

УДК 552.313.1

## ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ЛАВЫ МЕЗОАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТОВ: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, УСЛОВИЯ ИЗЛИЯНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

**З. П. Рыбникова**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

Выполнено изучение маломощных дифференцированных коматиитовых лавовых потоков мезоархейского возраста в Койкарском и Совдозерском зеленокаменных доменах. В разрезе дифференцированных лавовых потоков установлены зоны: прикровельных автобрекчий, спинифекс-структур оливинового и пироксенового типа, массивная, кумулятивная (орто- и мезокумулятивная), а также диагностируется нижний закаленный контакт в основании потока. Расслоенность в лавовых потоках обусловлена за счет магматической дифференциации *in situ* в сочетании с процессами внедрения дополнительных порций расплава до момента его полной кристаллизации.

**Ключевые слова:** мезоархей; коматииты; дифференцированные лавовые потоки; Фенноскандинавский щит.

### **Z. P. Rybnikova. DIFFERENTIATED MESOARCHEAN KOMATIITE LAVA FLOWS: MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, OUTFLOW AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS**

The paper presents the results of the study of thin differentiated Mesoarchean komatiite lava flows from the Koikary and Sovdozero greenstone domains. Several zones were recognized in the section of differentiated lava flows: autobreccia, spinifex texture of olivine and pyroxene types, massive, cumulate (ortho- and mesocumulates), as well as the lower chilled contact at the basement of the flow. The stratification of the lava flows is due to magmatic differentiation *in situ* coupled with the continuing injection of more molten rock until the stage of complete crystallization.

**Key words:** Mesoarchean; komatiites; differentiated lavas; Fennoscandian shield.

### **Введение**

Петролого-геохимическое изучение архейских высокомагнезиальных вулканитов – коматиитов в зеленокаменных поясах древних кратонов мира имеет ключевое значение для реконструкции процессов формирования ранней

литосферы [Гирнис и др., 1987; Коматииты..., 1988; Смолькин, 1992; Puchtel et al., 1998; Лобач-Жученко и др., 2000; Кожевников, 2000; Вревский и др., 2003; Светов, 2005; Слабунов и др., 2006; Щипанский, 2008; Arndt et al., 2008]. Важное значение при этом имеет не только литогеохимическое и изотопно-геохимическое

изучение ассоциаций, но и реконструкция палеовулканологических условий их образования.

Стратифицированные коматиитовые толщи в разрезах архейских зеленокаменных комплексов чаще всего сформированы лавовыми потоками, различающимися по мощности, морфологии, характеру внутренней дифференциации и минеральному составу [Donaldson, 1982; Arndt et al., 2008], и находятся в переслаивании с вулканогенно-осадочным или, реже, хомогенным материалом. Причины возникновения многообразия морфологии коматиитовых лав широко обсуждаются в литературе. Установлено, что на процесс формирования внутренней неоднородности влияют температура расплава в момент излияния, его вязкость, газонасыщенность, характер внутреннего течения (ламинарный или турбулентный) [Arndt, Fleet, 1979; Leshner et al., 1984; Barnes et al., 1988; Hill et al., 1995; Arndt et al., 2008; Siégel et al., 2014] и другие факторы. Исследование механизмов формирования лавовых тел является необходимым для реконструкции особенностей вулканического процесса, а также палеогеографических обстановок.

Вместе с тем существует и ряд серьезных проблем, затрудняющих подобные работы в зеленокаменных структурах Карельского кратона, в частности, слабая обнаженность разрезов позволяет проводить работы лишь на локальных участках, что не дает оценить реальное количество существовавших ранее дифференцированных лавовых потоков, их мощность и строение.

Несмотря на имеющиеся ограничения, подобные работы проводились для зеленокаменных структур Полмос-Порос, Кольский полуостров [Смолякин, 1992]; Костомукши, Западная Карелия [Коматииты..., 1988; Puchtel et al., 1998] и коматиитовых ассоциаций Койкарского и Паласельгинского (Палаламбинского) доменов мезоархейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, Центральная Карелия [Коматииты..., 1988; Светов, 1994], где в ходе исследования были описаны сохраненные дифференцированные лавовые потоки, изучен их минеральный и химический состав.

В последние годы существенно изменились точность аналитических анализов и методы пробоотбора, что позволило сфокусироваться в данной работе на детальном изучении строения и химического состава лавовых потоков: описанного ранее дифференцированного потока коматиитовых лав в Койкарском домене – поток «6» в разрезе «350» [Светов, 2005] и серии лавовых потоков коматиитов в Совдозерском домене, которые ранее не изучались.

## Характеристика объекта исследования

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (ВСЗП) по изученности магматических ассоциаций мезоархейского возраста является одним из эталонных объектов в пределах Карельского кратона. Его строение и состав стратотектонических ассоциаций детально изложены в работах предшественников [Геология..., 1978; Рыбаков, 1987; Коматииты..., 1988; Светова, 1988; Лобач-Жученко и др., 2000; Стратиграфия..., 1992; Svetov et al., 2001; Светов, 2005], что позволяет ограничиться краткой характеристикой изучаемых коматиитовых серий.

По имеющимся изотопным данным, формирование коматиитовых комплексов отдельных доменов ВСЗП происходило асинхронно в интервале 3,0–2,92 млрд лет [Светов, 2015], а метаморфическая проработка ассоциаций осуществлялась в несколько этапов – с пиками ее активизации в 2,85–2,80 и 2,64–2,60 млрд лет [Светов и др., 2016].

В Койкарском и Совдозерском доменах ВСЗП породы коматиитовой серии сохранились на участках площадью менее двух квадратных километров, и реконструированная мощность разреза оценивается в 600–700 м [Светов, 2005]. Разрезы серии сформированы преимущественно массивными, подушечными, вариолитовыми лавами с прослоями туфового и вулканогенно-осадочного материала, пирокластиты в разрезах не превышают 5 % от общего объема пород. Маломощные (< 12 м) дифференцированные лавовые потоки в изучаемых доменах редки. Комагматичные интрузивные комплексы представлены высокомагнезиальными габбро и метаультрамафитами (амфиболитами, серпентинитами) [Светов, 2005].

Изучаемые породы Койкарского и Совдозерского доменов претерпели регионально-метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [Стратиграфия..., 1992]. Первичные темноцветные минералы в породах не сохранились. Несмотря на это, сохраняются признаки первичных магматических текстур и структур, что позволяет уверенно диагностировать фациальные разновидности вулканогенных пород.

Коматииты (с содержанием MgO > 18 мас. %) Койкарского домена не сохраняют реликтов первичных минералов и на 90 об. % сложены хлоритом, антофиллитом, тремолитом. Второстепенные минералы представлены карбонатом, эпидотом, магнетитом, составляющими не более 10 % объема породы. Базальтовые коматииты (MgO < 18 мас. %) не сохраняют реликтов первичных темноцветных минералов,

