

УДК 551.71(470.22)

А. В. Бакаева, С. Ю. Чаженгина, С. А. Светов

РЕЛИКТ МЕЗОАРХЕЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КОМАТИИТОВ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)¹

Институт геологии Карельского Научного Центра РАН,
Российская Федерация, 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

Проведены минералого-геохимические исследования реликта мезоархейской коры выветривания, сформированной на коматиит-базальтовой ассоциации Койкарской структуры, Центральная Карелия. Установлено, что кора выветривания относится к остаточному, не переотложенному типу, сформированному в интервале 3000–2930 млн лет. Высокие значения индекса химического выветривания CIA (91 ± 1) и Al_2O_3/SiO_2 модуля ($0,73 \pm 0,01$) являются индикаторами зрелой коры, сформированной в результате интенсивного химического выветривания. Тренд модификации химического состава коматиитов в процессе выветривания, а также характер накопления и распределения редкоземельных элементов в коре выветривания свидетельствует о ее формировании в субаэральных условиях гумидного и теплого климата в окислительных обстановках. Библиогр. 47 назв. Ил. 6. Табл. 1.

Ключевые слова: мезоархей, коры химического выветривания, коматииты, Балтийский щит.

A. V. Bakaeva, S. Yu. Chazhengina, S. A. Svetov

RELICT OF MESO-ARCHEAN PALEOSOL DEVELOPED ON THE KOMATIITES FROM KOIKARY AREA, CENTRAL KARELIA

Institute of geology, Karelian research center RAS,
11, ul. Pushkinskaya, Petrozavodsk, 185910, Russian Federation

A mineralogical and geochemical study was carried out to investigate the relict of Meso-Archean paleosol developed on the komatiites from Koikary Area, Central Karelia. The obtained data showed that the paleosol had the age of 3000–2930 million years and was not derived. High values of CIA (91) and Al_2O_3/SiO_2 (0.73) parameters indicate the high extent of chemical weathering. The evolution of the komatiite composition during weathering and the manner of REE distribution correspond to the paleosol formation during the oxic weathering in subaerial conditions of humid and warm climate with oxic. Refs 47. Figs 6. Tables 1.

Keywords: Meso-Archean, paleosol, komatiites, Baltic Shield.

¹ Работы проводились в рамках темы НИР «Ранняя земная кора юго-восточной Фенноскандии: модели формирования и преобразования в архее и палеопротерозое», при частичной поддержке проектами РФФИ, гранты 16-35-00268, 17-55-45005, 16-05-00486.

Введение

Минералого-геохимическое изучение архейских осадочных пород в зеленокаменных поясах древнейших кратонов мира широко используется для определения источников осадочного материала (зачастую полностью эродированных к настоящему времени), геодинамических обстановок седиментации и оценки физико-химических и климатических параметров процесса [1–6]. Во многих случаях комплексное изучение кластического материала осадочных пород позволяет тестировать разработанные ранее геодинамические модели развития территорий, а также существенно их корректировать [3, 7–10]. Подобный подход широко использовался при изучении архейских осадочных бассейнов в пределах зеленокаменного пояса Абитибиде, Канада [11] и многих других зеленокаменных структур [12].

Дополнительным объектом исследования механизмов формирования и модификации ранней континентальной коры служат остаточные и переотложенные коры выветривания, которые активно изучались с целью реконструкции состава атмосферы [13, 14], определения режимов, палеогеографических обстановок выветривания, выявления участия микробных сообществ в выветривании [12, 15–21], а также с целью поиска приуроченных к ним полезных ископаемых [22 и мн. др.].

Из подобных объектов на территории Балтийского щита детально изучены архейские переотложенные коры выветривания, например сформированные на гранитоидах Лехтинской структуры возрастом 2,8 млрд лет (район оз. Воронье, устье р. Нижняя Охта) [21], на средних метавулканитах Хизоваарской зеленокаменной структуры (Северная Карелия) с возрастом 2,8–2,7 млрд лет [7, 12], на кислых метавулканитах возрастом 2,4 млрд лет в районе оз. Паанаярви (Северная Карелия) [23]. Вместе с тем у большинства архейских образований региона отсутствуют достоверно установленные коры выветривания, хотя косвенные признаки их существования сохранились. Примером может служить разрез Костомукшской зеленокаменной структуры, где описаны кварц-мусковитовые сланцы, которые могут рассматриваться в качестве образований переотложенной коры выветривания неархейского возраста [24].

Отдельно следует упомянуть менее обсуждаемый в геологической литературе объект, Койкарскую структуру Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (ВСЗП), в которой ранее был описан реликт сохранившейся коры выветривания в ассоциации с толщей (до 150–200 м) мафитовых, вулканических граувакк [25], сформированный, предположительно, в ходе переработки мезоархейских коматиит-базальтовых серий (рис. 1, а, б). Именно интерес к данному объекту, возможно являющемуся представителем древнейшей коры выветривания мафитов в пределах восточной Фенноскандии, стал причиной инициирования нового этапа исследований.

Дополнительный интерес к мезоархейскому разрезу коматиит-базальтовой серии Койкарской структуры ВСЗП связан с тем, что в общей стратиграфической шкале нижнего докембрия России, утвержденной МСК в 2001 г., в верхнем архее в лопийской эонотеке (нео и мезоархей) в качестве стратотипа средней эратемы утверждена хаутаваарская серия Карелии в геохронологических рубежах 3000–2800 млн лет с нижней границей в 2995 ± 20 млн лет [26–28]. Опорный разрез серии

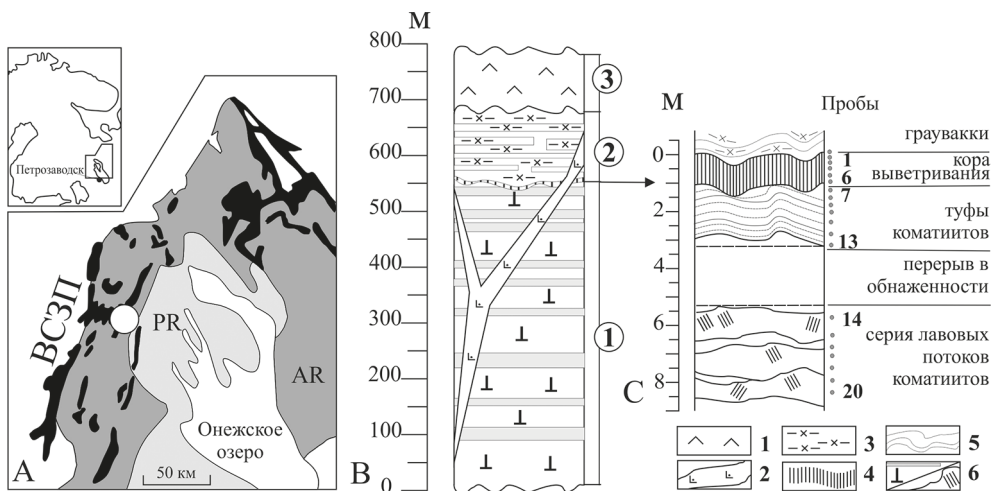


Рис. 1. Схема локализации объекта исследования Койкарской структуры (показана окружностью) на Балтийском щите (а); б — стратиграфическое положение коры выветривания в общем разрезе Койкарской структуры (по [8]), выделяемые комплексы обозначены номерами: 1 — коматиитовый, 2 — граувакковый, 3 — андезитовый; в — детальное строение коры выветривания и положение отобранных проб. Условные обозначения: 1 — мезоархейская (2,86 млрд лет) андезитовая ассоциация (лавы, туфы, внутриформационные осадки); 2 — дайки и субвулканические тела дацитов (2,935–2,927 млрд лет) с ксенолитами граувакк и коматиитов; 3 — граувакковый комплекс; 4 — кора выветривания; мезоархейская коматиитовая серия: 5 — туфы коматиитов; 6 — лавы коматиитов (массивные, подушечные, вариолитовые, со спинифекс-структурами) в переслаивании с туфами и лавами базальтов.

был ранее реконструирован на основе детального изучения двух структур ВСЗП — Хаутаваарской и Койкарской [24]. Таким образом, комплексное изучение строения мезоархейского мафитового разреза, механизмов его формирования и преобразования в архее, имеет важное значение для понимания геодинамических и палеогеографических обстановок ранней Земли.

В данной работе авторы акцентируют внимание на детальном минералого-геохимическом изучении сохраненного фрагмента разреза мезоархейской коры выветривания мафитов Койкарской структуры с целью выявления механизмов и условий выветривания в мезоархее.

