

УДК 552.3:552.11

СИЛЛЫ 2,2 МЛРД ЛЕТ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЦИРКОНА И ГЕОХИМИЯ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ РАЙОНА БОЛЬШОЗЕРА

А. В. Степанова¹, А. Н. Ларионов², Ю. О. Ларионова³

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

² Центр изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института имени А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Приведены новые данные о внутреннем строении тел, химическом составе пород и возрасте интрузий габбро-долеритов, расположенных в районе оз. Большозеро в Западной Карелии. Ятулийские габбро-долериты формируют в этом районе несколько тел, секущих вмещающие архейские и раннепротерозойские комплексы. По составу породы варьируют от меланократовых габбро до лейкократовых габбро-долеритов и габбро-пегматитов. Наблюдаемые вариации составов пород являются результатом дифференциации *in situ* и свидетельствуют в пользу пологого первичного залегания тел. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, что выразилось в замещении первичных магматических минералов амфиболом, эпидотом и титанитом. U-Pb SIMS (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) датирование цирконов из габбро-пегматитов показало, что возраст магматической кристаллизации габбро-долеритов составляет 2225 ± 20 млн лет. Он отвечает времени магматической кристаллизации базитов и подтверждает предположения о ятулийском возрасте габбро-долеритов Большозера. По химическому составу долериты Большозера относятся к базитам нормального ряда, исключение составляют габбро-пегматиты, для которых характерно резкое обогащение Na_2O , LILE и LREE. Характер распределения рассеянных элементов в породах, обогащение LREE и деплетированность Nb свидетельствуют о существенном вкладе процессов коровой контаминации в процессы эволюции первичных расплавов. Это подтверждает и изотопия Nd ($\epsilon_{\text{Nd}2200} = -0,3$). Анализ полученных данных и сопоставление с разновозрастными базитами в западной части Карельского кратона свидетельствует о принадлежности габбро-долеритов к крупной магматической провинции с возрастом 2,2 млрд лет, маркирующей окончание периода спада эндогенной активности в палеопротерозое.

К л ю ч е в ы е с л о в а: палеопротерозой; Карельский кратон; долериты; U-Pb датирование; циркон.

A. V. Stepanova, A. N. Larionov, Yu. O. Larionova. 2.2 GA MAFIC SILLS IN THE CENTRAL PART OF THE KARELIAN CRATON: U-Pb DATING OF ZIRCONS AND GEOCHEMISTRY OF GABBRO-DOLERITES IN THE LAKE BOLSHOZERO AREA

New age and compositional data for mafic igneous intrusions in the Bolshozero area, western Karelia, are reported. In this area, Jatulian gabbro-dolerites form several bod-

ies that cut through the host Archean and Paleoproterozoic supracrustal and granitoid rocks. Paleoproterozoic mafic igneous rocks vary in composition from melanogabbro to leucocratic gabbro-dolerites and gabbro-pegmatites. Such variations are probably caused by *in situ* fractional crystallization of the mafic melt, and point to a gently sloping primary orientation of the bodies. The gabbro-dolerites were altered under greenschist – epidote-amphibolite facies, which caused the replacement of primary magmatic minerals by amphibole, epidote, and titanite. According to the results of U-Pb SIMS (SHRIMP II, VSEGEI) dating of zircons extracted from the gabbro-pegmatites, the age of their magmatic crystallization is considered to be 2225 ± 20 Ma. This dating supports the assumption about the Jatulian age of magmatic crystallization of gabbro-dolerites in Bolshozero area. In their chemical composition, the gabbro-dolerites of Bolshozero area show a sub-alkaline series affinity, with the exception of gabbro-pegmatites, which are strongly enriched in Na_2O , LILE, and LREE. Trace element distribution, LREE enrichment and Nb depletion suggest that crustal contamination has contributed significantly to the evolution of the primary melts. This assumption is supported also by the Nd isotopic composition data ($\epsilon_{\text{Nd}2200} = -0.3$). The analysis of the available geochemical and age data and comparison with mafic igneous rocks of similar age located in the western part of the Karelian Craton suggest that mafic sills in Bolshozero area belong to the large igneous province aged ca. 2.22 Ga, which marks the termination of the Paleoproterozoic endogenic lull.

Key words: Paleoproterozoic; Karelian Craton; dolerites; U-Pb dating; zircon.

Введение

Средний палеопротерозой – время глобальных изменений геодинамических процессов и интенсивного плюмового магматизма, влиявших на геодинамику ранней Земли. Возрастом 2,2 млрд лет датируется время окончания периода «эндогенного затишья» [Condie et al., 2009; Condie, 2011; Spenser et al., 2018] и формирование крупной магматической провинции плюмовой природы. Магматические события с возрастом 2,2 млрд лет имели глобальное распространение [French, Heaman, 2004] и выявлены в докембрийских областях разных континентов – провинциях Сьюпериор и Слэйв на Канадском щите [Maurice, 2009; Buchan et al., 2012], в кратоне Дхарвар на Индийском щите [French, Heaman, 2010], провинции Хамерсли в Австралии [Müller et al., 2005], на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита [Hanski et al., 2010].

На Карельском кратоне (рис. 1, а) событие 2,2 млрд лет (Koli event [Ernst, 2014]) представлено силлами карьялитов [Vuollo, Piiranen, 1992; Vuollo, Nuhma, 2005] (или силлами габбро-верлитовой ассоциации [Hanski, 1986, 1987]). В западной части Карельского кратона в пределах террейнов Рануа и Кианта базиты возраста 2,2 млрд лет формируют дифференцированные тела мощностью до 500 м и протяженностью до 100 км [Hanski et al., 2010]. Состав пород варьирует от верлитов и клинопироксенитов в нижних частях тел до гранофировых лейкогаббро в кровельных частях [Hanski, 1987; Vuollo, Piiranen, 1992]. Возраст базитов на территории Финляндии выдержан в узком интервале и составляет 2220 ± 10 млн лет [Hanski et al., 2010].

Ранее предполагалось, что аналогами силлов карьялитов в российской части Фенноскандинавского щита являются габброиды Печенгской структуры на Кольском полуострове [Hanski, 1986] и габбро-долеритовые интрузии Пудожгорского комплекса [Малашин и др., 2003]. Однако U-Pb датирование циркона и бадделеита из Пигульярвинской интрузии в составе габбро-верлитовой ассоциации Печенгской структуры показало, что возраст этих базитов составляет 1,98 млрд лет [Скуфьин, Баянова, 2006]. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов, выделенных из габброидов Койкарско-Святнаволоцкого и Пудожгорского интрузивов на Карельском кратоне, свидетельствуют о том, что возраст кристаллизации этих интрузий составляет 1,98 млрд лет [Филиппов и др., 2007]. Другие потенциальные аналоги силлов габбро-верлитовой ассоциации в российской части Фенноскандинавского щита известны не были.

В этой работе приведены результаты U-Pb SIMS (SHRIMP II) датирования цирконов, новые данные о минеральном и химическом составе габбро-долеритов в центральной части Карельского кратона, которые являются возрастными и геохимическими аналогами силлов карьялитов с возрастом 2,2 млрд лет.

