Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 10. С. 127–133
Transactions of the Karelian Research Centre RAS. 2026. No. 10. P. 127–133
DOI: 10.17076/geo2243

УДК 553.314.2:551.243.6:411.1

ДРЕВНИЕ ЦИРКОНЫ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ИСЛАНДИИ: СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

В. Р. Ветрин[1, 2*], А. А. Кременецкий[1]

[1] *Институт минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов (ул. Вересаева, 15, Москва, Россия, 121357), *vetrin.val@gmail.com*

[2] *Геологический институт Федерального научного центра «Кольский научный центр РАН» (ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184209)*

В кайнозойских базальтах Исландии наряду с сингенетическими кристаллами впервые обнаружены древние ксеногенные зерна циркона, образующие возрастной ряд от плейстоцена до мезоархея, и около 70 % возрастов являются конкордантными. Сингенетические кристаллы циркона составляют 2 % от общего количества зерен, и распределение ксеногенных зерен (в %) следующее: мезозойские – 7, палеозойские – 24, неопротерозойские – 16, мезопротерозойские – 24, палеопротерозойские – 23, неоархейские – 3, мезоархейские – 1. Около 90 % изученных зерен имеют величину Th/U ≥ 0,3, характерную для магматических цирконов. В поле составов метаморфических цирконов (Th/U ≤ 0,1) находятся около 3 % кристаллов, и к метаморфизованным цирконам магматического генезиса (Th/U = 0,1–0,3) относятся 10 % зерен. Среди ксеногенных кристаллов циркона по возрастам и результатам Lu-Hf изотопной систематики выделены пять групп с интервалами в 100–200, 300–500, 900–1200, 1700–1900, 2000–2650 млн лет, образованных цирконами из пород, соответственно, Центрально-Атлантической магматической провинции (CAMP), каледонской орогении, Гренвилл-Свеконорвежского орогена, свекофеннских гранитов и производных древней сиалической коры – ТТГ-комплексов и эклогитов. По концентрациям РЗЭ и характеру их распределения фанерозойские и докембрийские ксеногенные цирконы близки, соответственно, составу цирконов из базальтов и габбро Северного Ледовитого океана (СЛО) и Срединно-Атлантического хребта (САХ) с возрастами 97–153 и 1500–1900 млн лет. По концентрациям высокозарядных элементов – Y, U, Yb, Hf точки составов фанерозойских и докембрийских ксеногенных цирконов располагаются в пределах поля континентальных производных. Наличие древних цирконов в кайнозойских базальтах Исландии обусловлено, вероятно, контаминацией базальтовых расплавов веществом блоков континентальной коры, находившихся в зоне спрединга, с сохранением в составе цирконов информации о возрасте и этапах преобразования литосферы в интервале около 3 млрд лет.

Ключевые слова: базальты; Исландия; цирконы; Lu-Hf изотопный состав; редкоэлементный состав; контаминация

Для цитирования: Ветрин В. Р., Кременецкий А. А. Древние цирконы кайнозойских базальтов исландии: состав и источники вещества // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 10. С. 127–133. doi: 10.17076/geo2243

Финансирование. Работа выполнена в рамках тем: № 049-00002-24-00 (ФГБУ ИМГРЭ, Роснедра) и FMEZ-2022-0025 (ГИ КНЦ РАН).

V. R. Vetrin[1,2*], A. A. Kremenetskiy[1]. ANCIENT ZIRCONS FROM CENOZOIC BASALTS OF ICELAND: COMPOSITION AND SOURCES OF THE SUBSTANCE

*[1] Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, (15 Veresaeva St., 121357 Moscow, Russia), *vetrin.val@gmail.com*
[2] Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences (14 Fersman St., 184209 Apatity, Russia)