Объекты и методы исследования

Общая характеристика коматиит-базальтовой серии

Полная геологическая информация о строении ВСЗП, литогеохимическом составе породных ассоциаций в формирующих его структурах и условиях их образования приводится в работах [8, 24]. В контексте данного исследования авторы дают лишь краткую информацию о геологическом строении и составе изучаемой ассоциации.

В пределах ВСЗП коматиит-базальтовая серия (хаутаваарская серия) частично сохранилась, кроме упомянутых выше, также в Паласельгинской (Палаламбинской), Совдозерской и Семченской структурах. Ультраосновная (коматиитовая) часть разреза имеет мощность от 450 до 700 м, при общей реконструированной мощности коматиит-базальтовых серий от 1800 до 2500 м [8, 24].

Коматиитовый разрез сформирован стратифицированными толщами, выполненными подушечными, массивными, дифференцированными, вариолитовыми лавами (мощность потоков от 0,4 до 25 м) с прослоями туфового и осадочного материала. Разрез сечется интрузивными телами дунитов-перидотитов, высокомагнезиальных габбро, андезитов и дацитов [8, 29].

Как показали исследования последних лет [30], разрез мафитов ВСЗП является, как правило, тектоностратиграфическим, т. е. образовавшимся в результате коллажирования отдельных пластин, что установлено в Хаутаваарской и Совдозерской структурах. Формирование коллажа происходило в результате процессов обдукции мафитов на континентальное основание, что запечатлено в составе меланжей, выполненных вулканомиктовыми мафитовыми микститами (содержащими класты плагиоклаза и кварца), мономиктовыми (валуны базальтов) и олигомиктовыми (галки базальтов и дацитов) конгломератами с мафитовым граувакковым матриксом в основании разрезов мафитовых пластин. Микститы образовывались за счет смешения материала обдуцируемых океанических базальтов, островодужных андезитов и гранитоидов фундамента. Наиболее значительное тектоническое перемещение мафитовых толщ выявлено в Хаутаваарской структуре. Оно вызвало нарушение порядка следования фрагментов базальтового разреза, в результате мощность хаутаваарской серии в реконструированном разрезе оказалась превышена минимум на 600 м [30].

В настоящее время существенно откорректирован взгляд на время формирования коматиит-базальтовых комплексов ВСЗП и установлена дискретность процесса (U-Pb, по цирконам, SIMS, SHRIMP-II). Выявлены основные временные интервалы: 3020–2960 млн лет в Паласельгинской (Палаламбинской) структуре (цирканы из высокомагнезиальных габброидов), 3000–2920 млн лет в Койкарской структуре (цирканы из секущих коматииты даек дацитов), 2920–2905 млн лет в Хаутаваарской структуре (детритовые цирконы в прослоях граувакк между лавовыми потоками коматиитов), свидетельствующие о многостадийной модели формирования мафитов [31, 32].

Перекрывается коматиит-базальтовая серия в Койкарской структуре среднекислым комплексом, выполненным андезидацитами, дацитами и дацит-риолитами. Циркометрия кислых вулканитов Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки позволила получить для лав значение 2860 ± 15 млн лет [33], для лав дацитов Хаутаваарской структуры — 2854 ± 14 млн лет и для дайки дацитов этой же структуры — 2862 ± 45 млн лет [34].

Коматиитовая ассоциация Койкарской структуры и стратиграфическое положение коры выветривания

В изучаемой Койкарской структуре коматиитовый разрез, имеющий мощность 450–500 м, представлен стратифицированной пачкой лав, переслаивающейся с горизонтными псаммитовых, пелитовых туфов коматиитов и силицитов (общая мощ-

ность осадков в разрезе 80 м). Силициты присутствуют в межподушечном пространстве шаровых лав наряду с литокластикой коматиитов [8]. В разрезе широко распространены валунные, агломератовые и лапиллиевые туфы коматиитов, максимальная мощность их горизонтов достигает 20 м. Ранее проведенное геохимическое изучение коматиитов позволяет отнести их к Al-недеплетированному неконтаминированному типу [29, 30].

Начиная со средней части разреза коматиитов, в обнажениях встречается переслаивание коматиитовых и базальтовых туфов в слоях мощностью от первых см до 2 м, что может отражать дистальные фации сосуществующего, но удаленного базальтового вулканизма [24, 35]. Наличие грубых туфов коматиитов со следами спекания и линз агломератов свидетельствует об их прижерловом формировании. Тонкие пелитовые коматиитовые туфы с ненарушенной слоистостью, линзами силицита и присутствием магнетита маркируют условия отложения в морском бассейне на глубине ниже волновой деятельности при сопутствующей фумарольной активности [36].

Завершает разрез пачка, имеющая видимую мощность 150–200 м, сводный разрез которой представлен следующей последовательностью (на примере участка оз. Питкилампи), снизу-вверх (рис. 1, б).

1. Коматиитовый разрез (верхи разреза — массивные лавовые потоки со спнифлекс структурами) завершается слоем коматиитовых туфов, на котором с непосредственным контактом залегает кора химического выветривания, сохраненный фрагмент которой был описан впервые в работе [25]. Кора, представленная хлорититами, имеет мощность от 50 до 90 см (рис. 1, в) и прослеживается по простиранию на 400 м.
2. Выше следует пачка, сформированная в основании вулканогенной грауваккой, темно-зеленого цвета, мелкозернистой, тонкослоистой (мощность 25–30 м), сменяемой слоями вулканомиктовых мафитовых граувакк (мощность около 80 м), среднезернистыми, темно-зелеными, массивными или слоистыми породами, в которых присутствует кластический плагиоклаз размером 1–3 мм. Данная пачка имеет слоистость, маркируемую изменением гранулометрического состава пород, чередованием слоев вулканогенных граувакк (мощность 2–4 см) и основных туффитов (мощность 20–30 см), в которых установлена единичная линза субаркозового крупнозернистого аренита мощностью 0,6–1,5 м.
3. Разрез продолжается туффитами коматиитовых базальтов (мощность 25 м), лититовыми мафитовыми граувакками, с редкими обломками базальтов размером 1–2 см.
4. Завершается разрез кварц-полевошпатовыми граувакками, зеленовато-серыми, темно-серыми породами, мелкозернистого—тонкозернистого строения, иногда ритмичнослоистыми, видимая мощность которых составляет 50 м.

Вся пачка, залегающая непосредственно выше коры выветривания, представляет собой микстит, сформированный в результате смешения коматиитового материала и его производных (материала коры выветривания) с вулканогенно-терригенным мафическим (коматиит-базальтовым) и кислым (андезит-дацитовым) материалом.

На площади детального геологического изучения разреза коры выветривания непосредственно выше нее следует контакт с толщей неоархейских моласоидных конгломератов, детально описанных в работе [8], цементом в нижних слоях которых являются мафитовые граувакки, а кластический материал выполнен неокатанными крупными обломками и валунами коматиитов. Вместе с тем в отдельных выходах (с почти полностью редуцированной корой выветривания) на участке Питкилампи выше коры выветривания залегает толща вулканогенных граувакк.

Необходимо отметить, что в субвулканическом теле дацитов Койкарской структуры, имеющем возраст 2935 ± 15 млн лет [37], выявлены ксенолиты коматиитов, мафитовых туфов, туффитов и мафитовых граувакк размером до 2 м, аналогичные верхней части описанного выше разреза. Это позволяет оценить время их формирования как близкое к периоду коматиитового вулканизма в интервале 3000–2920 млн лет.

В пределах ВСЗП подобная по составу пачка граувакк фрагментарно сохранилась в Хаутаваарской структуре, где разрез коматиит-базальтовой ассоциации завершается толщей осадочных пород (мощность 150 м), представленных различными литотипами мафитовых граувакк с прослоями туффитов, базальтов и линзами мономиктовых конгломератов, магнетит-амфиболовых кварцитов, серноколчеданных руд [35]. Более усеченный разрез описан также в Семченской структуре, где сохранился незначительный реликт коры выветривания не на коматиитах, а на базальтах, переходящий в аналогичный граувакковый комплекс мощностью около 100–150 м [35, 36].

Методы исследования

Для изучения минерального и химического состава сохраненного фрагмента коры выветривания было проведено детальное картирование и сплошное бороздочное опробование по профилю выветривания, пробы отбирались в крест простиранья коры выветривания. В результате по профилю протяженностью 240 см (снизу-вверх по разрезу: туфы коматиитов — кора выветривания — мафитовые граувакки) было отобрано 20 проб (рис. 1, в), для которых проведено изучение минерального состава (оптическими и СЭМ методами), выполнено определение содержаний основных и примесных химических элементов. Изучение морфологии и химического состава минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA II LSH (Tescan, США) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments, Великобритания) при параметрах: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 сек. Общее количество определений химического состава минералов превысило 500 анализов. Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов осуществлялась с помощью программы «MINAL» (автор Д. В. Доливо-Добровольский).

