным строением их атомов, размерами ионных радиусов и валентностью, которая зависит от фугитивности кислорода в реальных природных системах. Процессы метасоматоза не оказывают значительного влияния на сформированную мантийную Re-Os систему вследствие высокой концентрации осмия в обедненной мантии (от 1 до 5 нг/г) и низкой концентрации Os во флюидах (от 0.001 до 0.1 нг/г) [Chesly et al., 1999]. Относительная устойчивость мантийной Re-Os системы к посткристаллизационным метасоматическим процессам определяется различием на порядок величины $^{187}Os/^{188}Os$ отношения в мантии, коре и морской воде (1×10^{-1}, $1\times10^{1-2}$ и 1×10^{0} соответственно [Sharma et al., 1997]). Все это позволяет использовать Re-Os изотопную систему для определения возраста мантийных пород и для идентификации мантийных или коровых (субдукционно-связанных) источников таких пород, как эклогиты и пироксениты [Reisberg et al., 1991; Harvey et al., 2006, 2016; Aulbach et al., 2007, 2009; Pearson, Wittig, 2014; и литература к ним]. Наиболее часто для мантийных пород при определении их возраста используют изотопный состав валовых проб ксенолитов или Fe-Ni-Cu сульфидов (группа BMS), которые фактически являются также валовыми пробами различных по составу сульфидов [Harvey et al., 2016]. Бюджет Re и Os в ультрамафических и мафических породах определяется в основном содержанием и составом этих минералов. Как показывают многочисленные исследования [Harvey et al., 2006, 2016; Luguet,

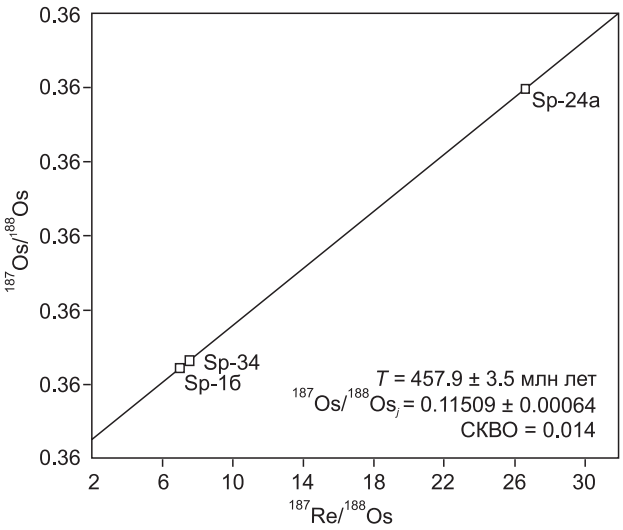


Рис. 7. Диаграмма $^{187}Os/^{188}Os$—$^{187}Re/^{188}Os$ для валовых проб ксенолитов Spl-Grt вебстеритов из базальтов влк. Сигурд.

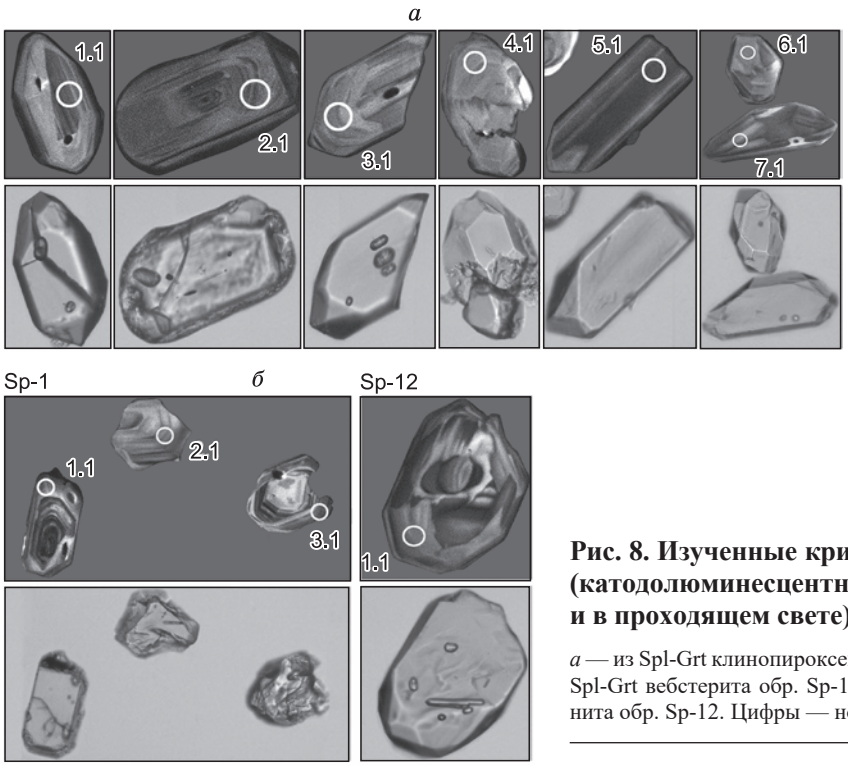


Рис. 8. Изученные кристаллы циркона (катодолюминесцентное изображение и в проходящем свете).

а — из Spl-Grt клинопироксенита обр. Sp-3, *б* — из Spl-Grt вебстерита обр. Sp-1 и Spl клинопироксенита обр. Sp-12. Цифры — номер зерна.

Pearson, 2019] величина отношения $^{187}Os/^{188}Os$ валовых проб мантийных перидотитов очень мало отличается от значений, определяемых в сульфидах из этих же перидотитов или во включениях сульфидов в алмазах [Helmstaedt et al., 2010].

