

УДК 550.42:546:552.3:551.72

ИСТОЧНИКИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Н. И. Кондрашова

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

Проявления палеопротерозойского магматизма на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита связывают в настоящее время с воздействием мантийных плюмов. На основе петрогеохимических данных по магматическим образованиям локальных геологических разрезов южной части Карельского кратона утверждается о сходном мантийном источнике для палеопротерозойских пород всех возрастных уровней от сумия до людиковия. Происходившее на уровне литосферной мантии плавление исключает плюмовый источник как основной для рассматриваемых магматических образований палеопротерозоя.

Ключевые слова: внутриплитный магматизм; плюм; палеопротерозой; литосфера, астеносфера.

N. I. Kondrashova. SOURCES AND POSSIBLE CAUSES OF PALEOPROTEROZOIC MAGMATISM IN THE SOUTHERN PART OF THE KARELIAN CRATON (BALTIC SHIELD)

There is an opinion that Paleoproterozoic magmatism in the Karelian craton of the Baltic Shield is linked solely with the influence of mantle plumes. On the basis of petrogeochemical data on magmatic formations from local geological sections in the southern part of the Karelian craton, the author infers a similar mantle source for magmatic rocks of all Paleoproterozoic age levels, from Sumian to Ludikovian. The melting that occurred in the lithospheric mantle rules out the plume source for the considered Paleoproterozoic magmatic formations.

Keywords: intraplate magmatism; plume; Paleoproterozoic; lithosphere, asthenosphere.

Введение

Появление и петрогеохимические особенности палеопротерозойских магматических образований Карельского кратона (рис. 1) связывают с деятельностью древних мантийных плюмов/суперплюмов [Филатова, 2004; Типы..., 2006; Минц, 2011 и др.]. Часть исследователей используют плюмовую модель как основу для

реконструкции последующего проявления субдукционных явлений [Ранний..., 2005; Светов и др., 2012], другая – как причину проявления континентального рифтогенеза без связи с плитотектоникой [Магматизм..., 1993].

Если придерживаться оригинального определения плюма как термального потока от границы ядро-мантия [Morgan, 1971], тогда лишь при наличии доказательств плавления неде-

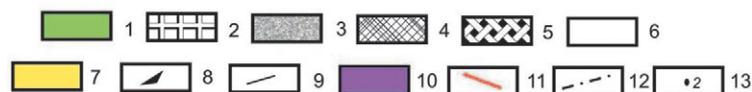
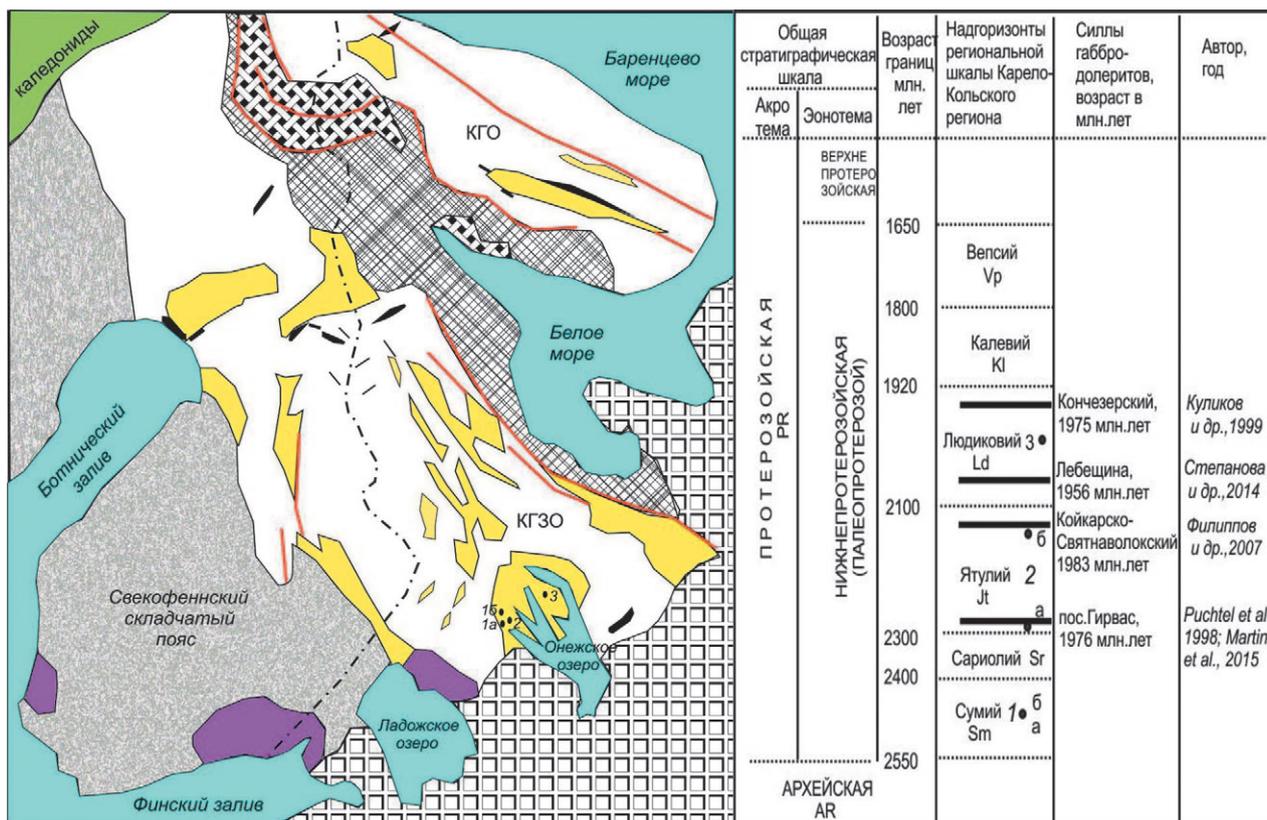


Рис. 1. Карельская гранит-зеленокаменная область (Фенноскандинавский щит). Схема составлена с использованием материалов: [Магматизм..., 1993; Минерально-сырьевая..., 2005; Systra, 2012]. Фрагмент общей хроностратиграфической шкалы приведен по: [Общая..., 2002].

1 – каледониды, 2 – Русская плита Восточно-Европейской платформы, 3 – Свекофеннский складчатый пояс (коллизционный ороген), 4 – Беломорский подвижный пояс (БПП), 5 – Лапландский гранулитовый пояс, 6 – Кольско-Карельский кратон (КГЗО – Карельская гранит-зеленокаменная область, КГО – Кольская гранулитовая область), 7 – вулканогенно-осадочные породы палеопротерозоя (сумий-людиковий), 8 – расслоенные интрузии палеопротерозоя, 9 – субвулканические образования раннего протерозоя, 10 – граниты рапакиви, 11 – разрывные нарушения, 12 – государственная граница, 13 – локальные разрезы: 1 – сумия (а – р-н Красная Речка, б – оз. Каллиева Лампи), 2 – ятулия (а – сегозерский горизонт, б – онежский горизонт), 3 – людиковия

Fig. 1. Karelian granite-greenstone area (Fennoscandian Shield). The scheme was compiled using the materials: [Magmatism..., 1993; Mineral and raw materials..., 2005; Systra, 2012]. A fragment of the general chronostratigraphic scale is given after [General..., 2002].

Legend: 1 – Caledonides, 2 – Russian plate of the East European platform, 3 – Svecofennsky fold belt (collision orogen), 4 – Belomorsky mobile belt (BPP), 5 – Lapland granulite belt, 6 – Kola-Karelian craton (KGZO – Karelian granite-greenstone region, KGO – Kola granulite region), 7 – volcanogenic-sedimentary rocks of the Paleoproterozoic (Sumian – Ludicovian), 8 – stratified intrusions of the Paleoproterozoic, 9 – subvolcanic formations of the Early Proterozoic, 10 – rapakivi granites, 11 – discontinuous disorders, 12 – the state border, 13 – local sections: 1 – Sumian (a – the Red River, б – Lake Kallieva Lampi), 2 – Jatulian (a – Segozero horizon, б – Onega horizon), 3 – Ludicovian

плетированной мантии, а это может быть только подастеносферный источник, можно предполагать «плюмовый» источник магматитов.

Задачей настоящей статьи является установление на основании петрогеохимических характеристик палеопротерозойских (сумийско-ятулийско-людиковийских) магматических образований южной части Карельского кратона Фенноскандинавского щита (Онежская струк-

тура) вероятных источников расплавов для разновозрастных магматитов и выяснение возможных причин их появления.

Материалы и методы

В работе использованы образцы магматических пород палеопротерозоя, отобранные с разных уровней сводного геологического раз-

реза южной части Карельского кратона (рис. 1). Были исследованы вулканы сумийского возраста из двух районов: Краснореченской (Красная Речка) и Койкарско-Кумчезерской (оз. Каллиева Лампи) синклиналей. Магматические образования ятулия двух локальных разрезов (у пос. Гирвас и Поор-Порога) относятся к Пальеозерской синклинали. Образцы людиковийских магматических пород отобраны из разрезов восточной части Онежской мульды (р-н Заонежья).

Используемые в работе химические анализы петрогенных элементов (силикатный анализ) выполнены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Редкие и редкоземельные элементы определялись методом масс-спектрометрии в сочетании с лазерной абляцией (LA ICP-MS) здесь же (аналитик А. С. Парамонов) [Светов и др., 2015].

Краткие сведения о положении в сводном геологическом разрезе Карельского кратона палеопротерозойских магматитов

Карельский кратон, занимая центральную часть российской территории Фенноскандинавского щита, геологически представляет собой архейскую гранит-зеленокаменную область (ГЗО), пенепленизированную к началу протерозоя. Начинается разрез палеопротерозоя с базальных аркозов сумийского надгоризонта региональной стратиграфической шкалы, с угловым несогласием залегающих на отложениях позднеархейского возраста [Геология..., 1987]. Осадконакопление в сумийский этап геологической истории кратона сменяется кратковременным этапом излияния лав базальтов, андезибазальтов. Вулканы сумия – сариолия (отложения сариолийского надгоризонта рассматриваются в объеме единого сумийско-сариолийского комплекса) картируются в ряде локальных структур центральной части Карельского кратона и по его границе с Беломорским подвижным поясом [Коросов, 1991, 2013].

Состав вулканических продуктов – базальты и (преимущественно) андезибазальты, в том числе и магнезиальные. В районе Ветреного Пояса в сумийском разрезе преобладают магнезиальные базальты, коматиитовые базальты [Куликов и др., 2005]. В верхних частях разрезов структур зоны сочленения КГЗО и БПП появляются риолиты, генетически не связанные с базальтами [Богина, Злобин, 2010; Мыскова и др., 2011].

Интрузивные образования этого времени представлены расслоенными комплексами основного-ультраосновного состава. В шовной

зоне Карельской ГЗО и Беломорского пояса присутствуют разновозрастные им гранитоиды [Магматизм..., 1993]. Вулканы ультраосновного состава встречаются только в разрезе сумия района Ветреного Пояса.

В районе Краснореченской синклинали сумийские вулканы залегают непосредственно на поверхности лопийских плагиогранитов с корой физического выветривания в основании. Разрез сумия состоит здесь из приблизительно двух десятков потоков [Коросов, 1991], с субмеридиональным простиранием и падением на запад под углом 35–50°. Потоки слагаются мелкозернистыми андезибазальтами и базальтами, их миндалекаменными разновидностями. Встречаются вспененные и вариолитовые лавы, что указывает на наземные извержения. Общая мощность лавовых потоков около 300 метров.

Выше по разрезу вулканы сумия сменяются полимиктовыми сариолийскими конгломератами, которые, в свою очередь, через кору физического выветривания и кварцевые конгломераты нижнего ятулия сменяются лавовыми образованиями ятулийского возраста. Мощность нижнеятулийских эффузивов основного состава составляет здесь приблизительно 30 метров. Не исключена и возможность присутствия в этой части разреза маломощных пластообразных силлов более молодого возраста, на что указывает конкордантный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст по цирконам из тела магматических пород у пос. Гирвас, равный 1976 ± 9 млн лет [Puchtel et al., 1998; Martin et al., 2015].

В районе оз. Каллиева Лампи (к северо-западу от пос. Гирвас) на лопийском фундаменте с корой физического выветривания в основании залегают потоки сумийских вулканогенных пород андезибазальтового и (редко) базальтового состава. Общая мощность лавовой толщи около 400 метров. Выше по разрезу картируются сариолийские конгломераты и потоки ятулийских базальтов.

Считают, что ведущим геологическим процессом в ятулии являлось терригенное осадконакопление, а вулканогенное имело подчиненное значение [Светов, 1979]. На Карельском кратоне магматиты ятулийского возраста в современном эрозионном срезе встречаются в ряде структур центральной части КГЗО и в шовных зонах КГЗО – БПП и КГЗО – Свекофеннского складчатого пояса. В региональной шкале ятулий подразделяется на два горизонта: сегозерский (нижний) и онежский (верхний). Вулканогенные образования завершают осадочные части разрезов нижнего и верхнего

ятулия [Светов, 1979]. В раннем ятулии магматические образования представлены преимущественно вулканитами базальтового состава. В разрезе верхнего ятулия присутствуют эффузивно-пирокластические образования и силлы габбро-долеритов [Светов, 1979], однако геохронологический возраст некоторых из них определен как людиковийский [Филиппов и др., 2007].

Ятулийские отложения в сводном геологическом разрезе Центральной Карелии сменяются вулканогенными, осадочно-вулканогенными образованиями людиковийского надгоризонта. Вулканиты этого возраста по распространенности уступают осадочным породам. Осадконакопление в людиковии было связано с заложением Южно-Карельского седиментационного бассейна (Онежская депрессия) с терригенным, терригенно-карбонатным и шунгитовым осадконакоплением [Онежская..., 2011]. Вулканиты, вероятно, были приурочены к бортовым ограничениям депрессии. По данным [Полеховский, Голубев, 1989], их общая мощность, включая силлы габбро-долеритов, составляет около 600–1300 м.