Геологическое положение объектов исследования

Палеопротерозойская Большезерская структура расположена в центральной части Карельского кратона вблизи границы Центрально-Карельского и Западно-Карельского

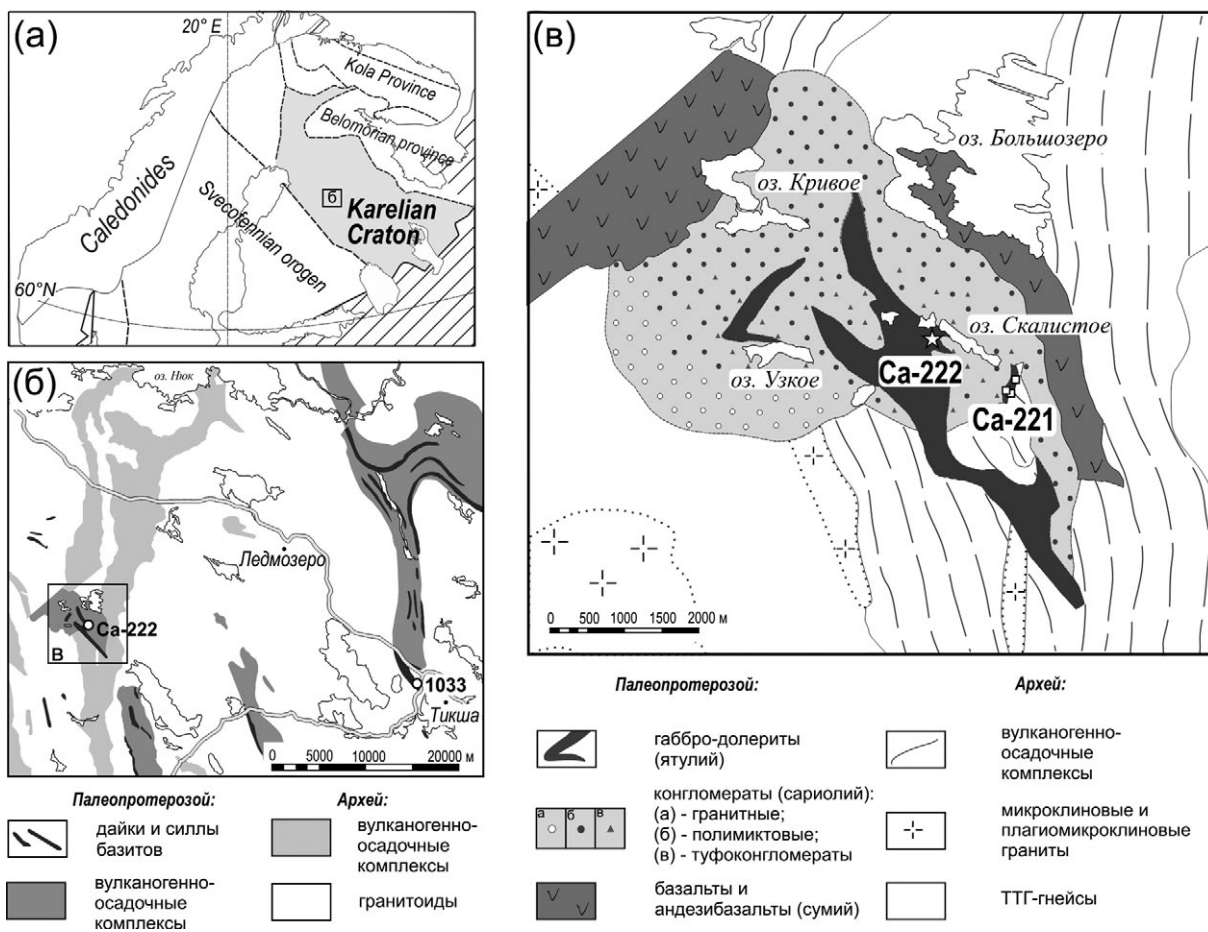


Рис. 1. Геологическое положение объектов исследования:

(а) схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита [Hölttä et al., 2008]; (б) схема геологического строения района оз. Большозеро – Тикша – Ледмозеро. Составлена на основе государственной геологической карты масштаба 1:200 000; (в) схема геологического строения района оз. Большозеро. Составлена на основе данных М. М. Стенаря [1972] и К. И. Хейсканена с соавт. [1977]. Звездочкой показано место отбора геохронологической пробы (64.182153° с. ш. 31.598079° в. д.)

Fig. 1. Geological position of the studied objects:

(a) scheme of main tectonic structures of the Fennoscandian Shield [Hölttä et al., 2008]; (б) schematic geological map of the Bolshozero – Tiksha – Ledmozero area (after 1:200 000 geological map); (в) schematic geological map of the Bolshozero area after [Stenar, 1972; Heiskanen et al., 1977]. The star points the position of the geochronological sample (N64.182153°, E31.598079°)

террейнов. Архейский гранитогнейсовый комплекс включает гранитоиды ТТГ-серии с возрастом около 2,8 млрд лет и санукитоидной серии с возрастом 2,71 млрд лет [Бибикова и др., 2005]. Супракрустальные комплексы архейского возраста являются частью субмеридионального Чедозерско-Нюкозерского зеленокаменного пояса (рис. 1, б) и представлены в районе Большозера мусковит-кварц-плагиоклазовыми и гранат-биотит-мусковит-хлорит-кварц-плагиоклазовыми сланцами и железистыми кварцитами [Стенарь, 1960; Хейсканен и др., 1977; Ранний..., 2005]. Возраст мусковит-кварц-плагиоклазовых сланцев (метариолитов) составляет 2730 млн лет [Бибикова и др., 2005].

Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы Большезерской структуры обнажаются на площади около 15 км² (рис. 1, в) и представлены андезибазальтами, туфоконгломератами, туфобрекчиями и конгломератами, относящимися к сумийскому и сариолийскому надгоризонтам палеопротерозоя [Стенарь, 1960; Хейсканен и др., 1977]. Образования сумия представлены массивными и миндалекаменными метавулканитами базальт-андезибазальтового ряда. Мощность лавовой толщи в восточной части района составляет до 250–300 м [Хейсканен и др., 1977]. Конгломераты, среди которых выделяются гранитные и полимиктовые, рассматриваются исследователями как сариолийские, мощ-

ность толщи составляет до 300 м [Стенарь, 1960, 1972; Хейсканен и др., 1977; Кулешевич, 2008].

Палеопротерозойские габброиды секут архейские и палеопротерозойские породы (рис. 1, в) и рассматривались всеми исследователями как ятулийские. Непосредственные контакты с вмещающими породами редки, в приконтактных зонах габброиды рассланцованы, наблюдается интенсивная амфиболизация и местами альбитизация пород [Кулешевич, 2008].

Методы исследования

Содержание петрогенных и редких элементов определялось на рентгено-флуоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B. V.) в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем сплавления 0,3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Анализ микроэлементов выполнен из прессованных образцов. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрацией выше 0,5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific XSeries 2 в ЦКП КарНЦ РАН по стандартной методике [Светов и др., 2015]. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов BHVO-2, СГД-1А, СТ-1а. Относительное стандартное отклонение для большинства элементов не превышало 5 %, для V, Zn, Ga, Sn, Ba и Th составляло от 5 до 7 %, для Sc и Ce – 9,1–9,3 %.

Изотопный Sm-Nd анализ выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по стандартной методике [Ларионова и др., 2007]. Погрешность $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,23$ %, согласно измерениям стандарта BHVO-2 (2s по 8 измерениям).

Выделение цирконов проводилось по стандартной методике в тяжелых жидкостях и с применением методов магнитной сепарации в Лаборатории анализа вещества ИГЕМ РАН. U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и Temora [Black et al.,

2003] в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 Å слоем 99,999% золота. Внутреннее строение цирконов и морфология изучались с использованием оптической микроскопии и сканирующей электронной микроскопии (катодолюминесценция (CL) и обратно-отраженные электроны (BSE)). Для анализа выбирались наиболее прозрачные, однородные в BSE области без видимых трещин и включений. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005a, b] с использованием общепринятых констант распада [Steiger, Jäger, 1977]. Поправка на нерадиоγενный свинец введена по модели [Stacey, Kramers, 1975] с использованием измеренного $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Внутреннее строение тел и петрографическая характеристика пород

Габбро-долериты формируют несколько тел сложной формы. Западное тело, обнажающееся к северу от оз. Узкое (рис. 1, в), по данным К. И. Хейсканена с соавторами, представляет собой «полого-секущий силл» мощностью до 250 м и протяженностью до 2,7 км [Хейсканен и др., 1977]. Восточное тело прослежено по простиранию на расстояние около 5 км (рис. 1, в) [Стенарь, 1960; Кулешевич, 2008] при видимой мощности до 700 м. Наблюдаемые в единичных случаях непосредственные контакты габбро-долеритов с вмещающими породами тектонизированы. По мнению Л. В. Кулешевич, габбро-долериты формируют не силлы, а серию дайкообразных тел северо-западного простирания [Кулешевич, 2008].

