ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ КОМАТИИТОВ: ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД, ВОЗРАСТ И ПЕТРОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ (НА ПРИМЕРЕ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

© 2022 г. Д. чл. А. Б. Вревский*

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия *e-mail avrevsky@mail.ru

> Поступила в редакцию 06.09.2022 г. После доработки 04.10.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

В статье приводятся данные о строении и вещественном составе концентрическизональной подушки коматиита из рувинваарской свиты неоархейской Костомукшской зеленокаменной структуры Фенноскандинавского щита. Особенностями зонального строения подушки являются: узкий диапазон вариаций концентраций и сходные спектры РЗЭ в даците и андезите из ядерной части, в коматиите и коматиитовом базальте из внешней части подушки, а также более высокие концентрации лантаноидов в андезите по сравнению с дацитом. Выявленные закономерности распределения РЗЭ являются отличительным признаком ликвационной дифференциации базитовых расплавов. Sm-Nd изотопная систематика пород коматиитового матрикса и дацита ликвата позволила установить их изохронный возраст (2874 ± 35 млн лет, ϵ Nd = +1.5). Полученные данные свидетельствуют о более древнем, чем считалось, возрасте контокской серии Костомукшской зеленокаменной структуры.

Ключевые слова: коматииты, андезиты, дациты, ликвация, зональность, геохимия редкоземельных элементов, Sm-Nd изотопная систематика и возраст, неоархейская Костомукшская зеленокаменная структура, Фенноскандинавсий щит

DOI: 10.31857/S0869605522060090

введение

В ряду разнообразных петрологических процессов генерации и эволюции глубинных расплавов (частичное плавление, миксинг, контаминация, ассимиляция, гибиридизация, минглинг, фракционирование и т.д.) особое место занимает ликвационная дифференциация как в рудно-силикатных, так и в многокомпонентных алюмо-силикатных системах базит-гипербазитовых магм, механизм и причины которой дискутируются. Экспериментальные исследования несмесимости искусственных ферробазальтовых расплавов в условиях, приближающихся к P-T параметрам образования природных магматических комплексов (McBirney, 1996; Veksler et al., 2007, и др.), заложили основу для объяснения с помощью механизма ликвации не только появления так называемых "глобулярных" текстур в базальтах, но и формирования гораздо более крупных геологических объектов – бимодальных вулканических серий (Пугин, Хитаров, 1980). С ликвацией связывают и контрастные взаимоотношения гранофиров и чрезвычайно обогащенных железом пород, кристаллизовавшихся последними в Скергаардской расслоенной интрузии (Гренландия), а также ассоциированного с ними оруденения (Veksler et al., 2007; Holness et al., 2011).

Несмесимость в силикатных расплавах установлена для многих геологических комплексов различного возраста и геодинамической природы: гавайских оливиновых базальтов (Philpotts, 1982), базальтов Деканских траппов (De, 1974), стекл импактных кратеров (Hamann et al., 2013), бимодальной ассоциации интрузии Скаергард в Гренландии (McBirney, 1996; Veksler et al., 2006, 2007; Holness et al., 2011), а также, что чрезвычайно важно для понимания этих процессов, образцов лунных базальтов "Apollo 11" (De, 1974; Roedder, 1979; Philpotts, 1976, 1982).

В архейских комплексах глабулярные (вариолитовые) текстуры широко проявлены в толеитовых базальтах зеленокаменных поясов Абитиби (Fowler et al., 1986, 2002; Arndt, Fowler, 2004), Барбертон (Sandsta et al., 2011) и кратона Пилбара (Murphy, 2021). На Фенноскандинавском щите хорошо изучены метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и низкотемпературной амфиболитовой фаций палеопротерозойские вариолитовые базальты суйсарской свиты Карелии (Светов, 2005, 2008; Гудин и др., 2012) и пильгуярвинской свиты Печенги (Смолькин, 1992; Hanski, 1993), для которых установлено многообразие морфологических (литофациальных) типов контрастных по составу расплавов матрикса и глобул/вариолей. Здесь выделены массивные вариолитовые лавы пикробазальтов с ликвационными обособлениями в виде глобул в центральных и краевых частях потоков, подушечные вариолитовые лавы пикробазальтов, вариолитовые бомбы и их фрагменты в туфах (Светов, 2008).

Для неоархейских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита наиболее яркими геологическими примерами вулканических пород с признаками ликвационного генезиса являются коматииты и коматиитовые базальты Костомукшской структуры Западной Карелии (Володичев, 2009), структуры Кухмо Восточной Финляндии (Рарипеп et al., 2009) и Койкарской структуры Центральной Карелии (Светов, 2005). За исключением палеопротерозойских суйсарских базальтов одного из районов Карелии, упомянутые выше раннедокембрийские породы Фенноскандинавского щита геохимически почти не охарактеризованы. В том числе, для них отсутствуют данные о особенностях поведения Sm-Nd изотопной системы при ликвации мантийных расплавов.

Для архейских коматиит-толеитовых вулканитов расшифровка природы ликвации на основе геохимических характеристик минералов и термодинамики практически невозможна из-за наложенных метаморфических изменений исходного расплава, первоначально лишенного протокристаллов и минеральных агрегатов. Петрогенетическая интерпретация образования глобулярных (вариолитовых) текстур является до настоящего времени предметом дискуссий. Для объяснения этого явления привлекаются такие разные процессы, как смешение контрастных магматических расплавов (минглинг), метаморфические изменения, быстрая кристаллизация перегретых расплавов и ликвация. Такое разнообразие представлений указывает на то, что мы еще находимся на стадии накопления фактического материала, особенно изотопно-геохимических данных, необходимых для создания адекватной петрологической модели механизмов ликвационной дифференциации базит-гипербазитовых расплавов.

Настоящая работа направлена на восполнение ряда пробелов в изучении ликвационных процессов на уникальном примере "подушечных" коматиитов рувинваарской свиты неоархейской Костомукшской зеленокаменной структуры Фенно-Карельской области Фенноскандинавского щита.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Концентрации породообразующих оксидов в породах определены методом РФА по стандартной методике (Химический анализ ..., 2016), редких (Cr, V, Co, Ni, Sr, Zr,Y Sr, Ba) и редкоземельных элементов (РЗЭ) – методом ICP-MS в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ. Измерения методом ICP-MS проводились трижды с использованием Rb, Re и In в качестве внутренних стандартов. Ошибка определения Lu, Yb, Er и Dy составляет 10–15 отн. %, остальных редких элементов – не более 5 отн. %. При построении редкоземельных спектров содержания РЗЭ нормировались на состав примитивной мантии (McDonough, Sun,1995).