В районе Заонежского п-ова в отличие от более пологого залегания вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований остальной части Карельского кратона выделяются зоны складчато-разрывных дислокаций [Ранний..., 2005]. Они представляют собой крутопадающие антиклинальные складки шириной 0,5–4 км и разделены широкими и пологими синклиналями с размахом крыльев от 5 до 15 км. Ядра антиклиналей сложены доломитами ятулия, а крылья – шунгитсодержащими алевролитами, пелитами и вулканитами основного состава людиковия. В западной части полуострова уровень эрозионного среза уменьшается, поэтому в ядрах антиклиналей картируются вулканогенно-осадочные образования раннего людиковия, а на крыльях выходят осадочно-вулканогенные отложения суйсарского горизонта позднего людиковия. В р-не Заонежья присутствует большое количество силлов габбро-долеритов предположительно людиковийского возраста. Определенный по цирконам U-Pb возраст долеритов Лебещины – 1956 ± 5 млн лет [Степанова и др., 2014].

Таким образом, в палеопротерозойское время в направлении от сумия к ятулию отмечается все большая приуроченность вулканических проявлений к наложенным депрессиям. Разрез людиковия завершается толщей магнезиальных базальтов суйсарской свиты, возраст плутонического аналога которых составляет 1980 ± 27 млн лет [Куликов и др.,

1999]. Суйсарские магматиты обладают еще более ограниченной локализацией [Светов, 1979; Минерально-сырьевая..., 2005]. Поэтому трудно согласиться с представлением, впервые высказанным, вероятно, А. П. Световым [1979], о значительном площадном распространении вулканитов ятулия – людиковия в пределах КГЗО. Более правдоподобным представляется локальная приуроченность магматических проявлений ятулия – людиковия, не выходящая значительно за пределы, заложенные еще в сумии – сариолии троговых структур. Идея о существовании крупной изверженной провинции на Карельском кратоне в палеопротерозое [Светов, 1979; Коросов, 1991 и др.] с масштабными проявлениями траппового магматизма, на наш взгляд, не подтверждается геологическими фактами (магматиты ятулия – раннего людиковия приурочены к отдельным локальным структурам, разделенным значительными по площади гранитоидами позднего архея; в осадочных частях разрезов вышележащих отложений нет толщ граувакков, сопоставимых по мощности с разрушенными и снесенными в бассейны седиментации потоками и покровами базальтов, якобы залегавших на значительных площадях). На площади Карельского кратона максимально проявлен магматизм в силловой фации. Если принимать суйсарские датировки некоторых силлов [Куликов и др., 1999; Филиппов и др., 2007; Степанова и др., 2014; Martin et al., 2015], тогда образование трапповой (прототрапповой?) провинции следует относить к позднему людиковию.

Наступление следующего калевийского этапа ознаменовалось на территории Карельского кратона затуханием вулканической деятельности. Осадкообразование с формированием толщ шунгитоносных аргиллитов, алевролитов и песчаников сосредотачивается преимущественно в области Онежского синклинория.

Магматические проявления следующего этапа палеопротерозойского времени – вепсия зафиксированы лишь внедрением Ропручейского силла габбро-долеритов в южной части Онежской структуры.

Результаты исследования петрогеохимических особенностей магматических образований палеопротерозоя южной части Карельского кратона

Обобщение материалов по геологическому строению Карельского кратона (Карельской гранит-зеленокаменной области) представлено в монографиях: [Геология..., 1987; Ранний...,

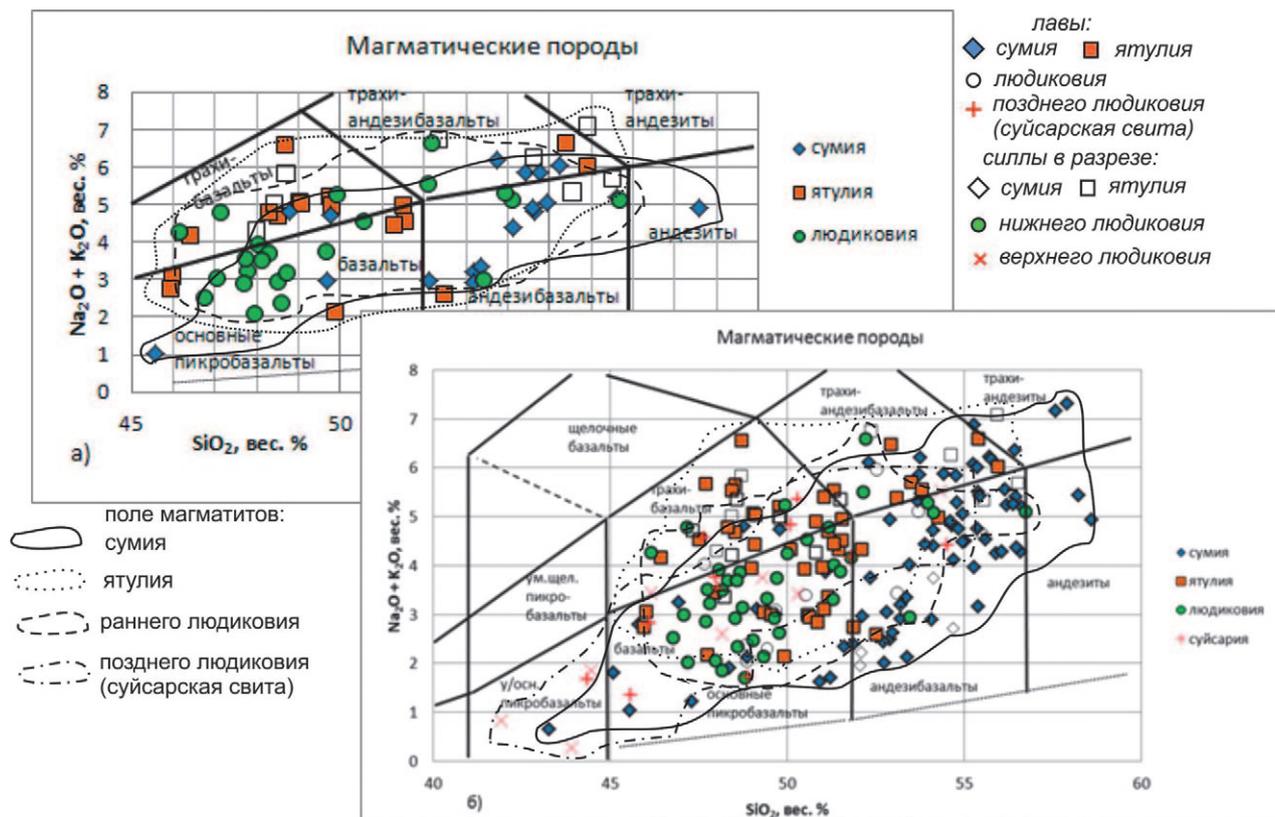


Рис. 2. Положение магматических пород палеопротерозоя южной части Карельского кратона на бинарной диаграмме щелочи-кремнезем. Границы раздела пород по химическому составу по: [Петрографический..., 2008].

а – исследуемые магматические породы, б – сводная диаграмма для магматических пород Карельского кратона с использованием литературных данных по магматитам сумия из: [Коросов, 1991; Типы..., 2006; Светов и др., 2012], магматитам ятулия, людиковия, суйсария из: [Онежская..., 2011].

Fig. 2. The position of magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton on a binary diagram of alkali-silica. Boundaries of the rocks division by chemical composition according to [Petrographic Code, 2008].

а – investigated igneous rocks, б – summary diagram for igneous rocks of the Karelian craton using literature data on magmatites Sumian from [Korosov, 1991; Types..., 2006; Svetov et al., 2012], magmatites of Jatulian, Ludicovian, Suisarian from [Onega..., 2011].

2005; Минерально-сырьевая..., 2005; Типы..., 2006; Онежская..., 2011; Куликов и др., 2017]. Результаты региональных петрогеохимических исследований магматических образований палеопротерозоя Карельского кратона опубликованы в работах: [Светов и др., 2004; Шарков, Богина, 2006; Иваников и др., 2008 и др.].

По нормативному составу сумийские и ятулийские вулканы относятся преимущественно к кварцнормативным разностям. В нижней части разреза сумия района оз. Каллиева Лампи присутствуют редкие оливин-нормативные разновидности. Среди людиковийских магматитов встречаются как кварц-, так и оливин-нормативные разности.

На классификационной бинарной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 2, а) исследуемые вулканы сумия и людиковия преимущественно

но концентрируются в поле нормально-щелочных пород, часть точек попадают в область умеренно-щелочных. Ятулийские магматические породы концентрируются в полях как нормально-, так и умеренно-щелочных образований. На диаграмме, составленной с использованием литературных данных (рис. 2, б), появляется поле ультраосновных пикробазальтов, в котором концентрируются преимущественно образования силлов суйсария.

Преобладание среди ятулийских пород умеренно-щелочных разностей связано с повышенным содержанием в их химическом составе Na_2O . Это позволило В. И. Иваникову с соавт. [2008] выдвинуть идею о изначально натриевом составе исходного для ятулийских пород расплава. Первичных минералов в ятулийских вулканитах не зафиксировано, а повышенное

содержание натрия обеспечивается высоким содержанием в породах альбита. В кристаллах альбита содержатся микровключения эпидота. Это указывает на наложенный характер альбитизации. На наш взгляд, повышенное содержание оксида натрия связано с наложенными метасоматическими процессами, вызванными позднейшими сдвиговыми дислокациями [Колодяжный, 2004].

По соотношению натрия и калия среди исследуемых магматических пород палеопротерозоя присутствуют образования натриевой и калиево-натриевой серий (табл. 1).

На диаграмме AFM, традиционно используемой для разделения производных толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий, точки сумийских магматитов располагаются преимущественно в поле ИЩ- и частично в поле Т-серии, вблизи граничной линии их разделения. Вулканогенные образования ятулийского возраста образуют на диаграмме AFM два поля: одно в области производных толеитовой, другое – в поле ИЩ-серии. Образования силлов, встречающиеся в разрезе среди вулканитов этого возраста, относятся к производным Т-серии. Вулканиты людиковия и суйсария располагаются в поле ИЩ-серии, в то время как их субвулканические аналоги встречаются и в поле ИЩ-, и в поле Т-серий.

Вулканиты сумия двух рассматриваемых локальных разрезов низкотитанистые, как низко-, так и высокомагнезиальные. В людиковийских и ятулийских вулканитах содержание титана значительно выше и часто превышает 1,5 %, а по содержанию окиси магния они уступают андезибазальтам сумия. Зависимость суммарного железа от содержания SiO_2 подтверждает присутствие в разрезах всех возрастных уровней палеопротерозоя производных как Т-, так и ИЩ-серий, как фракционированных, так и нефракционированных (рис. 3, график $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$). Четких линейных зависимостей « SiO_2 – петрогенный окисел» для вулканитов палеопротерозоя не фиксируется (рис. 3), что свидетельствует о «затушеванности» кристаллизационной дифференциации, ответственной за состав магмы, другими петрогенетическими процессами как в сумии, так и в ятулии – людиковии. Заметных отличий вулканитов от образований силлов соответствующего возраста не фиксируется, за исключением меньшей магнезиальности лав суйсария по сравнению с разновозрастными силлами.

Из вышеизложенного следует, что существенных отличий в поведении петрогенных компонентов, за исключением окиси титана, частично MgO и суммарного железа, в исследуе-

мых магматических породах в возрастном ряду сумий – людиковий не отмечается.

Наиболее чувствительными индикаторами состава плавящегося субстрата и изменения условий его плавления являются редкоземельные и рассеянные элементы (табл. 2).

Степень фракционирования редких земель для исследуемых магматических образований уменьшается в направлении сумий – ятулий – людиковий (рис. 4).

Кроме того, спектры распределения редких земель в ятулийских вулканитах сходны со спектрами лантаноидов предшествующих во времени сумийских андезибазальтов (количественные данные для последних приведены в скобках). Для разновозрастных вулканитов отмечается фракционированный характер распределения редкоземельных элементов $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1,7-4,6$ (4,3–12,7), но более слабое обогащение легкими редкими землями ятулийских магматитов $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1,2-1,93$ (1,7–3,1) и отсутствие обедненности тяжелыми лантаноидами при их слабом фракционировании $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1,1-2,2$ (1,6–3,1). Для рассматриваемых в работе вулканитов людиковия отмечаются следующие значения данных показателей: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1,2-3,6$; $(\text{La}/\text{Sm})_N = 0,8-2,1$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1,1-1,6$. Для части магматических пород раннего людиковия характерны пологие спектры с десятикратным относительно хондрита обогащением редкоземельными элементами (рис. 4, обр. 101, 123–2).

Степень фракционирования легких редких земель $(\text{La}/\text{Sm})_N$ уменьшается от сумия к людиковию (от 3,0 в среднем для вулканитов сумия до 2,1 (ятулий) и 0,8 (людиковий)). Показатель фракционирования тяжелых редких земель $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ низкий для всех разновозрастных магматических образований, у вулканитов людиковия эта величина минимальна и находится в пределах 1,1–1,6.