Нами были опробованы южная и центральная части восточного тела вблизи оз. Скалистое (рис. 1, в). Здесь существенно преобладают среднезернистые массивные лейкократовые метагаббро. В породах нет признаков внутрикамерной дифференциации, таких как ритмичная расслоенность или резкое изменение состава пород. Вместе с тем вблизи ЮВ-контакта с конгломератами обнажаются мелкозернистые массивные существенно клинопироксеновые кумулятивные меланократовые породы, содержание плагиоклаза в которых не превышает 15 % (рис. 2, б). Видимая мощность меланократовых базитов составляет первые метры, вглубь тела они сменяются среднезернистыми массивными метагаббро, содержащими шпильки габбро-пегматита. К западу и северо-западу от оз. Скалистого (рис. 1, в) преобладают лейкократовые, местами такситовые среднекрупнозернистые разновидности (рис. 2, а), со-

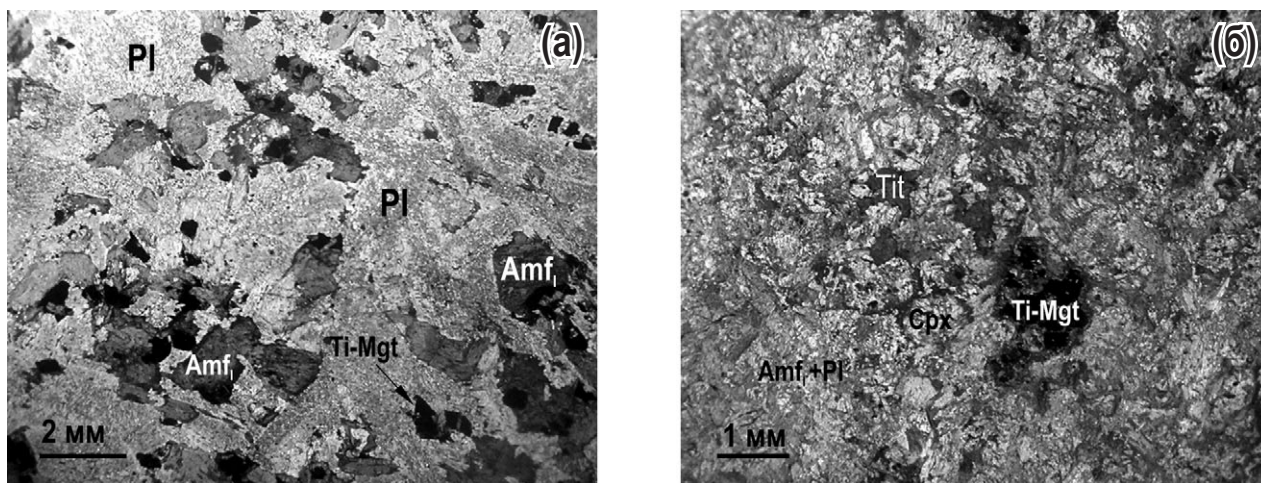


Рис. 2. Микрофотографии шлифов габбро-долеритов района оз. Большозеро:

(а) среднезернистый метадолерит габбро-офитовой структуры, вмещающий габбро-пегматит, обр. Са-221–2. Клинопироксен замещен амфиболом, плагиоклаз частично эпидотизирован; (б) меланогаббро кумулятивной структуры с реликтами Срх, обр. Са-221–4. Крупное зерно Ti-Mgt окружено каймой титанита

Fig. 2. Photomicrographs of gabbro-dolerites from the Bolshozero area:

(a) medium-grained dolerite hosted gabbro-pegmatite schlieren, sample Ca-221–2. Clinopyroxene is replaced by amphibole, plagioclase is partly replaced by epidote; (b) cumulative melanogabbro with relicts of clinopyroxene, sample Ca-221–4. The large grain of Ti-Mgt is mantled by titanite rim

держателе шпире габбро-пегматитов, размером до нескольких метров.

Габбро-долериты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации. Породы сохраняют первично-магматические текстурные особенности и реликты габбровых структур (рис. 2, а), но реликтовые магматические пироксены сохраняются редко (рис. 2, б). В большинстве случаев они полностью замещены актинолитом. Краевые части зерен амфибола сложены сине-зеленой роговой обманкой. Магматический плагиоклаз сохраняет лейстовидную и таблитчатую форму зерен и двойниковую структуру, но интенсивно соссюритизирован (рис. 2, а). Рудные минералы представлены титано-магнетитом, по которому в виде каем развивается титанит. Мелкие зерна титано-магнетита замещены титанитом полностью.

Эпидотизация масштабно проявлена в габбро-долеритах. Центральные части некоторых шлифов габбро-пегматита выполнены эпидотом. Встречаются также эпидотовые жилы мощностью до 2 см. Выявлены зоны альбитизации и эпидот-гематитовые жилы северо-западного простирания [Кулешевич, 2008].

U-Pb датирование цирконов

Циркон для U-Pb датирования выделен из обр. Са-222 (масса около 3 кг), отобранного из шпире пегматоидных лейкократовых габбро

к СЗ от оз. Скалистое (рис. 1, в). Из пробы выделено более 200 зерен циркона, среди которых преобладают красновато-коричневые непрозрачные и полупрозрачные обломки крупных кристаллов с интенсивно корродированными поверхностями граней. Количество прозрачных зерен циркона в популяции составляет первые проценты. Для U-Pb анализа были отобраны 55 полупрозрачных и прозрачных зерен. Катодолюминесценция не выявляет структуры роста зерен: либо метамиктизация циркона затушевывает зональность роста, либо циркон рос сравнительно быстро. Последнее подтверждается обилием мелких включений. Подобные цирконы характерны для пегматитов. Изучение цирконов в BSE позволяет выявить в зернах участки, минимально подверженные метамиктным изменениям, без включений и сохранившие первичный состав и структуру (рис. 3). Эти участки характеризуются максимальной прозрачностью при изучении методами оптической микроскопии.

U-Pb изотопные анализы выполнены для восьми наиболее сохранных зерен (рис. 3). U-Pb возраст двух слабодискордантных (дискордантность 0,2–0,7 %) зерен циркона составляет 2221 ± 13 млн лет (СКВО = 0,35; вероятность 0,55) (рис. 3, табл. 1). Шесть аналитических точек дискордантны и определяют линию регрессии с верхним пересечением 2225 ± 20 млн лет и нижним пересечением 769 ± 35 млн лет (СКВО = 0,96) (рис. 3).

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов, образец Ca-222
Table 1. Results of U-Pb isotopic studies of zircon, sample Ca-222

	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Age	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Age	D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	err corr
3.1	0,53	308	178	0,60	44,5	997,3 ±6,7	1474 ±32	48	5,973	0,72	0,0923	1,7	2,13	1,8	0,1673	0,72	,398
7.1	0,52	239	57	0,24	41	1165,6 ±8,3	1674 ±33	44	5,042	0,77	0,1027	1,8	2,808	2	0,1982	0,77	,393
4.1	1,69	241	289	1,24	53,8	1461 ±13	1949 ±53	33	3,921	1	0,1194	3	4,19	3,2	0,2544	1	,322
5.1	0,45	410	104	0,26	96,4	1552,6 ±8,9	1969 ±19	27	3,669	0,64	0,1208	1	4,538	1,2	0,2723	0,64	,527
6.1	--	108	213	2,05	29	1758 ±14	2128 ±24	21	3,191	0,93	0,1322	1,4	5,715	1,7	0,3135	0,93	,556
2.1	0,10	90	285	3,27	30,4	2141 ±17	2205 ±22	3	2,539	0,95	0,1382	1,3	7,5	1,6	0,3938	0,95	,596
1.1	0,08	477	763	1,65	168	2217 ±11	2220 ±11	0	2,436	0,61	0,13944	0,63	7,89	0,88	0,4104	0,61	,691
6.1RE	0,05	222	534	2,48	78,5	2218 ±14	2233 ±15	1	2,435	0,73	0,1405	0,86	7,953	1,1	0,4106	0,73	,646

Примечание. Приведенные ошибки – 1s; Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта Темога составляет 0,26 %. Содержание обыкновенного Pb скорректировано по измеренному ^{204}Pb . D, % – дискордантность.