In the Cenozoic basalts of Iceland, along with syngenetic crystals, older xenogenic zircon grains were discovered, forming an age range from the Pleistocene to the Mesoarchean, and about 70 % of the ages are concordant. Zircon syngenetic crystals account for 2 % of the total number of grains, and the percentage distribution of xenogenic grains is as follows: Mesozoic – 7, Paleozoic – 24, Neoproterozoic – 16, Mesoproterozoic – 24, Paleoproterozoic – 23, Neoarchean – 3, and Mesoarchean – 1. About 90 % of the studied grains have a Th/U ratio ≥ 0.3, characteristic of magmatic zircons. About 3 % of crystals fall in the field of metamorphic zircon compositions (Th/U ≤ 0.1), and 10 % of grains are metamorphosed zircons of magmatic genesis (Th/U = 0.1–0.3). Based on the ages and results of Lu-Hf isotopic systematics, xenogenic zircon crystals were clustered into five groups with intervals of 100–200, 300–500, 900–1200, 1700–1900, 2000–2650 Ma, formed, respectively, by zircons of the rocks of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), the Caledonian orogeny, Grenville-Sveconorwegian orogen, Svecofennian granites, and derivatives of the ancient sialic crust – TTG complexes and eclogites. In their REE concentrations and distribution patterns, the Phanerozoic and Precambrian xenogenic zircons are similar, respectively, to zircons from basalts and gabbro of the Arctic Ocean (AO) and the Mid-Atlantic ridge (MAR), with ages of 97–153 and 1500–1900 Ma. Based on the concentrations of highly charged elements – Y, U, Yb, Hf, the composition points of the Phanerozoic and Precambrian xenogenic zircons are located within the field of continental derivatives. The presence of ancient zircons in the Cenozoic basalts of Iceland is probably due to the contamination of basaltic melts with matter from sections of the continental crust located in the spreading zone, with the zircons retaining information about the age and stages of lithospheric transformation in the interval of about 3 billion years.

Keywords: basalts; Iceland; zircons; Lu-Hf isotopic composition; rare-element composition; contamination

For citation: Vetrin V. R., Kremenetskiy A. A. Ancient zircons from Cenozoic basalts of Iceland: composition and sources of the substance. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS.* 2026. No. 10. P. 127–133. doi: 10.17076/geo2243

Funding. The work was carried out within research themes № 049-00002-24-00 (IMGRE, Rosnedra) and FMEZ-2022-0025 (GI KSC RAS).

Породами докембрия сложена значительная часть кристаллических щитов на всех материках Земли, занимающих лишь около 30 % поверхности Земли. При геолого-геофизических работах последних десятилетий получены сведения о наличии докембрийских пород также в пределах акваторий Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов, и одним из источников такой информации являются цирконы, вынесенные четвертичными расплавами на поверхность Земли.

Исландия в современном эрозионном срезе на 85–90 % сложена базальтами и интрузивными породами основного состава (рис. 1), образованными при взаимодействии плюма с активно развивающимся Срединно-Атлантическим хребтом.

По данным сейсмических исследований остров обладает корой толщиной около 18–20 км, достигающей 45 км в его юго-восточной части, что могло быть обусловлено присутствием блоков континентальной коры в верхних частях разреза литосферы. Нахождение фрагментов древней коры, разрушенной и погребенной под базальтами в процессе прохождения под ней Исландского плюма, предполагается и по интенсивным положительным магнитным аномалиям по направлению от восточного края Гренландии через центральную часть Исландии и далее в юго-восточном направлении к Фарерским островам [Torsvik et al., 2015]. В то же время вещественные доказательства древнего возраста пород и минералов глубинных частей Исландии немногочисленны

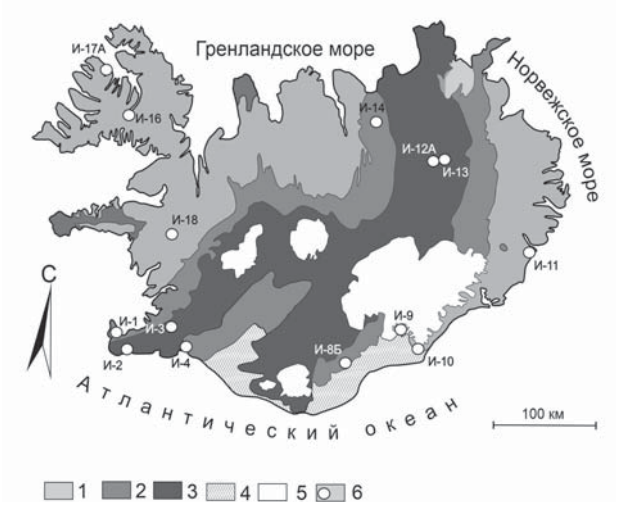


Рис. 1. Схема опробования базальтов Исландии [геология по: Thordarson, Larsen, 2007]. 1–3-комплексы, соответственно, платобазальтов (16–3,3 млн лет), «серых базальтов» (3,3–0,8 млн лет), рифтогенных базальтов (< 0,8 млн лет), 4 – голоценовые отложения и потоки лавы (< 10000 лет), 5 – ледниковые покровы, 6 – места отбора и номер пробы