При сравнении с магматическими образованиями OIB, происхождение которых связывают с воздействием плюмов, образования сумийского возраста обеднены как легкими, так и тяжелыми редкими землями (рис. 4). Ятулийские и людиковийские магматиты также демонстрируют обеднение легкими лантаноидами. Однако на этих уровнях палеопротерозойского разреза встречаются образцы как обогащенные (большинство образцов ятулия), так и деплетированные тяжелыми редкими землями. Но и в деплетированных тяжелыми лантаноидами образцах содержание их, однако, не опускается ниже 10-кратного хондритового. Поэтому, на наш взгляд, вывод о гранатовом перидотите как источнике раннеятулийских магматических пород

Таблица 1. Химический состав (в вес. %) магматических пород палеопротерозоя южной части Карельского кратона

Table 1. Chemical composition (in mass. %) of magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ppp
сумийский надгоризонт Sumian superhorizon												
Sm1	49,68	1,7	14,1	10,04	6,6	0,205	7,38	3,57	2,77	0,22	0,13	3,21
Sm3	52,13	1,74	10,08	5,32	9,34	0,244	7,03	3,57	2,81	0,15	0,1	3,13
Sm5	53,19	0,90	11,30	13,33	-	0,21	8,82	5,50	1,21	1,70	-	3,45
Sm7	53,2	0,76	12,09	2,19	9,48	0,219	11,22	2,53	1,51	1,69	0,12	4,47
Sm9	53,36	0,85	10,99	2,72	7,47	0,166	13,28	4,47	3,23	0,11	0,17	2,6
Sm11	56,6	0,93	15,05	2,3	7,47	0,156	6,97	3,42	4,79	0,42	0,12	2,14
Sm12	54,66	0,75	11,7	6,47	5,24	0,135	10,51	2,38	4,42	0,4	0,11	2,55
Sm13	58,6	0,61	14,81	8,41	2,72	0,052	4,57	0,89	0,07	4,86	0,14	3,7
KI1/1	53,76	0,98	15,09	2,75	11,06	0,181	4,29	1,49	4,01	2,2	0,19	3,21
KI1/2	55,24	1,14	15,52	1,8	9,05	0,169	4,08	4,76	5,66	0,41	0,13	1,4
KI1/3	60,26	0,92	13,3	1,6	7,9	0,141	5,48	1,64	5,11	0,86	0,17	2,18
KI2	54,6	0,99	16,39	3,79	5,74	0,139	6,55	4,62	4,1	0,8	0,15	1,5
KI3	54,42	0,98	16,53	2,57	5,9	0,18	6,47	4,62	4,66	1,22	0,07	1,64
KI4	49,78	1,01	16,64	3,42	7,04	0,161	6,86	5,07	4,05	0,69	0,2	4,53
KI6	45,56	0,79	10,5	2,96	11,92	0,248	16,76	5,06	0,19	0,84	0,24	4,29
KI8	54,76	1	15,08	2,82	10,05	0,152	2,86	4,32	4,91	0,93	0,09	2,71
KI9	48,78	1,09	13,18	9,5	7,18	0,202	8,98	3,57	3,52	1,28	0,14	1,85
KI10	54,96	0,84	12,56	1,9	9,33	0,169	9,96	2,53	3,76	1,29	0,2	1,88
ятулийский надгоризонт, сегозерский горизонт Jatulian superhorizon, Segozero horizon												
Гп100	52,5	1,68	13,33	3,4	11,35	0,246	4,55	6,16	2,19	0,41	0,15	3,8
Нм1	51,54	0,97	14,05	7,67	3,02	0,254	10,98	3,42	3,76	1,2	0,14	2,73
Ваз1	49,8	1,62	13,63	5,95	8,9	0,247	6,14	4,88	4,32	0,62	0,18	3,12
1106	55,40	1,15	16,33	1,50	1,36	0,180	7,75	3,71	5,49	1,11	0,20	5,45
1107	49,10	1,23	14,44	12,13	1,32	0,178	8,32	5,33	3,75	1,28	0,31	2,16
1137	51,30	1,51	12,66	6,36	9,48	0,212	5,29	5,40	4,31	0,14	0,20	2,50
1150	49,90	1,43	12,71	5,52	10,51	0,220	6,18	9,10	1,91	0,23	0,38	1,42
1145	48,70	2,04	13,83	15,41	1,79	0,062	6,07	3,00	2,66	3,90	0,36	1,96
Сун1/1	48,52	1,09	13,97	11,99	2,73	0,221	7,78	6,01	3,72	0,96	0,13	2,67
ПОРП1	46,92	1,97	13,15	10,87	6,17	0,138	6,14	8,21	4,08	0,09	0,13	2,24
ПРП 1а	49,02	1,92	12,4	8,46	6,6	0,135	7,81	4,81	4,95	0,12	0,24	2,91
ПРП1-2	48,32	2,14	13,3	9,1	6,03	0,148	6,33	7,44	4,51	0,27	0,05	2,03
ПОРП3	55,92	2,08	13,34	7,44	6,03	0,147	1,91	4,23	6,81	0,28	0,26	1,06
ПОРП5	56,5	1,96	12,37	8,62	6,46	0,223	1,56	4,52	5,43	0,26	0,2	1,15
ПОРП6	55,54	1,76	10,92	7,93	9,33	0,298	1,52	4,08	4,67	0,67	0,47	1,75
ПОРП7	54,62	2,12	11,72	9,42	7,9	0,176	1,54	4,38	6,05	0,22	0,099	1,14
ПРП8-1	48,42	2,96	12,26	4,31	12,21	0,351	3,7	8,03	3,57	1,45	0,2	2,04
прп10-1	46,02	2,2	12,73	4,2	10,6	0,15	7,9	9,63	2,5	0,56	0,09	3,1
ПОРП11	49,76	2,47	12,04	8,21	8,76	0,289	4,58	6,60	4,94	0,27	0,12	1,47
ятулийский надгоризонт, онежский горизонт Jatulian superhorizon, Onega horizon												
298G4	55,94	1,02	14,14	1,55	8,33	0,142	5,69	5,22	5,3	0,72	0,18	1,44
298GB	51,55	1,66	14,13	7,9	9,48	0,205	2,24	4,39	3,39	1,13	0,18	3,13
SA1	47,99	2,18	14,72	6,45	8,62	0,179	4,6	7,54	3,65	0,65	0,1	2,7
ГИР1	48,7	2,54	11,67	5,93	11,35	0,28	4,89	6,37	4,49	1,35	0,1	1,48
ГИР4	52,36	2,08	11,51	13,72	5,17	0,125	2,13	3,98	6,57	0,18	0,16	0,97

Окончание табл. 1
Table 1 (continued)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ppp
людиковийский надгоризонт Ludicovian superhorizon												
066	47,7	2,24	12,72	2,72	13,93	0,225	5,23	9,19	2,25	0,61	0,18	2,77
078	48,60	1,54	14,20	2,84	11,85	0,220	6,30	7,59	1,89	0,45	0,20	4,06
079a	47,96	1,12	15	2,93	9,34	0,201	6,62	11,17	1,79	0,27	0,14	3,08
079в	48,52	1,12	14,48	2,53	10,63	0,218	7,35	8,1	2,72	0,2	0,28	3,61
085	54,12	1,72	13,3	2,1	6,65	0,162	8,12	5,4	5,04	0,05	0,28	3,02
087	49,92	1,5	16,45	3,62	7,18	0,172	8,37	2,7	5,2	0,04	0,37	4,75
088	48,06	1,38	15,88	2,84	9,05	0,192	6,47	8,54	2,7	1,21	0,19	3,40
089	47,76	2,7	12,02	6,19	12,20	0,240	4,69	8,32	1,46	1,06	0,49	3,59
099	47,80	1,96	12,37	4,72	11,85	0,254	5,96	8,18	1,32	1,91	0,34	2,94
100	48,16	1,74	13,03	3,55	11,78	0,217	6,09	8,60	2,35	1,15	0,20	2,95
101	52,14	1,19	15,2	2,08	7,39	0,23	7,84	3,69	5,16	0,35	0,75	3,48
100–3	52,2	1,36	17,71	2,33	5,32	0,13	6,54	2,39	5,71	0,89	0,46	4,17
100A	56,72	1,14	13,15	2,69	8,33	0,218	4,2	5,43	4,59	0,51	0,29	2,40
106	49,7	2,43	12,85	5,07	11,2	0,201	4,31	4,56	3,3	0,45	0,46	4,86
107	48,72	2,5	13,33	4,64	11,77	0,23	5,03	4,13	3	0,14	0,54	5,40
114	47,16	1,28	14,9	1,89	11,27	0,107	8,64	4,27	4,18	0,6	0,19	4,75
114–3	48,6	1,32	15,38	2,37	8,62	0,05	7,26	2,9	4,65	3,16	0,19	4,73
117	47,06	2,40	13,13	2,07	15,01	0,233	6,22	5,36	2,90	0,10	0,17	4,60
121	48,32	1,74	13,29	2,74	12	0,233	6,43	7,1	3,16	0,53	0,34	3,35
122	47,74	2,15	13,37	2,51	13,5	0,182	6,83	4,27	2,96	0,56	0,49	4,45
123 г	50,56	1,16	14,71	1,33	9,19	0,066	7,83	3,55	3,51	1,03	0,18	6,30
157	53,46	1,04	14,79	3,51	10,56	0,182	5	1,59	1,87	1,08	0,4	5,65
158	53,96	2,04	14,92	6,7	4,16	0,149	4,92	0,72	3,16	2,12	0,71	6,02

Примечание. Характеристика образцов и их привязка дается в приложении.

Note. Samples description and their reference are given in the Appendix.

[Иваников и др., 2008] неправомерен. Для магматических образований палеопротерозоя не отмечается зависимости суммарного содержания лантаноидов от кремнекислотности исследуемых пород. На всех уровнях палеопротерозойского разреза встречаются базальты и андезибазальты с концентрацией лантаноидов в среднем от 33,06 до 94,78 ppm. И в этом же разрезе присутствуют магматические образования той же кремнекислотности с суммарным содержанием редких земель в интервале 102,29–155,65, а в ятулийских базальтах до 267,65 ppm. Повышенные содержания лантаноидов отмечены в образцах с собственной редкоземельной минерализацией, локализуемой в эпидот-хлоритовом матриксе. Концентрация легких лантаноидов в 2–3 раза превышает концентрацию тяжелых редких земель в породах всех возрастов.

Магматиты палеопротерозоя демонстрируют присутствие как европиевого минимума, как правило, незначительного (0,77–0,90), так и слабого максимума (1,1; редко 1,6). Европиевый минимум присущ вулканитам ятулия и отдельным магматическим образованиям сумий-

ского и людиковийского разрезов, что можно связать с фракционированием плагиоклаза.

Содержание микроэлементов сходно для магматических пород всех трех возрастных уровней (табл. 3; рис. 5).

Большинство элементов содержится в вулканитах трех разных надгоризонтов на уровне десятикратного их содержания в примитивной мантии. При сравнении с составом примитивной мантии деплетированность показывают Sc, Cr, Ni у вулканитов всех возрастов. Содержание хрома и никеля находится в интервале 0,10–0,01 от содержания их в примитивной мантии. Ятулийские и часть людиковийских образований деплетированы Rb, Ba. Во всех магматических образованиях Ta и Nb находятся в количестве, превышающем семикратное их содержание в примитивной мантии, т. е. заметных признаков деплетированности не демонстрируют (рис. 5). Это указывает на отсутствие значительной контаминации исходных расплавов.

Спайдердиаграммы для магматических образований рассматриваемых локальных разрезов существенно не отличаются (рис. 5).

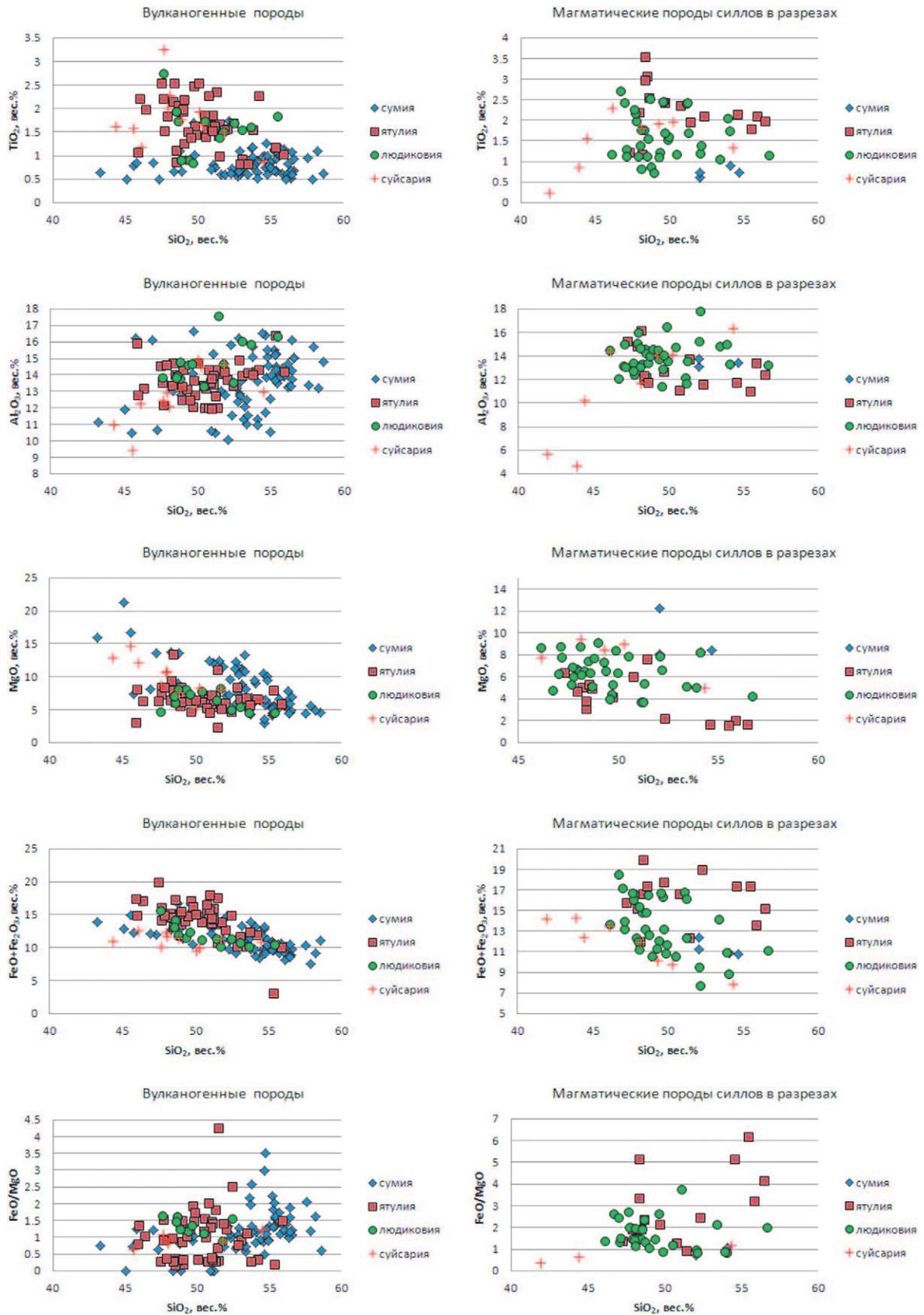


Рис. 3. Диаграммы Харкера для магматических пород палеопротерозоя южной части Карельского кратона

Fig. 3. Harker diagrams for magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов (ppm) в магматических породах палеопротерозоя южной части Карельского кратона