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Изотопные составы Sm и Nd измерялись на массспектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приведены к ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составил 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = $\pm 0.5\%$, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = $\pm 0.005\%$ (2 σ).

При расчете величин єNd(T) и модельных возрастов TNd(DM) использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2137).

ГЕЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Костомукшская зеленокаменная структура (рис. 1), расположенная в северо-западной части Фенно-Карельской области Фенноскандинавского щита, представляет собой асимметричную синформу, в строении которой выделяются два крупных литолого-тектонических подразделения — существенно вулканогенная контокская серия и преимущественно терригенно-осадочная гимольская серия, с которой связано крупное железорудное месторождение. Супракрустальные породы Костомукшской структуры метаморфизованы в два этапа. Ранний этап регионального метаморфизма в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового типа (3–4 кбар). Второй этап амфиболитового метаморфизма повышенного давления (от 4.5 до 10 кбар) проявлен локально вдоль сдвиговых зон на границе контокской и гимольской серий (Володичев, 2002). Несмотря на интенсивные метаморфические преобразования пород, в них достаточно хорошо сохранились структурно-текстурные признаки коматиитовых и толеитовых вулканитов и туфов, кислых и средних вулканитов, а также терригенных пород, что позволяет использовать для таксономической идентификации пород кайнотипную терминологию.

Существует несколько принципиально различных представлений о геологической последовательности формирования супракрустальных толщ Костомукшкой структуры и, соответственно, различные интерпретации ее геодинамической эволюции в целом (Puchtel et al., 1998; Лобач-Жученко и др., 2000; Кожевников, 2000). В настоящей работе автор придерживается наиболее аргументированной стратиграфической схемы подразделения нижней вулканогенной контокской серии, разработанной в результате многолетних исследований В.Я. Горьковца с соавторами (Горьковец и др., 1981) и принятой в качестве основы легенды Госгеолкарты-200 (Государственная..., 2012) и международной Карты металлогенической зональности докембрия Фенноскандинавского щита 1 : 2000000 (Mineral..., 2012). Согласно этой схеме, в строении контокской серии выделяются три свиты (снизу вверх): ниемиярвинская, шурловаарская и рувин-ваарская.



Рис. 1. Схема геологического строения Костомукшской зеленокаменной структуры.

I – плагиограниты и мигматиты, 2 – силлиманит-кварцевые сланцы, 3 – базальты и коматииты контокской серии (ниемиярвинская и рувинваарская свиты), 4 – кислые вулканиты контокской серии (шурловаарская свита), 5 – терригенные породы гимольской серии, 6 – микроклиновые граниты, 7 – обобщенные залегания пород, 8 – тектонические нарушения; звездочкой отмечено местоположение объекта исследований. Fig. 1. Geological scheme of the Kostomuksha greenstone structure

1 - plagiogramites and migmatites, 2 - sillimanite-quartz schists, 3 - basalts and komatiites of the Kontok series (Niemiyar and Ruvinvaar suites), 4 - felsic volcanics of the Kontok series (Shurlovaar suite), 5 - terrigenous rocks of the Gimol series, 6 - microcline gramites, 7 - generalized rock occurrences, 8 - tectonic faults. An asterisk indicates the location of the research object.

Ниемиярвинская свита сложена метаморфизованными базальтами, пикробазальтами и андезибазальтами, преимущественно лавами, реже туфами, превращенными в результате метаморфизма в амфиболиты, плагиоклаз-амфиболовые, хлорит-амфиболовые, эпидот (цоизит)-амфибол-плагиоклазовые сланцы. В большинстве случаев они характеризуются хорошей сохранностью первичных структурно-текстурных особенностей: тонкозернистой (вплоть до афанитовой) структурой, подушечной и миндалекаменной текстурами в лавах и слоистых туфах. В составе свиты присутствуют маломощные (0.5–3 м реже до 10 м) горизонты хемогенных пород, представленных серицит-(мусковит)-полевошпат-кварцевыми и кварц-куммингтонитовыми сланцами, содержащими обильную вкрапленность пирита (от 2–5 до 20%). Незначительным развитием в составе свиты пользуются хлорит-тремолитовые, хлорит-актинолитовые и серпентин-тремолитовые сланцы по туфам коматиитов и коматиитовых базальтов.

Шурловаарская свита представлена комплексом вулканических и вулканогенноосадочных, существенно пирокластических пород кислого состава, ассоциирующих с углеродсодержащими сланцами и железисто-кремнистыми образованиями. Породы свиты согласно перекрывают базальты ниемиярвинской свиты и также согласно перекрываются вулканитами рувинваарской свиты. Для кислых вулканитов шурловаарской свиты Костомукшской структуры изохронным U-Pb методом определен возраст циркона (2801 ± 9 млн лет: Сергеев и др. 1990; 2795 ± 10 млн лет: Лобач-Жученко и др., 2000).

Рувинваарская свита согласно перекрывает кислые вулканиты шурловарской свиты. Верхняя граница рувинваарской свиты маркируется пачкой граувакк и полимиктовых конгломератов, залегающих в основании гимольской серии на коре химического выветривания основных вулканитов рувинваарской свиты. Вулканиты представлены толеитовыми базальтами, коматиитами и коматиитовыми базальтами, изредка отмечаются андезибазальты, андезиты и андезидациты, а также мелкие пластовые интрузии средне-кислого состава. В большинстве случаев породы представлены амфиболитами и полевошпат-роговообманковыми, цоизит-полевошпат-роговообманковыми, хлоритактинолитовыми, серпентин-тремолитовыми сланцами, сохраняющими реликтовые структурно-текстурные признаки вулканитов. В коматиитах сохраняются характерные для них структуры спинифекс, кровельные брекчии и туфобрекчии, слоистые туфы. Базальты слагают многочисленные покровы, представленные подушечными, миндалекаменными и массивными разновидностями лав и лавобрекчиями. Мощность потоков лав варьирует от первых метров до десятков метров.

Среди коматиит-толеитовых вулканитов рувинваарской свиты особое место занимают несколько уникальных по своему строению потоков коматиитов, сложенных дифференцированными подушками размером от 10–20 см до 1–1.5 м (рис. 2), строение которых отражает различные типы и стадии ликвационной дифферециации (Володичев, 2009). Наблюдаются: (1) подушки, как правило, небольшого (10–30 см) размера, практически гомогенного коматиитового состава и (2) подушки концентрически зонального строения, в которых внешняя зона имеет коматиитовый или базальтовый состав, промежуточная сложена вариолитом, а центральная зона представлена гомогенным дифференциатом лейкократового состава. В некоторых подушках дацит-риолитовая центральная зона составляет до 80–90% их объема.