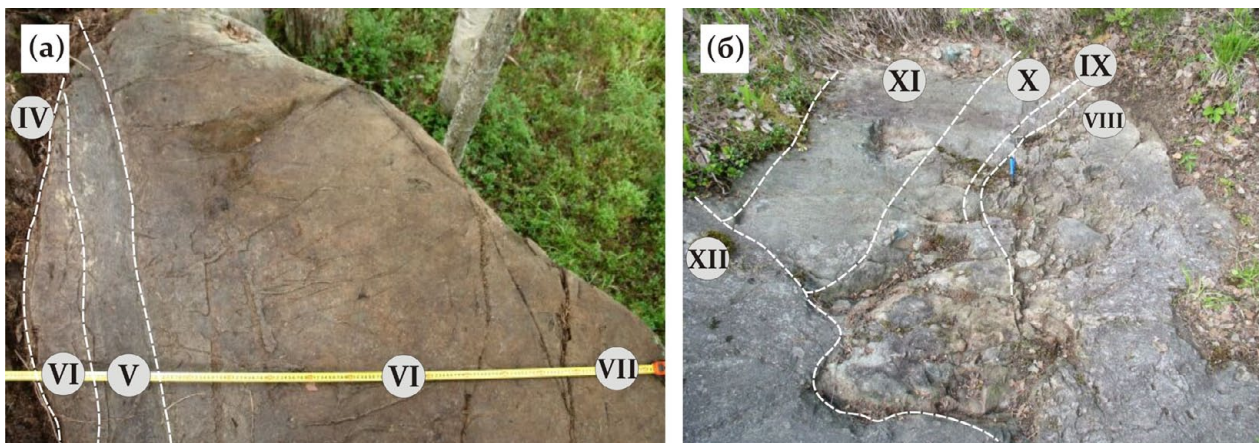


Рис. 1. Строение дифференцированных лавовых потоков коматиитов: (а) – поток «16–7» (в пределах обнажения «9 м05») на мысе Мустаниеми в Совдозерском домене ВСЗП; (б) – поток «6» (обнажение «9–2») в разрезе «350», Койкарский домен ВСЗП. Пунктирные линии – границы зон (IV–XII приведены в тексте и на рис. 2)

Fig. 1. Photographs of differentiated komatiite lava flows: (a) – flow 16–7 (within 9 m05 outcrop) from Cape Mustaniemi of the Sovdozero domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt; (b) – flow 6 (9–2 outcrop) from the section 350 in the Koikary domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. The dashed lines show the boundaries of the zones (see the text and Fig. 2 for IV–XII)

но, в редких случаях, сохраняют реликты первичного плагиоклаза ( $An_{50-65}$ ) в основной массе. Породы сложены преимущественно хлоритом и амфиболом, второстепенные минералы представлены эпидотом, карбонатом. В зонах интенсивного метаморфического изменения дополнительно появляются биотит, альбит и кварц.

Коматииты Совдозерского домена несколько отличаются по минеральному составу, характерной особенностью является наличие в них серпентина, псевдоморфно замещающего оливин. Серпентин, тремолит и хлорит составляют до 90 % объема пород, второстепенные минералы представлены эпидотом, магнетитом (хроммагнетитом) и карбонатом, составляющими не более 10 % объема пород.

Важно отметить, что в изучаемых коматиитовых лавах нами ранее исследовались аксессуарные минералы, в частности – магнетиты [Рыбникова и др., 2014]. Было установлено, что обычно их содержание не превышает 2–5 об. %. По морфологии и составу было выделено несколько генераций, в том числе первично-магматическая. Реликтовые хромшпинелиды представлены ядрами алюмохромитов (содержание  $Cr_2O_3$  – до 53,3 мас. %,  $Al_2O_3$  – до 13,8 мас. %) в крупных кристаллах магнетита-хроммагнетита.

## Материалы и методы

Для изучения особенностей строения дифференцированных лавовых потоков коматиитов

были выбраны перспективные для детального анализа объекты в Койкарском (коматиитовый поток «6» (обнажение «9–2») в разрезе «350» и Совдозерском (выходы коматиитовых лав в районе обнажения «9 м05» на мысе Мустаниеми) доменах ВСЗП. В разрезе «350» ранее было установлено дифференцированное строение потоков и описаны следующие зоны: закалочная, массивного строения, спинифекс-структурная и мезокумулятивная. В ходе ранних исследований коматиитового разреза в Совдозерском домене были выделены зоны развития автобрекчий и зоны массивного строения [Светов, 2005; Рыбникова и др., 2014]. Мощность лавовых потоков на выбранных участках варьирует от 2 до 4,5 метра, что позволило выполнить детальное картирование и сплошное бороздвое опробование лавовых тел (рис. 1).

Дополнительным аргументом для выбора данных объектов послужила контрастность их химического состава при близких метаморфических условиях преобразования. Так, в дифференцированном лавовом потоке в Койкарском домене содержание  $MgO$  варьирует от 14 до 20 мас. %, а в Совдозерском составляет 26–32 мас. % [Светов, 2005], то есть существует возможность изучения процесса дифференциации на примере потоков с различной магнезиальностью.

Отбор образцов и проб для исследований проводился вкрест простирания лавовых потоков методом сплошного бороздвого опробования. Пробы на аналитические исследования отбирались с интервалом

5–10 см. Геохимическая характеристика изучаемых коматиитовых лавовых потоков выполнена по серии проб – 24 пробы поток «6» (Койкарский домен) и 43 пробы поток «16–7» (Совдозерский домен) (рис. 2, а).

Изучение минерального состава проб выполнялось методами оптической и электронно-зондовой микроскопии. Состав минералов определен на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) при следующих параметрах: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 сек.

Определение содержания петрогенных элементов в пробах выполнялось методами количественного химического анализа [Пономарев, 1961], концентрации редких и редкоземельных элементов в пробах измерялись на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 Terhmo scientific по методике [Светов и др., 2015].

Все работы проводились в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

## Результаты и обсуждение

**Морфологическая характеристика лавовых потоков.** В результате полевого изучения лав и микроскопического анализа структурных характеристик пород по профилям опробования в лавовых потоках было существенно уточнено их внутреннее строение, а также выделены неизвестные ранее зоны. Ниже приведена характеристика лав по профилю от подошвы к кровле.

Совдозерский домен. Изучаемый лавовый поток (разрез «16–7» (в пределах обнажения «9 м05» на мысе Мустаними по: [Светов, 2005])) имеет коматиитовый состав, с концентрациями MgO до 32–34 мас. %, близкими к максимальным для коматиитовой серии, и реконструированную мощность 4,2 м. В подошве (зона VII, см. рис. 2, а) поток имеет массивное мелкозернистое строение со слабо проявленной контракционной трещиноватостью. Мощность данной зоны не превышает 30–40 см. Оливин псевдоморфно замещен серпентином, границы реликтовых зерен оливина, размер которых достигал 1–2 мм, маркируются тонкой магнетитовой оторочкой. Анализ структурных соотношений серпентина и магнетита позволяет предполагать высокую степень идиоморфизма первичных зерен оливина и их кумулятивную природу и интерпретировать структуру пород как реликтовую мезокумулятивную. Количество кумулятивного оливина

в исходных породах достигало 80 об. %. Вместе с тем в породах сохраняются и участки тонкокristаллического матрикса, где количество псевдоморфоз по оливину минимально.

Выше по разрезу лавовый поток также имеет массивное строение (эта область – 80–100 см по мощности, зона VI, см. рис. 2, а). На этом участке контракционная трещиноватость проявлена более ярко, структура породы ортокумулятивная, так как псевдоморфозы по оливину более редки, имеют размер до 2–3 мм, погружены в тонкокristаллический матрикс эпидот-хлорит-тремолитового состава и имеют редкие точечные контакты между собой. Выше массивной зоны следует область прикровельных автобрекчий (зона IV, III и I, см. рис. 2, а), где крупные фрагменты коматиитовой лавы размером от 3–5 до 40–60 см имеют изометричные, напоминающие подушки или листья клевера формы, разбиты радиальными трещинами и окружены светлой каймой мощностью до 1–2 см. В отдельных случаях фрагменты целиком разделены на мелкие обломки, заключенные в мелкодробленый цемент. Мощность зоны брекчий в потоке варьирует от 2 до 2,8 м по латерали. Особенностью зоны автобрекчий данного лавового тела является появление (на отдельных участках потока) областей массивного мелкозернистого строения переменной мощности (от 20 до 80 см, зона II, см. рис. 2, а), что нами интерпретируется как результат разрыва лавовой кровли в краевой зоне потока с заполнением ее лавой из внутренней его части. Специфика данной области – это размытые контакты между массивными породами и автобрекчиями (что нехарактерно для контакта между отдельными лавовыми телами), с появлением неполностью обособленных фрагментов брекчий.