Table 2. Content of rare-earth elements (ppm) in magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
сумийский надгоризонт Sumian superhorizon														
Sm-1	15,62	35,95	4,69	22,06	5,59	1,95	5,80	0,90	5,60	1,03	2,88	0,39	2,49	0,33
Sm-3 a	11,95	30,58	3,69	17,14	4,51	1,41	4,75	0,75	4,43	0,80	2,21	0,31	1,98	0,26
Sm-3	15,93	36,43	4,51	21,53	5,16	1,82	5,36	0,82	4,82	0,86	2,36	0,32	2,10	0,28
Sm-7	11,98	29,30	3,76	19,67	4,26	1,28	4,09	0,62	2,94	0,54	1,47	0,20	1,30	0,17
Sm-9	10,5	23,74	3,06	15,52	3,35	0,88	2,99	0,48	2,43	0,45	1,24	0,18	1,13	0,17
Sm-11	23,85	52,00	5,76	24,99	5,32	2,42	4,94	0,69	3,66	0,60	1,60	0,20	1,34	0,17
Sm-12	8,00	19,55	2,34	10,27	2,21	0,52	1,90	0,29	1,71	0,32	0,89	0,14	0,96	0,14
Sm-13	11,08	22,12	2,79	12,57	2,39	0,78	2,54	0,40	2,04	0,40	1,17	0,16	1,03	0,15
KI1/1	19,23	45,7	5,16	22,32	4,86	1,04	4,18	0,58	3,06	0,5	1,36	0,19	1,27	0,17
KI1/3	8,12	20,74	2,83	14,16	3,11	0,77	2,93	0,49	2,51	0,47	1,36	0,20	1,26	0,18
KI2	29,53	58,06	6,50	28,52	6,07	3,23	5,83	0,85	4,93	0,86	2,21	0,27	1,66	0,19
KI3	14,43	32,55	3,90	17,07	3,66	0,9	3,30	0,47	2,77	0,50	1,38	0,19	1,28	0,18
KI4	8,12	20,93	2,54	11,28	2,67	0,89	2,36	0,35	2,05	0,39	1,11	0,16	1,06	0,14
KI5	17,63	44,31	5,32	23,53	4,97	1,54	4,83	0,71	3,91	0,73	1,96	0,26	1,68	0,22
KI6	5,82	15,29	2,18	11,13	2,64	0,81	2,35	0,39	1,92	0,37	1,04	0,14	0,84	0,11
ятулийский надгоризонт Jatulian superhorizon														
ПОРП1а	8,79	23,20	3,37	16,29	4,78	1,37	5,76	0,94	5,86	1,21	3,55	0,50	3,27	0,50
ПОРП 1	17,16	38,35	4,92	21,70	5,48	1,80	6,22	0,97	5,81	1,20	3,41	0,46	2,92	0,45
ПРП 1-2	17,15	38,77	4,97	21,62	5,41	1,69	6,49	0,99	5,99	1,25	3,61	0,50	3,13	0,49
Сун1-1	5,87	13,85	1,90	8,71	2,51	0,88	3,31	0,54	3,56	0,77	2,26	0,32	2,06	0,32
ПОРП 3	27,48	70,76	8,81	40,11	11,89	3,31	15,76	2,58	15,61	3,22	9,09	1,22	7,39	1,05
ПОРП 5	34,43	85,25	11,15	50,19	14,42	3,52	18,66	3,01	18,49	3,89	11,17	1,54	9,77	1,52
ПОРП 6	35,43	87,59	11,73	52,77	14,33	3,61	16,94	2,71	16,60	3,52	10,34	1,45	9,17	1,46
ПОРП 7	31,46	76,23	9,97	45,11	12,29	3,26	15,05	2,42	15,07	3,17	9,18	1,27	8,15	1,24
ПРП 8-1	14,82	35,86	4,83	22,86	7,14	2,33	9,06	1,52	9,51	2,07	6,21	0,87	5,72	0,91
ПРП 10	17,38	40,97	5,20	22,32	5,81	1,48	6,93	1,11	6,77	1,39	4,02	0,56	3,34	0,49
ПРП 11	17,60	42,68	5,63	25,97	7,18	1,86	9,03	1,45	8,85	1,86	5,45	0,76	4,82	0,74
ГП100	14,40	33,26	4,54	22,70	5,29	1,36	5,77	0,97	4,90	0,95	2,57	0,36	2,25	0,33
Hm1	5,53	14,84	1,75	8,24	2,45	0,78	3,10	0,55	3,70	0,75	2,28	0,34	2,30	0,33
Baz1	11,38	30,32	4,19	21,91	5,97	1,72	6,30	0,96	5,15	1,01	2,76	0,38	2,39	0,34
SA1	13,77	32,75	4,26	20,03	5,65	1,79	6,55	1,13	7,30	1,42	4,19	0,62	4,00	0,56
ГИР-1	19,07	46,00	5,96	31,82	8,71	2,46	10,44	1,66	10,82	2,12	6,23	0,85	5,75	0,76
ГИР-4	31,76	77,20	9,80	50,70	12,51	3,34	14,67	2,51	16,51	3,25	9,78	1,34	9,13	2,09
людиковийский надгоризонт Ludicovian superhorizon														
0-79	6,39	14,98	1,88	9,70	2,58	0,92	3,23	0,52	3,50	0,70	2,04	0,28	1,84	0,41
0-85	4,86	16,06	1,99	10,85	3,87	1,40	5,35	0,86	6,66	1,16	3,57	0,42	2,80	0,67
0-87	9,95	23,79	3,18	16,38	4,55	1,34	5,35	0,80	5,54	0,86	2,54	0,30	2,09	0,49
0-88	9,13	21,97	2,80	14,20	4,43	1,45	4,28	0,62	5,02	0,74	2,34	0,28	2,16	0,26
100-3	5,67	17,71	2,52	12,75	4,19	1,28	4,00	0,63	4,86	0,79	2,49	0,32	2,31	0,43
101	3,52	9,30	1,25	6,51	1,93	0,63	2,24	0,35	2,98	0,48	1,60	0,20	1,60	0,48
107	19,57	46,81	5,89	29,47	7,70	2,38	9,16	1,39	10,11	1,76	5,64	0,72	5,22	1,24
114	4,47	12,31	1,78	10,07	3,49	1,33	4,14	0,62	4,59	0,74	2,33	0,29	2,06	0,26
114-3	9,12	20,58	2,57	12,94	3,20	0,76	3,18	0,46	3,29	0,48	1,54	0,20	1,64	0,33
121	11,61	27,50	3,49	17,78	4,91	1,58	6,05	0,95	7,00	1,24	3,92	0,50	3,58	0,82
122	11,98	28,07	3,60	18,14	4,85	1,42	5,85	0,89	6,68	1,16	3,78	0,50	3,65	0,89
157	16,03	38,41	4,54	21,43	5,35	1,82	5,76	0,88	5,87	1,08	3,42	0,44	3,22	0,68
158	10,78	22,30	2,42	11,20	3,27	1,25	3,32	0,54	3,84	0,75	2,42	0,33	2,51	0,34

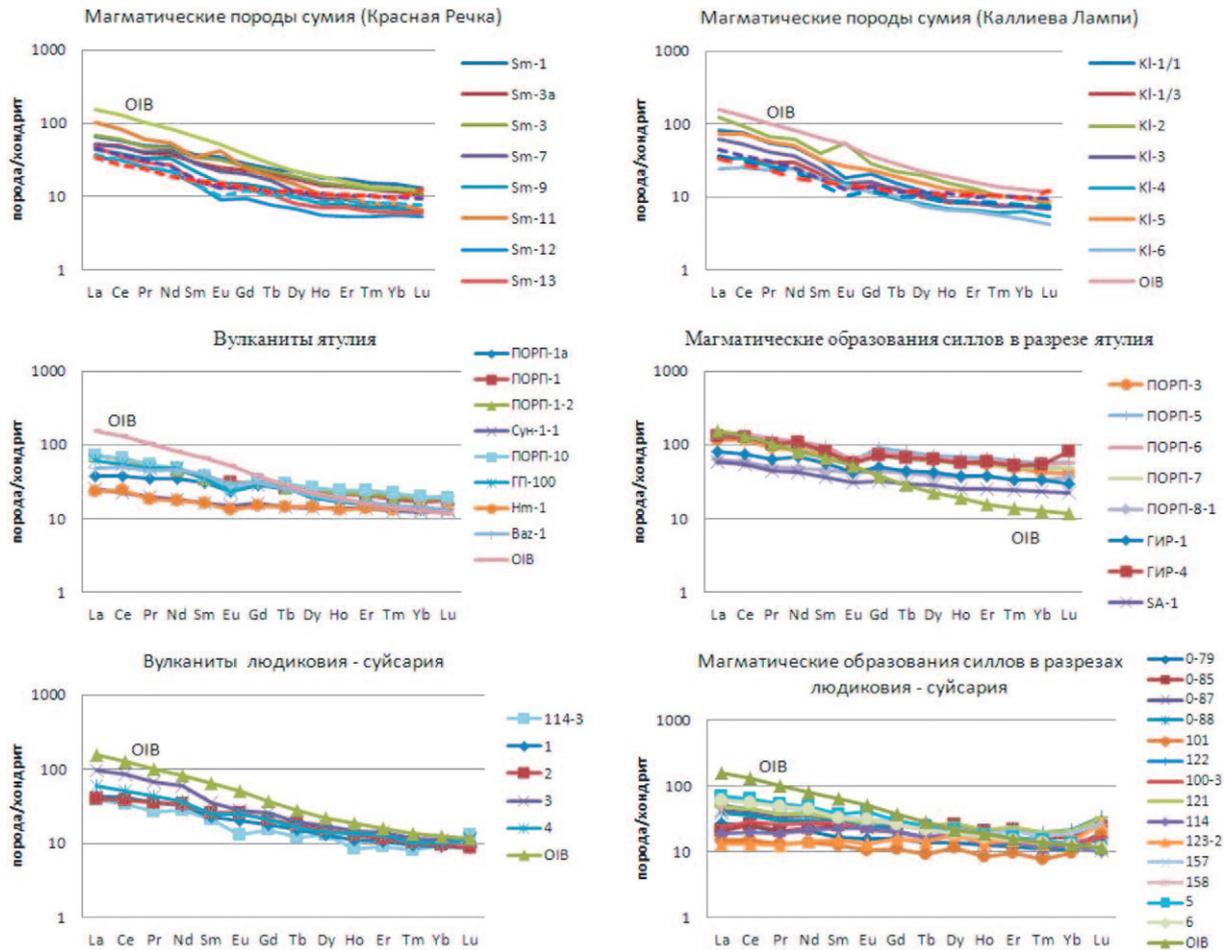


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах палеопротерозоя Карельского кратона. Нормировано по хондриту [Sun, McDonough, 1989].

Приведенные для сравнения спектры OIB по: [Sun, McDonough, 1989], данные по долеритам Ветреного Пояса (ВП (М315), ВП (Гл2е), ВП (Лев16)) заимствованы из работы: [Типы..., 2006], по вулканитам (1–4) и долеритам (5, 6) суйсария – из: [Онежская..., 2011]

Fig. 4. Distribution of rare-earth elements in magmatic rocks of the Paleoproterozoic of the Karelian craton. It is normalized according to chondrites [Sun, McDonough, 1989].

The OIB spectra for [Sun, McDonough, 1989], the data on the dolerites of the Windy Belt (ВП (М315), ВП (Гл2е), ВП (Лев16)) are taken from [Types..., 2006], volcanics (1–4) and dolerites (5, 6) Suisarian – from [Onega..., 2011]

Магматиты с разных уровней сводного геологического разреза палеопротерозоя заметно обеднены Sr и Ni, что является указанием на фракционирование оливина. При взаимодействии перидотита с флюидсодержащими базальтовыми расплавами он становится нестабильным [Горбачев, 2008], и поэтому возможен пироксенитовый источник магнезиальных магм сумия. Это позволяет предположить отсутствие комагматичности вулканогенных образований сумия южной части кратона с расчлененными основными-ультраосновными интрузивами по границам кратона. Для сумийских образований шовной зоны сочленения Карельского кратона и БПП комагматичность установлена [Куликов и др., 2005].

Обсуждение результатов

Характер спектров редких земель, величины индикаторных значений отношений лантаноидов позволяют предположить, что уровень зарождения расплавов для ятулийско-людиковийских вулканитов рассматриваемых разрезов находился не глубже уровня шпинелевой фации. Для вулканитов сумия слабая деплетированность тяжелыми редкоземельными элементами указывает на наличие граната в источнике. Однако отмечающаяся для части вулканитов сумия слабая отрицательная аномалия европия, которая не всегда дублируется отрицательной аномалией стронция, позволяет утверждать, что источник для сумийских вулка-

Таблица 3. Содержание элементов (в ppm) в магматических породах палеопротерозоя южной части Карельского кратона

Таблица 3. Elements content (in ppm) in magmatic rocks of the Paleoproterozoic in the southern part of the Karelian craton