Изотопный состав рения и осмия нами изучен в валовых пробах трех ксенолитов Spl-Grt вебстеритов, условия равновесия гранат-ортопироксеновой ассоциации в которых соответствуют малоглубинной верхней мантии (T = 1060—1130 °C, P = 2.2—2.5 ГПа; см. табл. 4), а доля участков плавления незначительна, менее 3 % (табл. 6). Содержание Re (0.187—0.513 нг/г) и Os (0.085—0.208 мг/г) в изученных образцах ниже, чем в хондрите CI [Palme, O'Neill, 2003]: 39.5 и 506 нг/г соответственно. Величина

Таблица 7. **Результаты U-Pb SHRIMP анализа зерен циркона из ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов**

Образец, зерно, кратер	$^{206}Pb_c$, %	U	Th	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, мкг/г	Возраст, млн лет $^{206}Pb/^{238}U$	±, %	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±, %	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±, %	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±, %	KK
		мкг/г												
Sp-1.1.1	0.24	547	472	0.89	21.3	284.7	2.7	0.0499	3.2	0.3110	3.3	0.0452	1.0	0.3
Sp-1.2.1	0.57	116	114	1.01	7.9	488.6	5.9	0.0564	5.8	0.6120	5.9	0.0787	1.2	0.2
Sp-1.3.1	0.39	467	362	0.80	14.3	224.6	2.2	0.0487	4.8	0.2380	4.9	0.0355	1.0	0.2
Sp-12.1.1	0.01	89	79	0.93	4.5	370.4	5.7	0.0540	4.3	0.4400	4.6	0.0591	1.6	0.3
Sp-3.1.1	0.64	138	96	0.71	5.9	309.3	4.0	0.0507	7.2	0.3440	7.3	0.0492	1.3	0.2
Sp-3.2.1	0.01	102	34	0.34	16.7	1123.0	11.0	0.0781	2.0	2.0480	2.3	0.1902	1.1	0.5
Sp-3.3.1	0.01	93	35	0.38	4.1	319.5	6.7	0.0503	4.7	0.3502	5.2	0.0508	2.2	0.4
Sp-3.4.1	0.01	89	43	0.50	3.8	317.4	4.5	0.0533	4.9	0.3710	5.1	0.0505	1.5	0.3
Sp-3.5.1	0.01	238	180	0.78	9.9	305.6	3.1	0.0527	2.5	0.3528	2.7	0.0486	1.0	0.4
Sp-3.6.1	0.01	81	39	0.50	3.5	315.8	4.3	0.0578	4.1	0.4000	4.4	0.0502	1.4	0.3
Sp-3.7.1	0.82	153	74	0.50	6.5	309.3	3.8	0.0518	8.7	0.3510	8.7	0.0492	1.3	0.1

Примечание. Погрешность калибровки стандарта составляет 0.3 %, погрешности (±) определения изотопных отношений и возраста приведены на уровне 1 сигмы. $^{206}Pb_c$ и $^{206}Pb^*$ — доля обыкновенного и радиогенного свинца, рассчитаны по измеренному сигналу ^{204}Pb. KK — коэффициент корреляции погрешностей определения изотопных отношений $^{206}Pb^*/^{238}U$ и $^{207}Pb^*/^{235}U$.

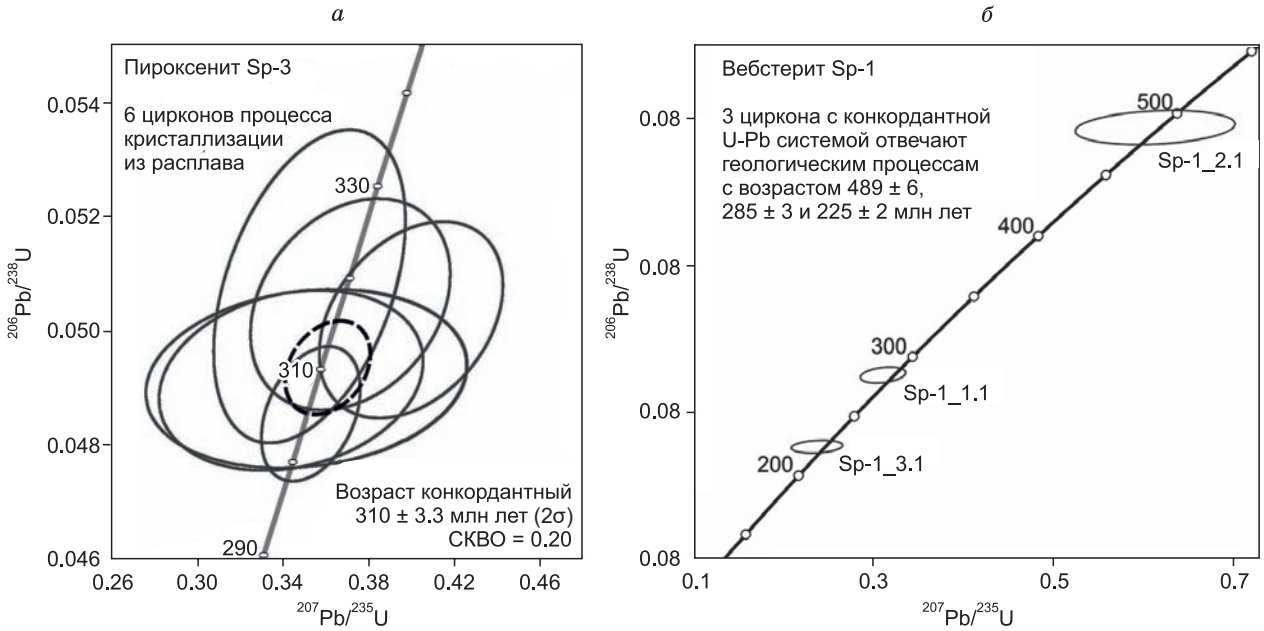


Рис. 9. U-Pb диаграмма с конкордией для зерен автохтонного циркона: *а* — из обр. Sp-3, *б* — из обр. Sp-1.

Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ.