Детальное изучение потока «16–7» позволило установить новый элемент в его строении, а именно протяженную «линзу» (зона V, см. рис. 2, а), имеющую четкие контакты с лавовым телом и ориентировку, полностью повторяющую изогнутую форму кровли потока. Мощность данного образования варьирует от 10 до 25 см и представлена мелкозернистой породой коматиитового состава. Структура породы – ортокумулятивная, состав идентичен прочим зонам потока, однако отмечается более высокое (до 8–10 об. %) содержание хроммагнетита. Судя по отсутствию закаленных зон в краевых частях «линзы» и реакционных взаимодействий с веществом лавового потока, вероятнее всего, нами был вскрыт внутренний лавовый канал.

К о й к а р с к и й д о м е н. Состав изученного лавового потока («6», разрез «350», по: [Светов,

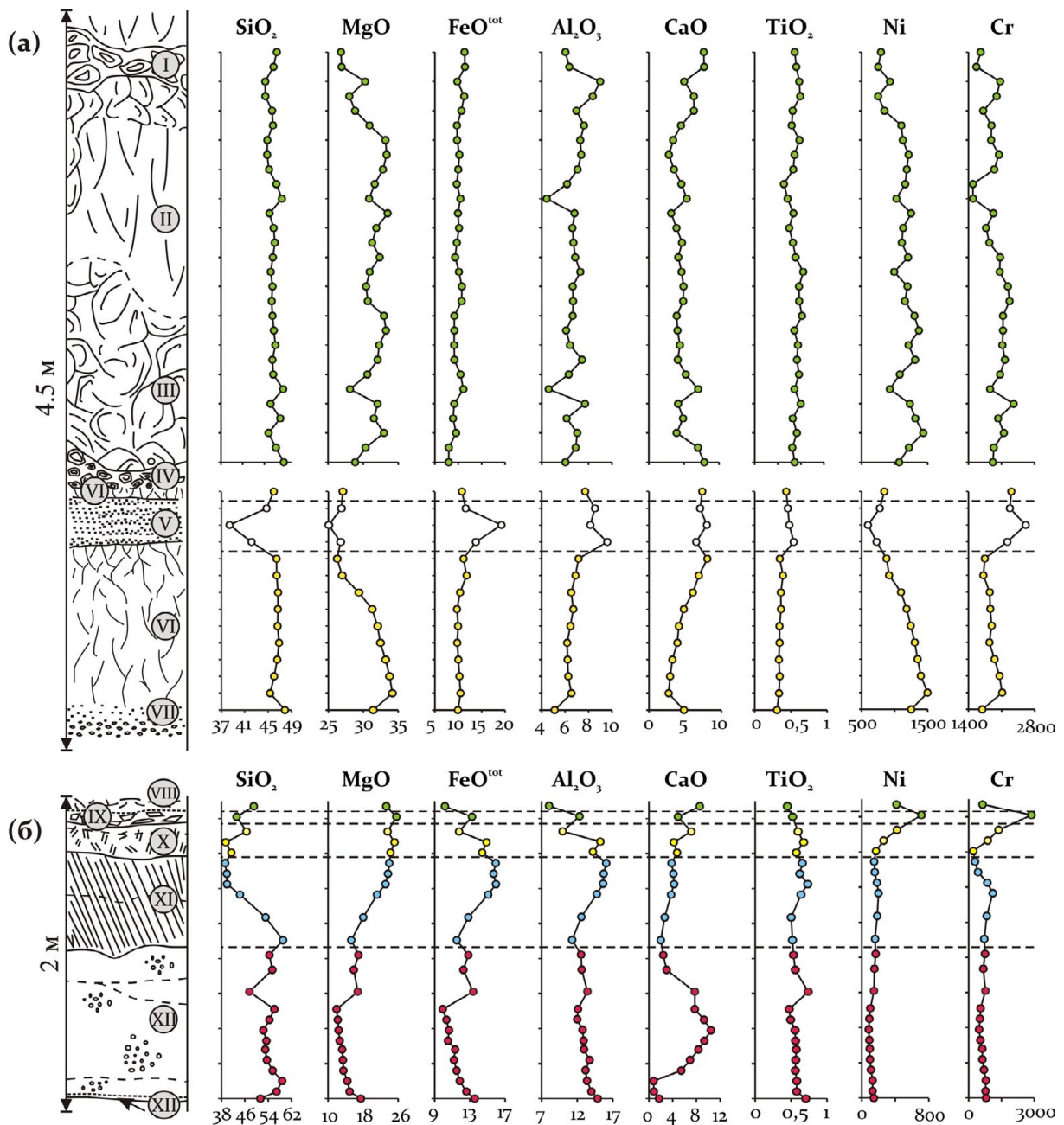


Рис. 2. Строение дифференцированных лавовых потоков коматиитов, положение выделенных зон и вариации петрогенных элементов (мас. %), а также Ni, Cr (ppm): (а) – в лавовом потоке «16–7» (в пределах обнажения «9 м05») на мысе Мустаниеми в Совдозерском домене ВСЗП; (б) – в лавовом потоке «б» (обн. «9–2») в разрезе «350», Койкарский домен ВСЗП. Зоны I–XIII описаны в тексте

Fig. 2. Profile sketches of differentiated komatiite lava flows, the position of the selected zones and variations of the major oxides (wt.%) and Ni, Cr (ppm) in: (a) – flow 16–7 (within 9 m05 outcrop) from Cape Mustaniemi of the Sovdozero domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt; (б) – flow 6 (9–2 outcrop) from the section 350 in the Koikary domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. See the text above for I–XIII zones

2005]), имеющего мощность около 2,5 м, является промежуточным между коматиитами и коматиитовыми базальтами (MgO 20–14 мас. %). Для опробования был вскрыт весь лавовый поток.

В подошве лавового тела находится зона однородного мелкозернистого строения

мощностью 10–15 см (зона XIII, см. рис. 2, б), далее следует участок среднезернистого массивного сложения мощностью около 80 см (зона XII, см. рис. 2, б), содержащая округлые обособления, выполненные амфибол-хлоритовым агрегатом (возможно, реликты псевдоморфоз оливина или пироксена), и области,

насыщенные кристаллами хроммагнетита, с четкими кристаллографическими формами и имеющими положительный рельеф в обнажении. На отдельных участках лавового потока наблюдаются области с многочисленными пустотами неправильной, реже округлой формы.

Выше по потоку следует зона пород со спинифекс-структурой мощностью около 80 см (зона XI, см. рис. 2, б), представленная чередующимися «полосами» спинифекс-структур, сформированными плотно упакованными пластинчатыми актинолит-тремолит-хлоритовыми псевдоморфозами, вероятнее всего по клинопироксену, достигающими длины в 10–20 см. Межзерновое пространство между спинифекс-кристаллами сложено хлоритом, тремолитом и рассеянным тонкокристаллическим магнетитом, формирующим отдельные скопления. Далее в потоке следует зона массивного мелкозернистого строения мощностью около 30–35 см (зона X, см. рис. 2б), которая формирует основную площадь кровли лавового тела, на отдельных ее участках присутствуют спинифекс-структуры различно ориентированных типов, представленные актинолит-тремолит-хлоритовыми псевдоморфозами по пироксену.

Поток имеет четкую зональность, все выделяемые зоны прослеживаются по латерали. В кровле потока присутствует зона закалки мощностью 10–12 мм (зона IX, см. рис. 2, б), выполненная тонкозернистой афанитовой породой. Непосредственно на кровле потока залегает слой бомбовых туфов коматиитов мощностью около 80–100 см (зона VIII, см. рис. 2, б), с округлыми сплюснутыми бомбами размером до 40 см (коматиитового состава), погруженных в агломератовый цемент также коматиитового состава.