Определение содержания петрогенных элементов выполнялось методом мокрой химии [38], концентрации редких и редкоземельных элементов измерялись на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 (Thermo scientific, США) по методике [39]. Все работы проводились в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск).

Результаты

Минеральный состав коры выветривания и пород субстрата

Изучаемая кора выветривания, сформированная на туфах коматиитов, представлена хлорититами — мелкозернистыми породами, на 90–95% сложенными метаморфическим хлоритом [25]. Контакт коры выветривания с туфами коматиитов неровный, извилистый (рис. 2, *а*), уверенно прослеживаемый по простираанию. Хлориты слагают тонкозернистый, «чешуйчатый агрегат» с минимальным размером «чешуек» около 10–20 мкм, установленным для коры выветривания, который увеличивается в туфах и лавах коматиитов до 20–40 мкм (рис. 2, *б*, *в*). Хлориты как из метаморфизованной коры выветривания, так и непосредственно из пород суб-

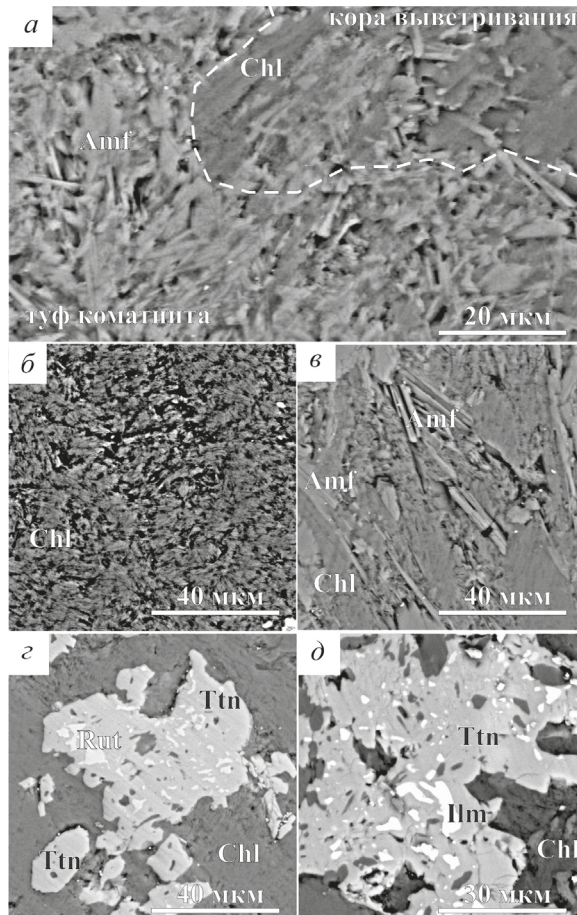


Рис. 2. Микрофотографии СЭМ контакта коры выветривания с туфами коматиитов (*а*); хлоритов коры выветривания (*б*) и туфов коматиитов (*в*); титанита коры выветривания (*з*) и туфов коматиитов (*д*). Amf — амфиболы; Chl — хлориты; Ttn — титанит; Rut — рутил; Ilm — ильменит.

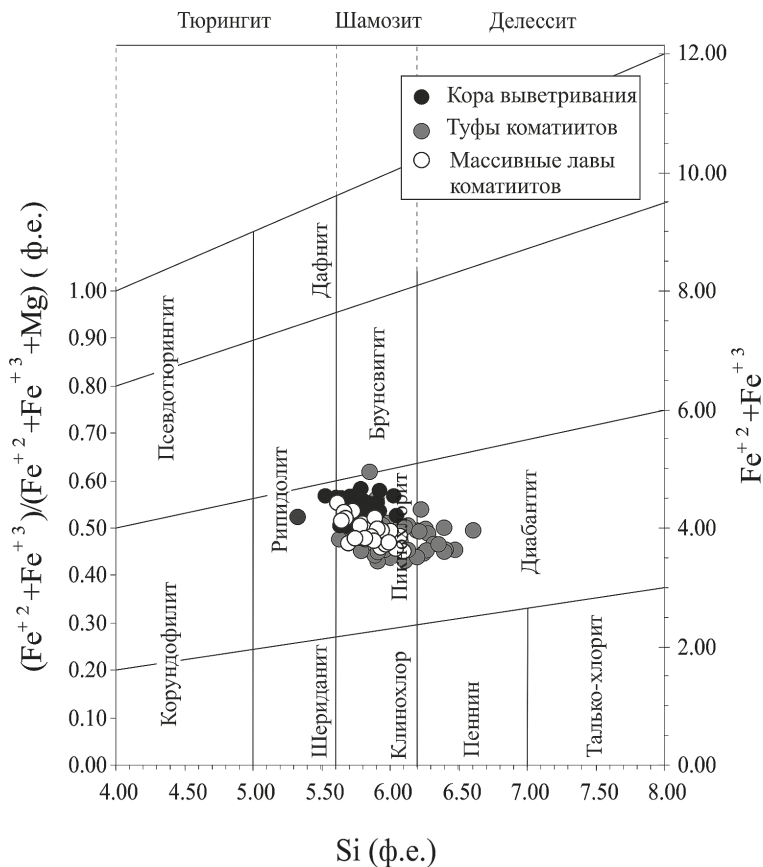


Рис. 3. Положение состава хлоритов из туфов и лав коматиитов и коры выветривания на классификационной диаграмме [40].

страта (туфы и массивные лавы коматиитов) представлены пикнохлоритом, в случае лав частично диабантитом (рис. 3). Близость составов хлоритов свидетельствует о том, что процесс хлоритизации вследствие метаморфических преобразований протекал уже после формирования коры выветривания. Вместе с тем наблюдается ряд различий в составе хлоритов, например, в вариации индекса железистости $Fe/(Fe+Mg)$. Хлориты коры выветривания характеризуются более высокими значениями этого индекса ($0,33 \pm 0,01$), чем туфы и лавы коматиитов ($0,28 \pm 0,02$) (рис. 3). Контрастность в химическом составе хлоритов, вероятно, связана с различиями в составе первичных минералов — прекурсоров, по которым развивался метаморфический хлорит. Так, конечным продуктом преобразования амфиболов в процессе выветривания являются глины [41, 42], которые характеризуются отличным от них соотношением железа и магния. Это нашло отражение в составе хлоритов, образовавшихся на конечном этапе метаморфических преобразований.

Отметим, что относительно небольшой разброс значений в химическом составе хлоритов коры выветривания (рис. 3) по сравнению с туфами и лавами коматиитов является дополнительным аргументом в пользу того, что кора выветривания

имела однородный первичный состав, возможно близкий к мономинеральному, по сравнению с породами субстрата.

Минеральный состав пород субстрата (туфы и лавы коматиитов) представлен преимущественно амфиболами и хлоритами. Среди амфиболов выделены две разновидности: роговая обманка $\text{Na}_{0,7}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{3,2}\text{Fe}^{2+}_{1,2}\text{Fe}^{3+}_{0,3}\text{Al}_{0,4})[\text{Si}_{7,1}\text{Al}_{0,9}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ и актинолит $(\text{Ca}_2)(\text{Mg}_{3,7}\text{Fe}^{2+}_{0,9}\text{Fe}^{3+}_{0,4}\text{Al}_{0,3})[\text{Si}_{7,8}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Роговая обманка замещается актинолитом и сохраняется только в виде реликтов в ядрах крупных зерен. Зерна актинолита представляют собой длиннопризматические кристаллы размером от единиц до сотни микрометров. При переходе от лав к туфам коматиитов количество роговой обманки в образцах уменьшается. Замещение актинолитом сопровождается выносом щелочных элементов (натрия) и алюминия в процессе метаморфических реакций, характерных для условий зеленосланцевой—эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, установленных ранее для пород Койкарской структуры [43].

Акцессорные минералы как коры выветривания, так и пород субстрата, представлены титанитом с включениями рутила и ильменита (рис. 2, з, д), а также апатитом и, в редких случаях, цирконом. Для лав коматиитов в качестве акцессорного минерала установлен также хроммагнетит. В лавах коматиитов титанит встречается преимущественно в виде равномерно распределенных зерен неправильной формы размером 20–50 мкм, а в туфах коматиитов размер зерен титанита увеличивается до 50–100 мкм. В коре выветривания размер зерен титанита существенно уменьшается — до 40–60 мкм. Включения в титаните в изучаемых породах всего разреза представлены рутилом, идентифицированным по данным рамановской спектроскопии, и ильменитом. Максимальное количество включений в титаните установлено в туфах коматиитов. В лавах коматиитов размер включений не превышает 5 мкм, в то время как в туфах и коре выветривания их размер увеличивается до 10–20 мкм (рис. 2, з, д).