Fig. 1. Schematic map of basalt sampling sites in Iceland, geology after [Thordarson, Larsen, 2007]. 1–3 complexes of platobasalts (16–3.3 Ma), "gray basalts" (3.3–0.8 Ma), riftogenic basalts (< 0.8 Ma), respectively, 4 – Holocene deposits and lava flows (< 10,000 years), 5 – glacial cover, 6 – sampling sites and sample numbers

и ограничены единичными U-Pb датировками цирконов юрского и триасового возрастов из игнимбритов северо-восточной части острова [Paquette et al., 2006]. Исходя из этого, нами было выполнено опробование всех главных типов базальтов и произведено U-Pb датирование цирконов из пород всех комплексов, изучен Lu-Hf изотопный состав цирконов и концентрации в них элементов примесей.

Дробление проб базальтов и выделение цирконов выполнено в ИМГРЭ с обеспечением всех необходимых мер для предохранения от контаминации пород посторонним материалом. На ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) в 309 зернах циркона установлен их U-Pb возраст по методике [Williams et al., 1998]. Элементы примеси определены методом ICPMS (Photon–Machines Analyte Excite laser ablation system) в Университете Маквари, Сидней, Австралия. Здесь же, в датированных кристаллах циркона установлен изотопный состав Hf методом лазерной абляции (New Wave LUV213) и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (Nu–Plasma MC–ICPMS). Методика исследований детально охарактеризована в [Griffin et al., 2000].

В результате определений U-Pb возраста было установлено нахождение во всех пробах базальтов разновозрастных зерен циркона, образующих ряд значений от плейстоцена до мезоархея (рис. 2), и около 70 % возрастов являются конкордантными.

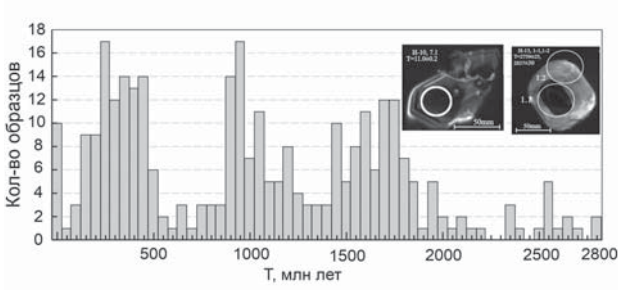


Рис. 2. Частота встречаемости и CL-снимки кристаллов циркона из базальтов Исландии. Окружностями показаны места и результаты определения возраста (млн лет)

Fig. 2. Frequency and CL images of zircon crystals from basalts of Iceland. The circles show locations and age results (Ma)

По особенностям строения зерен и времени образования среди них выделены два генетических типа кристаллов: сингенетические и существенно преобладающие ксеногенные. Миоцен-плиоценовые сингенетические кристаллы циркона составляют 2 % от общего количества зерен, и распределение ксеногенных зерен (в %) следующее: мезозойские – 7 (мел – 1, юра – 3, триас – 3), палеозойские – 24 (пермь, карбон, девон – по 5, силур – 2, ордовик – 4, кембрий – 3), неопротерозойские – 16, мезопротерозойские – 24, палеопротерозойские – 23, неоархейские – 3, мезоархейские – 1. Около 90 % изученных зерен имеют величину отношения Th/U ≥ 0,3, характерную для магматических цирконов. В поле составов метаморфических цирконов (Th/U = ≤ 0,01–0,1) находятся около 3 % кристаллов, и к метаморфизованным цирконам магматического генезиса (Th/U = 0,1–0,3), содержащих повышенное количество реликтовых участков магматического циркона, относятся 10 % зерен.

Результаты изучения Lu-Hf изотопной системы цирконов получены для 23 зерен. Сингенетические кристаллы циркона с возрастами 1–13 млн лет по сравнению с цирконами из базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ) характеризуются пониженными значениями инициальных отношений $^{176}Hf/^{177}Hf$ и εHf (T), что определялось их кристаллизацией из более кремнекислых, обедненных Lu расплавов. Среди ксеногенных кристаллов циркона

выделены пять возрастных групп с интервалами в 100–200, 300–500, 900–1200, 1700–1900, 2000–2650 млн лет.