Необходимо отметить, что изученная дифференциация широко представлена и в других зеленокаменных поясах, например Абитиби [Arndt et al., 1977; Jensen, Langford, 1985]. Вместе с тем мощные горизонты автобрекчий в кровле потоков встречаются значительно реже. Известны примеры коматиитовых потоков Алексо [Barnes, 1983; Arndt, 1986], Фредсфлоу [Arndt, 1977], формации Валтер Вильямс [Hill et al., 1987] и Барбертона [Thompson et al., 2005]. На Фенноскандинавском щите автобрекчии коматиитов ранее были выявлены в Костомукше [Коматииты..., 1988], а также в Северной Финляндии в районе горы Сатасваара [Saverik, 1985].

Существование лавовых каналов в коматиитовых потоках малой мощности, как в случае потока в Совдозерском домене, ранее

не отмечалось. По-видимому, изученную «линзу» можно интерпретировать как результат заполнения кумулятом ранее существовавшего в потоке фидерного канала, по которому поступал расплав в ходе излияния. Подобные каналы проявлены в коматиитовых лавовых реках района Норсеман-Вилуна, Западная Австралия, где мощность отдельных лавовых тел превышает сотни метров [Hill et al., 2001]. Существует альтернативный вариант интерпретации «линзы» как маломощного силла, сформированного в результате внедрения дополнительной порции расплава в лавовую последовательность [Arndt et al., 2004], однако характер контактов «линза» – лавовый поток не позволяет придерживаться данной версии.

Таким образом, сравнительный анализ морфологических особенностей лавовых потоков Совдозерского и Койкарского доменов ВСЗП показал наличие существенных различий в процессах формирования лавовых потоков.

**Геохимическая характеристика.** По данным геохимического анализа пород, слагающих лавовые потоки, они относятся к единой коматиитовой серии (на основе петрохимических классификационных требований [Le Bas, 2000; Arndt et al., 2008]) Al-недеплетированного типа «Мунро», что свидетельствует о малоглубинных условиях формирования расплавов.

Совдозерский домен. Очевидно, что характер распределения петрогенных элементов по потокам различен. В случае потока «16–7» (если исключить из рассмотрения зону «линзы») общая дифференциация коматиитового расплава проявлена слабо. Установлены следующие вариации:  $\text{SiO}_2$  от 45,16 до 48,58 мас. %,  $\text{MgO}$  от 26,25 до 34,16 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 4,42 до 9,00 мас. %, отмечается закономерное увеличение концентрации к подошве потока  $\text{MgO}$  (до 34,16 мас. %), а также  $\text{Cr}$  (до 2113 ppm) и  $\text{Ni}$  (до 1498 ppm), но не к самой подошве (кристаллизация которой, скорее всего, была скоротечна), а к расположенной в 10 см над ней области, образуемой мезокумулятом. Отмечаемое распределение может быть результатом гравитационного осаждения оливина в слабоподвижном расплаве, в котором не происходит активной конвекции, а движение имело спокойный ламинарный характер.

Наблюдаемый излом трендов распределения элементов в зоне автобрекчий является следствием чередования участков из ядерных зон брекчий и их зон закалок. Таким образом, «пилообразная кривая» в этой части профиля подчеркивает повторяющийся тренд микродифференциации коматиитового расплава между ядром брекчии и зоной закалки в случае

быстрого остывания магмы. В то же время область заполненной «трещины» в автобрекчии химически более однородна (рис. 2, а).

На данном фоне более контрастно выглядит химический состав пород, заполняющих фидерный канал в изучаемом потоке (рис. 2, а, зона V), расплав в нем имеет более низкое содержание (в его центральной части)  $\text{SiO}_2$  – до 38,41–44,72 мас. %, близкую основной массе концентрацию  $\text{MgO}$  – 25,05–26,86 мас. % и  $\text{Cr}$  2611 ppm. Данная область характеризуется ортокумулятивной структурой, т. е., вероятнее всего, представляет собой более позднюю инъекцию кумюлята, в котором присутствовало большое количество кристаллов оливина и алюмохромита, внедренную незадолго до финальной кристаллизации, но во все еще движущийся лавовый поток, о чем говорят следы внутреннего течения (наблюдаемые по ориентированному положению псевдоморфоз оливина). Высокие концентрации  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  в данной области (до 15–19 мас. %) являются отражением повышенного первичного содержания алюмохромита, что подтверждается петрографическими наблюдениями.

Койкарский домен. Характер распределения петрогенных элементов в потоке «б», разрез «350», имеет более сложную природу (рис. 2, б).

Прежде всего выделяются значительные вариации петрогенных окислов:  $\text{SiO}_2$  от 39,26 до 59,07 мас. % (что аномально для коматиитовой серии),  $\text{MgO}$  от 11,93 до 25,61 мас. %,  $\text{TiO}_2$  от 0,47 до 0,74 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 8,09 до 15,95 мас. %,  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  от 9,92 до 15,96 мас. %, то есть более существенные, чем в случае потока «16–7». Вариации содержания  $\text{MgO}$  свидетельствуют о том, что лавовый поток сформирован расплавами коматиитового и коматиит-базальтового типов (по классификации [Le Bas, 2000]). Наблюдаемые вариации (по выделенным зонам VIII–XI потока)  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Cr}$  соответствуют модели гравитационного фракционирования оливина ( $\pm$ пироксена).

В пределах зоны XII и на границе с зоной XI (рис. 2, б) породы контрастно отличаются от вышележащих коматиитов по характеру распределения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – их концентрации повышены, а содержание  $\text{MgO}$  ниже, чем в других частях потока. Наблюдаемые в данной части потока вариации содержания главных элементов не укладываются в модели дифференциации коматиитовых расплавов. Вместе с тем в породах зоны XII наблюдается аналогичное другим частям потока распределение редкоземельных элементов, малоподвижных в ходе процессов наложенных преобразований.

Это свидетельствует в пользу принадлежности зоны XII в изучаемом лавовом потоке к коматиитовой серии.

Петрографические наблюдения показывают, что образцы из зоны XII характеризуются повышенным содержанием карбонатов, что может являться причиной обогащения пород  $\text{CaO}$  и  $\text{Sr}$ . Кроме того, в породах переходной зоны XI в шлифах видны многочисленные тонкие кварцевые жилки.

Таким образом, совокупность имеющихся данных позволяет рассматривать породы зоны XII и частично зоны XI как существенно измененные (по петрогенным элементам) коматииты, что исключает их корректное использование при расчете эволюционных трендов для лавового потока, поэтому образцы, отобранные из этих зон, не участвуют в дальнейшем рассмотрении.

Для понимания природы формирования расслоенности необходимо рассмотреть распределение петрогенных элементов для изучаемых лавовых потоков в системе  $\text{FeO}^{\text{tot}} - \text{MgO}$ , которая используется для оценки влияния оливинового фракционирования на эволюцию коматиитового расплава. Стоит отметить, что расплавы с содержанием  $\text{MgO} > 18$  мас. % фракционируют с единственной фазой на ликвидусе, представленной оливином. В случае излияния менее магнезиальных магм или на заключительных этапах кристаллизации высокомагнезиальных коматиитов совместно с оливином кристаллизуется клинопироксен.

Излившаяся коматиитовая магма представляет собой гетерофазную смесь расплава и интрателлурических кристаллов оливина, вариации ее состава обусловлены изменениями пропорций данных фаз, а исходя из балансовых ограничений может быть оценен состав равновесного оливина. Составы пород, варьирующие по количеству оливиновых вкрапленников, должны ложиться на линейный тренд, отвечающий конноде «состав исходного расплава – состав исходного оливина» [Николаев, Арискин, 2005; Arndt et al., 2008]. При этом содержание форстеритовой компоненты в исходном оливине можно определить по точке пересечения этого тренда и линии стехиометричных составов оливина [Арискин и др., 2009] в системе  $\text{FeO}^{\text{tot}} - \text{MgO}$  (рис. 3).

Для корректной интерпретации результатов были рассчитаны тренды оливинового контроля для всего коматиитового комплекса Совдозерского и Койкарского доменов [Светов, 2005], а также для изучаемых лавовых потоков.