Апатит в лавах коматиитов представлен ксеноморфными, реже идиоморфными зернами размером 20–40 мкм, в туфах коматиитов и коре выветривания размер зерен уменьшается до 5–15 мкм и установлены только ксеноморфные формы.

Геохимическая характеристика коры выветривания

Анализ изменения содержания петрогенных элементов по профилю разреза показал, что концентрация Al_2O_3 ($22,6\pm 0,1$ вес. %) и TiO_2 ($1,3\pm 0,8$ вес. %) в коре выветривания выше, чем в туфах и лавах (таблица). При этом в коре выветривания наблюдается уменьшение содержания диоксида кремния (SiO_2 $30,9\pm 0,3$ вес. %), щелочных и щелочноземельных элементов (Na_2O $0,02\pm 0,01$ вес. %, K_2O $0,01\pm 0,005$ вес. %, CaO $1,2\pm 0,1$ вес. %) (таблица), что является характерным признаком выветривания (рис. 4).

Породы коры выветривания и субстрата характеризуются близкими значениями содержания MgO и MnO (таблица). Общее содержание железа в коре выветривания ($19,8\pm 0,4$ вес. %) выше, чем в туфах и лавах коматиитов, и увеличивается преимущественно за счет увеличения концентрации FeO , тогда как содержание Fe_2O_3 остается постоянным (рис. 4). Вероятно, это связано с тем, что основными минералами коры выветривания являются метаморфические хлориты, в которых железо представлено преимущественно в двухвалентной форме.

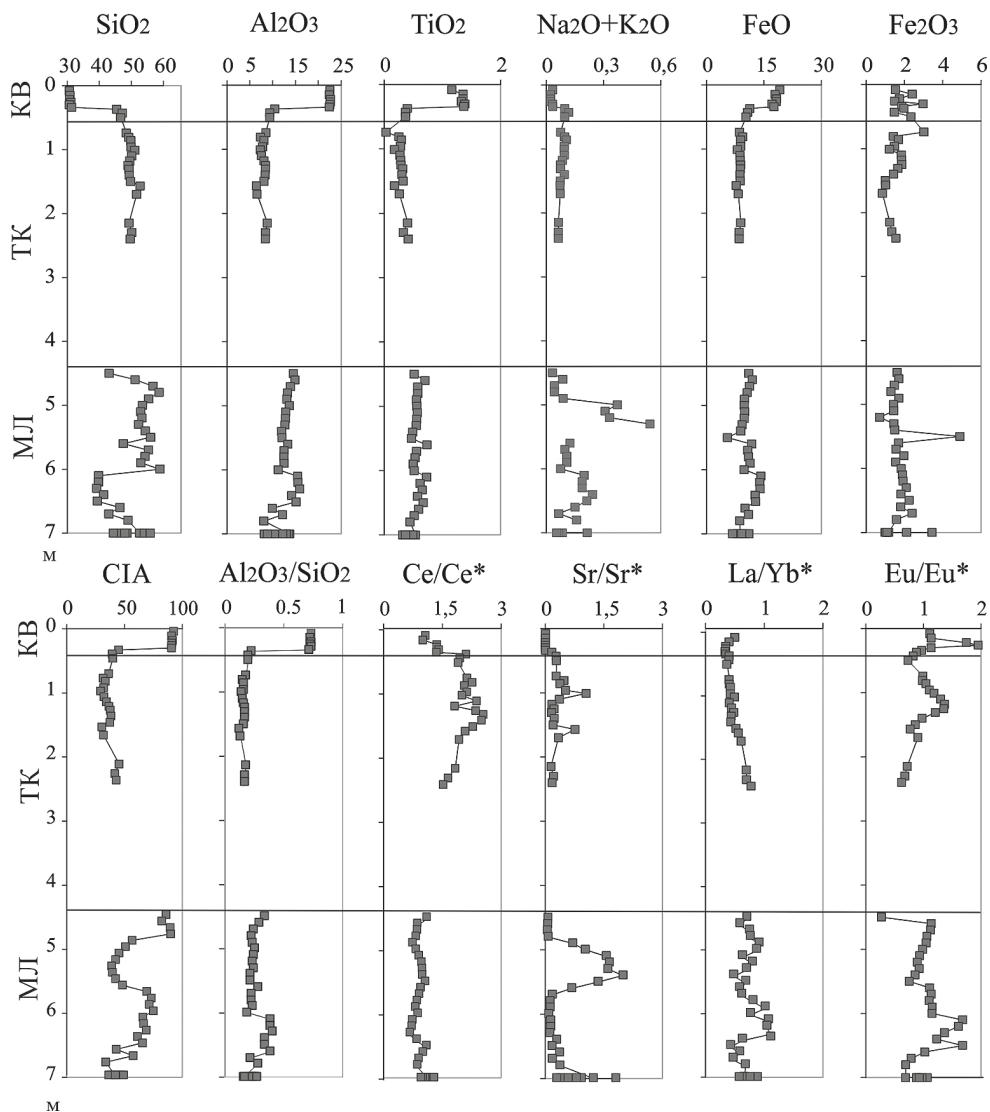


Рис. 4. Изменение химического состава пород (окислы в весовых %) массивных лав коматиитов (МЛ), туфов коматиитов (ТК) и коры выветривания (КВ) в разрезе Койкарской структуры.

Породы коры выветривания существенно обогащены редкоземельными элементами ($\Sigma_{\text{REE}} = 39 \text{ ppm}$) по сравнению туфами ($\Sigma_{\text{REE}} = 10 \text{ ppm}$) и лавами ($\Sigma_{\text{PЗЭ}} = 15 \text{ ppm}$) коматиитов. Топология спектров распределения редкоземельных элементов коры выветривания подобна спектрам распределения РЗЭ в породах субстрата (рис. 5). Туфы и лавы коматиитов незначительно обогащены легкими РЗЭ ($\Sigma_{\text{LREE}}/\Sigma_{\text{HREE}} = 1,2-1,4$), для коры выветривания доля тяжелых РЗЭ незначительно возрастает ($\Sigma_{\text{LREE}}/\Sigma_{\text{HREE}} = 1,1$).

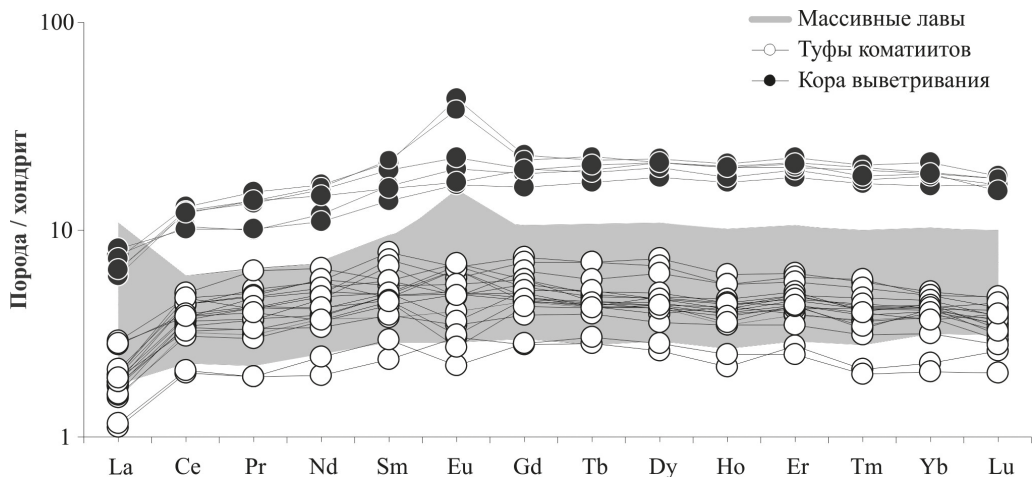


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов для пород коры выветривания, туфов и лав коматиитов Койкарской структуры (нормировано по хондриту [44]).

По данным геохимических исследований нами рассчитаны ряд параметров (CIA, Al_2O_3/SiO_2 , Ti/Zr , Ce/Ce^* и Eu/Eu^*), характеризующих процессы формирования коры выветривания на коматиитах (таблица).