Величина отношения Th/U в кристаллах первой группы составляет 0,32–0,97, и все возрастные значения цирконов (93–212 млн лет) являются конкордантными. Вариации величины Hfi установлены в пределах от 0,28255 до 0,28286 при изменчивости значений εHf (T) от 6,7 до –6,3 и T (DM) от 0,7 до 1,4 млрд лет. Образование рассматриваемых цирконов могло происходить при формировании пород Центрально-Атлантической трапповой магматической провинции (CAMP) с возрастами 200–230 млн лет назад. Для 12 образцов толеитов Гайаны (Ю. Америка) и Гвинеи (Зап. Африка) провинции CAMP определения инициального εNd варьируют от 5,78 до –5,3 [Deckart et al., 2005], что при пересчете по формуле εHf = 1,36*εNd + 3 соответствует значениям εHf (T) от 10,9 до –4,2. Указанные значения εHf перекрываются с определениями этого параметра в значительной части цирконов Исландии. Образование базальтов CAMP установлено на восточной окраине Северной Америки – от Канады до Флориды – и предшествовало расколу Гондваны с формированием океанической коры в Центральной Атлантике [King, Anderson, 1995].

Вторую возрастную группу ксеногенных кристаллов образуют кристаллы циркона с конкордантными возрастами от 316 до 431 млн лет и величиной отношения Th/U в 0,34–0,76. Определение изотопного состава Hf показало присутствие в их составе материала континентальной коры (εHf (T) от –1,8 до –5,2). Близкий конкордантный U-Pb возраст в пределах 431–421 млн лет имеют метаморфогенные кристаллы из базальтов западной части Исландии, что позволяет сопоставлять цирконы рассматриваемой возрастной группы с производными каледонской орогении в северных частях Британских островов, Скандинавии, Шпицбергене, северо-восточной и восточной Гренландии. Для последней приводятся датировки процессов скандинавской фазы каледонского метаморфизма и магматической активизации в 440–380 млн лет [Corfu et al., 2014].

Ксеногенные цирконы третьей возрастной группы с возрастами 923–1237 млн лет по времени образования могут быть сопоставлены, вероятно, с производными Гренвилл-Свеконорвежского орогена, образующими Гренвилльский сектор вдоль юго-восточной окраины Канадского щита и Свеконорвежский на юго-западе Скандинавского п-ова. Образование орогена происходило в позднем мезопротерозое и неопротерозое в период от 1,19 до 0,96 млрд лет [Andersson et al., 2011], и сопровождалось формированием мафических и фельзических магматических комплексов с повышенными значениями величины отношения 176Hf/177Hf [Andersen et al., 2002]. В рассматриваемых цирконах начальное отношение 176Hf/177Hf составляет 0,282073–0,282271, и точки изотопных составов цирконов располагаются в пределах состава поздних свекофеннских гранитов с возрастами протолитов в 1,6–1,5 млрд лет, или занимают промежуточное положение между составами коры и деплетированной мантии (рис. 3). Возраст метаморфизма, определенный по центральной части одного из кристаллов, в пределах ошибки определения близок возрасту сохранившихся от замещения краевых частей исходного зерна (соответственно, 1320 ± 92 и 1237 ± 13 млн лет, и свидетельствует о сближенности времени магматизма и метаморфизма при образовании циркона.

Цирконы четвертой группы представлены кристаллами с неотчетливо проявленной зональностью и варьируют по возрасту в пределах 1819–1886 млн лет, εHf (T) от 2,5 до –4,9. Величина отношения Th/U определена в 0,38–1,09, и модельный возраст цирконов составляет 2,3–2,8 млрд лет. На диаграмме