Расчет равновесного оливина для коматиитовых лав Совдозерского домена дает

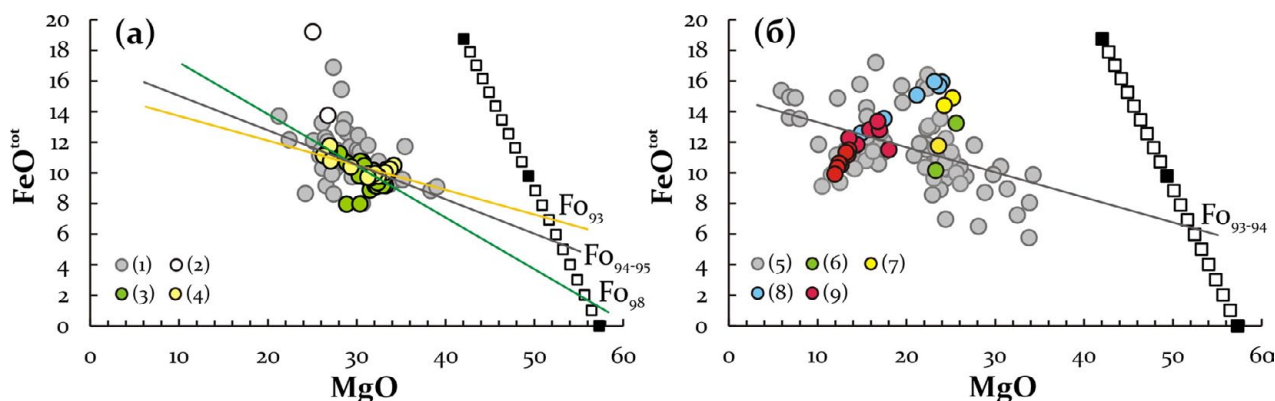


Рис. 3. Вариации содержания петрогенных элементов (MgO – FeO<sup>tot</sup>) в коматиитах (а) потока «16–7» (в пределах обнажения «9 м05») на мысе Мустаниеми в Совдозерском домене ВСЗП и (б) потока «6» (обнажение «9–2») в разрезе «350», Койкарский домен ВСЗП. Цветными линиями показаны тренды фракционирования оливина в расплаве: желтая – для массивной зоны в потоке «16–7»; зеленая – для автобрекчий потока «16–7»; серая – для выборки коматиитов Совдозерского (а) и Койкарского (б) доменов

Здесь и на рис. 4: (1) – составы коматиитовой серии Совдозерского домена [Светов, 2005], (2) – «линза», (3) – зона автобрекчий, (4) – нижняя часть потока (массивная и кумулятивная зоны – XI), (5) – составы коматиитовой серии Койкарского домена, (6) – зона закалки (IX), перекрывающие туфы (VIII), (7) – массивная зона (X), (8) – зона спинифекс-структур (XI), (9) – массивная зона (XII–XIII)

Fig. 3. FeO<sup>tot</sup> vs. MgO (wt.%) diagrams for komatiites: (a) – flow 16–7 (within 9 m05 outcrop) from Cape Mustaniemi of the Sovdozero domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt; (b) – flow 6 (9–2 outcrop) from the section 350 in the Koikary domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. The coloured lines show trends in the fractionation of olivine in the molten rock: yellow – in a massive zone of the flow 16–7; green – in autobreccia of the flow 16–7; gray – for all sampling komatiites from the Sovdozero (a) and Koikary (b) domains.

Legend: (1) – komatiite compositions of the Sovdozero domain [Svetov, 2005], (2) – “lens”, (3) – autobreccia zone, (4) – lower part of the flow (massive and cumulate zones – XI); (5) – komatiite compositions of the Koikary domain, (6) – quenching zone (IX), overlapping tufts (VIII), (7) – massive zone (X), (8) – zone of the spinifex texture (XI), (9) – massive zone (XII–XIII)

следующие результаты: для дифференцированного потока в зоне автобрекчий – Fo<sub>98</sub>, в массивной зоне Fo<sub>93</sub>; для всей коматиитовой серии (более 50 проб) – Fo<sub>95–94</sub>, что отвечает магнезиальности исходного расплава 0,86 и температурам магмы около 1600–1640 °С. Формально эти характеристики можно принять за параметры исходной коматиитовой магмы. Таким образом, для дифференцированного потока коматиитов из Совдозерского домена вариации химического состава отдельных зон (за исключением состава «линзы») описываются моделью фракционной кристаллизации при оливиновом контроле. Составы пород «линзы» формируют контрастный тренд, что говорит о неравновесности двух систем: расслоенный поток – фидерный канал. Данный вывод укладывается в предложенную модель позднего внедрения инъекции кумулята в лавовый поток во время его течения, но на стадии, близкой к кристаллизации.

Для лавового потока «6» из Койкарского домена ситуация не столь очевидная. Анализ полной выборки по коматиитовой серии домена (включая коматиитовые базальты и базальты) показывает возможное присутствие линии оливинового контроля, с расчетным оливином

Fo<sub>94–93</sub>, однако для дифференцированного потока суммарный тренд построить невозможно. Таким образом, механизм кристаллизации потока «6», скорее всего, был более сложным (длительным и многоактным), включал поступление и смешение химически контрастных порций расплава.

Основной объем коматиитовой магмы, вероятно, имел интрателлурический оливин Fo<sub>94</sub>, близкий по составу к оливину из коматиитов Совдозерского домена, что подразумевает близкую магнезиальность и температуру излияния первичных расплавов.

Общая «первичная природа» химического состава отдельных зон в изучаемых дифференцированных лавовых потоках отчетливо видна по распределению редких и редкоземельных элементов (рис. 4).

Характер распределения редких и редкоземельных элементов в коматиитах Совдозерского домена (как в изучаемом лавовом потоке, так и в коматиитовой серии в целом [Светов, 2005]) имеет слабо фракционированное распределение РЗЭ (рис. 4, а) с общим уровнем, близким к среднemannтийному. Установлено незначительное обеднение ЛРЗЭ, что подобно примитивным базальтам MORB-типа.