	Ba	Sr	Rb	Ta	Y	Zr	Hf	Nb	Th	U	Pb	Ni	Cr
сумийский надгоризонт Sumian superhorizon													
Sm-1	37,68	422,80	3,91	0,82	27,96	141,40	3,26	9,76	2,41	1,04	8,28	42,33	40,57
Sm-3a	33,77	253,90	2,74	0,78	20,89	118,20	2,83	9,27	2,40	0,78	4,61	48,89	43,74
Sm-3	36,33	320,00	3,23	0,90	23,42	152,8	3,20	9,87	2,32	0,81	5,01	45,13	35,23
Sm-7	388,80	102,20	44,61	0,33	14,97	87,44	2,10	6,07	2,70	0,58	5,62	273,70	388,30
Sm-9	29,07	250,60	2,42	0,30	12,07	82,48	2,10	5,30	2,26	0,46	3,59	309,90	940,00
Sm-11	114,9	668,60	6,78	0,86	17,36	123,3	2,52	7,79	2,84	0,65	4,66	74,97	50,73
Sm-12	159,3	89,25	5,03	0,44	7,814	89,52	2,28	5,14	1,98	0,37	2,76	292,60	1099,0
Sm-13	583,30	5,13	269,00	0,20	11,95	109,00	2,75	4,10	2,75	0,73	1,48	186,10	625,00
KI1/1	593,60	85,15	81,83	0,69	13,85	155,60	3,05	7,84	2,53	0,56	1,47	75,52	39,60
KI1/3	341,80	78,51	17,47	0,38	12,87	124,10	2,89	7,86	3,05	0,50	0,97	92,34	69,71
KI2	536,90	1195,0	8,26	0,60	24,48	80,93	2,28	7,43	3,00	0,95	5,23	73,59	73,58
KI3	453,30	174,40	41,72	0,58	13,27	107,90	2,64	7,50	2,82	0,60	1,83	106,30	60,88
KI4	515,10	202,00	68,38	0,63	10,66	106,40	2,20	7,34	2,75	0,45	1,80	113,30	82,88
KI5	160,4	207,30	11,22	0,81	21,41	175,4	3,33	9,7	2,88	0,81	3,07	40,95	6,10
KI6	651,20	160,1	14,54	0,30	9,867	33,32	1,01	5,25	1,99	0,34	3,03	378,1	1095,0
ятулийский надгоризонт Jatulian superhorizon													
ПРП1a	17,54	46,24	3,098	1,126	32,67	135,1	3,57	13,03	2,049	0,675	0,702	38,28	35,14
ПОРП1	21,71	250	1,511	0,765	31,75	126,7	3,156	11,86	1,854	0,478	2,058	35,38	32,58
ПРП1-2	32,05	224	8,028	0,864	32,94	137,6	3,44	12,65	2,037	0,529	1,981	33,55	35,15
Сун1-1	354,9	204	17,74	0,319	20,93	72,04	1,789	3,811	1,317	0,374	3,248	109,8	239,1
ПОРП3	38,97	15,02	5,592	1,71	87,3	379	9,227	28,08	5,872	1,66	6,016	2,351	<ПО
ПОРП5	56,19	64,05	6,941	1,729	105,5	480,5	10,7	29,28	5,876	1,165	7,854	1,979	<ПО
ПОРП6	128,5	67,96	19,39	1,665	95,32	455,5	10,81	28,58	6,035	1,231	2,895	1,678	<ПО
ПОРП7	39,74	30,75	3,099	1,563	84,98	390,8	9,659	24,25	5,396	1,168	5,001	1,039	<ПО
Прп8-1	241	137,3	58,67	0,849	57	183,5	4,762	13,63	2,644	0,51	3,219	15,53	<ПО
ПРП10	57,23	153,6	18,24	0,785	36,92	124	3,354	10,83	2,543	0,839	5,756	39,95	20,43
ПРП 11	29,04	96,87	7,161	0,849	50,8	210	5,087	13,37	2,906	0,776	2,792	33,25	<ПО
ГП100	90,83	172,4	15,57	0,6	24,83	170,5	3,57	10,68	2,71	0,93	3,28	46,13	13,78
Hm1	521,9	211,2	23,73	0,39	20,81	65,36	1,76	4,01	1,31	0,33	3,4	146,2	348
Vaz1	121,60	125,30	24,86	0,59	26,98	157,4	3,82	10,9	2,75	0,89	6,83	50,64	39,39
SA1	155,9	121,1	25,24	0,84	39,18	180,7	4,01	10,24	2,12	0,48	3,87	96,48	151
ГИР 1	190,22	93,02	54,80	1,49	57,98	230,23	5,68	16,27	2,68	0,46	2,17	37,03	<ПО
ГИР 4	52,42	20,92	3,16	2,14	90,26	579,09	12,43	28,97	5,80	1,15	9,99	4,67	<ПО
людиковийский надгоризонт Ludicovian superhorizon													
0-79	82,51	131,77	10,09	0,74	18,636	57,23	1,54	6,04	0,78	0,18	1,53	108,05	76,07
0-85	<ПО	18,68	0,57	0,64	36,868	153,83	3,92	10,72	1,57	2,80	2,02	97,06	250,31
0-87	<ПО	13,58	0,82	0,64	27,02	142,67	3,61	9,96	1,48	0,81	2,88	127,22	225,71
0-88	1895,03	168,28	8,98	0,58	21,26	107,56	2,83	8,42	1,29	0,27	2,35	81,18	186,71
100-3	1769,83	46,12	7,12	0,69	24,964	145,16	3,68	10,30	1,48	0,36	1,50	113,26	238,71
101	316,43	37,67	5,83	0,52	13,872	88,18	2,31	6,64	0,47	0,10	35,52	90,22	206,23
107	46,11	46,60	4,20	1,16	51,904	296,52	7,09	17,22	2,94	0,79	22,32	43,54	17,48
114	<ПО	46,88	24,68	0,48	21,02	117,27	3,06	8,05	1,23	0,30	15,60	82,02	197,35
114-3	38,67	40,68	136,82	0,52	13,336	130,88	3,37	8,55	1,31	0,59	9,36	107,30	210,55
121	201,75	107,00	15,64	0,62	35,448	136,43	3,63	10,10	1,52	0,28	2,70	82,66	86,51
122	229,99	61,44	27,13	<ПО	33,136	181,94	4,82	13,58	2,15	0,41	1,90	81,18	64,79
123-2	72,37	66,24	48,34	0,32	22,244	75,11	2,01	5,27	0,35	0,12	1,84	68,62	207,43
157	636,23	52,40	21,29	1,11	30,808	253,06	6,05	18,96	2,56	0,63	15,97	16,93	49,39
158	576,63	43,92	37,79	1,08	20,3	237,42	5,76	18,24	2,37	0,60	9,63	29,03	66,15

Примечания. ПО – предел обнаружения: для Ba равен 26,48 ppm, для Ta – 0,02 ppm, для Cr – 6,12 ppm.

Note. ПО – limit of detection: for Ba it is 26,48 ppm, for Ta – 0,02 ppm, for Cr – 6,12 ppm.

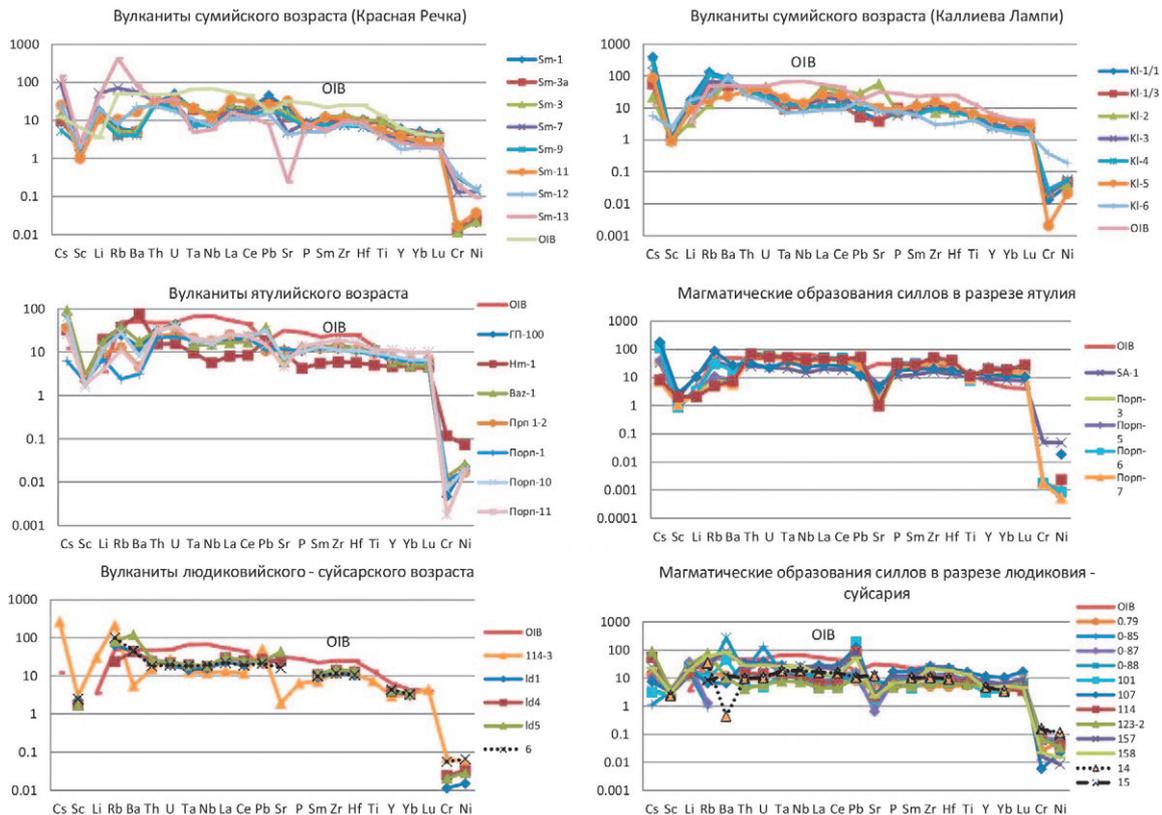


Рис. 5. Спектры распределения рассеянных элементов в магматических породах палеопротерозоя Карельского кратона. Нормализовано по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

На спайдердиаграмме магматических пород людиковия-суйсария дополнительно использованы литературные данные (1 (Id1), 4 (Id4), 5 (Id5), 6, 14, 15) из работы: [Типы..., 2006]

Fig. 5. Spectra of scattered elements distribution in magmatic rocks of the Paleoproterozoic of the Karelian craton. It is normalized by primitive mantle [Sun, McDonough, 1989].

On the spiderdiagram of magmatic rocks of the Ludicovian-Suisarian, literary data (1 (Id1), 4 (Id4), 5 (Id5), 6, 14, 15) was additionally given after [Types of Magma..., 2006]

нитов мог находиться на уровне гранатсодержащего шпинелевого перидотита.

В геологической литературе предложено большое количество диаграмм в координатах соотношения несовместимых элементов для определения источника магматических образований. Положение точек составов исследуемых магматических пород палеопротерозоя на этих диаграммах не всегда согласуется с выводами, сделанными при анализе спектров распределения РЗЭ и микроэлементов. На диаграмме Tb/Yb-La/Yb, предложенной К. Вангом [Wang et al., 2002], в поле плавления шпинелевых перидотитов попали людиковийские и частично ятулийские магматиты. Сумийские образования сконцентрированы в поле плавления гранатовых перидотитов (рис. 6).

При использовании диаграмм в других координатах получаются прямо противоположные выводы (рис. 7).

На диаграммах в координатах Lu/Hf – La/Sm, Sm/Yb – La/Sm (рис. 7) магматические породы

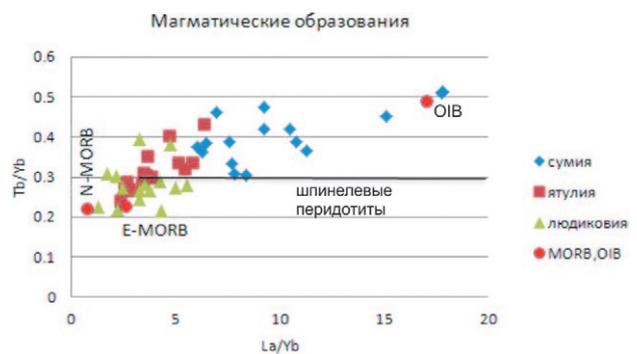


Рис. 6. Положение точек составов магматических пород палеопротерозоя Карельского кратона в координатах Tb/Yb-La/Yb. Линия, разделяющая гранатовые и шпинелевые перидотиты, проведена по: [Wang et al., 2002]

Fig. 6. The position of the magmatic rocks points of the Paleoproterozoic Karelian craton in the coordinates Tb/Yb-La/Yb. The line separating garnet and spinel peridotites was carried out according to [Wang et al., 2002]

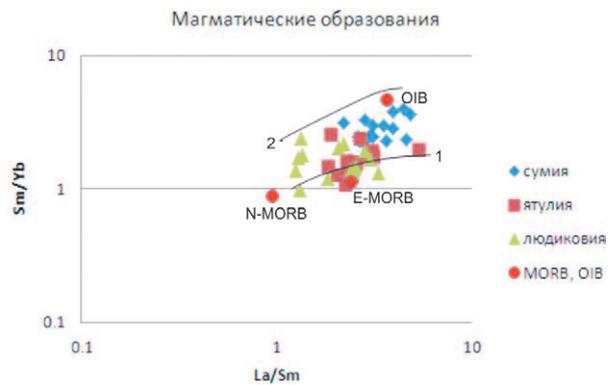
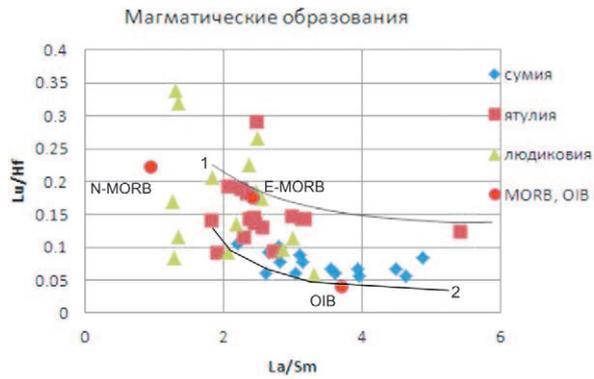


Рис. 7. Положение точек составов магматических пород палеопротерозоя Карельского кратона в координатах соотношения несовместимых элементов.

Диаграмма Lu/Hf – La/Sm по: [Regelous et al., 2003]. Линии фракционирования по: [Shaw, 1970]: 1 – линия частичного плавления шпинелевых перидотитов, 2 – линия частичного плавления гранатовых перидотитов

Fig. 7. The position of the magmatic rocks points of the Paleoproterozoic Karelian craton in the coordinates of the ratio of incompatible elements.

The Lu / Hf-La / Sm diagram according to [Regelous et al., 2003]. Fractionation lines are given according to [Shaw, 1970]: 1 – line of partial melting of spinel peridotites, 2 – line of partial melting of pomegranate peridotites

всех возрастных уровней палеопротерозойского разреза располагаются между линиями частичного плавления шпинелевых и гранатовых перидотитов. Сходное расположение между источниками N-MORB и OIB демонстрируют вулканиты всех возрастов и в координатах Gd/Yb – La/Yb.

Учитывая разную совместимость с гранатом таких элементов, как La, Gd, Yb, можно утверждать, что увеличение степени плавления мантийного источника, особенно гранатосодержащего, приведет к уменьшению величины отношений La/Yb, а также Gd/Yb. При частичном перекрытии полей сумийские магматиты «тяготеют» к источнику OIB. Они могли образоваться при небольших степенях плавления. Ятулийские породы приближены к источнику E-MORB. Людиковийские магматические породы попадают в поле между источниками N-MORB и E-MORB, и формирование исходного расплава для них могло происходить при увеличении степени плавления мантийного субстрата.

Расположение точек исследуемых магматитов в поле диаграммы La – La/Yb приводит к другим выводам (рис. 8).