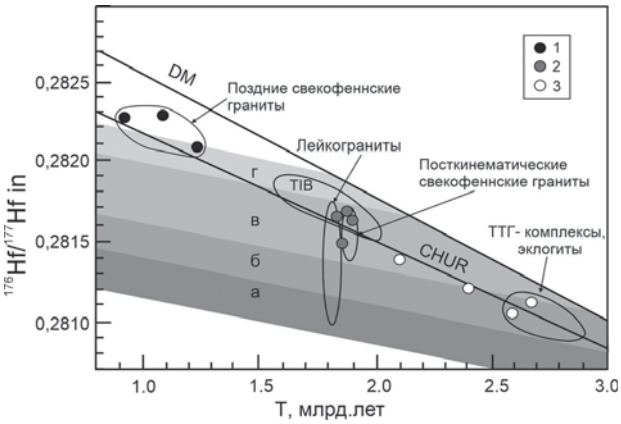


Рис. 3. Возрастная эволюция начального отношения Hf в докембрийских ксеногенных цирконах Исландии. 1–3 – цирконы, соответственно, 3–5 возрастных групп (см. текст), а–г – области развития коры, соответственно, мезоархейского, неоархейского, палеопротерозойского и мезопротерозойского возрастов Балтийского щита [по: Andersen et al., 2002; Heilimo et al., 2014]. ТІВ-область изотопных составов гранитоидов Трансскандинавского интрузивного комплекса

Fig. 3. Age evolution of the initial Hf ratio in the Precambrian xenogenic zircons of Iceland. 1–3 – zircons of 3–5 age groups, respectively, a–г – areas of development of the crust of the Mesoarchean, Neoarchean, Paleoproterozoic, and Mesoproterozoic ages, respectively, of the Baltic Shield after [Andersen et al., 2002; Heilimo et al., 2014]. TIB-the area of isotopic compositions of granitoids of the Trans-Scandinavian intrusive complex

в координатах T, млн лет – $^{176}Hf/^{177}Hf$ точки составов цирконов расположены в области эволюции палеопротерозойской коры юго-западной части Балтийского щита и находятся в полях изотопного состава цирконов свекофеннских гранитов с возрастами 1,6–2,0 млрд лет и гранитоидов трансскандинавского интрузивного пояса, формирование которых происходило в интервале 1,86–1,67 млрд лет [Andersen et al., 2002].

Пятую группу образуют четыре зерна циркона с Th/U отношением 0,26–1,15 и возрастами в 2089–2658 млн лет. Инициальное отношение $^{176}Hf/^{177}Hf$ в них составляет 0,281044–0,281373, величина εHf (T) от 1,23 до –3,1 и модельный возраст от 2,8 до 3,2 млрд лет. Указанные параметры в целом определяют кристаллизацию цирконов в породах древней сиалической коры, и две точки состава цирконов располагаются в поле эволюции изотопных составов ТТГ-комплексов Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 [Vetrin et al., 2016] и эклогитов центральной и северной частей Балтийского щита [Mints et al., 2010].

По результатам определения концентраций элементов примесей выделены два типа циркона – циркон-1 (Ce/Ce* > 10) и циркон-2 (Ce/Ce* < 10). Циркон-1 деплетирован по La с существенным увеличением концентраций тяжелых лантаноидов при уменьшении их ионных радиусов (Dy до 2000 раз, Lu до 20000 раз по сравнению с хондритом C1 (средние $(Lu/La)_N$ = 12400–16800)) с отчетливо проявленным Ce- максимумом и Eu-минимумом. Эти особенности состава характерны для магматических цирконов из континентальных пород. Зерна циркона-2 отвечают главным образом сингенетическому типу и имеют повышенные по отношению к циркону-1 концентрации легких РЗЭ (La_N = 2–180, Pr_N = 8–450, Nd_N = 10–800 от C1), чем определяется более пологое расположение его концентрационных кривых (средние $(Lu/La)_N$ = 225–542)). Образование циркона-2 предполагается как в процессе кристаллизации насыщенных флюидом расплавов кремнекислого и среднего составов, так и в результате гидротермальной переработки первично магматических цирконов. Ксеногенные цирконы по концентрациям РЗЭ и характеру распределения на нормированных к хондриту графиках близки составу цирконов из базальтов и габбро-долеритов Северного Ледовитого океана (СЛО) и САХ [Kremenetskiy et al., 2018], и по концентрациям высокозарядных элементов – Y, U, Yb, Hf отвечают составам континентальных цирконов [Grimes et al., 2007].