Подушечные текстуры используются для интерпретации геодинамической обстановки магматизма и, в частности, для обоснования природы мафических вулканитов контокской серии как реликта обдуцированной верхней части океанической коры (Pychtel et al., 1998). Подушечные лавы коматиитов и базальтов являются литологическими свидетельствами излияния лавовых потоков в водную среду и сами по себе не являются прямыми признаками тектонической обстановки вулканизма. Тем не менее, эти текстурные особенности коматиитов, наряду со спинифекс структурами, свидетельствуют о закалке и быстром охлаждении высокотемпературных расплавов в обстановках земной поверхнсти (Arndt, Fowler, 2004; Staudea, Jones, Markla, 2020).

Быстрая закалка исходных коматиитовых расплавов в объеме подушки подразумевает термостатированность и сохранность первичных изотопно-геохимических характеристик расплава так, как это происходит в зонах спинифекс и прикровельных брекчиях лавовых потоков коматиитов (Sossi et al., 2016). О закрытости изотопно-геохимических систем в подушках можно судить по особенностям их строения. В случае подушечных текстур коматиитовых базальтов группы Онтоярви (рис. 3) зеленокаменного пояса Кухмо, Восточная Финляндия, близко расположенного и одновозрастного



Рис. 2. Коматииты с подушечными структурами зонального строения. Рувинваарская свита контокской серии Костомукшской структуры. Размер полевого дневника 20×15 см. **Fig. 2.** Komatiites with pillow structures of zonal structure. Ruvinvaar Formation of the Kontok Series of the Kostomuksha structure. The size of the field diary is 20×15 cm.

(2798 ±2 млн лет: Huhma et al., 2012) с Костомукшской структурой, наряду с мелкими вариолями, в подушках наблюдаются вытянутые перпендикулярно зоне закалки реликты миндалин тальк-карбонат-хлоритового состава, представляющих собой метаморфизованные первичные газово-жидкие включения в лавах. Характерно, что эти миндалины постепенно концентрируются у зоны закалки, не пересекая ее; последнее свидетельствует о закрытости магматической системы при кристаллизации комати-итового расплава в подушке.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД ЗОНАЛЬНОЙ ПОДУШКИ

Для решения поставленной задачи — определения особенностей изотопно-геохимического состава продуктов ликвационной дифференциации коматиита, была исследована подушка концентрически зонального строения размером 60 × 80 см, практически лишенная вариолей, карбонатных жил и включений (рис. 2). В ходе опробования данная подушка была полностью извлечена из обнажения, что позволило изучить ее концентрически зональное строение и, что особенно важно, проследить зону закалки практически по всему периметру подушки.

В строении подушки было выделено несколько зон различного состава:

(1) зона закалки (2–1.5 см), сложенная афанитовой породой темно-зеленого цвета, образованной мелкозернистым агрегатом актинолита и тремолита (обр. 12-1а/91, 12-16/91);

(2) краевая зона (10–15 см), сложенная мелкокристаллическим агрегатом актинолита, хлорита (10–15%) и плагиоклаза (An 25–30%), количество которого увеличивается в направлении к лейкократовой ядерной части подушки (обр. 12-3/91, 12-4/91, 12-5а/91, 12-5/91);



Рис. 3. Коматиитовый базальт с подушечными структурами и измененными газово-жидкими миндалинами. Группа Онтоярви, зеленокаменный пояс Кухмо (Восточная Финляндия).

Fig. 3. Komatiitic basalt with pillow structures and altered gas-liquid amygdules. Ontojärvi group, Kuhmo greenstone belt (Eastern Finland).

(3) ядерная часть, сложенная мелкозернистым агрегатом кварца и плагиоклаза (An 40–50%) с примесью биотита и амфибола (20–15%) (обр. 12-6/91). В центральной части подушки установлена зона (обр. 12-6а/91) с более крупными зернами плагиоклаза.

В целом состав пород, слагающих дифференцированную подушку (табл. 1, рис. 4), отвечает вулканитам нормальной щелочности толеитовой серии (Na₂O + K₂O 0.07–6.2 мас. %) и варьирует от коматиита и коматиитового базальта в зоне закалки и краевой зоне (SiO₂ 46.7–50.5 мас. %, MgO 24.5–12.5 мас. %, FeO* 14.7–9.4 мас. %) до пород андезитдацитового состава (SiO₂ 56.7–66.6 мас.%) в ядерной части подушки. По содержанию MgO состав коматиита из зоны закалки аналогичен так называемым "северным массивным коматиитам" (Puchtel et al., 1998), но является более железистым – соответ-

ственно содержание FeO_{cp}^* составляет 10.5 мас. % в массивных коматиитах, 13.6 мас. % – в подушке. Характерной особенностью состава андезит-дацитового ликвата является повышенная магнезиальность (Mg# 0.54–0.46) и высокое содержание общего железа (FeO* 14.7–4.8 мас. %).

Распределение редких элементов в зональной подушке (табл. 1, рис. 4) отвечает общим закономерностям их поведения в процессах магматической фракционной дифференциации от ультрабазит-базитовых к средне-кислым расплавам, которая сопровождается уменьшением содержаний Cr (от 350 до 21 г/т), Co (от 108 до 84 г/т), Ni (от 1032 до 14 г/т) и увеличением содержаний Zr (от 23 до 136 г/т), Y (от 7 до 20 г/т) и Sr (от 6 до 109 г/т).

Наиболее характерной и необычной особенностью геохимии зональной подушки является распределение редкоземельных элементов (рис. 5). В целом, содержания РЗЭ в породах всех зон подушки близки (Σ РЗЭ_N 6–12), а спектры распределения РЗЭ

Таблица	1.	Содержание	петрогенных	оксидов	(мас.	%),	редких	И	редкоземельных	элементов
(мкг/г) в	пс	родах диффе	ренцированно	ой подуш	ки ком	лати	ита			

Table 1. The content of petrogenic oxides (wt %), rare and rare earth elements (μ g/g) in the rocks of the differentiated pillow of komatiite