Обсуждение результатов

Для определения времени формирования кор выветривания, как мы уже отмечали, ключевое значение имело изучение субвулканических тел и даек дацитов, секущих непосредственно коматиит-базальтовый комплекс Койкарской структуры ВСЗП. Дайки и крупные субвулканические тела распространены в центральной и северной части структуры, имеют субмеридиональное простирание и субвертикальные углы падения [8]. Мощность тел варьирует от 3–5 до 40–70 м. Дайки секут вмещающую их коматиит-базальтовую ассоциацию и имеют четкие извилистые контакты, без апофизов. Полученные ранние геохронологические значения возраста 2935 ± 15 млн лет [37] для субвулканического тела, содержащего ксенолиты мафитовых туфов, туффитов и граувакк, были позднее подтверждены новыми данными (SHRIM-II) по выявленным в ходе исследований нескольким поколениям цирконов [30; Светов, Гоголев, устное сообщение]. Было подтверждено время внедрения даек (генерация цирконов с высоким отношением $^{232}Th/^{238}U=0,44-1,37$ и магматической зональностью) как равное $2927,5 \pm 9,1$ млн лет, и установлен возможный этап метаморфизма в структуре, который маркируется возрастом 2817 ± 12 млн лет (значение получено по цирконам с низким значением $^{232}Th/^{238}U=0,02-0,05$). Таким образом, коматиит-базальтовая серия и кора выветривания были сформированы ранее 2930–2915 млн лет.

Результаты минералогического анализа свидетельствуют о том, что изучаемая кора выветривания является остаточной. Близость состава вторичных метаморфических минералов — хлоритов, представленных пикнохлоритом, в разрезе лавы ко-

Таблица. Химический состав туфов, лав коматитов и коры выветривания Койкарской структуры, Центральная Карелия

	Кора выветривания										Туфы коматитов										Лавы коматитов																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	30,68	30,88	30,71	31,15	30,65	31,36	45,47	47,19	46,72	49,23	50,18	49,82	52,79	46,47	42,97	49,01	46,64	44,35	48,70	47,99	30,68	30,88	30,71	31,15	30,65	31,36	45,47	47,19	46,72	49,23	50,18	49,82	52,79	46,47	42,97	49,01	46,64	44,35	48,70	47,99
TiO ₂	1,16	1,36	1,36	1,33	1,39	1,37	0,40	0,37	0,37	0,26	0,27	0,33	0,18	0,60	0,52	0,45	0,35	0,49	0,32	0,37	1,16	1,36	1,36	1,33	1,39	1,37	0,40	0,37	0,37	0,26	0,27	0,33	0,18	0,60	0,52	0,45	0,35	0,49	0,32	0,37
Al ₂ O ₃	22,57	22,43	22,69	22,65	22,55	22,43	10,50	9,37	9,38	7,37	7,56	8,13	6,45	9,93	12,20	8,08	10,41	12,22	8,22	8,88	22,57	22,43	22,69	22,65	22,55	22,43	10,50	9,37	9,38	7,37	7,56	8,13	6,45	9,93	12,20	8,08	10,41	12,22	8,22	8,88
FeO	19,18	17,97	18,33	18,28	17,15	17,63	11,31	10,75	10,37	9,47	8,78	8,83	7,80	10,10	11,00	8,72	9,98	11,11	9,24	6,84	19,18	17,97	18,33	18,28	17,15	17,63	11,31	10,75	10,37	9,47	8,78	8,83	7,80	10,10	11,00	8,72	9,98	11,11	9,24	6,84
Fe ₂ O ₃	1,54	2,42	1,74	1,50	2,97	1,86	1,98	1,48	2,35	1,43	1,84	1,01	1,02	1,82	2,40	1,59	1,02	2,12	1,10	3,44	1,54	2,42	1,74	1,50	2,97	1,86	1,98	1,48	2,35	1,43	1,84	1,01	1,02	1,82	2,40	1,59	1,02	2,12	1,10	3,44
FeO _{tot}	20,56	20,14	19,90	19,63	19,83	19,31	13,09	12,08	12,48	10,75	10,44	9,73	8,72	11,74	13,16	10,15	10,89	13,01	10,23	9,94	20,56	20,14	19,90	19,63	19,83	19,31	13,09	12,08	12,48	10,75	10,44	9,73	8,72	11,74	13,16	10,15	10,89	13,01	10,23	9,94
MnO	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,22	0,22	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,21	0,17	0,15	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,22	0,22	0,22	0,21	0,20	0,19	0,18	0,19	0,19	0,19	0,21	0,17	0,15	
MgO	23,56	23,49	23,74	23,51	23,86	23,85	22,71	22,39	22,63	23,04	22,09	23,84	23,17	23,54	25,46	23,26	23,61	22,38	24,01	25,50	23,56	23,49	23,74	23,51	23,86	23,85	22,71	22,39	22,63	23,04	22,09	23,84	23,17	23,54	25,46	23,26	23,61	22,38	24,01	25,50
CaO	0,98	1,23	1,14	1,23	1,24	1,23	6,96	7,80	7,65	8,69	8,67	7,43	8,06	7,11	4,87	8,57	7,64	6,76	7,81	6,66	0,98	1,23	1,14	1,23	1,24	1,23	6,96	7,80	7,65	8,69	8,67	7,43	8,06	7,11	4,87	8,57	7,64	6,76	7,81	6,66
Na ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,09	0,11	0,09	0,09	0,08	0,06	0,06	0,13	0,06	0,14	0,07	0,18	0,05	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,09	0,11	0,09	0,09	0,08	0,06	0,13	0,06	0,14	0,07	0,18	0,05	0,04	
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,14	0,14	0,14	0,09	0,06	0,06	0,06	0,05	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04	0,06	0,05	0,06	0,11	0,13	0,14	0,14	0,14	0,09	0,06	0,06	0,06	0,05	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04	0,06	0,05	0,06
Cr ₂ O ₃	0,09	0,07	0,06	0,09	0,08	0,09	0,48	0,40	0,40	0,30	0,33	0,32	0,26	0,22	0,46	0,09	0,13	0,30	0,28	0,09	0,07	0,06	0,09	0,08	0,09	0,48	0,40	0,40	0,30	0,33	0,32	0,26	0,22	0,46	0,09	0,13	0,30	0,30	0,28	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,13	0,12	0,06	0,10	0,01	0,01	0,00	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,13	0,12	0,06	0,10	0,01	0,01	0,00	0,11	0,11	
Summa	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Zr	66,03	78,53	75,96	75,70	67,30	75,91	14,82	13,14	13,36	8,73	10,39	10,88	3,15	20,21	14,23	22,07	9,21	13,38	7,11	7,82	66,03	78,53	75,96	75,70	67,30	75,91	14,82	13,14	13,36	8,73	10,39	10,88	3,15	20,21	14,23	22,07	9,21	13,38	7,11	7,82
La	1,93	1,80	1,52	1,73	1,43	1,51	0,48	0,45	0,41	0,37	0,38	0,51	0,27	1,04	0,63	1,19	0,94	1,00	0,43	0,57	1,93	1,80	1,52	1,73	1,43	1,51	0,48	0,45	0,41	0,37	0,38	0,51	0,27	1,04	0,63	1,19	0,94	1,00	0,43	0,57
Ce	6,13	6,30	7,58	7,87	7,42	7,33	2,85	2,32	2,10	1,95	2,25	2,66	1,28	2,50	1,93	2,40	2,42	2,92	1,39	1,71	6,13	6,30	7,58	7,87	7,42	7,33	2,85	2,32	2,10	1,95	2,25	2,66	1,28	2,50	1,93	2,40	2,42	2,92	1,39	1,71
Pr	0,96	0,95	1,32	1,44	1,28	1,31	0,47	0,40	0,35	0,29	0,40	0,45	0,19	0,38	0,34	0,39	0,43	0,50	0,21	0,28	0,96	0,95	1,32	1,44	1,28	1,31	0,47	0,40	0,35	0,29	0,40	0,45	0,19	0,38	0,34	0,39	0,43	0,50	0,21	0,28
Nd	5,11	5,57	7,50	7,71	7,30	6,82	2,63	2,29	2,15	1,73	1,94	2,44	1,14	2,03	1,81	2,17	2,03	2,72	1,18	1,59	5,11	5,57	7,50	7,71	7,30	6,82	2,63	2,29	2,15	1,73	1,94	2,44	1,14	2,03	1,81	2,17	2,03	2,72	1,18	1,59
Sm	2,10	2,48	3,33	3,22	2,99	2,42	1,18	1,09	1,03	0,57	0,76	0,87	0,45	0,96	0,93	1,06	0,74	1,09	0,44	0,52	2,10	2,48	3,33	3,22	2,99	2,42	1,18	1,09	1,03	0,57	0,76	0,87	0,45	0,96	0,93	1,06	0,74	1,09	0,44	0,52