Note. Errors are 1s; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively. 1s error in TEMORA standard calibration was 0.26 %. Common Pb corrected using measured ^{204}Pb . D, % discordance.

Химический состав пород и изотопная геохимия

По химическому составу габбро-долериты района Большозера относятся к базитам толеитовой серии. Содержание MgO в породах варьирует значительно – от 12 мас. % в меланогаббро краевой части тела до 4,6 мас. % в габбро-пегматитах. По соотношению SiO₂ и щелочей преобладают породы нормального ряда щелочности, за исключением габбро-пегматитов, в которых содержание Na₂O достигает 5,3 мас. % (рис. 4, табл. 2). Для меланогаббро характерно низкое содержание Al₂O₃ (6,1 мас. %) и обогащение CaO (до 14,9 мас. %) и максимальное среди опробованных пород содержание MgO. Повышено относительно других пород тела содержание Cr и Ni и ярко выражена деплетированность Sr (рис. 5, табл. 3). Для лейкогаббро характерно низкое содержание Mg, Cr и Ni и высокое содержание Na₂O. На мультиэлементных диаграммах отчетливо выражено обогащение лейкократовых габбро Sr и Ti (рис. 5). Для всех изученных образцов характерна деплетированность Nb(Nb/Nb* = 0,38–0,61), дифференцированный характер распределения REE ([La/Sm]_n = 0,9–1,8; [Gd/Yb]_n = 1,7–1,8). Содержание LILE в породах варьирует широко (рис. 5), наиболее вероятно, эти элементы были подвижны в ходе метаморфизма и не несут информации об их первичном соотношении в породах.

Датированный образец Ca-222 имеет близкую к нулю величину $\epsilon_{\text{Nd}(2200)} = -0,3$, что предполагает вклад корового материала в мантийный источник базитовых магм.

Обсуждение результатов

Возраст габбро-долеритов Большозера

Морфологические особенности и внутреннее строение циркона из обр. Ca-222, такие как корродированность граней, нарушенность структуры, интенсивные метамиктные изменения и многочисленные включения, вероятно, являются результатом высокой степени флюидной переработки пород либо указывают на изначальный рост циркона во флюидонасыщенной среде. В этих участках цирконы характеризуются высокой степенью дискордантности (рис. 3) и Th/U < 1,5 (табл. 1). Домены с ненарушенной структурой (BSE) дают конкордантные или незначительно дискордантные результаты (рис. 3, табл. 1) и Th/U > 1,5. Такие особенности позволяют интерпретировать эти участки как реликтовые, сохранившие первично-магматические характеристики, а получен-

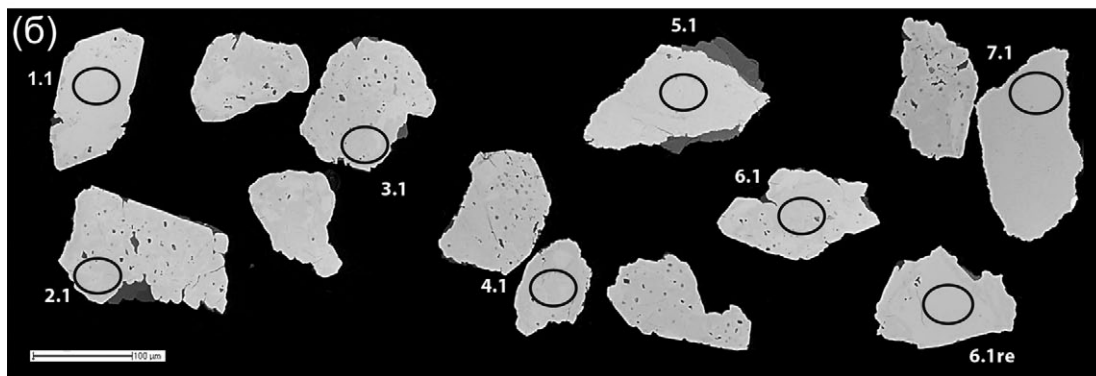
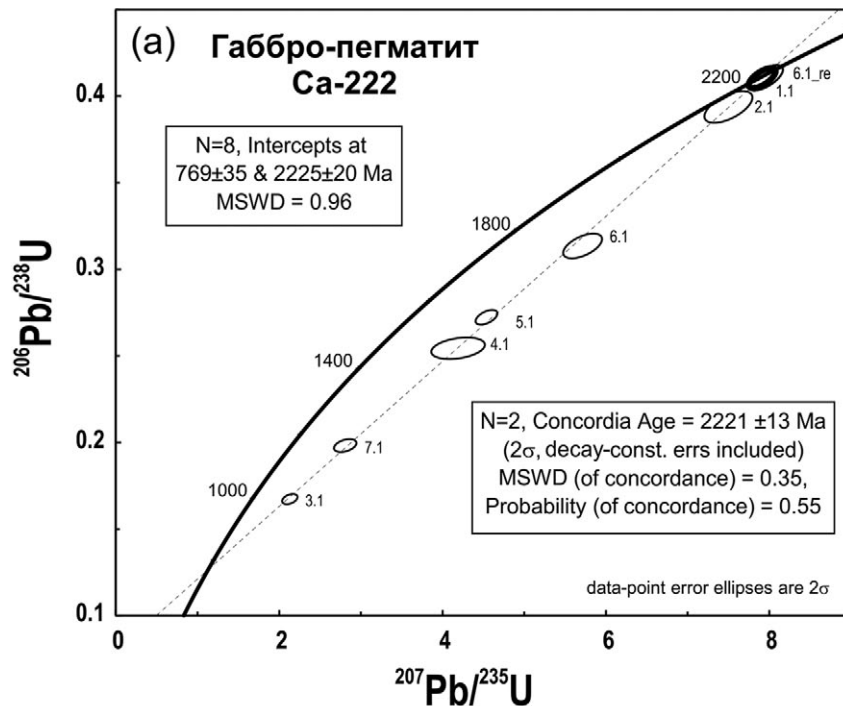


Рис. 3. (а) Диаграмма с конкордией для цирконов из образца Са-222; (б) фотографии цирконов из габбро-пегматита в обратно-отраженных электронах (BSE)

Fig. 3. (a) U-Pb Concordia diagram for zircons from the gabbro-pegmatite of the Bolshozero area; (b) back-scattered electron images of zircons from the Bolshozero area

ное значение возраста, равное 2221 ± 13 млн лет, рассматривать как возраст кристаллизации циркона из расплава. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что значение 2221 ± 13 млн лет определяет возраст кристаллизации габбро-долеритов, а изменения цирконов обусловлены переработкой пород в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации, в результате которых максимальным изменениям были подвержены метамиктные и насыщенные включения участки.

Аналогичные преобразования цирконов характерны и для силлов возраста 2,2 млрд лет на территории Финляндии. Их детальное изучение [Hanski et al., 2010] показало, что преобразования связаны с флюидной переработкой пород в процессе метаморфизма. Этими же

авторами было показано, что наиболее сохраненные области в зернах циркона, дающие конкордантные значения возраста, отвечают возрасту кристаллизации габброидов. Таким образом, результаты U-Pb датирования цирконов свидетельствуют о том, что габбро-долериты Большозера имеют возраст 2225 ± 20 млн лет и являются возрастными аналогами силлов карьялитов западной части Карельского кратона.