Varganaum	1	2	3	4	5	6	7	8
KOMIIOHEHT	12-1a/91	12-16/91	12-3/91	12-4/91	12-5/91	12-5a/91	12-6/91	12-6a/91
Зоны	Ι	Ι	II	II	III	III	IV	IVa
SiO ₂	48.96	49.8	46.67	50.48	56.67	57.1	66.65	
TiO ₂	0.52	0.46	0.61	0.75	0.63	0.55	0.53	
Al_2O_3	5.36	6.59	11.7	13.64	13.62	13.48	14.52	
FeO*	14.09	13.37	14.72	10.24	9.41	9.54	4.84	
MnO	0.16	0.19	0.27	0.19	0.26	0.25	0.07	
MgO	24.51	21.12	12.54	13.38	6.09	6.1	2.28	
CaO	5.28	6.81	11.34	8.37	9.87	8.96	3.85	
Na ₂ O	0.10	0.02	0.96	0.72	1.37	1.53	2.40	
$K_2 \overline{O}$	0.01	0.05	0.87	0.51	0.26	0.22	3.82	
P_2O_5	0.83	0.69	0.09	0.18	0.12	0.15	0.07	
п.п.п.	0.13	0.37	0.13	0.94	1.53	1.48	0.87	
Сумма	99.95	99.47	99.90	99.40	99.83	99.36	99.90	
Mg#	0.76	0.74	0.60	0.70	0.54	0.53	0.46	
Cr	350	298	158	143	96	88	25	21
V	230	194	269	298	198	201	_	_
Co	108	96	84	61	_	_	_	_
Ni	1032	983	193	121	89	95	14	22
Zr	23	19	57	44	82	78	149	136
Y	7	10	31	22	20.4	19.2	12.6	9.6
Sr	5.9	8.4	75	81	108	113	98	109
Ba	_	_	_	_	431	354	189	150
La	1.65	2.04	4.70	2.23	8.12	6.53	9.30	1.96
Ce	3.38	4.82	11.20	7.11	17.92	11.36	15.60	4.35
Pr	0.51	0.69	1.42	1.01	2.27	1.57	2.32	0.75
Nd	2.58	4.13	7.52	4.87	10.87	6.59	9.71	3.89
Sm	1.06	1.27	2.63	1.75	3.42	2.09	2.04	1.23
Eu	0.37	0.48	0.77	0.49	1.23	0.86	0.99	0.59
Gd	1.22	1.43	2.31	1.93	3.20	2.55	2.40	1.40
Tb	0.27	0.24	0.48	0.33	0.57	0.46	0.40	0.21
Dy	1.69	1.91	3.71	2.71	4.74	3.18	2.19	1.86
Но	0.36	0.41	0.86	0.59	1.11	0.65	0.40	0.43
Er	0.92	1.12	2.27	1.51	2.83	1.83	1.11	0.94
Tm	0.13	0.18	0.35	0.22	0.46	0.28	0.18	0.16
Yb	0.91	1.09	2.30	1.68	2.68	2.14	1.00	0.88
Lu	0.13	0.17	0.34	0.27	0.34	0.32	0.18	0.13
(La/Yb) _N	1.2	1.3	1.4	0.9	2.4	2.1	6.3	1.5
(Ce/Yb) _N	1.0	1.2	1.3	1.1	1.8	1.4	4.1	1.3
$(Ce/Sm)_N$	0.8	0.9	1.0	1.0	1.3	1.3	1.8	0.9
(Gd/Yb) _N	1.3	1.0	0.9	0.9	0.9	1.0	1.8	1.1
(La/Sm) _N	1.0	1.0	1.1	0.8	1.7	2.0	2.8	1.0
Eu/ Eu*	0.25	0.39	0.23	0.20	0.28	0.28	0.34	0.34
$\Sigma(\text{REE})_{\text{N}}$	6.2	7.5	15.2	10.2	21.0	14.4	14.8	7.3

Примечание. 1–2 – коматиит из зоны закалки, 3–4 – коматиитовый базальт из краевой зоны, 5–6 – андезит из внешней зоны ядерной части, 7–8 – дацит из центра ядерной части подушки. Mg# = MgO × 24.8/(MgO × \times 24.8 + FeO × 13.9). FeO* = FeO + (Fe₂O₃ × 0.9).



Зоны	Ι	II	III	IV	IVa
SiO ₂ , мас. %	49	52	57	67	
Mg#	0.75	0.65	0.53	0.46	
$\Sigma(\text{REE})_{\text{N}}$	1.1	1.2	1.6	1.3	4.1
$\epsilon Nd(T)$	+1.5	+1.5	+0.9		+1.5

Рис. 4. Схема строения зональной подушки коматиита и таблица средних характеристик изотопно-геохимического состава пород зональности.

I – коматииты зоны закалки (обр. 12-1а/91), II – коматиитовые базальты краевой зоны (обр. 12-4/91), III – андезиты внешней зоны ядерной части (обр. 12-5а/91), IV–V – дациты центральной зоны ядерной части подушки (обр. 12-6/91 и 12-6а/91).

Fig. 4. Scheme of the structure of the zonal komatiite pillow and a table of the average characteristics of the isotope-geochemical composition of the zonal rocks.

I – komatiites of the chilled zone (sample 12-1a/91), II – komatiite basalts of the marginal zone (sample 12-4/91), III – andesites of the outer zone of the core (sample 12-5a/91), IV– V – dacites of the central zone of the core part of the pillow (samples 12-6/91 and 12-6a/91)

демонстрируют слабо выраженное обогащение легкими лантаноидами (La_N/Yb_N 1.23–2.38), за исключением образца крупнозернистого дацита (обр. 12-6/91) из центра ядерной зоны, сильно обогащенного легкими лантаноидами (Ce_N/Yb_N 4.1). Последнее, вероятно, связано с появлением в стекле кислого ликвата протокристаллов плагиоклаза и "включением" механизма распределения несовместимых элементов, основанного на законе Генри с соответствующими коэффициентами распределения (K_D) расплав/ЛРЗЭ при кристаллизации расплава в условиях низких давлений (Mysen, 2004).

На фоне подобия спектров распределения РЗЭ (рис. 5), необычным для силикатных расплавов являются: близость их содержаний в даците ядерной части, коматиитах и коматиитовых базальтах внешней части подушки, а также более высокие концентрации лантаноидов в андезите по сравнению с дацитами ликвата. Такие особенности распределения РЗЭ являются характерным признаком ликвационной дифференциации базитовых расплавов, установленных экспериментально (Watson, 1976) и выяв-



Рис. 5. Нормированное к примитивной мантии (ПМ) распределение редкоземельных элементов в породах дифференцированной подушки коматиита.

1–2 коматииты зоны (I) закалки, 3–4 коматиитовые базальты краевой (II) зоны, 5–6 андезиты внешней (III) зоны ядерной части, 7–8 дациты центральной (IV) зоны ядерной части подушки. Номера образцов соответствуют табл. 1.

Fig. 5. Distribution of rare earth elements normalized to the primitive mantle (PM) in the rocks of the differentiated komatiite pillow.

1-2 komatilites of the chilled zone (I), 3-4 komatilite basalts of the marginal zone (II), 5-6 and esites of the outer zone of the core (III), 7-8 dacites of the central zone of the core part of the pillow (IV). Sample numbers correspond to Table 1.