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Eu	0,95	1,15	2,20	2,48	1,29	0,99	0,38	0,34	0,28	0,23	0,39	0,28	0,13	0,42	0,29	0,30	0,25	1,29	0,17	0,18
Gd	3,28	3,84	4,45	4,67	4,02	4,00	1,50	1,44	1,30	0,92	1,10	1,13	0,58	1,62	1,39	1,64	1,01	1,39	0,62	0,70
Tb	0,63	0,72	0,84	0,81	0,71	0,77	0,26	0,26	0,22	0,16	0,18	0,19	0,11	0,29	0,26	0,29	0,18	0,25	0,10	0,12
Dy	4,53	5,32	5,33	5,60	5,05	5,34	1,84	1,69	1,57	1,07	1,19	1,26	0,71	2,04	1,79	2,08	1,20	1,73	0,74	0,83
Ho	0,96	1,15	1,13	1,17	1,01	1,13	0,35	0,31	0,31	0,20	0,25	0,25	0,14	0,44	0,36	0,45	0,26	0,36	0,15	0,18
Er	2,94	3,50	3,31	3,68	3,21	3,42	1,02	0,98	0,92	0,64	0,72	0,79	0,42	1,35	1,09	1,37	0,75	1,12	0,48	0,55
Tm	0,43	0,51	0,49	0,52	0,44	0,46	0,14	0,15	0,13	0,09	0,10	0,11	0,05	0,20	0,15	0,19	0,11	0,16	0,07	0,08
Yb	2,77	3,22	3,18	3,57	3,09	3,15	0,86	0,82	0,82	0,65	0,68	0,70	0,35	1,28	0,97	1,26	0,76	1,10	0,53	0,54
Lu	0,42	0,45	0,45	0,46	0,42	0,39	0,12	0,12	0,11	0,10	0,09	0,09	0,05	0,18	0,13	0,19	0,11	0,16	0,08	0,08
Σ REE	33,14	36,94	42,64	44,91	39,65	39,04	14,08	12,66	11,68	8,97	10,42	11,71	5,88	14,71	12,07	14,98	11,18	15,80	6,59	7,93
Σ LREE	17,18	18,25	23,45	24,43	21,70	20,38	7,99	6,89	6,31	5,15	6,12	7,21	3,46	7,32	5,94	7,50	6,80	9,53	3,81	4,86
Σ HREE	15,96	18,69	19,19	20,48	17,95	18,67	6,09	5,77	5,37	3,82	4,30	4,51	2,42	7,39	6,13	7,47	4,38	6,28	2,78	3,07
LREE/HREE	1,08	0,98	1,22	1,19	1,21	1,09	1,31	1,20	1,17	1,35	1,42	1,60	1,43	0,99	0,97	1,00	1,55	1,52	1,37	1,58
(La/Yb) _N	0,50	0,40	0,34	0,35	0,33	0,35	0,40	0,40	0,36	0,40	0,40	0,52	0,56	0,58	0,47	0,68	0,88	0,66	0,57	0,76
Ce/Ce*	1,10	1,14	1,29	1,24	1,31	1,31	1,44	1,30	1,27	1,41	1,49	1,37	1,32	0,93	1,03	0,80	0,97	1,00	1,11	1,02
Eu/Eu*	1,11	1,14	1,75	1,95	1,13	0,97	0,88	0,82	0,73	0,98	1,30	0,86	0,77	1,03	0,79	0,69	0,88	3,20	0,98	0,93
Ti/Zr	121	120	117	118	132	121	135	125	119	136	118	127	202	146	171	123	187	196	192	192
CIA	93	91	92	91	91	91	46	40	40	32	33	38	31	44	59	35	44	50	37	43
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,74	0,73	0,74	0,73	0,74	0,72	0,23	0,20	0,20	0,15	0,15	0,16	0,12	0,21	0,28	0,16	0,22	0,28	0,17	0,19

Примечание. Содержание оксидов приводится в весовых %, пересчитанных на безводный остаток. Содержание Zr и P3Э приводится в ppm. Коэффициенты: $(La/Yb)_N = La_N/Yb_N$; $Ce/Ce^* = 3 * Ce_N / (2 * La_N + Nb_N)$; $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{1/2}$ — нормировано по хондриту [44]. Коэффициент CIA = $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) * 100$ рассчитан по молекулярным количествам, содержание CaO учитывается только для силикатных минералов.

матиитов — туфы коматиитов — кора выветривания является индикатором того, что процессы метаморфизма были наложенными уже после формирования коры выветривания. Кроме того, дополнительным аргументом в пользу этого является тот факт, что в качестве аксессуарных минералов и в породах субстрата, и в коре выветривания преимущественно установлены единые минеральные фазы — титанит и апатит. Отметим, что титанит по всему разрезу имеет характерные включения ильменита и рутила, однако размер зерен титанита в коре выветривания уменьшается, вероятно, из-за разрушения в процессе выветривания. Эти данные наряду с гомогенным минеральным составом коры выветривания, близким к мономинеральному, отсутствием обломочного материала и внутренней неоднородности (слоистости) являются признаком того, что формирование коры не сопровождалось процессами физической дезинтеграции и привнесом терригенного материала.

Для оценки интенсивности процессов выветривания традиционно применяется индекс химического выветривания [2]. Для неизменных в процессе выветривания лав и туфов коматиитов индекс CIA составляет 46 ± 3 и 37 ± 5 соответственно, а для коры возрастает до 91 ± 1 (таблица). Высокие значения CIA отражают интенсивное химическое выветривание мафитов, что также подтверждается высокими значениями алюмосиликатного (Al_2O_3/SiO_2) модуля (рис. 4), свидетельствующего об интенсивном глинообразовании. Кроме того, малые вариации значений индекса CIA для коры выветривания подтверждают ее гомогенный состав. Таким образом, полученные характеристики коры выветривания, сформированной на туфах и лавах коматиитов, маркируют ее зрелость и гомогенность.

Интенсивность химического выветривания напрямую коррелирует с палеоклиматом [2, 15, 18–21]. Выветренные породы, сформировавшиеся в условиях гумидного климата, характеризуются более высокими значениями CIA, чем образовавшиеся в аридных и гляциальных обстановках, что обусловлено более интенсивным выносом щелочей, и вследствие этого, обогащением выветренных пород Al_2O_3 . Для разграничения отложений, сформировавшихся в условиях теплого и холодного климата, принято значение $CIA = 70$ [2]. Таким образом, высокое значение CIA, определенное для коры выветривания, сформированной на коматиитах Койкарской структуры, свидетельствует о формировании этих отложений в условиях теплого гумидного климата.

На тройной диаграмме $(CaO+Na_2O) - Al_2O_3 - K_2O$, позволяющей проследить тренды выветривания [2], видно, что изменение состава лав и туфов коматиитов в процессе выветривания соответствует тренду преобразования мафитов с формированием смектитов, а затем и каолинитов, в качестве конечного продукта выветривания (рис. 6). На диаграмме $(CaO+Na_2O+K_2O) - Al_2O_3 - (FeO_{tot}+MgO)$ для сравнения приведены тренды выветривания базальтов в современных окислительных [41] и в восстановительных условиях раннего протерозоя (2,4 млрд лет) [42] (рис. 6.). Направление выветривания мезоархейских коматиитов совпадает с трендами изменения современных базальтов, что свидетельствует о субаэральных условиях формирования коры выветривания и преимущественно окислительных обстановках. Кроме того, накопление FeO_{tot} в коре выветривания подтверждает вывод об окислительных обстановках, при которых железо маломобильно и накапливается в виде минералов в форме трехвалентного железа. В восстановительных условиях железо присутствует в более подвижной двухвалентной форме и интенсивно