Из вышеизложенного видно, что использование различных диаграмм может привести к взаимоисключающим выводам. Если использовать приведенные данные совместно с информацией о распределении РЗЭ в магматических породах, то можно предполагать зарождение исходного расплава для сумийских вулканитов на уровне гранатосодержащего шпинелевого перидотита. В ятулии происходил

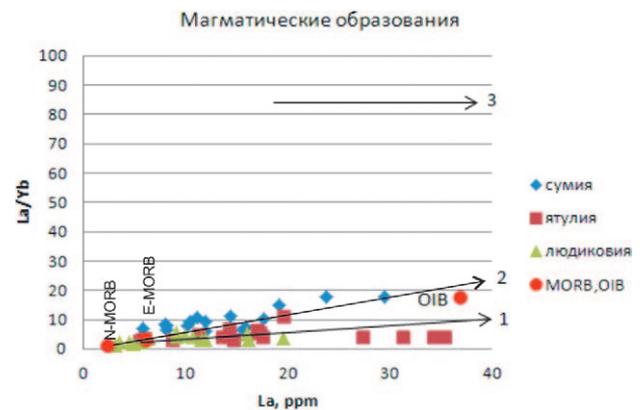


Рис. 8. Положение точек составов магматических пород палеопротерозоя Карельского кратона в координатах La – La/Yb [Shaw et al., 2001]. Линии со стрелкой – тренд частичного плавления: 1 – гранатовых и 2 – шпинелевых перидотитов. Линия 3 – тренд фракционирования

Fig. 8. The position of the magmatic rocks points of the Paleoproterozoic Karelian craton in the La – La/Yb coordinates after [Shaw et al., 2001]. Lines with an arrow shows the trend of partial melting: 1 – garnet and 2 – spinel peridotites. Line 3 – the trend of fractionation

подъем уровня плавления, и в людиковии оно происходило на уровне шпинелевых перидотитов.

Рассмотрим величины индикаторных геохимических показателей для рассматриваемых магматических пород трех возрастных срезов палеопротерозойского разреза.

По данным [Wang et al., 2002], для расплавов уровня шпинелевых перидотитов типичны низкие величины отношения $(Tb/Yb)_N$. Для вулканитов сумия отмечаются высокие значения

этого отношения $(Tb/Yb)_N$ ($>1,9$). Однако, учитывая отсутствие заметной деплетированности тяжелыми редкими землями сумийских магматических образований, можно утверждать, что уровень генерации расплавов сумийских вулканитов находился в области гранатсодержащего шпинелевого перидотита.

Величина отношения $(Tb/Yb)_N$ для магматических образований ятулия находится в пределах 1,3–1,5, что позволяет предположить для ятулийских вулканитов подъем зоны генерации расплавов из области гранатсодержащих шпинелевых перидотитов в область шпинелевых перидотитов. Низкие значения этого показателя характерны и для магматических пород людиковия.

При гранатовом контроле в области плавления характерны низкие величины Lu/Hf . Для сумийских и раннеятулийских вулканитов они достигают значений 0,05–0,10, что должно указывать на источник расплава на уровне гранатового перидотита. Однако при этом дополнительно должны отмечаться высокие величины отношений Tb/Yb , Sm/Yb . Это условие для исследуемых магматических пород не выполняется. Кроме того, не наблюдается значительной деплетированности тяжелыми редкими землями ни для сумийских, ни для ранне- и позднеятулийских магматитов. Для вулканитов рассматриваемых локальных разрезов не подтверждается предположение В. В. Иваникова с соавторами о гранат-перидотитовом источнике раннеятулийских вулканитов [Иваников и др., 2008].

Судя по величинам Ce/Y , La/Yb отношений [Hoffman, 1997], магматические породы всех возрастных групп образованы при плавлении шпинелевого перидотита (табл. 4).

Содержание элементов и величины геохимических показателей, таких как Zr/Nb , Zr/Y , Ti/Zr , Ta/Yb , сходны для магматических пород всех трех надгоризонтов. По величинам Nb/Th , Th/Yb , Lu/Hf , Sm/Yb есть незначительные отличия. Максимальное сходство величин отмечено для магматических пород сумия и раннего ятулия и для магматитов позднего ятулия и людиковия.

Не подтверждают гранатовый перидотит в качестве источника исходного расплава для магматических пород палеопротерозоя кратона и значения таких геохимических показателей, как Ti/Y , Sm/Yb , Lu/Hf .

Ранее была высказана точка зрения [Светов и др., 2012] о присутствии субдукционной компоненты в сумийских андезибазальтах за счет плавления непереработанных в архее погруженных мезоархейских океанических слэ-

бов в условиях рифтогенного режима в сумии, вызванного плюмом Виндибелт [Куликов и др., 2005]. Но при подобном плавлении в условиях континентального рифтогенеза должна наблюдаться обогащенность сумийских производных по сравнению с ятулийскими и людиковийскими – Th , U , Zr , Cs , Rb , Ba , Pb , что не происходит. Судя по имеющимся данным (табл. 2, 3), величины отношений Ce/Nb , $(Nb/La)_N$, Th/Nb , используемые для определения присутствия субдукционной составляющей в исходных расплавах [Weaver, 1991], не всегда дают для образований сумия однозначные результаты (табл. 5).

В отличие от островодужных сумийские вулканиты не обладают отрицательными аномалиями Zr , Ti , а незначительные отрицательные аномалии Nb , Ta , наряду с повышенными концентрациями LREE послужившие для авторов работ [Богина, Злобин, 2010; Светов и др., 2012] доказательством наличия субдукционного компонента, могут быть связаны либо с фракционированием магнетита, либо с присутствием в источнике амфибола. В модальном составе и сумийских, и особенно ятулийских вулканитов присутствует магнетит, поэтому можно предположить его фракционирование. В то же время обогащение щелочными металлами (Cs , Li , Rb) и сумийских, и ятулийских магматических пород не исключает присутствия в источнике амфибола.

Для определения степени контаминированности исходных расплавов можно использовать анализ распределения элементов, различающихся по степени когерентности. Положение точек вулканитов в координатах $(Th/Ta)_{PM} - (La/Nb)_{PM}$ (рис. 9), где степень некогерентности в ряду Th , Ta , Nb , La увеличивается, показывает, что сумийские магматические породы «тяготеют» к продуктам, контаминированным веществом нижней коры, ятулийские – к продуктам, контаминированным веществом верхней коры. Людиковийские магматические породы являются наименее контаминированными, располагаясь на бинарной диаграмме между примитивной мантией и базальтами MORB.

Таким образом, в мантийных расплавах палеопротерозойского возраста от сумия к людиковию происходит увеличение доли мантийного материала и понижение степени контаминации расплавов коровой компонентой.

Имевшая место контаминация исходных расплавов прослеживается также по величинам индикаторных отношений элементов: Pb/Ce , Nb/U , которые для базальтов MORB, OIB, континентальных осадков и субдуцируе-

Таблица 4. Величины геохимических показателей для палеопротерозойских магматических образований южной части Карельского кратона

Table 4. Geochemical indices for the Paleoproterozoic magmatic formations in the southern part of the Karelian craton

	Zr/Nb	Zr/Y	Ti/Zr	Nb/Th	Th/Yb	Ta/Yb	Lu/Hf	Sm/Yb	Ce/Y	La/Yb	Ti/Y	Pb/Ce	Nb/U
сумийский надгоризонт Sumian superhorizon													
Sm-1	14	5	83	4	1,0	0,3	0,1	2	1,3	6,3	421	0,23	9,4
Sm-3 a	13	6	96	4	1,2	0,4	0,1	2	1,5	6,0	541	0,15	11,9
Sm-3	15	7	80	4	1,1	0,4	0,1	2	1,6	7,6	525	0,14	12,3
Sm-7	14	6	64	2	2,1	0,3	0,1	3	2,0	9,2	374	0,19	10,5
Sm-9	16	7	62	2	2,0	0,3	0,1	3	2,0	9,3	425	0,15	11,5
Sm-11	16	7	56	3	2,1	0,6	0,1	4	3,0	17,8	400	0,09	11,9
Sm-12	17	11	57	3	2,1	0,5	0,1	2	2,5	8,4	656	0,14	14
Sm-13	27	9	43	1	2,7	0,2	0,1	2	1,9	10,8	389	0,07	5,6
KI1/1	20	11	47	3	2,0	0,5	0,1	4	3,3	15,1	524	0,03	14
KI1/3	16	10	56	3	2,4	0,3	0,1	2	1,6	6,5	542	0,05	15,7
KI2	11	3	82	2	1,8	0,4	0,1	4	2,4	17,8	273	0,09	7,8
KI3	14	8	64	3	2,2	0,5	0,1	3	2,5	11,3	519	0,06	12,5
KI4	14	10	65	3	2,6	0,6	0,1	3	2	7,7	649	0,09	16,2
KI5	18	8	48	3	1,7	0,5	0,1	3	2,1	10,5	392	0,07	12,1
KI6	6	3	161	3	2,4	0,4	0,1	3	1,5	7,0	542	0,20	15,3
ятулийский надгоризонт Jatulian superhorizon													
ПОРП1а	10	4	89	6	0,6	0,3	0,1	1	0,7	2,7	367	0,03	19,3
ПОРП1	11	4	90	6	0,6	0,3	0,1	2	1,2	5,9	358	0,05	24,8
ПРП1-2	11	4	88	6	0,7	0,3	0,1	2	1,2	5,5	369	0,05	23,9
Сун1-1	19	3	81	3	0,6	0,2	0,2	1	0,7	2,9	280	0,23	10,2
ПОРП3	13	4	31	5	0,8	0,2	0,1	2	0,8	3,7	135	0,09	16,9
ПОРП5	16	5	23	5	0,6	0,2	0,1	1	0,8	3,5	106	0,09	25,1
ПОРП6	16	5	22	5	0,7	0,2	0,1	2	0,9	3,9	106	0,03	23,2
ПОРП7	16	5	31	4	0,7	0,2	0,1	2	0,9	3,9	141	0,07	20,8
ПРП8-1	13	3	95	5	0,5	0,1	0,2	1	1,1	2,6	342	0,09	26,7
ПОРП10	11	3	102	4	0,8	0,2	0,1	2	0,8	5,2	289	0,14	12,9
ПОРП11	16	4	70	5	0,6	0,2	0,1	1	0,7	3,7	263	0,07	17,2
ГП100	16	7	88	4	1,2	0,3	0,1	2	1,3	6,4	606	0,10	11,5
Hm1	16	3	100	3	0,6	0,2	0,2	1	0,7	2,4	313	0,23	12,3
Vaz1	14	6	101	4	1,2	0,2	0,1	2	1,1	4,8	591	0,23	12,2
SA1	18	5	78	5	0,5	0,2	0,1	1	0,8	3,4	360	0,12	21,5
ГИР 1	14	4	77	6	0,5	0,3	0,1	2	0,8	3,3	305	0,05	35
ГИР 4	20	6	26	5	0,6	0,2	0,2	1	0,9	3,5	165	0,13	25
людиковый надгоризонт Ludicovian superhorizon													
0-79	9	3	127	8	0,4	0,4	0,3	1	0,8	3,5	389	0,10	33,5
0-85	14	4	76	7	0,6	0,2	0,2	1	0,4	1,7	316	0,13	3,8
0-86	10	2	41	3	1,0	0,2	0,3	2	0,6	3,2	91	0,05	4,6
0-87	14	5	76	7	0,7	0,3	0,1	2	0,9	4,8	402	0,12	12,3
0-88	13	5	84	7	0,6	0,3	0,1	2	1	4,2	425	0,11	31
100-3	14	6	79	7	0,6	0,3	0,1	2	0,7	2,5	457	0,08	28,9
101	13	6	97	14	0,3	0,3	0,2	1	0,7	2,2	617	3,82	66,4
107	17	6	71	6	0,6	0,2	0,2	1	0,9	3,7	407	0,48	21,8
114	15	6	77	7	0,6	0,2	0,1	2	0,6	2,2	428	1,27	26,8
114-3	15	10	73	7	0,8	0,3	0,1	2	1,5	5,5	717	0,46	14,4
121	14	4	91	7	0,4	0,2	0,2	1	0,8	3,2	352	0,10	35,6

Окончание табл. 4

Table 4 (continued)

	Zr/Nb	Zr/Y	Ti/Zr	Nb/Th	Th/Yb	Ta/Yb	Lu/Hf	Sm/Yb	Ce/Y	La/Yb	Ti/Y	Pb/Ce	Nb/U
122	13	6	102	6	0,6		0,2	1	0,8	3,3	560	0,07	33,3
123-2	14	3	104	15	0,1	0,1	0,3	1	0,4	1,3	350	0,23	43,9
157	13	8	67	7	0,8	0,3	0,1	2	1,2	5,0	553	0,42	30
158	13	12	74	8	0,9	0,4	0,1	1	1,1	4,3	861	0,43	30,6
N-MORB	32	3	103	19	0,04	0,04	0,2	1	0,3	0,8	3	0,04	49,6
E-MORB	9	3	82	14	0,25	0,20	0,2	1	0,7	2,7	3	0,04	46,7
OIB	6	10	61	12	1,85	1,25	0,04	5	2,8	17,1	10	0,04	47,1
PM	16	2	116	8	0,17	0,08	0,2	1	0,4	1,4	2	0,1	34,0

Таблица 5. Величины отдельных геохимических показателей сумийских магматических образований южной части Карельского кратона

Table 5. Some geochemical indices of the Sumian magmatic formations in the southern part of the Karelian craton

	Sm 1	Sm 3a	Sm 3	Sm 7	Sm 9	Sm 11	Sm 12	Sm 13	K1-1	K12	K13	K14	K15	K1-6
Ce/Nb	3,7	3,3	3,7	4,8	4,5	6,7	3,8	5,4	5,8	7,8	4,3	2,9	4,6	2,9
(Nb/La) _N	0,6	0,7	0,6	0,5	0,5	0,3	0,6	0,4	0,4	0,2	0,5	0,9	0,5	0,9
Th/Nb	0,2	0,3	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4

мых осадков имеют фиксированные величины [White, 2010].

В магматитах сумия эти показатели находятся в интервале 0,05–0,23 (Pb/Ce) и 8–16 (Nb/U), для ятулийских магматических пород данные значения равны соответственно 0,03–0,20 (Pb/Ce) и для людиковийских – отношение Pb/Ce находится в пределах 0,05–0,48 и величина Nb/U равна 12–66. Это указывает на то, что уровень контаминации расплавов, ответственных за появление магматических пород рассматриваемых возрастных

интервалов геологической истории Центральной Карелии, уменьшался от сумия к людиковию.