ленных в вариолитовых базальтах суйсарской свиты людиковия в Центиральной Карелии (Гудин и др., 2021).

По сравнению с коматиитами из массивных потоков рувинваарской свиты (так называемые "северные и южные коматииты") (Puchtel et al., 1998) коматииты и коматиитовые базальты зоны закалки и краевой зоны подушки не имеют столь характерного для неоархейских коматиитов вообще и массивных коматиитов в частности, обедненного легкими лантаноидами спектра распределения (соответственно величина (La/Sm)_N составляет 0.8–1.72 в подушке и 0.5–0.4 в массивных коматиитах).

Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

С целью изучения поведения Sm-Nd изотопной системы при процессах ликвационной дифференциации, особенно на фоне установленных аномальных для природных базит-гипербазитовых ассоциаций концентраций и распределений редких и редкоземельных элементов, был изучен изотопный состав различных зон дифференцированной подушки коматиита.

Внешняя узкая (2–3 см) зона (I) закалки коматиитового состава и более широкая краевая (II) зона коматиит-базальтового состава, характеризуются узким интервалом вариаций начальных изотопных отношений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, которые в терминах модели

Порода	Зона	№ обр.	Sm мкг/г	Nd мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ±2σ (изм.)	εNd(T)	T _{Nd(DM)} млн лет
Коматиит	Ι	12-1a/91	0.876	2.280	0.23422	0.513416 ± 22	1.4	
Коматиит	Ι	12-16/91	1.782	4.835	0.22275	0.513214 ± 12	1.7	
Коматиитовый	II	12-4/91	1.589	4.225	0.22807	0.513309 ± 8	1.6	
базальт								
То же	II	12-4a/91	1.847	4.857	0.22987	0.513335 ± 6	1.4	
То же	II	12-3/91	2.525	6.754	0.22604	0.513279 ± 13	1.7	
Андезит	III	12-5/91	2.908	13.371	0.13142	0.511455 ± 16	0.9	3123
Дацит	IV	12-6/91	2.157	10.972	0.11671	0.511210 ± 11	1.5	3033

Таблица 2. Результаты Sm-Nd изотопных исследований **Table 2.** Results of Sm-Nd isotope studies

эволюции изотопного состава Nd деплетированной мантии (DePaolo, Wasserburg, 1976) соответствуют значениям ϵ Nd(T) в интервале от +1.4 до +1.7 (табл. 2, рис. 6).

Лейкократовая ядерная (III и IV) часть подушки андезитового и дацитового состава характеризуется значениями $\varepsilon Nd(T)$ в интервале от + 0.89 до +1.51 и модельными значениями возраста TNd(DM) в интервале 3.1–3.0 млрд лет (табл. 2).

Так как породы, слагающие конкретную подушку, представляют собой закрытую изотопно-геохимическую систему, а также благодаря кристаллизации плагиоклаза с соответствующими $Kd_{\text{расплав/лрзэ}}$ в дацитовом ликвате центральной части ядерной зоны подушки, удалось рассчитать с достаточной точностью линию регрессии с наклоном, отвечающем возрасту 2874 ± 35 млн лет, ϵ Nd = +1.5 и CKBO 0.78 (рис. 6). Полученный возраст может интерпретироваться как время кристаллизации коматиитов, а модельный возраст TNd(DM) — времени отделения первичного расплава коматиитов от мантийного протолита. На диаграмме (143 Nd/ 144 Nd)–(1/Nd) (рис. 7) точки составов образцов не коррелируют, что подтверждает, как геохимическую достоверность изохронного возраста, так и образование пород из изотопно гомогенного первичного расплава (т.е. полученная изохрона не является "линией смешения").

Sm-Nd изохронное значение возраста коматиитов рувинваарской свиты существенно (на 70–40 млн лет) удревняет возраст всей контокской серии Костомукшской зеленокаменной структуры по сравнению с полученными ранее для пород этой серии геохронологическими Sm-Nd данными – 2808 ± 95 млн лет, ϵ NdT = +2.9 (Лобач-Жученко и др., 2000); 2843 ± 39 и 2798 ± 52 млн лет, ϵ Nd T = +2.8 \pm 0.2, Re-Os изохронный возраст 2795 ± 40 млн лет (Puchtel et al., 1998; 2001). Кроме того, начальное изотопное отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd для закрытой, когенетичной магматической системы, "запечатанной" в подушке, лучше характеризует изотопный состав мантийного источника расплава, нежели данные, полученные для Sm-Nd изохрон, построенных по образцам пород толеит-коматиитовой ассоциации из различных частей разреза контокской серии (Лобач-Жученко и др., 2000; Puchtel et al., 1998).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

К очевидным фактам, определяющим специфику геодинамического развития архейских зеленокаменных поясов и формирования континентальной литосферы древних кратонов, можно отнести присутствие пород, более не повторяющихся в геологической истории ("ультраосновных" коматиитов, порфировидных автономных анортозитов, полосчатых железо- и марганцеворудных формаций, строматолитов, баритовых эвапоритов). Особое место для понимания изотопно-геохимической и геодинамической эволюции литосферы в архее занимают коматииты. Эти вулканиты, открытые более полувека тому назад (Viljoen, Viljoen, 1969) и до сих пор изучающиеся с различной степенью интенсивности во многих регионах мира, преподносят исследователям все новые и новые открытия. Примером такого рода уникальных данных стало обнаружение высокого содержания воды (0.6 ± 0.1 мас. %) в оливине из коматиитов



Puc. 6. Sm—Nd изохронная диаграмма для пород дифференцированной подушки коматиита. **Fig. 6.** Sm—Nd isochron diagram for rocks of a differentiated pillow of komatiite.

зеленокаменного пояса Абитиби и, соответственно, в их исходном расплаве и его мантийном источнике (Sobolev et al., 2016; Inoue et al., 2000). Кроме того, коматииты обладают целым рядом уникальных минералогических и петрологических свойств, к которым прежде всего относится экспериментально установленная чрезвычайно высокая температура расплава (более 1600 °C) (Green, 2015) и структурные признаки (оливиновый спинифекс и дендритовые структуры) поверхностных субаэральных условий кристаллизации (Fowler et al., 2002).

С этой точки зрения, коматииты Костомукшской структура представляют собой уникальный объект, демонстрирующий способность коматиитовых расплавов к ликвации с образованием существенных объемов средних и кислых ликватов, что имеет принципиальное значение для критического анализа представлений о контокской серии как аллохтонном реликте верхней части разреза океанической коры (Puchtel et al., 1998; 2001).