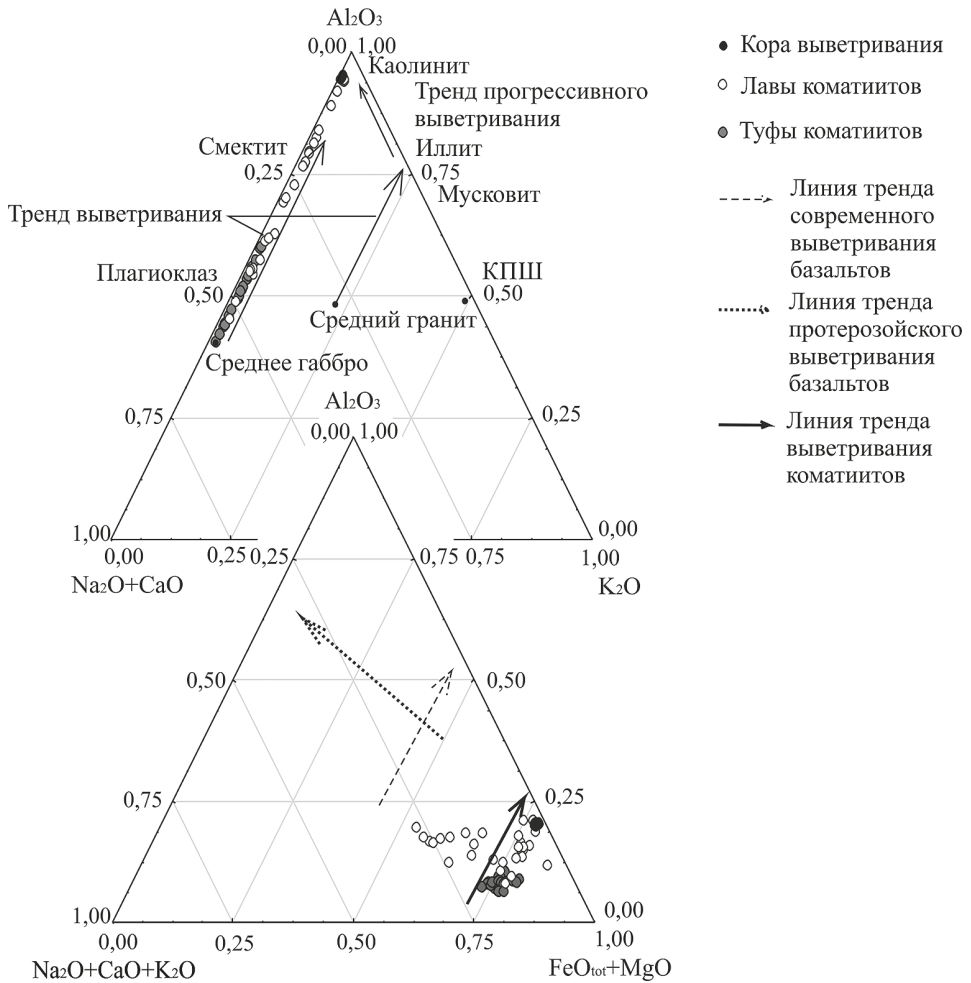


Рис. 6. Тренды выветривания туфов и лав коматиитов по сравнению с трендами современного [41] и протерозойского [42] выветривания базальтов.

вымывается из профиля выветривания. Увеличение содержания в коре выветривания коматиитов двухвалентного, а не трехвалентного железа, вероятно, связано с наложенным процессом хлоритизации в результате метаморфических преобразований системы.

Одним из основных признаков не переотложенных древних кор выветривания являются близкие соотношения маломобильных элементов в коре и субстрате. В настоящей работе распределение маломобильных элементов оценивалось нами по соотношению Ti/Zr , которое имеет близкие значения для коры выветривания (122 ± 5) и туфов коматиитов (137 ± 21), что соответствует критерию остаточных кор выветривания, для которых вариации этого индекса не должны превышать 40% [16].

Также важным признаком современных кор выветривания является их обогащение РЗЭ в процессе выветривания (см., например, [41]). Общее содержание РЗЭ в коре выветривания коматиитов превышает их содержание в породах субстрата

(таблица), что соответствует характеру перераспределения РЗЭ в процессе выветривания. Дополнительным свидетельством существования процессов химического выветривания является обогащение тяжелыми РЗЭ пород коры выветривания по сравнению с породами субстрата. Тренд распределения РЗЭ сохраняется в процессе выветривания, что проявляется в близких значениях $(La/Yb)_N$, и свидетельствует об остаточном типе коры выветривания (рис. 5).

Соотношения Ce/Ce^* и Eu/Eu^* служат индикаторными для проведения палеорекострукций окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий выветривания [23, 42]. В окислительных обстановках в щелочных условиях Ce^{+3} окисляется до маломобильного Ce^{+4} и может накапливаться в профиле выветривания, вызывая формирование положительной Ce аномалии [45, 46]. Напротив, в восстановительных обстановках окисления Ce^{+3} не происходит и, соответственно, не наблюдается выраженных Ce аномалий [47]. Туфы коматиитов характеризуются незначительной положительной Ce аномалией ($Ce/Ce^*=1,4$), которая сглаживается в коре выветривания ($Ce/Ce^*=1,1$), вероятно, это связано с выносом церия в процессе выветривания. В отмечаемых нами окислительных обстановках это возможно лишь в кислых условиях. Полученные выводы согласуются с данными [23] о существовании слабокислой среды и вероятных окислительных условий в экзогенных обстановках на территории Балтийского щита в архейское и палеопротерозойское время.

Породы коры выветривания характеризуются незначительной положительной Eu аномалией $Eu/Eu^*=1,3$ по сравнению с породами субстрата, для которых Eu аномалия не выражена $Eu/Eu^*=1,0$. Вероятно, перераспределение Eu определяется преимущественно метаморфическими процессами, и не учитывалось нами в данной работе для палеоклиматических реконструкций.

Проведенные исследования позволили охарактеризовать лишь наиболее сохранный фрагмент коры выветривания мезоархейских коматиитов Койкарской структуры, однако отмечаемое широкое распространение в верхах мафитовых разрезов многих структур ВСЗП граувакковых комплексов близкого состава, позволяет говорить об их широком латеральном развитии в мезоархее на Карельском кратоне, и предполагать значительные первичные мощности данных образований.

Заключение

Проведенные исследования позволили сделать следующие основные выводы.

1. Анализ взаимоотношения разреза коры выветривания с секущими телами дацитов в Койкарской структуре Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса позволяет оценить время ее формирования как близкое ко времени образования коматиит-базальтовой серии в интервале 3000–2930 млн лет.
2. Минералого-геохимические характеристики коры выветривания свидетельствуют о ее остаточном, непереотложенном типе и о формировании без участия процессов физической дезинтеграции и привноса терригенной компоненты.
3. Высокие значения индекса химического выветривания CIA (91 ± 1) и Al_2O_3/SiO_2 модуля ($0,73\pm 0,01$) являются индикаторами зрелой коры, сформиро-

ванной в результате интенсивного химического выветривания.

4. Характер распределения РЗЭ в коре выветривания и тренд модификации ее химического состава позволяют заключить, что ее формирование происходило в субаэральных условиях гумидного и теплого климата в окислительных обстановках.
5. Изученный разрез коры выветривания, мощностью около 1 м, является сохранным реликтом первичной коры, которая, вероятно, ранее имела значительные мощности (> 100 м), что в настоящее время маркируется граувакковым парагенезом, интерпретируемым как результат переработки и переотложения первичной коры выветривания.

Сохранившийся реликт мезоархейской коры выветривания коматиитов Койкарской структуры является уникальным по времени формирования и степени сохранности объектом, потенциально перспективным для дальнейших реконструкций палеоклиматических и геодинамических режимов характерных для архея Балтийского щита.

Благодарности. Настоящее исследование стало возможным благодаря полевым работам сотрудников Института геологии КарНЦ РАН к.г.м.н. А. И. Световой и д.г.м.н. С. И. Рыбакова, впервые обнаруживших и описавших кору выветривания в Койкарской структуре в 1987–1988 гг.

Литература

1. *Негруца Т. Ф.* Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.
2. *Nesbitt H. W., Young G. M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of litites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P.715–717.
3. *Taylor S. R., McLennan S. M.* The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, UK: Blackwell Sci. Pub, 1985. 312 p.
4. *Маслов А. В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
5. *Розен О. М., Аббясов А. А., Аксаментова Н. В., Бреданова Н. В., Злобин В. Л., Мигдисов А. А., Сафронов В. Т., Толкачикова А. А., Трусов А. И., Чехович П. А., Ярошевский А. А.* Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир, 2006. 400 с.
6. *Shao J., Yang S., Li C.* Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments // *Sedimentary Geology*. 2012. Vol. 265–266. P.110–120.
7. *Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
8. *Светов С. А.* Магматические системы зоны перехода океан — континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
9. *Roddaz M., Viers J., Brusset S., Baby P., Boucayrand C., Héral G.* Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments // *Chemical Geology*. 2006. Vol. 226. P.31–65.
10. *Kasanzu C., Maboko M. A. H., Manyà S.* Geochemistry of fine grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: implications for provenance and source rock weathering // *Precambrian Research*. 2008. Vol. 164. P.201–213.
11. *Feng R., Kerrich R.* Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi Greenstone Belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. Vol. 54. P.1061–1108.
12. *Thurston P. C., Kozevnikov V. N.* An archean quartz arenite-andesite associations for assemblage types and shield history // *Precamb. Res.* 2000. Vol. 101. P.313–340.