изотопного отношения $^{187}Re/^{188}Os$ варьирует в интервале от 7.003 до 26.612, а отношения $^{187}Os/^{188}Os$ от 0.1687 до 0.3189, что позволяет рассчитать линейную корреляцию в координатах $^{187}Re/^{188}Os$—$^{187}Os/^{188}Os$ (рис. 7) с углом наклона, соответствующим 457 ± 3.5 млн лет, и величиной начального отношения $^{187}Os/^{188}Os$ = 0.1151 ± 0.0006.

U-Pb систематика. Из-за недосыщенности пироксенитов кремнеземом (41—45 %) автохтонный, кристаллизовавшийся из расплава породы-носителя, акцессорный циркон крайне редок. Кроме того, в породах присутствуют зерна аллохтонного циркона, захваченные в процессах контаминации. Нами изучены цирконы из проб шпинелевого клинопироксенита Sp-12 (1 зерно), шпинель-гранатового клинопироксенита Sp-3 (7 зерен) и шпинель-гранатового вебстерита Sp-1 (3 зерна). Изображения изученных зерен циркона представлены на рис. 8 в катодолюминесцентном и проходящем свете с указанием мест локального опробования. Масштаб определяется диаметром кратеров пробоотбора в 25 мкм. Номера кристаллов соответствуют табл. 7, где приведены результаты датирования. Опробованные домены цирконов характеризуются отсутствием существенного воздействия вторичных процессов на U-Pb изотопную систему. Все значения возраста конкордантны, т. е. совпадают при расчете по независимым изотопным системам ^{206}Pb—^{238}U и ^{207}Pb—^{235}U.

Типоморфными признаками автохтонного магматического циркона обладают кристаллы 1, 3—7 из Spl-Grt клинопироксенита Sp-3. Они образуют единый возрастной кластер 310.7 ± 3.3 млн лет (рис. 9, *а*). Зерна прозрачные, с отдельными газово-жидкими включениями, отчетливыми кристаллографическими формами и тонкой осцилляторной зональностью. Они характеризуются средними значениями содержания урана 132 мкг/г и Th/U отношения 0.56. Можно с уверенностью утверждать, что значение 310 млн лет соответствует времени образования уран-свинцовой системы и кристаллизации циркона из расплава гранатсодержащих пироксенитов. Зерно 2 резко выделяется корродированной поверхностью, отсутствием кристаллографических форм. Его возраст 1.1 млрд лет.

Зерна циркона из пробы вебстерита Sp-1 (см. рис. 9, *б*) отражают, по-видимому, различные стадии преобразования породы, но в силу отсутствия достаточного количества материала могут служить лишь оценочным индикатором проявления геологических процессов (около 220, 280, 490 и 370 млн л. н. соответственно). Однако наиболее древнее значение (488.6 ± 5.9 млн лет) близко возрасту, установленному Re-Os изохронным методом по валовым пробам ксенолитов Spl-Grt вебстеритов (458.0 ± 3.5 млн лет), также не подвергшихся плавлению. Более молодые цирконы, по-видимому, синхронны с поздними процессами перекристаллизации пород.

Nd-Sr систематика. Результаты исследования изотопных Sm-Nd и Rb-Sr систем ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов приведены в табл. 8. Установлено отсутствие значимых геохроноло-

Таблица 8. **Результаты Sm-Nd и Rb-Sr анализа валовых проб ксенолитов пироксенитов из базальтов влк. Сигурд**

Образец	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (*T*)	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2σ	$\varepsilon_{Sr}(0)$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (*T*)	$\varepsilon_{Sr}(T)$
Spl-Grt *клинопироксениты*												
Sp-15	0.2022	0.512886	2	4.8	0.512280	4.5	0.1181	0.704056	14	–6.3	0.703287	–9.7
Sp-16	0.2109	0.513067	7	8.4	0.512435	7.5	0.0534	0.703609	8	–12.6	0.703261	–10.0
Sp-19	0.2238	0.513041	7	7.9	0.512371	6.3	0.0346	0.703542	7	–13.6	0.703317	–9.3
Spl-Grt *вебстериты*												
Sp-34	0.2105	0.512967	6	6.4	0.512337	5.6	0.0538	0.703538	19	–13.7	0.703188	–11.1
Sp-24	0.2242	0.512990	2	6.9	0.512319	5.3	0.0233	0.703518	17	–13.9	0.703366	–8.6
Sp-1	0.2294	0.512957	6	6.2	0.512270	4.3	0.0489	0.703527	16	–13.8	0.703209	–10.8
Sp-13	0.1918	0.513074	14	8.5	0.512500	8.8	0.0440	0.703706	7	–11.3	0.703420	–7.8
Sp-21	0.2365	0.513010	9	7.3	0.512302	4.9	0.0313	0.703381	6	–15.9	0.703177	–11.2
Sp-22	0.2430	0.513060	12	8.2	0.512332	5.5	0.0446	0.703464	6	–14.7	0.703174	–11.3
Sp-23	0.1918	0.513025	2	7.5	0.512450	7.8	0.0538	0.703611	11	–12.6	0.703261	–10.1

Примечание. Погрешность определения изотопного состава (±2σ) приведена на уровне двух сигм и включает как долговременную составляющую (оценка по стандартным образцам и повторным анализам проб), так и внутреннюю составляющую (счетная статистика) конкретного опыта; (0) – современное значение, (*T*) – пересчитанное на время 457 млн л. н.