Причиной проявления магматизма в сумийское время считается воздействие плюма Виндибелт [Куликов и др., 2005]. Однако на диаграмме в координатах Nb/Y – Zr/Y (рис. 10), которую используют для доказательства существования плюмовых источников для фанерозойской геологической истории, рассматриваемые магматические образования Карельского кратона располагаются таким об-

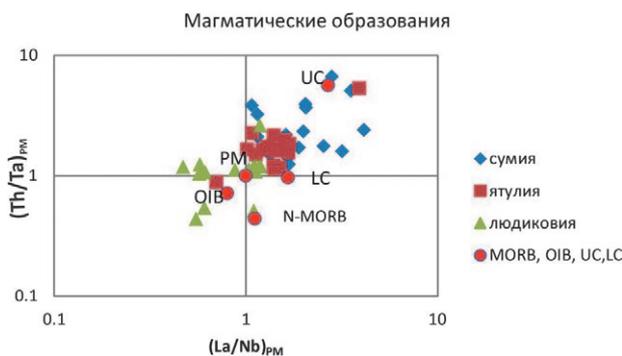


Рис. 9. Положение магматических пород палеопротерозоя в координатах $(Th/Ta)_{PM} - (La/Nb)_{PM}$. OIB, PM по: [Sun, McDonough, 1989]; LC (нижняя кора), UC (верхняя кора) по: [Rudnic, Gao, 2003]

Fig. 9. The position of igneous rocks of the Paleoproterozoic in the coordinates $(Th/Ta)_{PM} - (La/Nb)_{PM}$. OIB, PM according to [Sun, McDonough, 1989]; LC (lower crust), UC (upper crust) according to [Rudnic, Gao, 2003]

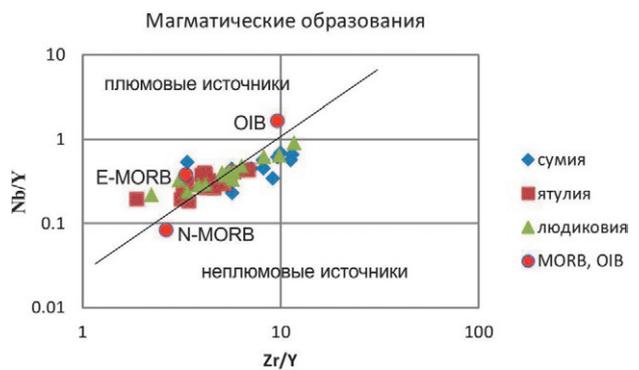


Рис. 10. Диаграмма в координатах Nb/Y – Zr/Y [Fitton et al., 1997; Condie, 2003] для магматических образований палеопротерозоя Центральной Карелии

Fig. 10. The diagram in the coordinates Nb/Y – Zr/Y [Fitton et al., 1997; Condie, 2003] for magmatic formations of the Paleoproterozoic in Central Karelia

разом, что исключают однозначную интерпретацию.

Кроме того, «плюмовая» причина магматизма палеопротерозоя помимо геохимических индикаторов должна проявиться и геологическими свидетельствами, а также отразиться в петрогеохимических особенностях магматических пород. Тепловое воздействие плюма должно привести к появлению пород кислого состава в осадочных частях разрезов, что не наблюдается. Фанерозойские магматические породы, формирование которых связывают с плюмовым событием, как правило, высокотитанистые ($\text{TiO}_2 > 2\%$), высокожелезистые, и содержание окиси калия в них превышает 0,5%. Большая часть рассматриваемых пород палеопротерозоя южной части Карельского кратона не удовлетворяет этим условиям.

По соотношению $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{PM}} - (\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ [Niu et al., 2010] петрогеохимические особенности вулканогенных образований палеопротерозоя Карельского кратона могут быть удовлетворительно объяснены при допущении добавления в исходные расплавы эклогитового компонента.

На основании приведенных выше данных можно утверждать о сходном мантийном источнике для палеопротерозойских магматических пород, находившемся на уровне гранатсодержащего шпинелевого перидотита и смещавшегося со временем на уровень шпинелевых перидотитов. Наблюдающиеся петрогеохимические различия вызваны отличающимися условиями магмогенерации при переходе от сумия к людиковию, прежде всего это увеличение степени частичного плавления в людиковийский период и уменьшение степени контаминированности исходных расплавов материалом континентальной коры. Происшедшее на уровне литосферной мантии плавление исключает плюмовый источник для рассматриваемых магматитов всех возрастных уровней.

Заключение

Магматические породы разных надгоризонтов палеопротерозоя рассматриваемых структур не образуют на диаграммах изолированных полей, перекрываясь друг с другом. Приведенные петрогеохимические данные указывают на то, что ведущими факторами магматической эволюции сумийского комплекса были различные режимы частичного плавления верхней мантии при подъеме уровня магмо-

генерации от гранатсодержащего шпинелевого перидотита к собственно шпинелевому перидотиту. Источником магматического вещества в ятулии и людиковии был преимущественно шпинелевый перидотит. Сумийские магматиты образовались при меньшей степени плавления источника, чем ятулийские и людиковийские.

В настоящее время магматизм, проявившийся в континентальных областях, автоматически объясняют воздействием плюма/плюмов. В частности, причиной магматизма сумийского временного интервала считают плюм Виндибелт [Куликов и др., 2005].

Действительно, на всех приведенных выше диаграммах вулканиты сумия тяготеют к источнику вблизи OIB, что можно предположительно связать с воздействием плюма (?). С другой стороны, проявления сумийского вулканизма импульсного по времени и локального по месту протекания можно рассматривать как реакцию жесткого архейского фундамента на разнонаправленные движения в шовной зоне Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса: опускания в КГЗО и подъем и выход на поверхность денудации глубинных образований для БПП. Подобные движения связаны со становлением базит-гипербазитовых интрузий по границам кратона в связи с разломами мантийного заложения. Возникшая вследствие этого гравитационная аномалия должна была привести к изостатическому выравниванию территории. В результате происходит сводовое поднятие в центральной части Карельского кратона и, как следствие, формирование троговых структур в режиме растяжения, что способствует подъему мантийного вещества и его плавлению за счет декомпрессии. Возможность подобного механизма образования расплавов показана Д. Л. Андерсоном [Anderson, 1994]. Реализация подобного сценария подразумевает отсутствие комагматичности рассматриваемых сумийских вулканитов южной части кратона с расслоенными интрузивами основного-ультраосновного состава, пространственно приуроченными к границам КГЗО. На наш взгляд, образование магматических пород разных возрастных уровней палеопротерозоя южной части Карельского кратона в результате частичного плавления литосферного источника исключает их прямую связь с плюмом/плюмами. Первопричина магматизма – растяжение литосферы, а не «подток» мантийного вещества. Однако это утверждение требует дополнительного обоснования.

**Характеристика магматических пород
Magmatic rocks description**

*Образцы из разрезов сумийского надгоризонта
Samples from the Sumian superhorizon*

а) р-н Красной Речки
The Red River area

№ обр. No.	Характеристика образца Sample description	Лавовый поток Lava stream
Sm1	массивный базальт эпидотизированный epidotized massive basalt	1
Sm3	базальт вариолитовый variolitic basalt	3
Sm3 a	андезибазальт andesibasalt	4
Sm5	андезибазальт хлоритизированный chloritized andesibasalt	5
Sm7	миндалекаменный андезибазальт (миндалины выполнены кварцем) amygdaloidal andesibasalt (amygdaloids are of quartz)	9
Sm9	массивный андезибазальт хлоритизированный chloritized massive andesibasalt	7
Sm11	массивный андезибазальт с редкими кварцевыми миндалинами massive andesibasalt with rare quartz amygdaloids	8
Sm12	массивный андезибазальт massive andesibasalt	6
Sm13	массивный андезит massive andesite	10

б) р-н оз. Каллиева Лампи
Lake Kallieva Lampi area

№ обр. No.	Характеристика образца Sample description	Лавовый поток Lava stream
K11/1	андезибазальт массивный massive andesibasalt	1
K11/2	андезибазальт с редкими миндалинами andesibasalt with rare amygdaloids	2
K11/3	андезит массивный massive andesite	3
K12	андезибазальт andesibasalt	4
K13	– « –	4
K14	базальт вспененный bubbled basalt	5
K15	андезибазальт andesibasalt	6
K16	базальт миндалекаменный amygdaloidal basalt	7
K18	массивный андезибазальт massive andesibasalt	8
K19	базальт вспененный bubbled basalt	9
K110	массивный андезибазальт с миндалинами в кровле massive andesibasalt with amygdaloids in the roof	10

*Ятулийский разрез, р-н пос. Гирвас
Jatulian section, the Girvas settlement area*

ГП100	базальт basalt	правый борт каньона р. Суны the left side of the Suna River canyon
Hm1	базальт краснокаменный red-stone basalt	южнее пос. Гирвас southward of the settlement of Girvas
Vaz1	базальт basalt	севернее пос. Гирвас northward of the settlement of Girvas
1106	андезибазальт* andesibasalt*	Райгуба Rayguba
1107	базальт* basalt*	– « –
1137	– « – *	Юркостров Yurkostrov
1150	– « – *	Красная Речка Red River
1145	– « – *	Бригуннаволк Brigunnavolok
Сун1/1	базальт тонкозернистый fine-grained basalt	правый борт каньона р. Суны the right side of the Suna River canyon
ПОРП1	базальт массивный massive basalt	руч. Лукан-Оя the Lukan-Oya Stream
ПОРП1а	базальт с сульфидной минерализацией basalt with sulphide mineralization	– « –
ПРП1-2	базальт рассланцованный interstratified basalt	– « –
ПОРП3	габбро-долерит альбитизированный albitized gabbro-dolerite	– « –
ПОРП5	– « –	– « –
ПОРП6	габбро-долерит gabbro-dolerite	– « –
ПОРП7	габбро-долерит с сульфидной минерализацией gabbro-dolerite with sulphide mineralization	– « –
ПРП8-1	габбро-долерит gabbro-dolerite	– « –
Прп10-1	базальт брекчированный brecciated basalt	– « –
ПОРП11	базальт basalt	– « –
298G4	андезибазальт тонкозернистый fine-grained andesibasalt	р-н Поор-Порога Poor-Poroga area
298GB	базальт basalt	– « –
SA1	габбро-долерит gabbro-dolerite	у брода р. Суны near the Suna River ford
ГИР1	габбро меланократовое melanocratic gabbro	р-н Поор-Порога Poor-Poroga area
ГИР4	габбро gabbro	– « –

Примечание. *На диаграммах Харкера дополнительно использованы данные из коллекции Ю. И. Сацука.
Note. *The Harker diagrams are supplemented with the data from the collection of Yu. I. Satsuk.

*Образования людиковийского надгоризонта, р-н Заонежья
Formations of the Ludicovian superhorizon, Zaonezhye*

066	габбро мелкокристаллическое fine-crystalline gabbro	восточнее оз. Падмозеро eastward of Lake Padmозero
078	габбро gabbro	р-н Палтега Paltega area

079a	габбро массивное massive gabbro	– « –
079в	– « –	– « –
085	габбро-долерит окварцованный silicified gabbro-dolerite	р-н Загубье Zagubye area
087	габбро gabbro	– « –
088	– « –	– « –
089	– « –	– « –
099	габбро-долерит gabbro-dolerite	р-н сев. Лебещина northern Lebeshchina area
100	– « –	– « –
101	габбро-долерит gabbro-dolerite	– « –
100–3	– « –	– « –
100A	габбро-долерит окварцованный silicified gabbro-dolerite	– « –
106	габбро gabbro	– « –
107	– « –	– « –
114	– « –	залив Святуха Svyatukha bay
114–3	базальт basalt	– « –
117	габбро массивное massive gabbro	– « –
121	габбро среднекристаллическое medium-crystalline gabbro	залив Елгуба Elguba bay
122	габбро мелкокристаллическое fine-crystalline gabbro	– « –
123 г	габбро gabbro	– « –
157	– « –	мыс Карнаволок Karnavolok cape
158	– « –	– « –

Литература

Богина М. М., Злобин В. Л. Корреляция сумийского базальтового вулканизма Карельского и Кольского кратонов: петрогеохимия, возраст и геодинамическая обстановка формирования // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докл. XI Всеросс. петрограф. совещ. 2010. Т. 1. С. 82–83.

Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Горбачев Н. С. Петрохимические особенности базальтов и интрузивов Норильского района и генезис рудоносной магмы // Геохимия магматических пород: Матер. XXV Всеросс. семинара с участием стран СНГ. Шк. «Щелочной магматизм Земли» (Санкт-Петербург, 23–26 мая 2008 г.). СПб.; М., 2008.

Иваников В. В., Малашин М. В., Голубев А. И., Филиппов Н. Б. Новые данные по геохимии ятулийских базальтов центральной Карелии // Вестн. СПб ун-та. 2008. Сер. 7, вып. 4. С. 31–49.

Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук: М., 2004. 46 с.

Коросов В. И. Геология джетаулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий), Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1991. 118 с.

Коросов В. И. Проблемы взаимоотношений сариолийских и сумийских образований // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. Вып. 16. С. 57–63.

Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В., Коптев-Дворников Е. В., Зудин А. И. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского плато коматиитовых базальтов Синегорья, юго-восточная Фенноскандия // Петрология. 2005. Т. 13. С. 469–489.

Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С., Пухтель И. С. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.

Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41. doi: 10.17076/geo444

Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.

Минц М. В. Процессы тектоно-плитного и плюмового типов в истории формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: синтезис // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии: Материалы III Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2011. С. 112–114.

Мыскова Т. А., Иванов Н. М., Корсакова М. А., Милькевич Р. И., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. Геохимия, возраст и происхождение кислых вулканических сумий Шомбозерской и Лехтинской структур (Центральная Карелия, Балтийский щит) // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии: Материалы III Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2011. С. 124–126.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России (Объяснительная записка) / Науч. ред. Ф. П. Митрофанов, В. З. Негруца. Апатиты: ИГ КНЦ РАН, ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского, 2002. 13 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. второе, перераб. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Полеховский Ю. С., Голубев А. И. Людииковийский надгоризонт Онежского прогиба // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1989. С. 106–117.

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

Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Светов С. А., Голубев А. И., Светова А. И. Геохимия сумийских андезибазальтов Центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Сумийские андезибазальты Койкарско-Эльмусской площади: литогеохимическая характеристика и условия формирования // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. Вып. 15. С. 5–27.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Колодей В. С. 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

Степанова А. В., Самсонов А. В., Ларионов А. Н. Заключительный эпизод магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по до-

леритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 3–16.

Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 1. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.

Филатова В. Т. Количественные оценки параметров раннепротерозойского плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита // ДАН. 2004. Т. 395, № 5. С. 685–689.

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

Шарков Е. В., Богина М. М. Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С. 3–27.

Anderson D. L. Superplums and supercontinents // Geology. 1994. Vol. 22. P. 39–42.

Condie K. C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4, iss. 1. P. 1–18. doi: 10.1029/2002GC000333

Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J., Hardarson B. S., Taylor R. N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth and Planetary Science Letters. 1997. Vol. 153. P. 197–208.

Hoffman A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997. Vol. 385. P. 219–229.

Martin A. P., Prave A. R., Condon D. J., Lepland A., Fallick A. E., Romashkin A. E., Medvedev P. V., Rychanchik D. V. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions // Earth and Planetary Science Letters. 2015. Vol. 424. P. 226–236.

Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. Vol. 230. P. 42–43.

Niu Y., Wilson M., Humphreys E. R., O'Hara M. J. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML) // Episodes. 2010. Vol. 35, no. 2. P. 310–327.

Puchtel I. S., Arndt N. T., Hofmann A. W., Haase K. M., Kroener A., Kulikov V. S., Kulikova V. V., Garbe-Schoenberg C. D., Nemchin A. A. Petrology of mafic lavas within the Omega Plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. Vol. 130. P. 134–153.

Regelous M., Hofmann A. W., Abouchami W., Galer S. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol. 2003. Vol. 44, no. 1. P. 113–140.

Rudnick R. L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. Set. Oxford: Elsevier Ltd., 2003. Vol. 10. P. 1–64.

Shaw D. M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. Vol. 34. P. 237–243.

Shaw J. E., Baker J. A., Menzies M. A., Thirlwall M. F., Ibrahim K. M. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere – asthenosphere source active by lithospheric extension // *J. Petrol.* 2001. Vol. 44, no. 9. P. 1657–1679.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Systra Y. J. The Influence of Geochemistry on Biological Diversity in Fennoscandia and Estonia. 2012. P. 439–472. doi: 10.5772/48386

Wang K. L., Chuna S. L., Chen C. H. Geochemical constraints on the petrogenesis of high-Mg basaltic andesites from the northern Taiwan volcanic zone and their geodynamic significance // *Chemical Geology.* 2002. Vol. 182. P. 513–528.

Weaver B. L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 104. P. 381–397.

White W. M. Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2010. Vol. 38. P. 133–160.

Поступила в редакцию 26.11.2017

References

Bogina M. M., Zlobin V. L. Korrelyatsiya sumiiskogo bazal'tovogo vulkanizma Karel'skogo i Kol'skogo kratonov: petrogeokhimiya, vozrast i geodinamicheskaya obstanovka formirovaniya [Correlation of the Sumian basaltic volcanism of the Karelian and Kola cratons: petrogeochemistry, age, and geodynamical situation of formation]. *Magmatizm i metamorfizm v istorii Zemli: Tezisy dokl. XI Vseross. petrograficheskogo soveshch.* [Magmatism and Metamorphism in the Earth's History: Abs. of XI All-Russ. petrogr. meeting]. 2010. Vol. 1. P. 82–83.

Filatova V. T. Kolichestvennye otsenki parametrov ranneproterozoyevskogo plyum-litosfernogo vzaimodeystviya v severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Quantitative assessment of the Early Proterozoic plume-lithosphere interaction parameters in the north-eastern part of the Baltic Shield]. *DAN [Dokl. Earth Sciences]*. 2004. Vol. 395, no. 5. P. 685–689.

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

Geologiya Karelii [Geology of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1987. 231 p.

Gorbachev N. S. Petrokhimicheskie osobennosti bazal'tov i intruzivov Noril'skogo raiona i genesis rudonosnoi magmy [Petrochemical features of basalts and intrusions of the Norilsk region and ore-bearing magma genesis]. *Geokhimiya magmaticheskikh porod: Mater. XXV Vseross. seminar s uchastiem stran SNG. Shk. "Shchelochnoi magmatizm Zemli"* (Sankt-Peterburg, 23–26 maya 2008 g.) [Geochemistry of magmatic rocks: Proceed. XXV All-Russ. seminar with the the CIS part. School *Alkaline magmatism of the Earth* (St. Petersburg, May 23–26, 2008)]. St. Peterburg; Moscow, 2008.

Ivanikov V. V., Malashin M. V., Golubev A. I., Filippov N. B. Novye dannye po geokhimiye yatuliiskikh bazal'tov tsentral'noi Karelii [New data on geochemistry of Jatulian basalts of Central Karelia]. *Vestn. SPb. un-ta* [Vestnik of St. Petersburg Univ. Earth Sciences]. 2008. Iss. 4, no. 7. P. 31–49.

Kolodyazhnyi S. Yu. Strukturno-kinemacheskaya evolyutsiya Karel'skogo massiva i Belomorsko-Lapland-

skogo poyasa v paleoproterozoe [Structural-kinematic evolution of the Karelian Massif and the White Sea-Lapland Belt in the Paleoproterozoic]: Summary of DSc (Dr. of Geol.) thesis. Moscow, 2004. 46 p.

Korosov V. I. Geologiya doyatuliiskogo proterozoya vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (sumii, sariolii) [The geology of the Pre-Jatulian Proterozoic of the eastern part of the Baltic Shield (Sumian, Sariolian)], Petrozavodsk: KarRC RAS, 1991. 118 p.

Korosov V. I. Problemy vzaimootnoshenii sarioliiskikh i sumiiskikh obrazovaniy [Problems of Sariolian and Sumian units correlation]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Useful Minerals of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2013. Iss. 16. P. 57–63.

Kulikov V. S., Bychkova Ya. V., Kulikova V. V., Koptev-Dvornikov E. V., Zudin A. I. Rol' glubinnoi differentsiatsii v formirovanii paleoproterozoyevskogo plato komatiitovykh bazal'tov Sinegor'ya, yugo-vostochnaya Fennoskandiya [Role of deep-seated differentiation in formation of Paleoproterozoic Sinogorie Lava Plateau of komatiite basalts, Southeastern Fennoscandia]. *Petrologiya* [Petrology]. 2005. Vol. 13. P. 469–489.

Kulikov V. S., Kulikova V. V., Lavrov B. S., Pukhtel' I. S. Suisarskii pikrit-bazal'tovyy kompleks paleoproterozoya Karelii (oporny razrez i petrologiya) [The Proterozoic Suisar picrite – basalt complex in Karelia (key section and petrology)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1999. 96 p.

Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gor'kovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. Geologicheskaya karta yugo-vostochnoi Fennoskandii masshtaba 1:750000: novye podkhody k sostavleniyu [Geological map of southeastern Fennoscandia (scale 1:750000): a new approach to map compilation]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2017. No. 2. P. 3–41. doi: 10.17076/geo444

Magmatizm i metallogeniya riftogennykh sistem vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita [Magmatism and metallogeny of rift-related systems of the eastern part of the Baltic Shield]. St. Petersburg, 1993. 244 p.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya [Mineral raw material base of the Republic of Karelia]. Kn. 1. *Goryuchie poleznye iskopaemye. Metallicheskie poleznye iskopaemye* [Vol. 1. Fossil fuels. Metallic minerals]. Petrozavodsk: Kareliya, 2005. 280 p.

Mints M. V. Protsessy tektono-plitnogo i plyumovogo tipov v istorii formirovaniya rannedokembriiskoi kory Vostochno-Evropetskogo kratona: sintezis [Processes of plate-tectonic and plume types in the history of formation of the Early Precambrian crust of the East-European craton: synthesis]. *Problemy pleit- i plyum-tektoniki v dokembrii: Materialy III Ross. konf. po problemam geologii i geodinamiki dokembriya* [Problems of plate- and plume tectonics in the Precambrian: Proceed. of III Russ. conf. on the problems of geology and geodynamics of the Precambrian]. St. Petersburg, 2011. P. 112–114.

Myskova T. A., Ivanov N. M., Korsakova M. A., Mil'kevich R. I., Berezhnaya N. G., Presnyakov S. L. Geokhimiya, vozrast i proiskhozhdenie kislykh vulkanitov sumiya Shombozerskoi i Lekhtinskoi struktur (Tsentral'naya Kareliya Baltiiskii shchit) [Geochemistry, age, and origin of the Sumian acid volcanics of the Shombozero and Lekhta structures (Central Karelia, Baltic Shield)]. *Problemy pleit- i plyum-tektoniki v dokembrii: Materialy III Ross. konf. po problemam geologii i geodinamiki dokembriya* [Problems of plate- and plume tectonics in the Precambrian: Proceed. of III Russ. conf. on the problems of geology and geodynamics of the Precambrian]. St. Petersburg, 2011. P. 124–126.

Obshchaya stratigraficheskaya shkala nizhnego dokembriya Rossii. (Ob'yasnitel'naya zapiska) [General stratigraphic scale of the Lower Precambrian in Russia: an explanatory note]. Apatity: IG KNC, VSEGEI im. A. P. Karpinskogo, 2002. 13 p.

Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura (geologiya, tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya) [The Onega Paleoproterozoic structure (geology, tectonics, deep structure and minerageny)]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2011. 431 p.

Petrograficheskii kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya [Petrographic Code of Russia: magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations]. 2nd ed., updated and revised. St. Petersburg: VSEGEI, 2008. 200 p.

Polekhovskii Yu. S., Golubev A. I. Lyudikovskii nadgorizont Onezhskogo progiba [The Lyudikovian superhorizon of the Onega deflection]. *Problemy stratigrafii nizhnego proterozoya Karelii* [Issues of the Lower Proterozoic stratigraphy in Karelia]. Petrozavodsk: Karel. fil. AN SSSR, 1989. P. 106–117.

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

Sharkov E. V., Bogina M. M. Evolyutsiya magmatizma paleoproterozoya – geologiya, geokhimiya, izotopiya [Magmatism evolution in the Paleoproterozoic – geology, geochemistry, isotopy]. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya* [Stratigraphy. Geol. Correlation]. 2006. Vol. 14, no. 4. P. 3–27.

Svetov A. P. Platformnyy bazal'tovy vulkanizm karelid Karelii [Platform basaltic volcanism of the Karelian karelides]. Leningrad: Nauka, 1979. 208 p.

Svetov S. A., Golubev A. I., Svetova A. I. Geokhimiya sumiiskikh andezibazal'tov Tsentral'noi Karelii [Geochemistry of the Sumian andesite-basalts in Central Karelia]. *Geokhimiya* [Geochemistry]. 2004. No. 7. P. 729–739.

Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Sumiiskie andezibazal'ty Koikarsko-El'musskoi ploshchadi: litogeokhimitskaya kharakteristika i usloviya formirovaniya [Sumian andesite-basalts of the Koikary-El'muss area: lithochemical description and formation conditions]. *Geol. i poleznye iskopaemye Karelii* [Geol. and Mineral Resources of Karelia]. 2012. Iss. 15. P. 5–27.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Utitsyna V. L., Ekhoval M. V., Kolodei V. S. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornyx porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: the method and accuracy estimation in the case study of Early Precambrian mafic complexes]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2015. No. 7. P. 54–73. doi: 10.17076/geo140

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Larionov A. N. Zaklyuchitel'nyi epizod magmatizma srednego paleoproterozoya v Onezhskoi strukture: dannye po doleritam Zaonezh'ya [The final episode of the Middle Proterozoic magmatism in the Onega structure: data on Trans-Onega dolerites]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2014. No. 1. P. 3–16.

Tipy magm i ikh istochniki v istorii Zemli [Types of magma and their sources in the Earth's history]. Chast' 1. *Magmatizm i geodinamika – glavnye faktory evolyutsii Zemli* [Part 1. Magmatism and geodynamics – main factors of the Earth's evolution]. Moscow: IGEI RAN, 2006. 398 p.

Anderson D. L. Superplums and supercontinents. *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 39–42.

Condie K. C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. Vol. 4, iss. 1. P. 1–18. doi: 10.1029/2002GC000333

Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J., Hardarson B. S., Taylor R. N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. Vol. 153. P. 197–208.

Hoffman A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 1997. Vol. 385. P. 219–229.

Martin A. P., Prave A. R., Condon D. J., Lepland A., Fallick A. E., Romashkin A. E., Medvedev P. V., Rychanchik D. V. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions. *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. Vol. 424. P. 226–236.

Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*. 1971. Vol. 230. P. 42–43.

Niu Y., Wilson M., Humphreys E. R., O'Hara M. J. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML). *Episodes*. 2010. Vol. 35, no. 2. P. 310–327.

Puchtel I. S., Arndt N. T., Hofmann A. W., Haase K. M., Kroener A., Kulikov V. S., Kulikova V. V., Garbe-Schoenberg C. D., Nemchin A. A. Petrology of mafic lavas within the Onega Plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal

growth in the Baltic Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. Vol. 130. P. 134–153.

Regelous M., Hofmann A. W., Abouchami W., Galer S. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma. *J. Petrol.* 2003. Vol. 44, no. 1. P. 113–140.

Rudnick R. L., Gao S. The Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. Set. Oxford: Elsevier Ltd., 2003. Vol. 10. P. 1–64.

Shaw D. M. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. Vol. 34. P. 237–243.

Shaw J. E., Baker J. A., Menzies M. A., Thirlwall M. F., Ibrahim K. M. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere – asthenosphere source active by lithospheric extension. *J. Petrol.* 2001. Vol. 44, no. 9. P. 1657–1679.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle

composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Systra Y. J. The Influence of Geochemistry on Biological Diversity in Fennoscandia and Estonia. 2012. P. 439–472. doi: 10.5772/48386

Wang K. L., Chuna S. L., Chen C. H. Geochemical constraints on the petrogenesis of high-Mg basaltic andesites from the northern Taiwan volcanic zone and their geodynamic significance. *Chemical Geology.* 2002. Vol. 182. P. 513–528.

Weaver B. L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 104. P. 381–397.

White W. M. Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2010. Vol. 38. P. 133–60.

Received November 26, 2017

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Кондрашова Наталья Ивановна

научный сотрудник лаб. геологии и геодинамики докембрия, к. г.-м. н.
Институт геологии КарНЦ РАН, Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр РАН» ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: kondr@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Kondrashova, Natalia

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: kondr@krc.karelia.ru