Внутреннее строение тел, процессы внутрикамерной дифференциации

Для габброидов района Большозера установлены вариации состава пород от меланократовых до лейкократовых габбро и габбро-пегматитов. Приуроченность кумулятив-

Таблица 2. Содержание окислов петрогенных элементов в габброидах района оз. Большозеро – п. Тикша
 Table 2. Concentrations of major element oxides in the gabbroic rocks of the Lake Bolshozero and Tiksha area

	Ca-221-1	Ca-221-2	Ca-221-4	Ca-222	1033/1	1033/2
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,51	46,91	49,24	51,59	51,57	48,18
TiO ₂	2,21	2,16	1,21	1,85	1,34	2,00
Al ₂ O ₃	11,82	11,72	6,06	13,57	8,02	13,01
Fe ₂ O ₃	18,14	18,04	13,02	14,73	13,13	17,92
MnO	0,216	0,216	0,194	0,169	0,287	0,163
MgO	5,89	5,99	12,46	4,32	10,26	5,35
CaO	10,06	9,88	14,84	7,03	11,56	6,9
Na ₂ O	3,14	3,25	1,59	5,25	2,42	4,24
K ₂ O	0,97	0,87	0,55	0,47	0,32	1,24
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,07	0,18	0,09	0,12
S	0,62	0,5	0,54	0,55		0,25
LOI	0,07	0,11	0,04	0,11	0,83	0,44
Сумма	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8

Примечание. Значения содержания приведены в мас. %. LOI – потери при прокаливании. Район оз. Большозеро: 1 – мелкозернистое метагаббро, 2 – среднезернистое метагаббро, 3 – мелкозернистое меланогаббро, 4 – пегматоидное габбро; район п. Тикша: 5 – среднезернистое метагаббро, 6 – крупнозернистое метагаббро.

Note. Concentrations are given in wt %. LOI – loss on ignition. Bolshozero area: 1 – fine-grained metagabbro, 2 – medium-grained metagabbro, 3 – fine-grained melanogabbro, 4 – coarse-grained metagabbro, v. Tiksha area: 5 – medium-grained metagabbro, 6 – coarse-grained metagabbro.

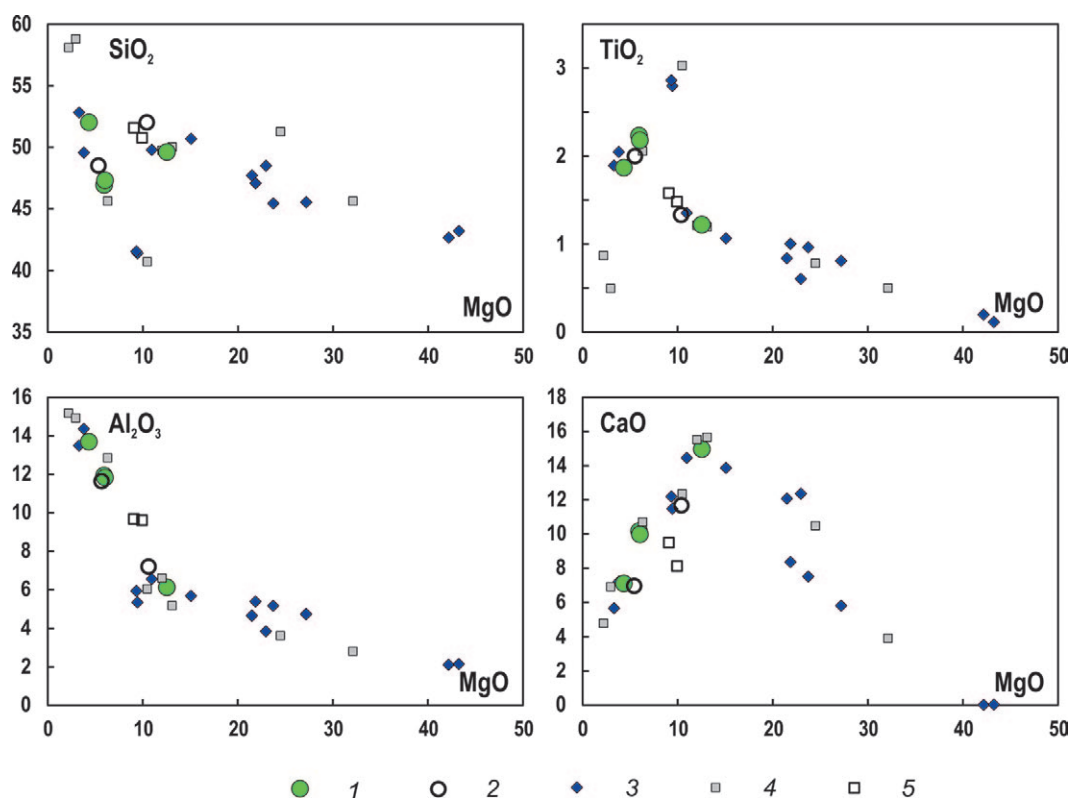


Рис. 4. Вариации содержания окислов главных элементов (мас. %) относительно MgO (мас. %) в ятулийских базитах Карельского кратона:

1 – габбро-долериты Большозера; 2 – габбро-долериты района п. Тикша; 3 – силлы габбро-верлитовой ассоциации [Hanski, 1987]; 4 – силл Коли; 5 – зоны закалки силла Коли [Vuollo, Piirani, 1992]

Fig. 4. Variation diagrams for selected major elements plotted vs MgO content (wt %) in ca. 2.2 Ga mafic igneous rocks of the Karelian Craton:

1 – gabbro-dolerites of the Bolshozero area; 2 – gabbro-dolerites of the Tiksha area; 3 – gabbro-wherlite (karjalite) mafic sills of Finland [Hanski, 1987]; 4 – Koli mafic sill; 5 – quenched margin zone of Koli sill [Vuollo, Piirani, 1992]