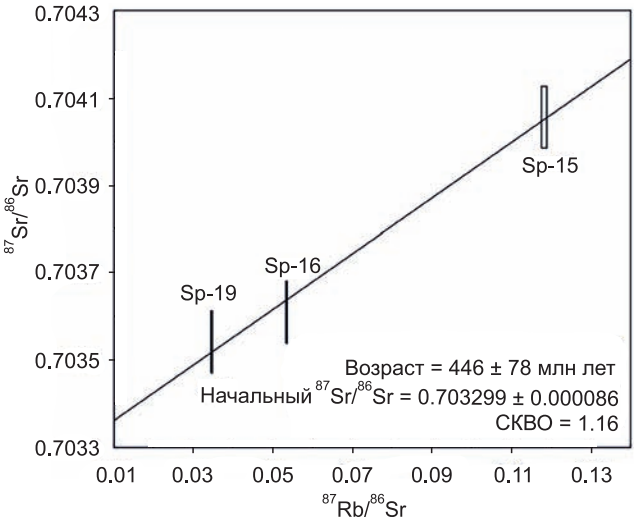
гических корреляций в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$—$^{143}Nd/^{144}Nd$ как для всей совокупности изученных ксенолитов, так и для комбинаций, включающих два или три образца. Зависимость величины отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ от обратного содержания Nd для большинства комбинаций свидетельствует, что получаемые корреляции, вероятно, являются результатом смешения изотопных систем и не связаны с эффектом накопления радиогенного изотопа неодима ^{143}Nd с течением времени. Все это указывает на нарушение равновесности Sm-Nd изотопной системы.

В Rb-Sr изохронных координатах диапазон измеренных изотопных отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ от 0.0489 до 0.1195 позволяет построить изохрону для всей совокупности образцов, но при этом погрешность определения близка к рассчитанному значению возраста. В то же время изотопные составы трех ксенолитов Sp-15, Sp-16 и Sp-19, в которых наблюдается частичное плавление (по крайней мере, до 20 %), образуют удовлетворительную линейную зависимость (рис. 10). Отсутствие зависимости величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от обратной концентрации стронция для образцов этих ксенолитов позволяет рассматривать ее как изохрону 446 ± 78 млн лет с начальным значением $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70330 ± 0.00009, которая может соответствовать времени декомпрессионного плавления гранатсодержащих клинопироксенитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Деламинация континентальной коры СЗ Шпицбергена и последующее поднятие литосферы региона. Сопоставление химического состава высокоглиноземистых шпинелевых пироксенитов с составом продуктов экспериментов по кристаллизации водосодержащих базальтовых и андезитовых расплавов показало, что пироксениты по соотношению в них Al_2O_3 и MgO и составу минералов соответствуют Opx + Cpx + Spl кумулатам, образовавшимся в результате кристаллизации базальтовых расплавов при давлении 1.2 ГПа или несколько выше, но не более 2 ГПа [Müntener et al., 2001], т. е. в условиях по крайней мере нижней коры. Это не противоречит экспериментальным данным об условиях стабильности Opx + Cpx + Spl ассоциации в перидотитах и пироксенитах и фазового перехода шпинель→гранат в системе CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2, не содержащей Cr_2O_3 [Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002], а также полученным нами данным об условиях кристаллизации гранатсодержащих вебстеритов и клинопироксенитов. Замещение Spl→Grt и кристаллизация гранатсодержащих вебстеритов и клинопироксенитов происходило при давлении от 1.7—1.8 до 3.0 ГПа, т. е. уже в условиях малоглубинной верхней мантии, и, соответственно, отличных от таковых для первичной Opx-Cpx-Spl ассоциации. Полученные данные, с большой долей вероятности, могут рассматриваться как показатели деламинации континентальной земной коры региона в мантию. Доказательством последующего подъема литосферных блоков о. Шпицберген служит образование вокруг зерен гранатов келифитовых кайм, сложенных ортопироксеном и шпинелью и свидетельствующих о понижении температуры и давления до значений выше кривой фазового перехода гранат→шпинель в системе CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2, не содержащей Cr_2O_3. Понижение температуры подтверждается и наличием в Cpx и Opx гранатсодержащих пироксенитов струк-

Рис. 10. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$—$^{87}Rb/^{86}Sr$ для валовых проб ксенолитов Spl-Grt клинопироксенитов из базальтов влк. Сигурд, подвергшихся частичному плавлению.



тур распада твердых растворов (ламелли Орх в Срх и, наоборот, см. табл. 5), и превышением значений температуры для нераспавшихся фаз примерно на 100—150 °С по сравнению с таковыми для равновесия ламеллей и матрицы. Поднятие литосферных блоков, по-видимому, явилось причиной декомпрессионного плавления пироксенитов.

Изотопный возраст деламинации континентальной коры СЗ Шпицбергена. Для определения возраста процесса преобразования высокоглиноземистых Spl-Орх-Срх кумулатов, в гранатсодержащих пироксенитах мы изучили ксенолиты шпинель-гранатовых вебстеритов, в которых либо отсутствуют признаки последующего декомпрессионного плавления, либо они минимальны. Как отмечалось выше, процессы метасоматоза, в отличие от плавления, не оказывают значительного влияния на рений-осмиевую изотопную систему вследствие высокой концентрации Os в мантии и низкой концентрации его во флюидах, а относительная устойчивость Re-Os системы к посткристаллизационным метасоматическим процессам определяется различием на порядок величины $^{187}Os/^{188}Os$ отношения в мантии, коре и морской воде. Именно поэтому полученная Re-Os изохронным методом по гранатсодержащим высокоглиноземистым вебстеритам датировка 457.0 ± 3.5 млн лет рассматривается нами как наиболее адекватная оценка верхней возрастной границы деламинации коры в мантию. Локальным U-Pb методом (SHRIMP-II) по циркону из ксенолита Spl-Grt клинопироксенита, подвергшегося плавлению, был оценен возраст этапа декомпрессионного плавления в 310 ± 3 млн лет, однако он значительно меньше установленного Rb-Sr методом также для гранатсодержащих клинопироксенитов, несущих признаки интенсивного плавления (до 20 %), — 446 ± 78 млн лет. Возможно, полученные разными изотопными методами возрастные значения отражают длительность процесса декомпрессионного плавления — заключительного этапа формирования высокоглиноземистых пироксенитов, который имел прерывистый характер и продолжался в течение длительного интервала времени от 450 до 300 млн лет.