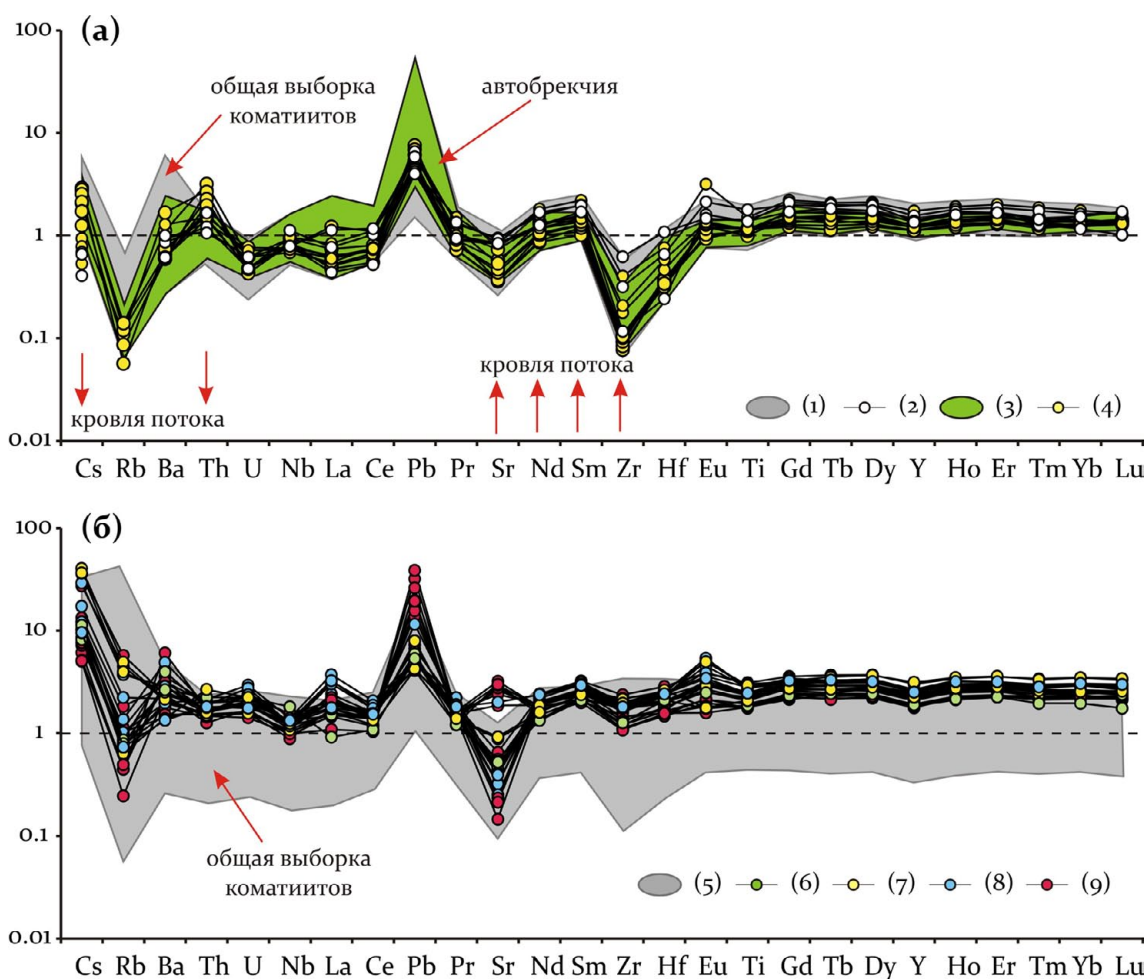


Рис. 4. Спайдерграммы, нормированные на примитивную мантию по: [Sun, McDonough, 1989], для коматиитов лавового потока «16–7» (в пределах обнажения «9 м05» на мысе Мустаниеми в Совдозерском домене ВСЗП (а) и потока «6» (обнажение «9–2») в разрезе «350», Койкарский домен ВСЗП (б)

Fig. 4. Normalized trace-element patterns of whole rocks samples of komatiites: (a) – flow 16–7 (within 9 m05 outcrop) from Cape Mustaniemi of the Sovdozero domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt; (б) – flow 6 (9–2 outcrop) from the section 350 in the Koikary domain of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. Trace-element data are normalized to the primitive mantle after [Sun, McDonough, 1989]. See Fig. 3 for the legend

Спайдерграммы коматиитов Совдозерской структуры имеют характерные минимумы по Zr, Rb, Sr и небольшое обогащение U. Данные характеристики позволяют говорить о первично-мантийной природе расплава без участия корового компонента. Также наблюдается небольшое обогащение зон автобрекчий (по сравнению с областями массивно-кумулятивного строения) по Sr, Nd, Sm, Zr и обеднение по Cs и Th.

Анализ распределения редких и редкоземельных элементов в коматиитах Койкарского домена (рис. 4, б), проведенный ранее для всей коматиит-базальтовой ассоциации [Рыбникова, Светов, 2017], выявил существование нескольких геохимических типов расплавов: 1)

коматиитовый (MgO 23,28–25,61 мас. %, FeO<sup>tot</sup> 10,16–13,23 мас. %) с нефракционированным спектром распределения РЗЭ, положительной аномалией по Pb и отрицательной по Sr и Zr); 2) коматиитовый, обогащенный Fe (MgO 21,18–25,18 мас. %, FeO<sup>tot</sup> 14,39–15,96 мас. %), имеющий спектр распределения РЗЭ, аналогичный коматиитам 1 типа, но с более высоким уровнем их содержания; 3) коматиит-базальтовый (MgO 11,93–18,02 мас. %, FeO<sup>tot</sup> 9,92–13,54 мас. %) с распределением РЗЭ, подобным коматиитам, обогащенным Fe. В данной группе есть свои особенности (ярко выраженные на спайдерграмме) – появление положительных аномалий по Sr и Eu, что может быть следствием кристаллизации плагиоклаза.

В потоке «б» нами установлено сосуществование всех геохимических разновидностей коматиитовых расплавов, что, вероятнее всего, отражает существенную дифференциацию расплава, но происходящую не *in situ*, а в результате внедрения в поток дополнительных порций контрастного состава, что могло влиять на распределение Sr, Rb, Ba, Pb и подвижных ЛРЗЭ.

## Выводы

В результате выполненных исследований установлено несколько типов внутренней дифференциации коматиитовых расплавов в мезоархейских коматиитах ВСЗП. Так, для коматиитов с  $MgO > 25$  мас. % наиболее типичным является формирование массивных лавовых тел с зонами прикровельных автобрекчий. Дифференциация в них происходит при гравитационном фракционировании оливина (и, возможно, хромита), приводя к формированию неоднородности в виде подошвенной зоны закалки, областей мезо-, ортокумулята и прикровельных брекчий. Данный тип зональности формируется, вероятно, в случае медленного ламинарного течения магмы, когда поступление расплава происходит по внутренним каналам в потоках, обуславливая общее увеличение мощности лавовых тел, а формирование мощных зон автобрекчий свидетельствует об активной кристаллизации прикровельных областей в движущемся лавовом потоке.

При изучении менее магнезиальных коматиитов (Койкарский домен) нам не удалось определить основной механизм формирования внутренней расслоенности, несмотря на то, что лавовый поток с точки зрения морфологии имеет классическую структуру. Метаморфическая проработка пород и отсутствие реликтов первичных минералов существенно затрудняют реконструкцию процесса кристаллизации.

Полученные данные свидетельствуют о более сложном, чем фракционная кристаллизация оливина, стиле формирования расслоенности в коматиитовых лавах (особенно с  $MgO > 18$  мас. %), чем считалось ранее.

Результаты исследований подтвердили, что основой для реконструкции процессов дифференциации в лавовых телах мезоархейских коматиитов в юго-восточной Фенноскандии является изучение изменения химического состава и микроструктурной характеристики лав, в то время как минералогическая характеристика пород не позволяет подойти к оценке первичных процессов кристаллизации.

Метод сплошного опробования оправдал себя при выявлении контрастных по химиче-

скому составу зон, расшифровке процессов кристаллизации лав, например, формирующихся или в ходе инъекций дополнительных порций магмы или в результате равновесной (неравновесной) кристаллизации.

Полученные выводы существенно дополняют имеющиеся данные по типизации мезоархейских высокомагнезиальных вулканитов Карельского кратона, понимание процессов их формирования и могут использоваться для реконструкции условий генерации первичных расплавов и палеогеографических обстановок вулканизма.

*Автор выражает благодарность С. А. Светову за всестороннюю поддержку исследований, В. Ф. Смолькину и А. В. Степановой за ценные советы и замечания, а также коллективу лаборатории геохимии, четвертичной геологии и геоэкологии ИГ КарНЦ РАН за содействие в проведении полевых исследований.*

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-35-00268.*

## Литература

Арискин А. А., Конников Э. Г., Данюшевский Л. В., Кислов Е. В., Николаев Г. С., Орсов Д. А., Бармина Г. С., Бычков К. А. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. № 5. С. 451–480.

Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.

Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 264 с.

Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.

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

Коматииты и высокомагнезиальные базальты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Левский Л. К., Коваленко А. В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Николаев Г. С., Арискин А. А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712–732.

Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: АН СССР, 1961. 414 с.

Рыбаков С. И. Колчеданные рудопроявления в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 269 с.

Рыбникова З. П., Светов С. А. Геохимия высокомагнезиальных мезоархейских вулканитов Койкарской структуры (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, Ц. Карелия) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. XXVIII молодежная научная конференция памяти К. О. Кратца. СПб.: ВВМ, 2017. С. 137–139.