Существующие представления о природе ликвации магматических алюмо-силикатных систем предполагают целый ряд механизмов разделения расплавов на несмешивающиеся жидкие фазы, от низкотемпературных метаморфических преобразований фенокристаллов плагиоклаза и воздействия метасоматических флюидов до смешения высокотемпературных, контрастных по составу расплавов (минглинг) и гравитационного фракционирования базит-гипербазитового расплава (см. обзор: Arndt, Fowler, 2004). Теоретическое физико-химическое моделирования безводной системы MgO–SiO₂ (Bogaerts, Schmidt, 2006; Thompson et al., 2007) показало, что мантийные эвтектические ультраосновные составы при давлениях меньше 2 GPa способны к разделению на контрастные несмешивающиеся расплавы, которое связано с структурной перестройкой алюмосиликатного расплава и выражается в перераспределении элементов между полимеризованными и деполимеризованными участками.



Рис. 7. Диаграмма ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-1/Nd в породах дифференцированной подушки коматиита. **Fig. 7.** ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-1/Nd for rocks of a differentiated pillow of komatiite.

Экспериментальные данные и теоретические представления о метастабильной ликвации алюмо-силикатных расплавов основываются главным образом на изучении природных гранитоидных и базальтовых минералообразующих систем с участием флюидной компоненты водно-фторидного, водно-хлоридного и водно-солевого состава (см., например, Щекина и др., 2020). С учетом высокой температуры коматиитовых магм и их излияния в морском бассейне, одним из возможных фактором ликвации могли служить процессы взаимодействия расплава с морской водой, широко проявленные в современных океанических базальтах (Dixon, 1995; Head, Wilson, 2003).

Геохимия редких и редкоземельных элементов силикатных расплавов определяется процессами, протекающими в широком диапазоне температур, давлений, вязкости и плотности расплавов (Mysen, 2004; Щекина и др., 2020). Это усложняет моделирование изменения структуры расплавов и процессов комплексообразования. Немногочисленными экспериментальными исследованиями установлено повышение концентрации РЗЭ в основных ликватах по сравнению с кислыми (Watson, 1976; Schmidt, 2006), что вероятно связано с тем, что катионы РЗЭ слишком велики для замещения Si⁴⁺ в "стеклообразующих" молекулярных полимероподобных комплексах кислых ликватов (Быков, Королева, 2010). Такие особенности концентрации и распределения РЗЭ в принципе отличают ликвационную дифференциацию от фракционной кристаллизации, при которой распределение РЗЭ происходит согласно закону Генри.

Новые данные, полученные для коматиитов неоархейской Костомукшской зеленокаменной структуры, показали способность коматиитового расплава к ликвационной дифференциации с образованием существенных объемов ликвата андезитового и дацитового состава. Эти факты позволяют предполагать, что в определенных структурно-тектонических условиях верхней коры коматиитовые расплавы могли продуцировать значительные объемы средних и кислых расплавов, которые некоторыми исследователями (Puchtel et al., 1998; 2001) рассматриваются как продукты коллизионного вулканизма, возникшего при плавлении континентальной коры во время обдукции океанической плиты. Подобная точка зрения опровергается выводами о присутствии коматиитов в разрезе железо-рудной формации гимольской серии (Милькевич, Арестова, 1999).

Из-за высокой степени метаморфизма супракрустального комплекса Костомукшской зеленокаменной структуры без объяснения остался целый ряд геологических наблюдений о морфологии потоков подушечных коматиитов. Прежде всего это относится к особенностям строения подушек, которые часто почти на 70–80% состоят из ликвата среднекислого состава (рис. 2), а в других случаях сложены однородными коматиитами. Дальнейшее изучение этих образований позволит подтвердить или опровергнуть высказанное предположение о контаминации первичных коматиитовых расплавов сиалическим коровым веществом и/или их флюидного взаимодействия при контакте с морской водой, как возможных причин возникновения ликвационной дифференциации.

выводы

Для вулканогенной толщи рувинваарской свиты Костомукшской зеленокаменной структуры установлено, что образование подушечных структур при поверхностной кристаллизации коматиитовых потоков сопровождалось ликвационной дифференциацией высокотемпературного (≤1540 °C) расплава внутри подушек с выделением контрастного лейкократового ликвата в их ядрах. В отличии от "классических" примеров ликвации основных расплавов на базитовый матрикс и дацитовые вариоли (глобулы), в подушке установлена зона ликвата андезитового состава.

Доказательством процессов ликвационной дифференциации расплава служат близкие концентрации и сходные, не фракционированные спектры распределения РЗЭ как в матриксе, так и в ликвате. Концентрации РЗЭ лантаноидов в андезите больше по сравнению с дацитами и сопоставимы с концентрациями РЗЭ в коматиитовом матриксе.

Изучение Sm-Nd изотопной системы в геохимически закрытой системе подушки коматиита рувинваарской свиты позволило установить ее изохронный возраст (2874 ± 35 млн лет). Эти данные свидетельствуют о более древнем (на 70–40 млн лет) возрасте контокской серии Костомукшской зеленокаменной структуры, чем считалось ранее.

Первичные изотопные отношения Nd (ϵ NdT от +1.4 до +1.7) в коматиитах зоны закалки подушки, а также распределение легких редкоземельных элементов в них ($La_N/Yb_N = 0.9-1.27$) можно интерпретировать как свидетельства генерации первичных коматиитовых расплавов из "обогащенного" мантийного источника, в отличии от так называемых "северных коматиитов" – производных плавления "хорошо перемешанного" и "длительно деплетированного" мантийного резервуара (ϵ NdT = +2.8, $La_N/Yb_N 0.4-0.5$) (Puchtel et al., 1998; 2001).

Способность коматиитовых расплавов к ликвационному разделению с образованием существенных объемов средних и кислых ликватов имеет значение не только для возможного объяснения присутствия среди пород рувинваарской свиты прослоев андезитов и дацитов, но является еще одним петрологическим дополнением к ранее предложенному внесубдукционному геодинамическому механизму происхождения андезитов в неоархейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита (Вревский, 2019).

Работа выполнена в рамках госзадания FMUW-2022-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Быков В.Н., Королева О.Н. Термодинамическое моделирование поведения катионов модификаторов в многокомпонентных силикатных расплавах // Геохимия. **2010**. № 11. С. 1202-1205.

Володичев О.И. О кислых дифференциатах коматиитовых и толеитовых базальтов Костомукшской структуры, Фенноскандинавсий щит / Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Мат. научн конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск, **2009**. С. 37–41.

Володичев О.И., Кузенко Т.И., Козлов С.С. К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контокской серии Костомукшской структуры / Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, **2002**. С. 15–26.