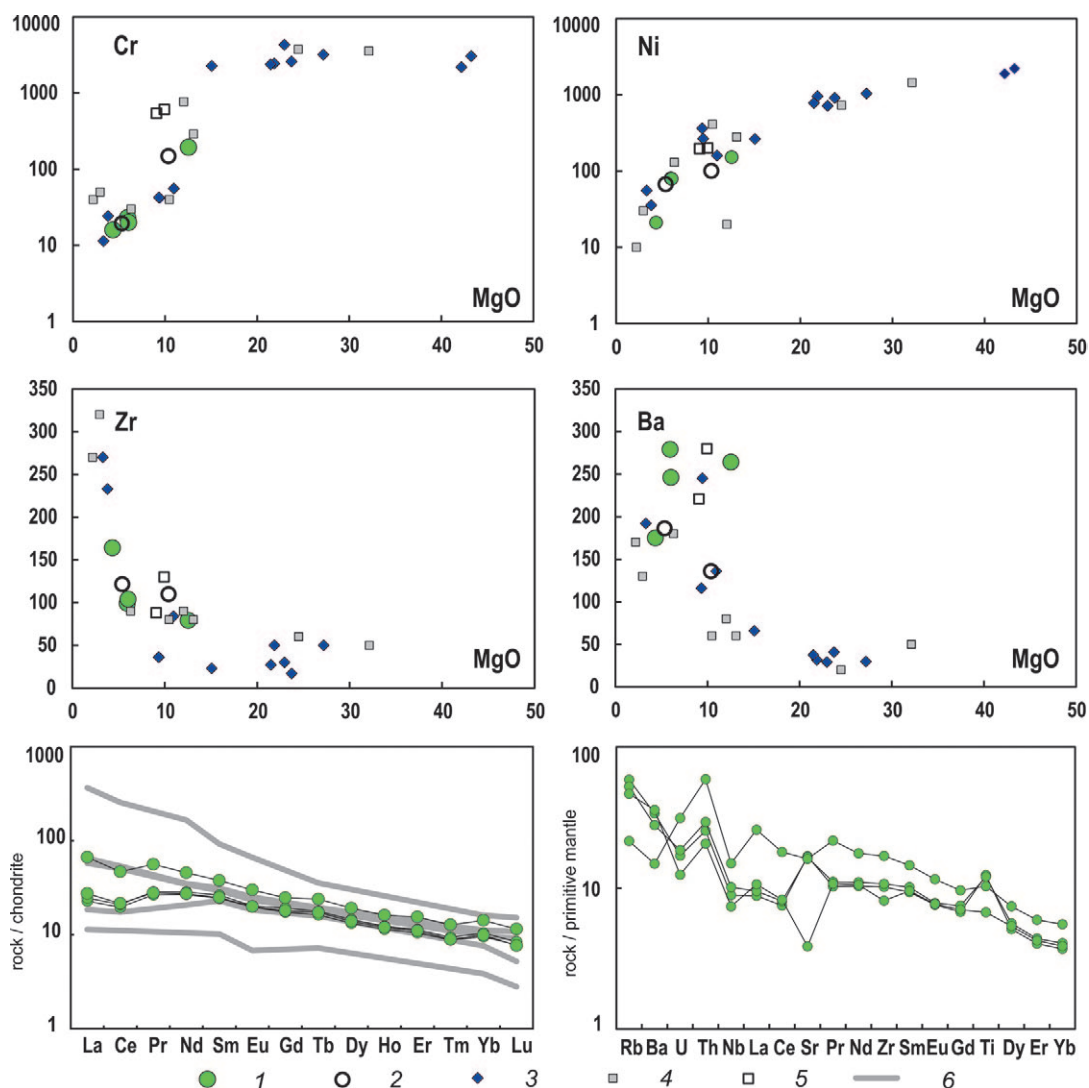


Рис. 5. Вариации содержания рассеянных элементов (ppm) относительно MgO (мас. %) и мультиэлементные диаграммы для рассеянных и редкоземельных элементов. Нормирование содержаний по хондриту [McDonough, Sun, 1995] и примитивной мантии [Hofmann, 1988]:

1–5 – как на рис. 4; 6 – содержание редкоземельных элементов в породах силла Коли [Vuollo, Piirainen, 1992]

Fig. 5. Variation diagrams for selected trace elements (ppm) plotted vs MgO content (wt %) and primitive mantle-normalized abundances of selected trace elements and chondrite-normalized REE abundances in ca. 2.2 Ga mafic igneous rocks in the Karelian Craton:

1–5 – as in Fig. 4; 6 – content of rare-earth elements in Koli mafic sill rocks [Vuollo, Piirainen, 1992]

ных меланогаббро к приконтактовой части тела и преимущественное распространение лейкократовых такситовых и пегматоидных габбро в центральной части тела позволяют предполагать, что вариации состава пород обусловлены процессами фракционной кристаллизации *in situ*. Наиболее вероятно, что меланократовые кумулаты формировались в результате гравитационного осаждения в нижней части магматической камеры. Они характеризуются максимальными концентрациями MgO, Cr, Ni и минимальным содержанием несовместимых

элементов, что также подтверждает их кумулятивную природу. Габбро-пегматиты характеризуются максимальными концентрациями SiO₂, Al₂O₃, Na₂O и несовместимых с базальтовым расплавом элементов и наиболее вероятно отражают состав остаточных расплавов. Вариации составов пород в пределах тела и их пространственное расположение предполагают первичное субгоризонтальное залегание тела и согласуются с данными К. И. Хейсканена с соавторами о полого-секущем залегании силлов в районе Большозера [Хейсканен и др., 1977].

Таблица 3. Содержание рассеянных элементов в габброидах района оз. Большозеро – п. Тикша и изотопный состав Nd в датированном образце

Table 3. Trace-element concentrations in the gabbroic rocks of the Lake Bolshozero and Tiksha area and Nd isotopic composition dated sample

	Ca-221-1	Ca-221-2	Ca-221-4	Ca-222	1033/1	1033/2
	1	2	3	4	5	6
Sc	21,3	22,1	44,9	13,9	-	-
V*	405	409	217	310	237	369
Cr*	23	20	194	16	145	19
Co*	43	42	41	12	24	46
Ni*	80	79	152	21	101	68
Cu*	164	190	107	91	86	60
Zn*	73	74	57	55	81	70
Rb*	34	30	26	19	8	38
Sr*	309	299	95	317	244	252
Y*	15	15	17	22	20	18
Zr*	99	104	79	164	108	120
Nb	5,50	6,27	4,57	9,24	6*	6*
Cs	1,27	1,16	1,05	0,49	-	-
Ba	204	169	216	89,9	-	-
La	5,42	5,84	6,52	15,9	-	-
Ce	12,0	12,9	13,2	28,8	-	-
Pr	2,48	2,68	2,6	5,24	-	-
Nd	12,3	13,1	12,6	20,9	-	-
Sm	3,62	3,92	3,7	5,61	-	-
Eu	1,11	1,14	1,12	1,68	-	-
Gd	3,48	3,84	3,6	4,94	-	-
Tb	0,59	0,64	0,62	0,86	-	-
Dy	3,27	3,58	3,42	4,73	-	-
Ho	0,63	0,68	0,66	0,89	-	-
Er	1,68	1,83	1,77	2,48	-	-
Tm	0,22	0,24	0,22	0,32	-	-
Yb	1,54	1,69	1,61	2,29	-	-
Lu	0,2	0,21	0,19	0,29	-	-
Hf	2,11	2,37	2,18	3,24	-	-
Ti	0,13	0,12	0,08	0,08	-	-
Pb	2,36	2,05	1,11	3,19	-	-
Th	2,07	2,39	1,68	4,80	-	-
U	0,34	0,38	0,25	0,64	-	-
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd				0,14469		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd				0,511862		

Примечание. Концентрации элементов приведены в ppm. * – концентрации определены методом XRF, «-» – элемент не определялся.

Note. Trace element concentrations are given in ppm. * – values measured by XRF method, «-» – not determined.

Сравнение с одновозрастными образованиями на территории Финляндии

Силлы карьялитов с возрастом 2220 млн лет на территории Финляндии по химическому составу варьируют от высокомагнезиальных ультраосновных пород в нижней части тел до средних пород в кровле тел [Hanski, 1987; Vuol-

lo, Piiranen, 1992] (рис. 4, 5). На вариационных диаграммах хорошо выражен тренд дифференциации в силлах карьялитов с оливиновым и оливин-клинопироксеновым контролем в высокомагнезиальных разновидностях и клинопироксен-плагиоклазовым контролем вариаций составов низкомагнезиальных пород (рис. 4, 5). Меланократовые кумулаты (оливиниты и вер-

литы) характеризуются высокими концентрациями Mg, Cr, Ni и обеднены Al, Zr и другими несовместимыми элементами. Характерная особенность клинопироксенитов и меланократовых габбро – сочетание высоких концентраций CaO и низких Al_2O_3 (рис. 4, 5). Габброиды не имеют ярко выраженных особенностей состава, но для габбро-пегматитов и гранофиоров характерно резкое увеличение концентраций Na_2O в породах [Hanski, 1987]. Для силла Коли определен состав пород зон закалки [Vuollo, Piiganen, 1992] (рис. 4). Они отвечают умеренно-магнезиальным (до 9,5 мас. % MgO), умеренно Fe и Ti ($Fe_2O_3^{tot}$ до 15 мас. %, TiO_2 до 1,6 мас. %) низкоглиноземистым ($Al_2O_3 < 10$ мас. %) базитам и могут рассматриваться как исходные расплавы карьялитов. В ходе внутрикамерной дифференциации этих расплавов были сформированы высокомагнезиальные пироксеновые кумулаты и лейкократовые обогащенные SiO_2 и LIL-элементами остаточные расплавы. Изотопный состав Nd в силлах карьялитов варьирует в широких пределах, значения $\epsilon_{Nd(2200)}$ составляют от -0,5 до 1,5 [Hanski et al., 2010], что предполагает вклад коровой компоненты в процессы эволюции первичных расплавов.

Габброиды района Большозера отличаются от типичных силлов карьялитов прежде всего редуцированностью кумулятивного ряда: наиболее магнезиальные породы здесь представлены меланогаббро, а ряд дифференциации довольно узок. Вместе с тем все изученные образцы и по вариациям содержания главных элементов, и по характеру распределения рассеянных элементов хорошо укладываются в тренд дифференциации расплавов, сформировавших силлы с возрастом 2,2 млрд лет в западной части Карельского кратона (рис. 4, 5). Это позволяет рассматривать габбро-долериты Большозера как геохимические аналоги карьялитов.