Рыбникова З. П., Светов С. А., Вревский А. Б., Климовская Е. А., Чаженина С. Ю. Акцессорные хромшпинелиды из мезоархейских коматиитов Фенноскандинавского щита // Литосфера. 2014. № 6. С. 22–44.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С. А. Мезоархейские коматиит-базальтовые комплексы: литогеохимические типы и их роль в архитектуре ранней континентальной коры // Материалы XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 26–29.

Светов С. А. Основные петрографические и геохимические черты дифференцированных коматиитовых лав архейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса // Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 63–77.

Светов С. А., Иващенко В. И., Рыбникова З. П., Гоголев М. А., Назарова Т. Н. Неоархейская (2.60 млрд лет) реактивация сдвиговых зон и орогенных золоторудных систем в западном сегменте Ведлозерского террейна // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 10. С. 63–80. doi: 10.17076/geo360

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженина 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

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1988. 148 с.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

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

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.

Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 544 с.

Arndt N. T. Differentiation of komatiite flows // Jour. Petrol. 1986. Vol. 27. P. 279–303.

Arndt N. T. Thick layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario // Canadian Jour. Earth Sci. 1977. Vol. 14. P. 2620–2637.

Arndt N. T., Naldret A. J., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, north-east Ontario // Jour. Petrol. 1977. Vol. 18. P. 319–369.

Arndt N. T., Leshner C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 467 p.

Arndt N. T., Leshner C. M., Houlié M. G., Lewin E., Lacaze Y. Intrusion and crystallization of a spinifex-textured komatiite sill in Dundonald Township, Ontario // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. P. 2555–2571.

Arndt N. T., Fleet M. E. Stable and metastable pyroxene crystallization in layered komatiite flows // American Mineralogist. 1979. No. 64. P. 856–864.

Barnes S.-J. A comparative study of olivine and clinopyroxene spinifex flows from Alexo, Abitibi greenstone belt, Canada // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 83. P. 293–308.

Barnes S.-J., Hill R. E. T., Gole M. J. The Perseverance ultramafic complex, Western Australia: the product of a komatiite lava river // J. Petrol. 1988. Vol. 29. P. 305–331.

Donaldson C. H. Spinifex-textured komatiites: a review of textures, compositions and layering // In: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. (eds). Komatiites. London: Allen & Unwin, 1982. P. 213–244.

Hill R. E. T., Gole M., Barnes S.-J. Physical volcanology of komatiites, a field guide to the komatiites between Kalgoorli and Wiluna, Eastern Goldfields Province, Yilgarn block, Western Australia // Excursion Guide Book 1, Geol. Soc. of Australia, Western Australia division. 1987. Perth. 74 p.

Hill R. E. T. Komatiite volcanology, volcanological setting and primary geochemical properties of komatiite-associated nickel deposits // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2001. Vol. 1. P. 365–381.

Hill R. E. T., Barnes S.-J., Gole M. J., Dowling S. E. The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman – Wiluna greenstone belt, Western Australia // Lithos. 1995. Vol. 34. P. 159–188.

Jensen L. S., Langford F. F. Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi Belt in the Kirkland Lake area, Ontario, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper. 1985. No. 123. 130 p.

Le Bas M. J. IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol. 2000. Vol. 41. P. 1467–1470.

Leshner C. M., Arndt N. T., Groves D. I. Genesis of komatiite-associated nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia: A distal volcanic model // In: Buchanan D. L., Jones M. J. (eds). Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks: London, Institution of Mining and Metallurgy. 1984. P. 70–80.

Puchtel L. S., Hofmann A. W., Mezger K., Jochum K. R., Shchipansky A. A., Samsonov A. V. Oceanic plateau model continental crustal growth

in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57–74.

Saverikko M. The pyroclastic komatiite complex at Sattasvaara in northern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland.* 1985. No. 57. P. 55–87.

Siégel C. C., Arndt N., Henriot A. L. A., Barnes S. S., Haenecour P., Debaille V., Mattielli N. Fred's Flow (Canada) and Murphy Well (Australia) thick komatiitic lava flows with contrasting compositions, emplacement mechanisms and water contents // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2014. Vol. 168. P. 1–17. doi: 10.1007/s00410-014-1084-5

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

for mantle composition and processes / Eds. Saunders A. D., Norry M. J. *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. No. 42. P. 313–345.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archaean greenstone belt, Central Karelia // *Geochemistry International.* 2001. Vol. 39. Suppl. 1. P. 24–38.

Thompson M. E., Lowe D. R., Byrely G. R. Komatiite tuffs of the 3.5–3.2 Ga Onverwacht Group of the southern Barberton greenstone belt, South Africa // *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs,* 2005. Vol. 37. 392 p.

Поступила в редакцию 06.02.2018

## References

Ariskin A. A., Konnikov E. G., Danyushevskii L. V., Kislov E. V., Nikolaev G. S., Orsoev D. A., Barmina G. S., Bychkov K. A. Dovyrenskii intruzivnyi kompleks: problemy petrologii i sul'fidno-nikelevoi mineralizatsii [The Dovyren intrusive complex: problems of petrology and Ni sulfide mineralization]. *Geokhimiya* [Geochem. Int.]. 2009. No. 5. P. 451–480.

Geologiya i petrologiya arkheiskogo granit-zelenokamennogo kompleksa Tsentral'noi Karelii [Geology and petrology of the Archaean granite-greenstone sequence of Central Karelia]. Leningrad: Nauka, 1978. 264 p.

Girnis A. V., Ryabchikov I. D., Bogatikov O. A. Genezis komatiitov i komatiitovykh bazal'tov [Genesis of komatiites and komatiite basalts]. Moscow: Nauka, 1987. 121 p.

Kozhevnikov V. N. Arkheiskie zelenokamennye poyasa Karel'skogo kratona kak akkretsiionnye orogeny [Archaean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2000. 223 p.

Komatiiti i vysokomagnezial'nye bazal'ty rannego dokembriya Baltiiskogo shchita [Komatiites and high-magnesium basalts of the Early Precambrian from the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1988. 192 p.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levskii L. K., Kovalenko A. V. Arkheiskie terreiny Karelii; ikh geologicheskoe i izotopno-geokhimiicheskoe obosnovanie [Archaean terranes of Karelia: their geological and isotope-geochemical justification]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2000. No. 6. P. 26–42.

Nikolaev G. S., Ariskin A. A. Burakovsko-Aganozerskii rassloennyi massiv Zaonezh'ya: II. Stroenie kraevoi gruppy i otsenka sostava rodonachal'noi magmy metodom geokhimiicheskoi termometrii [Burakovo-Aganozero stratified massif of Zaonezhie: II. The structure of the marginal group and the estimation of the composition of the parent magma by the method of geochemical thermometry]. *Geokhimiya* [Geochem. Int.]. 2005. No. 7. P. 712–732.

Ponomarev A. I. Metody khimicheskogo analiza silikatnykh i karbonatnykh gornnykh porod [Methods of chemical analysis of silicate and carbonate rocks]. Moscow: AN SSSR, 1961. 414 p.

Rybakov S. I. Kolchedannye rudoproyavleniya v rannem dokembrii Baltiiskogo shchita [Pyrite occurrences in the Early Precambrian of the Baltic Shield]. Leningrad: Nauka, 1987. 269 p.

Rybnikova Z. P., Svetov S. A. Geokhimiya vysokomagnezial'nykh mezoarkheiskikh vulkanitov Koikarskoi struktury (Vedlozersko-Segozerskii zelenokamennyi poyas, Ts. Kareliya) [Geochemistry of the Mesoarchean high-magnesium volcanics of the Koikary structure (Vedlozero-Segozero greenstone belt, Central Karelia)]. *Aktual'nye problemy geologii, geofiziki i geoekologii.* XXVIII molodezhnaya nauchnaya konferentsiya pamyati K. O. Krattsa [Topical Iss. of Geol., Geophys., and Geocol.: Proceed. XXVIII Conf. Young Scientists in Memory of K. O. Kratts]. St. Petersburg: BBM, 2017. P. 137–139.