Вревский А.Б. Геологические и изотопно-геохимические признаки внесубдукционных петрологических механизмов формирования неоархейской континентальной коры Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита // Петрология. 2019. Т. 27. № 2. С. 158–181. *Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: "Карелия", **1981**. 143 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36- Апатиты. Объяснительная записка. Редактор Ю. Б. Богданов. СПб., **2012**. 436 с.

Гудин А.Н., Дубинина Е.О., Носова А.А. Петрогенез вариолитовых лав Онежской структуры, Центральная Карелия // Петрология. **2012**. Т. 20. № 3. С. 282–299.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, **2000**. 223 с.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **2000**. Т. 8. № 4. С. 3–10.

Милькевич Р.И., Арестова Н.А. Метакоматииты в разрезе терригенной железисто-кремнистой формации Костомукшского зеленокаменного пояса // Литология и полезные ископаемые. **1999**. № 5. С. 517–523.

Пугин В.А., Хитаров Н.И. Вариолиты как пример ликвации магм // Геохимия. **1980**. № 4. С. 496–512.

Светов С.А. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦРАН, **2008**. № 11. С. 120–134.

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, **2005**. 230 с.

Сергеев С.А., Левченков О.А., Арестова Н.А. и др. Возрастные границы формирования железорудных толщ Костомукшской структуры (Карелия) / Тез. совещания "Изотопное датирование эндогенных рудных формаций". Киев: Наукова думка, **1990**. С. 72–73.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, **1992**. 272 с.

Химический анализ в геологии и геохимии. Ред. Г.Н. Аношин. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", **2016**. 622 с.

Щекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О. и др. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатными и алюмофторидными расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. **2020**. Т. 65. № 4. С. 343–361.

Liquid Immiscibility in Komatiites: Isotopic and Geochemical Features of Rocks, Age, Petrological and Geodynamic Implications (a Case of the Kostomuksha Greenstone Belt, Fennoscandian Shield)

A. B. Vrevskii*

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia *e-mail avrevsky@mail.ru

The article presents new data on structure and composition of the concentrically zoned pillow of komatiite from the Ruvinvaara Formation of the Neoarchean Kostomuksha Greenstone Belt, Fennoscandian Shield. The zoning of the komatiite pillow is characterized by narrow variations of rare earth element concentrations and similar REE spectra for the dacite and andesite in the core and for komatiite and komatiite basalt in the outer part of the pillow, as well as higher concentrations of lanthanides in andesite compared to dacites. The REE distribution is a distinctive feature of the immiscibility differentiation in basic melts. The Sm-Nd isotope systematics of komatiite matrix rocks and liquate dacite made it possible to establish their isochron age $(2874 \pm 35 \text{ Ma}, \epsilon \text{Nd} = +1.5)$. These data are evidence in favour of older age of the Kontok Series, Kostomuksha Greenstone Belt than considered before.

Keywords: komatiite, andesite, dacite, liquid immiscibiliy, REE geochemistry, isotopic systematics and age, Neoarchean Kostomuksha Greenstone Belt, Fennoscandian Shield

REFERENCES

Arndt N., Fowler A. Textures in komatiites and variolitic basalts. In: The Precambrian Earth: tempos and events. Elsevier, 2004. P. 298–311.

Bogaerts M., Schmidt M.W. Experiments on silicate melt immiscibility in the system Fe_2SiO_4 -KAISi₃O₈-SiO₂-CaO-MgO-TiO₂-P₂O₅ and implications for natural magmas. Contrib. Miner. Petrol. **2006.** Vol. 152. P. 257–274.

Bykov V.N., Koroleva O.N. Thermodynamic simulation of the behavior of network-modifying cations in multicomponent silicate melts. *Geochem. Int.* **2010**. Vol. 48. N 11. P. 1128–1130.

Chemical analysis in geology and geochemistry. Ed. G.N. Anoshin. Novosibirsk: Geo, **2016**. 622 p. (*in Russian*).

De A. Silicate liquid immiscibility in the Deccan Traps and its petrogenetic significance. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **1974**. Vol. 85(3). P. 471–474.

DePaolo D.J. Trace-element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1981**. Vol. 53. P. 189–202.

Dixon J.E., Stolper E.M., Holloway J.R. An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in mid ocean ridge basaltic liquids. I. Calibration and solubility models. *J. Petrol.* **1995.** Vol. 36. P. 1607–1631.

Fowler A.D., Berger B., Shore M., Jones M.I., Ropchan J. Supercooled rocks: development and significance of varioles, spherulites, dendrites and spinifex in Archean volcanic rocks, Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Precambr. Res.* **2002**. Vol. 115. P. 311–328.

Fowler A.D., Jensen L.S., Peloquin S.A. Varioles in Archean basalts: products of spherulitic crystallization. *Canad. Miner.* **1986.** Vol. 25. P. 275–289.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. Earth Planet. Sci. Lett. **1988.** Vol. 87. P. 249–265.

Gorkovets V.Ya., Rayevskaya M.B., Belousov E.F., Inina K.A. Geology and metallogeny of the Kostomuksha iron deposit area. Petrozavodsk, **1981**. 143 p. (*in Russian*).

Green D.H. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. *Phys. Chem. Miner.* **2015.** Vol. 42. P. 95–122.

Gudin A.N., Dubinina E.O., Nosova A.A. Petrogenesis of variolitic lavas of the Onega structure, Central Karelia. Petrology. 2012. Vol. 20. N 3. P. 255–270.

Hamann C., Hecht L., Ebert M., Wirth R. Chemical projectile-target interaction and liquid immiscibility in impact glass from the Wabar craters, Saudi Arabia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **2013**. Vol. 121. P. 291–310.

Hanski E.J. Globular ferropicritic rocks at Pechenga, Kola Peninsula (Russia): liquid immiscibility versus alteration. *Lithos.* **1993**. Vol. 29. P. 197–216.

Head J.W., Wilson L. Deep submarine pyroclastic eruptions: theory and predicted landforms and deposits. *J. Volcan. Geotherm. Res.* **2003.** Vol. 121. P. 155–193.

Holness M.B., Stripp G., Humphreys M.C.S., Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Tegner C. Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, East Greenland. Precambr. Res. 2011. Vol. 52. P. 175–222.

Huhma H., Mänttäri I., Peltonen P. et al. The age of the Archaean greenstone belts in Finland. Geological Survey of Finland, **2012**. Spec. Paper. 54. 74–175.

Inoue T., Rapp R.P., Zhang J., Gasparik T., Weidner D.J., Irifune T. Garnet fractionation in a hydrous magma ocean and the origin of Al-depleted komatiites: melting experiments of hydrous pyrolite with REEs at high pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2000**. Vol. 177. P. 81–87.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. Earth Planet. Sci. Lett. **1984.** Vol. 67. P. 137–150.