Исходя из анализа геологических данных о распространении палеопротерозойских базитов в Западной и Центральной Карелии, нет оснований ожидать находок крупных дифференцированных силлов с возрастом 2,2 млрд лет. Вместе с тем на этой территории обнаружено множество мелких дайкообразных тел, часть из которых, вполне вероятно, относится к возрастной группе 2,2 млрд лет. Примером являются метагаббро района п. Тикша, расположенного в 15 км к югу от Большозера в южном замыкании палеопротерозойской вулканогенно-осадочной структуры Чирка-Кемь (рис. 1, б). Базиты района п. Тикша имеют близкую геологическую позицию и состав пород (рис. 3, 4; табл. 2, 3), аналогичный габбро-долеритам Большозера. Однако для получения

объективной картины распространения базитов с возрастом 2,2 млрд лет на Карельском кратоне необходимо проведение более детальных исследований.

Выводы

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Датирование цирконов, выделенных из габбро-долеритов района оз. Большозера, расположенного в центральной части Карельского кратона, показало, что возраст кристаллизации этих габброидов составляет 2225 ± 20 млн лет.
2. Анализ структуры тела свидетельствует о его дифференцированном строении, предполагает первичное пологое залегание и подтверждает предположение о полого-секущем залегании силлов габбро-долеритов Большозера.
3. По химическому составу, общему тренду внутрикамерной дифференциации и составу кумулятивных фаз, а также возрасту изученные базиты района оз. Большозера аналогичны силлам карьялитов на территории Финляндии.

Авторы признательны рецензентам журнала «Труды Карельского научного центра РАН», чьи критические замечания позволили существенно улучшить рукопись статьи.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

Литература

- Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Кирнозова Т. И., Петрова А. Ю. Геохронология архея Западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 5. С. 3–20.
- Кулешевич Л. В. Геологическое строение и рудная минерализация Большозерской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 146–154.
- Ларионова Ю. О., Самсонов А. В., Шатагин К. Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 571–593.
- Малашин М. В., Голубев А. И., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс // Вестник СПбГУ. 2003. № 1. С. 3–33.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Эхова М. В., Колодей В. А. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Скуфьин П. К., Баянова Т. Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом, Кольский полуостров // Петрология. 2006. № 6. С. 649–669.

Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера (западная Карелия) // Труды Карельского филиала АН СССР. Материалы по геологии Карелии. 1960. № XXVI. С. 65–75.

Стенарь М. М. Район оз. Большозеро // Проблемы геологии среднего палеопротерозоя Карелии. / Ред. В. А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1972. С. 56–67.

Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Сергеев С. А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоксскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 49–68.

Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.

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. Vol. 200, no. 1–2. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Buchan K. L., LeCheminant A. N., O. van Breemen. Malley diabase dykes of the Slave craton, Canadian Shield: U–Pb age, paleomagnetism, and implications for continental reconstructions in the early Paleoproterozoic Geological Survey of Canada Contribution 20110114 // Can. J. Earth Sci. 2012. Vol. 49, no. 2. P. 435–454. doi: 10.1139/e11-061

Condie K. C. Earth as an Evolving Planetary System. 2nd Ed. New York: Elsevier/Academic Press, 2011. 574 p.

Condie K. C., O'Neill C., Aster R. C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 282, no. 1–4. P. 294–298. doi: 10.1016/j.epsl.2009.03.033

Ernst R. E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014. 667 p. doi: 10.1017/CBO9781139025300

French J. E., Heaman L. M. Precise U–Pb dating of Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Dharwar craton, India: Implications for the existence of the Neoproterozoic supercraton Sclavia // Precambrian Res. 2010. Vol. 183, no. 3. P. 416–441. doi: 10.1016/j.precamres.2010.05.003

French J. E., Heaman L. M., Chacko T., Rivard B. Global mafic magmatism and continental breakup at 2.2 Ga: evidence from the Dharwar Craton, India // Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs. 2004. Vol. 36, no. 5. 340 p.

Hanski E. The Gabbro-Wehrilite Association in the Eastern Part of the Baltic Shield // Geology and Metallogeny of Copper Deposits. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1986. P. 151–170.

Hanski E. Differentiated albite diabases – gabbro-wehrilite association // Geol. Surv. Finland. Rep. Investig. 1987. P. 35–44.

Hanski E., Huhma H., Vuollo J. SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 2010. Vol. 82, no. 1. P. 31–62.

Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90, no. 3. P. 297–314.

Hölttä P., Balagansky V., Garde A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A. I., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M. J. Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. 2008. Vol. 31, no. 1. P. 13–19.

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. London, Mem. 2004. Vol. 30, no. 1. P. 69–74.

Ludwig K. R. SQUID 1.12 A User's Manual: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005a. 22 p. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/squid.html (дата обращения: 02.01.2014).

Ludwig K. R. Isoplot version 3.0. 2005b. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html (дата обращения: 02.01.2014).

Maurice C., David J., O'Neil J., Francis D. Age and tectonic implications of Paleoproterozoic mafic dyke swarms for the origin of 2.2 Ga enriched lithosphere beneath the Ungava Peninsula, Canada // Precambrian Res. 2009. Vol. 174, no. 1–2. P. 163–180. doi: 10.1016/j.precamres.2009.07.007

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120, no. 3–4. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Müller S. G., Krapež B., Barley M. E., Fletcher I. R. Giant iron-ore deposits of the Hamersley province related to the breakup of Paleoproterozoic Australia: New insights from in situ SHRIMP dating of baddeleyite from mafic intrusions // Geology. 2005. Vol. 33, no. 7. P. 577–580. doi: 10.1130/G21482.1

Spencer C. J., Murphy J. B., Kirkland C. L., Liu Y. Was the supercontinent cycle activated by a Palaeoproterozoic tectono-magmatic lull? // Nat. Geosci. 2018. doi: 10.1038/s41561-017-0051-y

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26, no. 2. P. 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 359–362.

Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // Dev. Precambrian Geol. 2005. Vol. 14. P. 195–236. doi: 10.1016/S0166-2635(05)80006-4

Vuollo J. I., Piirainen T. A. The 2.2 Ga old Koli layered sill: The low-Al tholeiitic (karjalitic) magma type

and its differentiation in northern Karelia, eastern Finland // *Geologiska Föreningens i Stock. Förhandlingar*. 1992. Vol. 114. P. 131–142.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., Quadt A. Von, Roddick J. C., Spiegel W. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newsl.*

References

Bibikova E. V., Samsonov A. V., Kirnozova T. I., Petrova A. Yu. Geokhronologiya arkheya Zapadnoi Karelii [The Archean geochronology of western Karelia]. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya* [Stratigraphy. Geol. correlation]. 2005. Vol. 13, no. 5. P. 459–475.

Filippov N. B., Trofimov N. N., Golubev A. I., Sergeev S. A., Huhma H. Novye geokhronologicheskie dannye po Koikarsko-Svyatnavolokskomu i Pudozhgorskomu gabbro-doleritovym intruzivam [New geochronological data on Koikarsko-Svyatnavoloksky and Pudozhgorsky gabbro-dolerite intrusions]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Useful Minerals of Karelia]. Iss. 10. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2007. P. 49–68.

Kheiskanen K. I., Golubev A. I., Bondar' L. F. Orogennyi vulkanizm Karelii [Orogenic volcanism in Karelia]. Leningrad: Nauka, 1977. 216 p.

Kuleshevich L. V. Geologicheskoe stroenie i rudnaya mineralizatsiya Bol'shozerskoi struktury [Geology and ore mineralisation of the Bolshozero structure]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Useful Minerals of Karelia]. Iss. 11. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2008. P. 146–154.