Изотопно-геохимическая характеристика источников водосодержащих базальтовых магм. Важную информацию о происхождении базальтовых магм может дать Re-Os изотопная систематика высокоглиноземистых пироксенитов. Как известно, характеристики Re-Os системы используются для идентификации мантийных или коровых (субдукционно-связанных) источников таких пород, как пироксениты и эклогиты [Reisberg et al., 1991; Burton et al., 1999; Aulbach et al., 2007, 2009; Pearson, Wittig, 2014; Harvey et al., 2016; и др.]. При этом изотопный состав осмия в породах сравнивают с модельным отношением $^{187}Os/^{188}Os$ для «примитивной верхней мантии» (PUM — 0.1296), которая определяется как гипотетический резервуар верхней мантии, никогда не подвергавшийся обеднению расплавом или какому-либо обогащению [Meisel et al., 2001]. Наблюдаемые для ксенолитов мантийных эклогитов и пироксенитов высокие концентрации рения и повышенные по сравнению с PUM значения $^{187}Re/^{188}Os$ и $^{187}Os/^{188}Os$ изотопных отношений указывают на участие в их генезисе вещества источников, обогащенных рением, наиболее вероятным из которых является субдуцированная океаническая кора. Величины изотопного отношения $^{187}Os/^{188}Os$ в ксенолитах высокоглиноземистых пироксенитов превышают 0.1296 и величину изотопного отношения в перидотитах субконтинентальной литосферной мантии [Pearson, Wittig, 2014], и, в частности, перидотитовых ксенолитах из базальтов влк. Сверре о. Шпицберген (от 0.1087 до 0.1256 [Choi et al., 2010]). Вместе с тем они ниже значений, установленных для большинства ксенолитов мантийных эклогитов и пироксенитов [Никитина и др., 2017]. Поэтому мы не исключаем того, что исследованные высокоглиноземистые пироксениты могут иметь магматический генезис, являясь продуктами фракционной кристаллизации первично мантийных магм, возникших при частичном плавлении перидотитов [Литвин, 1991], но обогащенных Al_2O_3, Ti, Sr и Nb. В этом случае расплавы не могут иметь высокие значения $^{187}Os/^{188}Os$, учитывая низкое содержание рения и начальное отношение изотопов осмия в их источнике. Возможно, несколько повышенные значения $^{187}Os/^{188}Os$ в высокоглиноземистых пироксенитах объясняются контаминацией расплавов коровым материалом, обогащенным рением. Узкие пределы вариаций измеренных изотопных отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, а также значений $\varepsilon_{Nd}(0)$ и $\varepsilon_{Nd}(457)$, приведенных в табл. 8, отражают единство происхождения большинства

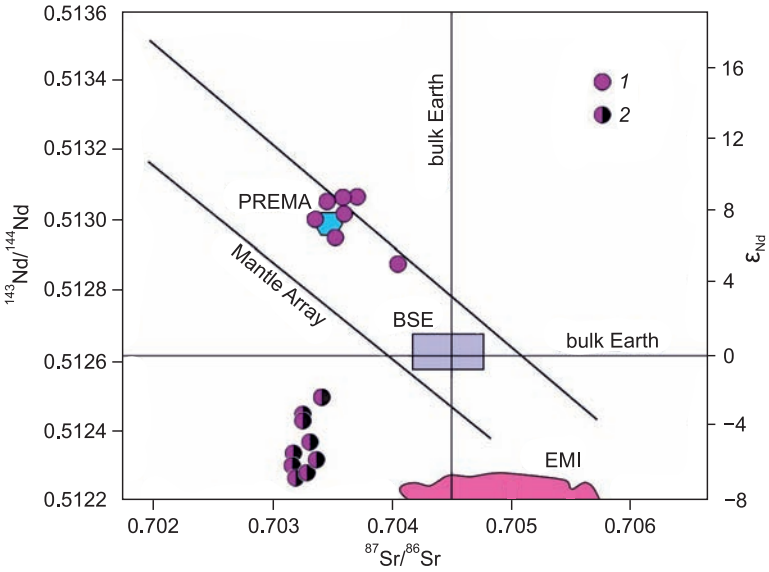


Рис. 11. Корреляционная изотопная Nd-Sr диаграмма для валовых проб ксенолитов высокоглиноземистых пироксенитов (*1*, *2* — изотопный состав: измеренный и пересчитанный на 457 млн л. н. соответственно) из базальтов влк. Сигурд.

Состав модельных резервуаров приведен по [Hofmann, 1997]: BSE — силикатная Земля в целом, EMI — обогащенная мантия типа I, PREMA — преобладающая мантия.

пироксенитовых ксенолитов. Начальный изотопный состав ксенолитов, рассчитанный на время предполагаемого преобразования 457 млн лет, указывает на то, что источником водосодержащих базальтовых (толеитовых и известково-щелочных) расплавов, в результате кристаллизации которых образовались Spl-Opx-Cpx кумуляты, могли быть перидотиты обогащенной мантии EMI типа (рис. 11).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее вероятным источником базальтовых расплавов, при кристаллизации которых в условиях нижней коры возникли Spl-Opx-Cpx кумулаты, могли быть перидотиты мантии типа EMI, богатые Al_2O_3, Ti, Sr и Nb. О возрасте базальтов нельзя сказать ничего определенного, кроме того, что они древнее 460 млн лет. Время преобразования кумулатов в гранатсодержащие пироксениты, происходившее в условиях малоглубинной верхней мантии (ниже кривой фазового перехода гранат→шпинель в безхромистой системе CMAS), определяется датировкой 457.0 ± 3.5 млн лет, полученной Re-Os изохронным методом по гранатсодержащим вебстеритам. Эта датировка рассматривается нами как наиболее вероятная оценка верхней возрастной границы этапа деламинации континентальной земной коры в мантию. Последующее затем замещение граната ассоциацией шпинели и ортопироксена и распад твердых растворов в орто- и клинопироксенах, свидетельствующие о понижении давления и температуры в мантии, и, наконец, частичное плавление пироксенитов охватывают интервал времени от 460 до 300 млн лет. Это означает, что подъем литосферы Шпицбергена во времени не был значительно оторван от этапа деламинации и продолжался вплоть до рубежа 300 млн лет, а возможно, и до более позднего времени.