Kozhevnikov V.N. Archean greenstone belts in the Karelian craton as accretionary orogens. Petrozavodsk, **2000.** 143 p. (*in Russian*).

Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Milkevich R.I., Levchenkov O.A., Sergeev S.A. The stratigraphic section of the Kostomuksha structure, Karelia (Upper Archean): Reconstructions based on geochronology, geochemical, and isotope data. *Stratigraphy Geol. Correlation.* **2000.** Vol. 8. N 4. P. 319–326 (*in Russian*).

McBirney A.R. The Skaergaard intrusion, Developments in Petrology. Elsevier, 1996. P. 147–180.
McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth. Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223-253.
Milkevich R.I., Arestova N.A. Metakomatiites in the BIF section, Kostomuksha greenstone belt.
Lithol. Miner. Res. 1999. N 5. P. 517–523 (in Russian).

Mineral deposits and metallogeny of Fennoscandia. Geological Survey of Finland. 2012. Spec. Paper. 53. 401 p.

Murphy D.T., Wiemer D., Bennett V. C. et al. Paleoarchean variole-bearing metabasalts from the East Pilbara Terrane formed by hydrous fluid phase exsolution and implications for Archean greenstone belt magmatic processes. *Precambr. Res.* **2021**. Vol. 357. P. 106–114.

Mysen B.O. Element partitioning between minerals and melt, melt composition and melt structure. *Chem. Geol.* **2004**. Vol. 213. P. 1–16.

Papunen H., Halkoaho T., Luukkonen E. Archaean evolution of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Complex, Finland. Geological Survey of Finland. **2009**. Bull. Vol. 403. 68 p. *Philpotts A.R.* Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.* **1982**. Vol.80. N 3. P. 201–218.

Philpotts A.R. Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Amer. J. Sci.* **1976**. Vol. 276. P. 1147–1177.

Puchtel I.S., Hofman A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1998.** Vol. 155. P. 57–74.

*Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W.*¹⁸⁷Os-enriched domain in an Archean mantle plume: evidence from 2.8 Ga komatiites of the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2001**. Vol.186. H. 513-526.

Pugin V.A., Khitarov N.I. Variolites as example of magmas immiscibility. *Geochem. Int.* **1980**. N 4. P. 496–512 (*in Russian*).

Roedder E. Silicate immiscibility in magmas. In: *The evolution of the igneous rocks*. Princeton, **1979**. P. 15–57.

Sandsta N.R., Robins B., Furnes H. et al. The origin of large varioles in flow-banded pillow lava from the Hooggenoeg Complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa. Contrib. Miner. Petrol. 2011. Vol. 162. P. 365–377.

Schmidt M.W., Connolly J.A.D., Gunther D., Bogaerts M. Element partitioning – the role of melt structure and composition. Science. 2006. Vol. 16. N 5780. P. 1646–50.

Sergeev S.A., Levchenkov O.A., Arestova N.A. Age boundaries of the formation of iron ore strata, Kostomuksha structure (Karelia). In: Isotope dating of endogenous ore formations. Kyiv: Naukova Dumka, **1990.** P. 72–73 (in Russian).

Shchekina T.I., Rusak A.A., Alferyeva Y.O., Gramenitskiy E.N., Zinovieva N.G., Bychkov A.Y., Bychkova Y.V., Kotelnikov A.R., Khvostov V.F. REE, Y, Sc and Li partition between aluminosilicate and aluminofluoride melts, depending on pressure and water content in the model granite systems. *Geochem. Int.* **2020**. Vol. 58. N 4. P. 391–407.

Smolkin V.F. Komatiite and picrite magmatism of the Early Precambrian, Baltic Shield. Saint Petersburg: Nauka, **1992.** 272 p. (*in Russian*).

Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A., Arndt N.A., Batanova V.G., Portnyagin M.V., Garbe-Schönberg D., Krasheninnikov S.P. Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir. Nature. **2016**. Vol. 531. P. 628–632.

Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W. et al. Petrogenesis and geochemistry of Archean komatiites. J. Petrol. 2016. Vol. 57. P. 147–184.

State geological map of the Russian Federation on a scale of 1 : 1000000 (third generation). Baltic series. Sheet Q-(35), 36-Apatite. Explanatory note. Ed. Y.B. Bogdanov. Saint Petersburg, **2012.** 436 p. (*in Russian*).

Staudea S., Jones T.J., Markla G. The textures, formation and dynamics of rare high-MgO komatiite pillow lavas. *Precambr. Res.* **2020**. Vol. 343. P. 105729.

Svetov S.A. Liquation differentiation in basaltic systems (a case of Suisarian variolites of the Yalguba Range). Geology and Minerals of Karelia. Petrozavodsk, **2008**. N 11. P. 120–134. (*in Russian*).

Svetov S.A. Magmatic systems of the ocean-continent transition zone in the Archaea of the eastern part of the Fennoscandian shield. Petrozavodsk, **2005**. 230 p. (*in Russian*).

Thompson A.B., Aerts M., Hack A.C. Liquid immiscibility in silicate melts and related systems. *Rev. Miner. Geochem.* **2007**. Vol. 65. P. 99–127.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A. et al. Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma. J. Petrol. 2007. Vol. 48. P. 2187–2210.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Danyushevsky L.V. et al. Immiscible silicate liquid partition coefficients: implications for crystal-melt element partitioning and basalt petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.* **2006**. Vol. 152. P. 685–702.

Viljoen M., Viljoen R. Evidence for the existence of amobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. In: *Upper Mantle Project: Geological Society of South Africa.* **1969**. Spec. Publ. 2. P. 87–112.

Volodichev O.I., Kuzenko T.I., Kozlov S.S. To the structural-metamorphic study of metavolcanites of the Kontok series of Kostomuksha structure. In: *Geology and Minerals of Karelia*. Petrozavodsk, **2002**. P. 15–26 (*in Russian*).

Volodichev O.I. On felsic differentiation of komatiitic and tholeiitic basalts from the Kostomuksha structure, Fennoscandian shield. In: *Granite-greenstone systems of Archean and their later analogues.* Proc. Sci. Conf. and a Guide to Excursions. Petrozavodsk, **2009**. P. 37–40 (*in Russian*).

Vrevskii A.B. Non-subduction petrological mechanisms for the growth of the Neoarchean continental crust of the Kola–Norwegian Terrane, Fennoscandian Shield: Geological and isotope-geochemical evidence. *Petrology.* **2019**. Vol. 27. N. 2. P. 146–170.

Watson E.B. Two-liquid partition coefficients: Experimental data and geochemical implications. *Contrib. Miner. Petrol.* **1976**. Vol. 56. P. 119–143.