Rybnikova Z. P., Svetov S. A., Vrevskii A. B., Klimovskaya E. A., Chazhengina S. Yu. Aktsessornye khromshpinelidy iz mezoarkheiskikh komatiitov Fennoskandinavskogo shchita [Accessory chrome spinels in the Mesoarchean komatiites of the Fennoscandian Shield]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2014. No. 6. P. 22–44.

Shchipanskii A. A. Subduksiionnye i mantiino-plyumovye protsessy v geodinamike formirovaniya arkheiskikh zelenokamennykh poyasov [Subduction and mantle-plume processes in the formation geodynamics of Archaean greenstone belts]. Moscow: LKI, 2008. 544 p.

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balaganskii V. V., Sor'onen-Vard P., Volodichev O. I., Shchipanskii A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. Arkhei Baltiiskogo shchita: geologiya, geokhronologiya, geodinamicheskie obstanovki [Archaean of the Baltic Shield: geology, geochronology, geodynamic conditions]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2006. No. 6. P. 3–32.

Smol'kin V. F. Komatiitovyi i pikritovyi magmatizm rannego dokembriya Baltiiskogo shchita [Komatiite and picritic magmatism of the Early Precambrian of the Baltic Shield]. St. Petersburg: Nauka, 1992. 272 p.

Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkheiskikh otlozhenii [Stratigraphy of the Precambrian of Karelia. Reference sections of Upper Archaean deposits]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1992. 190 p.

Svetov S. A. Magmaticeskije sistemy zony perekhoda okean – kontinent v arkhee vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Magmatic systems of the ocean-continent transition zone in the Archaean of the eastern part of the Fennoscandian Shield]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. 230 p.

Svetov S. A. Mezoarkheiskie komatiit-bazal'tovye komplekxy: litogeokhimicheskie tipy i ikh rol' v arkhitekture rannei kontinental'noi kory [Mesoarchean komatiite-basalt complexes: lithochemical types and their role in the architecture of the early continental crust]. *Materialy XII Vserossiiskogo petrograficheskogo soveshchaniya, IG KarNC RAN* [Proceed. XII All-Russ. Petrographic Meeting, IG KarRC RAS]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2015. P. 26–29.

Svetov S. A. Osnovnye petrograficheskie i geokhimicheskie cherty differentsirovannykh komatiitovykh lav arkheiskogo Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo poyasa [Main petrographic and geochemical features of the differentiated komatiite lavas of the Archaean Vedlozero-Segozero greenstone belt]. *Voprosy geologii, petrologii i mineralogii Karelii* [Iss. Geol., Petrol., Mineral. Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1994. P. 63–77.

Svetov S. A., Ivashchenko V. I., Rybnikova Z. P., Gogolev M. A., Nazarova T. N. Neoarkheiskaya (2.60 mlrd let) reaktivatsiya sdvigovykh zon i orogennykh zolotorudnykh sistem v zapadnom segmente Vodlozerskogo terreina [Neo-Archaean (2.60 billion years) reactivation of shear zones and orogenic gold ore systems in the western segment of the Vodlozero terrain]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2016. No. 10. P. 63–80. doi: 10.17076/geo360

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Utitsyna V. L., Ekhova M. V., Kolodei V. S. Pretsizionnyi (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornykh 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

Svetova A. I. Arkheiskii vulkanizm Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo poyasa Karelii [Archean volcanism of the Vedlozero-Segozero greenstone belt of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1988. 148 p.

Vrevskii A. B., Matrenichev V. A., Ruzh'eva M. S. Petrologiya komatiitov Baltiiskogo shchita i izotopno-geokhimicheskaya evolyutsiya ikh mantiinykh istochnikov [Petrology of komatiites from the Baltic Shield and isotope geochemical evolution of their mantle sources]. *Petrologiya* [Petrology]. 2003. Vol. 11, no. 6. P. 587–617.

Arndt N. T. Differentiation of komatiite flows. *Jour. Petrol.* 1986. Vol. 27. P. 279–303.

Arndt N. T. Thick layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. *Canadian Jour. Earth Sci.* 1977. Vol. 14. P. 2620–2637.

Arndt N. T., Naldret A. J., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, north-east Ontario. *Jour. Petrol.* 1977. Vol. 18. P. 319–369.

Arndt N. T., Lesher C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 467 p.

Arndt N. T., Lesher C. M., Houlié M. G., Lewin E., Lacaze Y. Intrusion and crystallization of a spinifex-textured komatiite sill in Dundonald Township, Ontario. *Journal of Petrology.* 2004. Vol. 45. P. 2555–2571.

Arndt N. T., Fleet M. E. Stable and metastable pyroxene crystallization in layered komatiite flows. *American Mineralogist.* 1979. No. 64. P. 856–864.

Barnes S.-J. A comparative study of olivine and clinopyroxene spinifex flows from Alexo, Abitibi greenstone belt, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. Vol. 83. P. 293–308.

Barnes S.-J., Hill R. E. T., Gole M. J. The Perseverance ultramafic complex, Western Australia: the product of a komatiite lava river. *J. Petrol.* 1988. Vol. 29. P. 305–331.

Donaldson C. H. Spinifex-textured komatiites: a review of textures, compositions and layering. London: Allen & Unwin, 1982. P. 213–244.

Hill R. E. T., Gole M., Barnes S.-J. Physical volcanology of komatiites, a field guide to the komatiites between Kalgoorli and Wiluna, Eastern Goldfields Province, Yilgarn block, Western Australia. *Excursion Guide Book 1, Geol. Soc. of Australia*, Western Australia division. 1987. Perth. 74 p.

Hill R. E. T. Komatiite volcanology, volcanological setting and primary geochemical properties of komatiite-associated nickel deposits. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis.* 2001. Vol. 1. P. 365–381.

Hill R. E. T., Barnes S.-J., Gole M. J., Dowling S. E. The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman – Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos.* 1995. Vol. 34. P. 159–188.

Jensen L. S., Langford F. F. Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi Belt in the Kirkland Lake area, Ontario, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper. 1985. No. 123. 130 p.

Le Bas M. J. IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P. 1467–1470.

Lesher C. M., Arndt N. T., Groves D. I. Genesis of komatiite-associated nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia: A distal volcanic model. *Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks.* London, Institution of Mining and Metallurgy. 1984. P. 70–80.

Puchtel L. S., Hofmann A. W., Mezger K., Jochum K. R., Shchipansky A. A., Samsonov A. V. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57–74.

Saverikko M. The pyroclastic komatiite complex at Sattasvaara in northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland.* 1985. No. 57. P. 55–87.

Siégel C. C., Arndt N., Henriot A. L. A., Barnes S. S., Haenecour P., Debaille V., Mattielli N. Fred's Flow (Canada) and Murphy Well (Australia) thick komatiitic lava flows with contrasting compositions, emplacement mechanisms and water contents. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2014. Vol. 168. P. 1–17. doi: 10.1007/s00410-014-1084-5

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. No. 42. P. 313–345.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archean greenstone belt, Central Karelia. *Geochemistry International*. 2001. Vol. 39. Suppl. 1. P. 24–38.

Thompson M. E., Lowe D. R., Byrely G. R. Komatiite tuffs of the 3.5–3.2 Ga Onverwacht Group of the southern Barberton greenstone belt, South Africa. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs*, 2005. Vol. 37. 392 p.

*Received February 06, 2018*

#### **СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:**

**Рыбникова Зоя Павловна**

младший научный сотрудник  
Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
Федеральный исследовательский центр  
«Карельский научный центр РАН»  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: zoya\_rybnikova@mail.ru

#### **CONTRIBUTOR:**

**Rybnikova, Zoya**

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