Авторы благодарят геологов Полярной морской геолого-разведочной экспедиции (ПМГРЭ, Росгеология) А.М. Тебенькова и А.Н. Сироткина, а также А.Г. Гончарова (СПбГУ, Институт наук о Земле) за предоставленные образцы ксенолитов из четвертичных вулканов Западного Шпицбергена.

Работа выполнена в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН в рамках госбюджетной темы 0153-2019-0001(FMNU-2019-0001).

ЛИТЕРАТУРА

Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Кабанова Л.Я., Вализер П.М., Блинов И.А. Устойчивость циркона в дуните при 1400—1550 °С // ДАН, 2015, т. 464, № 3, с. 323—327.

Богомолов Е.С., Марин Ю.Б., Никитина Л.П. Nd-Sr систематика ксенолитов верхнемантийных перидотитов и пироксенитов из четвертичных базальтов Северо-Западного Шпицбергена и возраст процессов плавления в мантии // ДАН, 2015, т. 460, № 5, с. 570—573, doi:10.7868/S0869565215050199.

Гончаров А.Г., Никитина Л.П., Боровков Н.В., Бабушкина М.С., Сироткин А.Н. Термальные и редокс-условия образования верхнемантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов Северо-Западного Шпицбергена // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (11), с. 2000—2030, doi:10.15372/GiG20151106.

Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. СПб, ВНИИОкеангеология, 2000, 123 с.

Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н. Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген. СПб, ВНИИОкеангеология, 2011, 270 с.

Копылова М.Г., Геншафт Ю.С., Дашевская Д.М. Петрология верхнемантийных и нижнекоровых ксенолитов Северо-Западного Шпицбергена // Петрология, 1996, т. 4, № 5, с. 533—560.

Корешкова М.Ю., Марин Ю.Б., Никитина Л.П., Даунс Х., Токушева А., Гончаров А.Г. Ксенолиты высокоглиноземистых пироксенитов из четвертичных базальтов о. Шпицберген — свидетельство деламинации континентальной коры // ДАН, 2019, т. 485, № 5, с. 604—608, doi:10.31857/S0869-56524855604-608.

Крымский Р.Ш., Сергеев Д.С., Брюгманн Г.Э., Шевченко С.С., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Опыт изучения изотопного состава осмия и распределения элементов платиновой группы в перидотитах литосферной мантии Восточной Антарктиды // Региональная геология и металлогения, 2011, № 46, с. 51—60.

Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М., Наука, 1991, 311 с.

Никитина Л.П., Бабушкина М.С., Гончаров А.Г. Геохимия REE и HFSE в ксенолитах верхнемантийных перидотитов и пироксенитов из четвертичных базальтов Северо-Западного Шпицбергена // Записки РМО, 2016, ч. 145, № 1, с. 26—47.

Никитина Л.П., Богомолов Е.С., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Королев Н.М., Зинченко В.Н. Nd-Sr-Os систематика эклогитов в литосферной мантии кратона Кассаи (Ангола) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1649—1633, doi:10.15372/GiG20171103.

Хаин В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики // ДАН, 2009, т. 428, № 2, с. 220—224.

Шубина Н.А., Уханов А.В., Геншафт Ю.С., Колесов Г.М. Редкие и породообразующие элементы в перидотитовых нодулях из базальтов Северо-Западного Шпицбергена: к проблеме неоднородности верхней мантии // Геохимия, 1997, № 1, с. 21—36.

Ackerman L., Bizimis M., Haluzová E., Sláma J., Svojtka M., Hirajima T., Erban V. Re–Os and Lu–Hf isotopic constraints on the formation and age of mantle pyroxenites from the Bohemian Massif // Lithos, 2016, v. 256—257, p. 197—210, doi: 10.1016/j.lithos.2016.03.023.

Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophysics, 1987, v. 139, p. 169—185, doi:10.1016/0040-1951(87)90095-3.

Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // J. Petrol., 2007, v. 48 (10), p. 1843—1873, doi:10.1093/petrology/egm041.

Aulbach S., Creaser R.A., Pearson N.J., Simonetti S.S., Heaman L.M., Griffin W.L., Stachel T. Sulfide and whole rock Re—Os systematics of eclogite and pyroxenite xenoliths from the Slave Craton, Canada // Earth Planet. Sci. Lett., 2009, v. 283, p. 48—58, doi:10.1016/j.epsl.2009.03.023.

Aulbach S., Heaman L.M., Jacob D.E., Viljoen K.S. Ages and sources of mantle eclogites: ID-TIMS and in situ MC-ICPMS Pb-Sr isotope systematics of clinopyroxene // Chem. Geol., 2019, v. 503, p. 15—28, doi:10.1016/j.chemgeo.2018.10.007.

Bea F., Montero P., Palma J.F.M. Experimental evidence for the preservation of U-Pb isotope ratios in mantle-recycled crustal zircon grains // Sci. Rep., 2018, v. 8, 12094, doi:10.1038/s41598-018-30934-4.

Bindeman I.N., Melnik O.E. Zircon survival, rebirth and recycling during crustal melting, magma crystallization, and mixing based on numerical modelling // J. Petrol., 2016, v. 57, p. 437—460, doi:10.1093/petrology/egw013.

Black L.P., Kamo S.L. Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170, doi:10.1016/S0009-2541(03)00165-7.

Borisov A., Aranovich L. Zircon solubility in silicate melts: new experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // Chem. Geol., 2019, v. 510, p. 103—112, doi:10.1016/j.chemgeo.2019.02.019.