Larionova Yu. O., Samsonov A. V., Shatagin K. N. Istochniki arkheiskikh sanukitoidov (vysoko-Mg subshchelochnykh granitoidov Karel'skogo kratona: Sm-Nd i Rb-Sr izotopno-geokhimicheskie dannye [Sources of Archean sanukitoids (High-Mg subalkaline granitoids) in the Karelian craton: Sm-Nd and Rb-Sr isotopic-geochemical evidence]. *Petrology*. 2007. Vol. 15, no. 6. P. 530–550.

Malashin M. V., Golubev A. I., Ivanikov V. V., Filippov N. B. Geokhimiya i petrologiya maficheskikh vulkanicheskikh kompleksov nizhnego proterozoya Karelii. I. Yatuliskii trappovyi kompleks [Geochemistry and petrology of mafic volcanic complexes of lower Proterozoic of Karelia: I. Jatulian trapp complex]. *Vestnik SPbGU* [Vestnik of St. Petersburg Univ.]. 2003. No. 1. P. 3–33.

Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. St. Peterburg: Nauka, 2005. 711 p.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Ekhova M. V., Kolodei V. A. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP MS) analiz sostava gornyykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of chemical composition of rocks and minerals: technique and assessment of result accuracy by the example of the Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2015. Vol. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Skuf'in P. K., Bayanova T. B. Ranneproterozoiskii vulkan tsentral'nogo tipa v Pechengskoi strukture i ego svyaz' s rondonosnym gabbro-verlitovym kompleksom,

1995. Vol. 19, no. 1. P. 1–23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Appl. Microanal. Tech. to Underst. Miner. Process. Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7, no. 1991. P. 1–35.

Поступила в редакцию 20.02.2018

Kol'skii poluostrov [Early Proterozoic central-type volcano in the Pechenga structure and its relation to the ore-bearing gabbro-wehrlite complex of the Kola Peninsula]. *Petrology*. 2006. Vol. 14, no. 6. P. 609–627.

Stenar' M. M. Osadochno-vulkanogennyye obrazovaniya raiona Bol'shozera (zapadnaya Kareliya) [Volcano-sedimentary rocks of the Bolshozero area (western Karelia)]. *Tr. Karel'skogo filiala AN SSSR. Mat. po geol. i Karelii* [Trans. of the Karelian Branch, Acad. Sci. of the USSR. Proceed. on the geol. of Karelia]. 1960. No. XXVI. P. 65–75.

Stenar' M. M. Raion oz. Bol'shozera [Lake Bolshozero area]. *Problemy geologii srednego paleoproterozoya Karelii* [Issues of the geology of the Middle Proterozoic of Karelia]. Petrozavodsk: Kareliya, 1972. P. 56–67.

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. Vol. 200, no. 1–2. P. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Buchan K. L., LeCheminant A. N., O. van Breemen. Malley diabase dykes of the Slave craton, Canadian Shield: U-Pb age, paleomagnetism, and implications for continental reconstructions in the early Paleoproterozoic Geological Survey of Canada Contribution 20110114. *Can. J. Earth Sci.* 2012. Vol. 49, no. 2. P. 435–454. doi: 10.1139/e11-061

Condie K. C. Earth as an Evolving Planetary System. 2nd Ed. New York: Elsevier/Academic Press, 2011. 574 p.

Condie K. C., O'Neill C., Aster R. C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 282, no. 1–4. P. 294–298. doi: 10.1016/j.epsl.2009.03.033

Ernst R. E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014. 667 p. doi: 10.1017/CBO9781139025300

French J. E., Heaman L. M. Precise U-Pb dating of Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Dharwar craton, India: Implications for the existence of the Neoproterozoic supercraton Sclavia. *Precambrian Res.* 2010. Vol. 183, no. 3. P. 416–441. doi: 10.1016/j.precamres.2010.05.003

French J. E., Heaman L. M., Chacko T., Rivard B. Global mafic magmatism and continental breakup at 2.2 Ga: evidence from the Dharwar Craton, India. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs*. 2004. Vol. 36, no. 5. P. 340.

Hanski E. The Gabbro-Wehrlite Association in the Eastern Part of the Baltic Shield. *Geology and Metallogeny of Copper Deposits*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1986. P. 151–170.

Hanski E. Differentiated albite diabases – gabbro-wehrlite association. *Geol. Surv. Finland. Rep. Investig.* 1987. C. 35–44.

Hanski E., Huhma H., Vuollo J. SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 2010. Vol. 82, no. 1. P. 31–62.

Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 90, no. 3. P. 297–314.

Hölttä P., Balagansky V., Garde A., Mertanen S., Peltonen P., Slabunov A. I., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M. J. Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes.* 2008. Vol. 31, no. 1. P. 13–19.

Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *Geol. Soc. London, Mem.* 2004. Vol. 30, no. 1. P. 69–74.

Ludwig K. R. SQUID 1.12 A User's Manual: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005a. 22 p. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/squid.html (accessed: 02.01.2014).

Ludwig K. R. Isoplot version 3.0. 2005b. URL: http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html (accessed: 02.01.2014).

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120, no. 3–4. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

Maurice C., David J., O'Neil J., Francis D. Age and tectonic implications of Paleoproterozoic mafic dyke swarms for the origin of 2.2 Ga enriched lithosphere beneath the Ungava Peninsula, Canada. *Precambrian Res.* 2009. Vol. 174, no. 1–2. P. 163–180. doi: 10.1016/j.precamres.2009.07.007

Müller S. G., Krapež B., Barley M. E., Fletcher I. R. Giant iron-ore deposits of the Hamersley province re-

lated to the breakup of Paleoproterozoic Australia: New insights from in situ SHRIMP dating of baddeleyite from mafic intrusions. *Geology.* 2005. Vol. 33, no. 7. P. 577–580. doi: 10.1130/G21482.1

Spencer C. J., Murphy J. B., Kirkland C. L., Liu Y. Was the supercontinent cycle activated by a Palaeoproterozoic tectono-magmatic lull? *Nat. Geosci.* 2018. doi: 10.1038/s41561-017-0051-y

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26, no. 2. P. 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 359–362.

Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. *Dev. Precambrian Geol.* 2005. Vol. 14. P. 195–236. doi: 10.1016/S0166-2635(05)80006-4

Vuollo J. I., Piirainen T. A. The 2.2 Ga old Koli layered sill: The low-Al tholeiitic (karjalitic) magma type and its differentiation in northern Karelia, eastern Finland. *Geologiska Föreningens i Stock. Förhandlingar.* 1992. Vol. 114. P. 131–142.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., Quadt A. Von, Roddick J. C., Spiegel W. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* 1995. Vol. 19, no. 1. P. 1–23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Appl. Microanal. Tech. to Underst. Miner. Process. Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7, no. 1991. P. 1–35.

Received February 20, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Степанова Александра Владимировна

ведущий научный сотрудник лаб. геологии и геодинамики докембрия

Институт геологии КарНЦ РАН,

Федеральный исследовательский центр

«Карельский научный центр РАН»

ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,

Россия, 185910

эл. почта: sa07sa@mail.ru

Ларионов Александр Николаевич

старший научный сотрудник

Центр изотопных исследований Всероссийского

научно-исследовательского геологического института

имени А. П. Карпинского

Средний пр. В. О., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106

эл. почта: Alexander_Larionov@vsegei.ru

Ларионова Юлия Олеговна

научный сотрудник лаб. изотопной геохимии

и геохронологии

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,

минералогии и геохимии РАН

Старомонетный пер., 35, Москва, Россия, 119017

эл. почта: ukalarionova@gmail.com

CONTRIBUTORS:

Stepanova, Alexandra

Institute of Geology, Karelian Research Centre,

Russian Academy of Sciences

11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia

e-mail: sa07sa@mail.ru

Larionov, Alexander

Centre of Isotopic Research, A. P. Karpinsky Russian

Geological Research Institute

74 Sredniy Pr., 199106 St. Petersburg, Russia

e-mail: Alexander_Larionov@vsegei.ru

Larionova, Yulia

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy

and Geochemistry, Russian Academy of Sciences

35 Staromonetnyi Per., 119017 Moscow, Russia

e-mail: ukalarionova@gmail.com