Исходя из приведенных данных, наличие древних цирконов в кайнозойских базальтах Исландии объясняется, вероятно, контаминацией миоцен-плиоценовых базальтовых расплавов веществом древней континентальной коры, разрушенной при прохождении под ней Исландского плюма, с сохранением в составе цирконов информации о возрасте и этапах образования и преобразования литосферы в интервале около 3 млрд лет. Сохранение первичных изотопных характеристик ксеногенных цирконов подтверждается преимущественно конкордантными значениями их U-Pb возрастов и наиболее вероятно при быстром подъеме мантийных расплавов с глубин нижней-средней коры до поверхности. Определение отношений Lu/Hf в источниках расплавов [Faure, 1986] для цирконов Исландии показало их увеличение с уменьшением возраста (рис. 4), что определялось, как представляется, уменьшением геотермического градиента и обусловленного этим увеличением глубинности образования исходных расплавов.

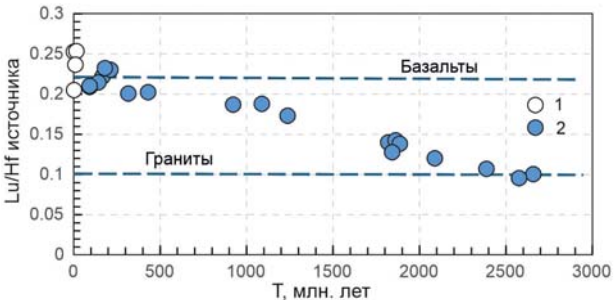


Рис. 4. Диаграмма эволюции отношения Lu/Hf в источниках расплавов цирконов Исландии. Пунктирными линиями показаны средние значения отношения Lu/Hf в гранитах и базальтах [Faure, 1986]. 1, 2 – цирконы, соответственно, сингенетического и ксеногенного типов

Fig. 4. Evolution diagram of Lu/Hf ratio in the initial melts of zircons of Iceland. The dotted lines show the average values of the Lu/Hf ratio in granites and basalts [Faure, 1986]. 1, 2 – zircons of syngenetic and xenogenic types, respectively

Установленная зависимость позволяет объяснить также эволюцию исходных расплавов от тоналит-трондъемитовых ассоциаций докембрия с низкими Lu/Hf до близких по изотопному составу к DM базальтов кайнозоя с высокими значениями этого отношения.

Авторы признательны Е. А. Белоусовой, Н. В. Родионову, М. А. Ветриной за проведение аналитических исследований и обсуждение полученных результатов.

Литература

Andersen T., Griffin W. L., Pearson N. J. Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield // Journal of Petrol. 2002. Vol. 43(9). P. 1725–1747.

Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden // Lithosphere. 2011. Vol. 3(6). P. 409–419.

Corfu F., Andersen T. B., Gasser D. The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions // Geological Society, London, Special Publications. 2014. Vol. 390. P. 9–43.

Deckart K., Crarc A. H., Aguilar C., Yergas R. Magmatic and hydrothermal chronology of the supergiant Rio Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an interadet U-Pb and 40 Ar-39 Ar data set. // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 905–934.

Faure G. Principles of isotope geology. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore. 1986. 589 p.

Heilimo E., Elburg M. A., Andersen T. Crustal growth and reworking during Lapland-Kola orogeny in northern Fennoscandia: U-Pb and Lu-Hf data from the Nattanen and Litsa-Aragub type granites // Lithos. 2014. Vol. 205. P. 112–126.

Griffin W. L., Pearson N. J., Belousova E., Jackson S. E., O'Reilly S. Y., van Achterberg E., Shee S. R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. P. 133–147.

Grimes C. B., John B. E., Kelemen P. B., Mazdab F. K., Wooden J. L., Cheadle M. J., Hanghøj K., Schwartz J. J. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance // Geology. 2007. Vol. 35. P. 643–646.

King S. D., Anderson D. L. An alternative mechanism of flood basalt formation // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 136. P. 269–279.

Kremenetskiy A. A., Gromalova N. A., Skolotnev S. G., Shulatin O. G., Belousova E. A. Sources of magmatic rocks from the deep-sea floor of the Arctic Ocean and the Central Atlantic: evidence from data on the U-Pb age, Hf isotopes, and REE geochemistry of zircons // Doklady Earth Science. 2018. Vol. 481(1). P. 854–858.

Mints M. V., Belousova E. A., Konilov A. N., Natapov L. M., Shchipansky A. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Dokukina K. A., Kaulina T. V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. Vol. 38(8). P. 739–742.