Borisova A.Yu., Bindeman I.N., Toplis M.J., Zagrtdenov N.R., Guignard J., Safonov O.G., A.Y., Shcheka S., Melnik O.E., Marchelli M., Fehrenbach J. Zircon survival in shallow asthenosphere and deep lithosphere // Am. Mineral., 2020, v. 105, p. 1662—1671, doi:10.2138/am-2020-7402.

Bundy F.P., Basset W.A., Weathers M.S., Hemley R.J., Mao H.U., Goncharov A.F. The pressure—temperature phase and transformation diagram for carbon; updated through 1994 // Carbon, 1996, v. 34 (2), p. 141—153, doi:10.1016/0008-6223(96)00170-4.

Burton K.W., Schiano P., Birck J.-L., Allègre C.J. Osmium isotope disequilibrium between mantle minerals in a spinel-lherzolite // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v. 172, p. 311—322, doi:10.1016/S0012-821X(99)00207-1.

Chesley J.T., Rudnick R.L., Lee C.-T. Re-Os systematics of mantle xenoliths from the East African Rift: Age, structure, and history of the Tanzanian craton // Geochim. Cosmochim. Acta, 1999, v. 63, p. 1203—1217, doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00004-6.

Choi S.H., Suzuki K., Mukasa S.B., Lee J., Jung H. Lu-Hf and Re-Os systematics of peridotite xenoliths from Spitsbergen, western Svalbard: Implications for mantle-crust coupling // Earth Planet. Sci. Lett., 2010, v. 297, p. 121—132, doi:10.1016/j.epsl.2010.06.013.

Crawford A.J., Falloon T.J., Eggins S.M. The origin of island arc high-alumina basalts // Contrib. Mineral. Petrol., 1987, v. 97, p. 417—430, doi:10.1007/BF00372004.

DePaolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // Geophys. Res. Lett., 1976, v. 3 (5), p. 249—252, doi:10.1029/GL003i005p00249.

Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe—Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 71, p. 13—22, doi:10.1007/BF00371878.

Engen Ø., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // J. Geophys. Res., 2003, v. 108 (B2), 2075, doi:10.1029/2002JB001809.

Farmer G.L. Continental basaltic rocks // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Pergamon Press, 2003, v. 3, p. 1—39.

Green T., Blundy J., Adam J., Yaxley G. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2—7.5 GPa and 1080—1200 °C // Lithos, 2000, v. 53, p. 165—187, doi:10.1016/S0024-4937(00)00023-2.

Hart S.R., Ravizza G. Os partitioning between phases in lherzolite and basalt / Eds. A. Basu, S.R. Hart // Earth processes: Reading the isotopic code. Geophysical Monograph — American Geophysical Union. 1996, v. 95, p. 123—134.

Harvey J., Gannoun A., Burton K.W., Rogers N.W., Alard O., Parkinson I.J. Ancient melt extraction from the oceanic upper mantle revealed by Re—Os isotopes in abyssal peridotites from the Mid-Atlantic ridge // Earth Planet. Sci. Lett., 2006, v. 244, p. 606—621, doi:10.1016/j.epsl.2006.02.031.

Harvey J., Warren J.M., Shirey S.B. Mantle sulfides and their role in Re—Os and Pb isotope geochronology // Rev. Mineral. Geochem., 2016, v. 81, p. 579—649, doi:10.2138/rmg.2016.81.10.

Hasterock D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett., 2011, v. 307, p. 59—70, doi:10.1016/j.epsl.2011.04.034.

Helmstaedt H., Gurney J., Richardson S. Ages of cratonic diamond and lithosphere evolution: constraints on Precambrian tectonics and diamond exploration // Can. Mineral., 2010, v. 48, p. 1385—1408, doi: 10.3749/canmin.48.5.1385.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997, v. 385, p. 219—229, doi.org/10.1038/385219a0.

Jacob D.E., Foley S.F. Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // Lithos, 1999, v. 48, p. 317—336, doi: 10.1016/S0024-4937(99)00034-1.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1980, v. 50, p. 139—155, doi:10.1016/0012-821X(80)90125-9.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wänke H. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // 10th Lunar and Planetary Science Conference proceedings. New York, Pergamoh Press, 1979, v. 2, p. 2031—2050.

Johansson A., Gee D.G., Larionov A.N., Ohta Y., Tebenkov A.M. Grenvillian and Caledonian evolution of eastern Svalbard — a tale of two orogenies // Terra Nova, 2005, v. 17 (4), p. 317—325, doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00616.x.

Klein E.M. Geochemistry of the igneous oceanic crust // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Pergamon Press, 2003, v. 3, p. 433—463.

Konzett J., Wirth R., Hauzenberger C., Whitehouse M. Two episodes of fluid migration in the Kaapvaal Craton lithospheric mantle associated with Cretaceous kimberlite activity: Evidence from a harzburgite containing a unique assemblage of metasomatic zirconium-phases // Lithos, 2013, v. 182—183, p. 165—184, doi:10.1016/j.lithos.2013.10.005.

Lambart S., Laporte D., Schiano P. An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: implications for the major-element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts // Earth Planet. Sci. Lett., 2009, v. 288, p. 335—347, doi:10.1016/j.epsl.2009.09.038.

Liu J., Carlson R.W., Rudnick R.L., Walker R.J., Gao S., Wu F.-Y. Comparative Sr–Nd–Hf–Os–Pb isotope systematics of xenolithic peridotites from Yangyuan, North China Craton: additional evidence for a Paleoproterozoic age // Chem. Geol., 2012, v. 332—333, p. 1—14, doi:10.1016/j.chemgeo.2012.09.013.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, version 2.05, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. Berkeley, USA, 1999, № 1a, 49 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.02. A user manual, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, USA, 2001, № 4, 51 p.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, USA, 2003, № 1a, 74 p.

Luguet A., Pearson D.G. Dating mantle peridotites using Re-Os isotopes: the complex message from whole rocks, base metal sulfides, and platinum group minerals // Am. Mineral., 2019, v. 104, p. 165—189, doi:10.2138/am-2019-6557.

Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective // Geochim. Cosmochim. Acta, 2001, v. 65, p. 1311—1323, doi:10.1016/S0016-7037(00)00566-4.

Mercier J. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics, 1980, v. 70 (1—2), p. 1—37, doi: 10.1016/0040-1951(80)90019-0.

Müntener O., Kelemen P., Grove T. The role of H_2O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study // Contrib. Mineral. Petrol., 2001, v. 141, p. 643—658, doi:10.1007/s004100100266.

Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // Earth Planet. Sci. Lett., 1985, v. 73 (1), p. 158—170, doi:10.1016/0012-821X(85)90043-3.

Palme H., O'Neill H.S.C. Cosmochemical estimates of mantle composition // Treatise on geochemistry / Ed. R.W. Carlson, Amsterdam, Elsevier, 2003, v. 2, p. 1—38.

Pearson D.G., Wittig N. The formation and evolution of cratonic mantle lithosphere — evidence from mantle xenoliths // Treatise on geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 2014, p. 255—290.

Pertermann M., Hirschmann M. Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenites between 2 and 3GPa: constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate // J. Geophys. Res., 2003, v. 108 (B2), 2125, doi: 10.1029/2000JB000118.

Reisberg L.C., Allegre C.J., Luck J.-M. The Re-Os systematics of the Ronda Ultramafic Complex of southern Spain // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 105, p. 196—213, doi:10.1016/0012-821X(91)90131-Z.

Reisberg L., Lorand J.P., Bedini R.M. Reliability of Os model ages in pervasively metasomatized continental mantle lithosphere: a case study of Sidamo spinel peridotite xenoliths (East African Rift, Ethiopia) // Chem. Geol., 2004, v. 208, p. 119—140, doi:10.1016/j.chemgeo.2004.04.008.

Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 164 (1—2), p. 277—284, doi:10.1016/S0012-821X(98)00213-1.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Int. J. Geosci., 2012, v. 3 (2), p. 289—296, doi:10.4236/ijg.2012.32030.

Schwab B.E., Johnston A.D. Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effects of mineral fertility // J. Petrol., 2001, v. 42 (10), p. 1789—1811, doi:10.1093/petrology/42.10.1789.

Sharma M., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. The concentration and isotopic composition of osmium in the oceans // Geochim. Cosmochim. Acta, 1997, v. 61, p. 3287—3299, doi:10.1016/S0016-7037(97)00210-X.

Shchukina E.V., Agashev A.M., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V., Zedgenizov D.A. Origin of V. Grib pipe eclogites (Arkhangelsk region, NW Russia): geochemistry, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes and relation to regional Precambrian tectonics // Mineral. Petrol., 2009, v. 113, p. 593—612, doi:10.1007/s00710-019-00679-7.

Shirey S.B., Carlson R.W., Richardson S.H., Menzies A., Gurney J.J., Pearson D.G., Harris J.W., Wiechert U. Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal Craton // Geophys. Res. Lett., 2001, v. 28, p. 2509—2512, doi:10.1029/2000GL012589.

Shirey S.B., Harris J.W., Richardson S.H., Fouch M.J., James D.E., Cartigny P., Deines P., Viljoen F. Diamond genesis, seismic structure, and evolution of the Kaapvaal—Zimbabwe craton // Science, 2002, v. 297, p. 1683—1686, doi:10.1126/science.1072384.

Shu Q., Brey G.P., Gerdes A., Hoefer H.E. Mantle eclogites and garnet pyroxenites — the meaning of two-point isochrons, Sm–Nd and Lu–Hf closure temperatures and the cooling of the subcratonic mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 2014, v. 389, p. 143—154, doi:10.1016/j.epsl.2013.12.028.

Sun J., Liu Ch.-Zh., Wu F.-Y., Yang Y.-H., Chu Z.-Y. Metasomatic origin of clinopyroxene in Archean mantle xenoliths from Hebi, North China Craton: trace-element and Sr-isotope constraints // Chem. Geol., 2012, v. 328, p. 123—136, doi:10.1016/j.chemgeo.2012.03.014.

Tilhac R., Oliveira B., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Schaefer B.F., Alard O., Ceuleneer G., Afonso J.-C., Grégoire M. Reworking of old continental lithosphere: unradiogenic Os and decoupled Hf—Nd isotopes in subarc mantle pyroxenites // Lithos, 2020, v. 354—355, 105346, doi:10.1016/j.lithos.2019.105346.

Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // J. Petrol., 1998, v. 39, p. 29—60, doi:10.1093/petrology/39.1.29.

Walter M., Katsura T., Kubo A., Shinmei T., Nishikawa O., Ito E., Lesher C., Funakoshi K. Spinel-garnet lherzolite transition in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 revisited: an in situ X-ray study // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66 (12), p. 2109—2121, doi:10.1016/S0016-7037(02)00845-1.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

Wittig N., Baker J.A., Downes H. Dating the mantle roots of young continental crust // Geology, 2006, v. 34, p. 237—240, doi:10.1130/G22135.1.

Zhang Ch., Liu Ch.-Zh., Liu T., Wu F.-Y. Evolution of mantle peridotites from the Luobusa ophiolite in the Tibetan plateau: Sr—Nd—Hf—Os isotope constraints // Lithos, 2020, v. 362—363, 105477, doi:10.1016/j.lithos.2020.105477.

Zhang Z., Mao J., Cai J., Kusky T.M., Zhou G., Yan S., Zhao L. Geochemistry of picrites and associated lavas of a Devonian island arc in the northern Junggar terrane, Xinjiang (NW China): implications for petrogenesis arc mantle sources and tectonic setting // Lithos, 2008, v. 105, p. 379—395, doi:10.1016/j.lithos.2008.05.013.

Поступила в редакцию 1 июня 2021 г.,
принята в печать 4 октября 2021 г.