Paquette J., Sigmarrson O., Tiepolo M. Continental basement under Iceland revealed by old zircons // Eos Trans. AGU. 2006. AGUFM. 33. P. 642.

Thordarson T., Larsen G. Volcanism in Iceland in historical time: volcano types eruption styles and eruptive history // Journal of Geodynamics. 2007. Vol. 43. P. 118–152.

Torsvik T. H., Amundsen H. E. F., Tronnes R. G. et al. Continental crust beneath southeast Iceland. 2015. doi: 10.1073/pnas.1423099112

Vetrin V. R., Belousova E. A., Chupin V. P. Trace element composition and Lu-Hf isotope systematics of zircon from Plagiogneisses of the Kola Superdeep Well: contribution of a Paleoarchean crust in Mesoarchean metavolcanic rocks // Geochemistry Int. 2016. Vol. 54 (1). P. 93–112.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

References

Andersen T., Griffin W. L., Pearson N. J. Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield. *Journal of Petrol.* 2002;43(9):1725–1747.

Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden. *Lithosphere.* 2011;3(6):409–419.

Corfu F., Andersen T. B., Gasser D. The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions. *Geological Society, London, Special Publications*. 2014;390:9–43. doi: 10.1144/SP390.25

Deckart K., Crarc A. H., Aguilar C., Yergas R. Magmatic and hydrothermal chronology of the supergiant Rio Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an interadet U-Pb and 40 Ar-39 Ar data set. *Economic Geology.* 2005;100:905–934. doi: 10.1016/j.lithos.2004.09.023

Faure G. Principles of isotope geology. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore. 1986. 589 p.

Heilimo E., Elburg M. A., Andersen T. Crustal growth and reworking during Lapland-Kola orogeny in northern Fennoscandia: U-Pb and Lu-Hf data from the Nattanen and Litsa-Aragub type granites. *Lithos.* 2014;205:112–126.

Griffin W. L., Pearson N. J., Belousova E., Jackson S. E., O'Reilly S. Y., van Achterberg E., Shee S. R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM–MC–ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000;64:133–147.

Grimes C. B., John B. E., Kelemen P. B., Mazdab F. K., Wooden J. L., Cheadle M. J., Hanghøj K., Schwartz J. J. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology.* 2007;35:643–646.

King S. D., Anderson D. L. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995;136:269–279.

Kremenetskiy A. A., Gromalova N. A., Skolotnev S. G., Shulatin O. G., Belousova E. A. Sources of magmatic rocks from the deep-sea floor of the Arctic Ocean and the Central Atlantic: evidence from data on the U-Pb age, Hf isotopes, and REE geochemistry of zircons. *Doklady Earth Science.* 2018;481(1):854–858.

Mints M. V., Belousova E. A., Konilov A. N., Natapov L. M., Shchipansky A. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Dokukina K. A., Kaulina T. V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*. 2010;38(8):739–742.

Paquette J., Sigmarrson O., Tiepolo M. Continental basement under Iceland revealed by old zircons. *Eos Trans. AGU*. 2006; AGUFM.33:642.

Thordarson T., Larsen G. Volcanism in Iceland in historical time: volcano types eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics*. 2007;43:118–152.

Torsvik T. H., Amundsen H. E. F., Tronnes R. G. et al. Continental crust beneath southeast Iceland. 2015. doi: 10.1073/pnas.1423099112

Vetrin V. R., Belousova E. A., Chupin V. P. Trace element composition and Lu-Hf isotope systematics of zircon from Plagiogneisses of the Kola Superdeep Well: contribution of a Paleoarchean crust in Mesoarchean metavolcanic rocks. *Geochemistry Int.* 2016;54(1):93–112.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. *Rev. Econ. Geol*. 1998;7:1–35.

Поступила в редакцию / received: 26.10.2025; принята к публикации / accepted: 07.09.2026.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Ветрин Валерий Романович
канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник
e-mail: vetrin.val@gmail.com

Кременецкий Александр Александрович
д-р геол.-мин. наук, научный руководитель ИМГРЭ
e-mail: nauka@imgre.ru

CONTRIBUTORS:

Vetrin, Valeriy
Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher

Kremenetskiy, Alexander
Dr. Sci. (Geol.-Miner.), IMGRE Head of Research