13. Zbinden E. A., Holland H. D., Feakes C. R. The Sturgeon Falls paleosol and the Composition of the Atmosphere 1.1 Ga BP // *Precambrian Res.* 1988. Vol. 42. P. 141–163.
14. Sheldon N. D. Precambrian paleosols and atmospheric CO₂ levels // *Precambrian Res.* 2006. Vol. 147. P. 148–155.
15. Holland H. D., Feakes C. R., Zbinden E. A. The Flion Flon Paleosol and the composition of the atmosphere 1.8 BYBP // *Science.* 1989. Vol. 289. P. 362–389.
16. Maynard J. B. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols // *J. Geol.* 1992. Vol. 100. P. 279–289.
17. Watanabe Y., Martini J. E. J., Ohmoto H. Geochemical evidence for terrestrial ecosystems 2.6 billion years ago // *Nature.* 2000. Vol. 408. P. 574–578.
18. Алфимова Н. А., Матреничев В. А. Континентальное выветривание в раннем докембрии: особенности минеральных преобразований и состав гипергенных растворов // *Литология и полезные ископаемые.* 2006. Т. 41. С. 518–529.
19. Розанов А. Ю., Астафьева М. М., Вревский А. Б. Микрофоссилии раннедокембрийских кор выветривания Фенноскандинавского щита // *Отечеств. геология.* 2008. Т. 3. С. 83–90.
20. Mitchell R. L., Sheldon N. D. Weathering and paleosol formation in the 1.1 Ga Keweenawan Rift // *Precambrian Res.* 2009. Vol. 168. P. 271–283.
21. Матреничев В. А., Алфимова Н. А., Левченков О. А., Саватенков В. М., Беляцкий Б. В., Астафьева М. М., Макеев А. Ф., Яковлева С. З. Стратиграфия и изотопный возраст лопийского комплекса Лехтинской структуры, Северная Карелия // *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* 2011. Т. 19. С. 3–25.
22. Бурмин Ю. А. Геология металлоносных кор выветривания. М.: Недра, 1984. 237 с.
23. Алфимова Н. А., Фелицын С. Б., Матреничев В. А. Подвижность Се в экзогенных обстановках Балтийского щита 2.8–2.1 млрд лет назад: данные по корам выветривания и осадочным карбонатам // *Литология и полезные ископаемые.* 2011. Т. 5. С. 1–13.
24. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений / под ред. С. И. Рыбакова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.
25. Светова А. И., Рыбаков С. И. Архейская кора выветривания в осадочно-вулканогенных комплексах Койкарской структуры (Центральная Карелия) / Геология и петрология. Оперативно информационные материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. С. 10–15.
26. Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 1989. 24 с.
27. Общие вопросы расчленения докембрия / Мат-лы III Всерос. совещ. Апатиты, 2000. 315 с.
28. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка / ред. Ф. П. Митрофанов, В. З. Негруца. Апатиты: Изд-во КарНЦ РАН, 2002. 13 с.
29. 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. P. 24–38.
30. Светов С. А. Мезоархейские коматиит-базальтовые комплексы: литогеохимические типы и их роль в архитектуре ранней континентальной коры // Мат-лы XII Всерос. петрографич. совещ., Петрозаводск, 2015. С. 26–29.
31. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии — новые геохронологические данные и интерпретация результатов // *Геология и полезные ископаемые Карелии.* 2010. Т. 13. С. 5–12.
32. Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Матвеева Л. В., Кучеровский Г. А., Лепёхина Е. Н., Сергеев С. А. Новые данные о возрасте архейских пород Ведлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // *Докл. АН.* 2012. Т. 442. С. 67–73.
33. Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель И. С. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // *Корреляция геологических комплексов Фенноскандии.* СПб.: Изд-во Минерал, 1996. С. 74–75.
34. Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А., Сергеев С. А., Яковлева С. З., Горюховский О. А. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // *Петрология.* 1994. Т. 2. С. 266–281.
35. Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1988. 148 с.
36. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Корреляционные реперные уровни в верхнеархейском Хаутавааро-Койкарском стратотипе // *Геология и полезные ископаемые Карелии.* 2003. Т. 6. С. 3–12.

37. Бибилова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // Докл. АН. 1983. Т. 268. С. 189–191.
38. Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: Издательство АН СССР, 1961. 414 с.
39. Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Колодей В. С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. Т. 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140
40. Дир У. А., Зусман Дж., Хауи Р. А. Породообразующие минералы. Том 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1965. 318 с.
41. Nesbitt H. W. Diagenesis and metasomatism of weathering profile, with emphasis on Precambrian paleosols // Weathering, Soils & Paleosols / eds. I. P. Martini, W. Chesworth. New York: Elsevier, 1992. P. 127–152.
42. Utsunomiya S., Murakami T., Nakada M., Kasama T. Fe oxidation state of a 2.45-Byr-old paleosol of mafic volcanics // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. P. 213–221.
43. Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузнецко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии. Рукописный научный отчет. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 187 с.
44. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical geology*. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
45. Braun J.-J., Pagel M., Muller J.-J., Bilong P., Michard A., Guillet B. Cerium anomaly in lateritic profiles // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. Vol. 54. P. 781–795.
46. Braun J.-J., Pagel M., Herbillon A., Rosin C. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. Vol. 57. P. 4419–4434.
47. Murakami T., Utsunomiya S., Imazu Y., Prasad N. Direct evidence of late Archean to early Proterozoic anoxic atmosphere from a product of 2.5 Ga old weathering // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. Vol. 184. P. 523–528.

Для цитирования: Бакаева А. В., Чаженгина С. Ю., Светов С. А. Реликт мезоархейской коры выветривания комагнитов Койкарской структуры (Центральная Карелия) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2017. Т. 62. Вып. 2. С. 119–140. DOI: 10.21638/11701/spbu07.2017.201

References

1. Negrutza T. F. *Paleogeografiya i litogenez rannego proterozoya oblasti sochleneniya karelid i belomorid [Paleogeography and lithogenesis of the Early Proterozoic region of the articulation of the Karelids and the White Sea]*. Leningrad, LGU Publ., 1979, 255 p. (In Russian)
2. Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of litites. *Nature*, 1982, vol. 299, pp. 715–717.
3. Taylor S. R., McLennan S. M. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, UK: Blackwell Sci. Pub., 1985, 312 p.
4. Maslov A. V. *Osadochnye porody: metody izucheniya i interpretatsii poluchennykh dannykh: uchebnoe posobie [Sedimentary rocks: methods for study and interpretation: handbook]*. Ekaterinburg, UGGU Publ., 2005, 289 p. (In Russian)
5. Rozen O. M., Abbyasov A. A., Aksamentova N. B., Breanova N. B., Zlobin V. L., Migdisov A. A., Safronov V. T., Tolkachikova A. A., Trusov A. I., Chehovich P. A., Yaroshevsky A. A. *Sedimentatsiya v rannem dokembrii: tipy osadkov, metamorfizovannye osadochnye bassejny, evolyutsiya terrigennykh otlozheniy [Sedimentation in the Early Cambrian: types of precipitation, metamorphosed sedimentary basins, evolution of terrigenous deposits]*. Moscow, Nauchuy mir, 2006, 400 p. (In Russian)
6. Shao J., Yang S., Li C. Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments. *Sedimentary Geology*, 2012, vol. 265–266, pp. 110–120.
7. Kozhevnikov V. N. *Arkheyskie zelenokamennye poyasa Karel'skogo kratona kak akkretionnye orogeny [Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens]*. Petrozavodsk, IG KRC RAS, 2000, 223 p. (In Russian)
8. Svetov S. A. *Magmatische sistemy zony perekhoda okean — kontinent v arkhee vostochnoy chasti Fennoskandinavskogo shchita [Magmatic Systems of Ocean-Continent Transition Zones in the Archean Part of the Fennoscandian Shield]*, Petrozavodsk, IG KRC RAS, 2005, 230 p. (In Russian)

9. Roddaz M., Viers J., Brusset S., Baby P., Boucayrand C., Hérail G. Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. *Chemical Geology*, 2006, vol. 226, pp. 31–65.
10. Kasanzu C., Maboko M. A. H., Many S. Geochemistry of fine grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: implications for provenance and source rock weathering. *Precambrian Research*, 2008, vol. 164, pp. 201–213.
11. Feng R., Kerrich R. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi Greenstone Belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990, vol. 54, pp. 1061–1108.
12. Thurston P. C., Kozevnikov V. N. An archean quartz arenite-andesite associations for assemblage types and shield history. *Precamb. Res.*, 2000, vol. 101, pp. 313–340.
13. Zbinden E. A., Holland H. D., Feakes C. R. The Sturgeon Falls paleosol and the Composition of the Atmosphere 1.1 Ga BP. *Precambrian Res.*, 1988, vol. 42, pp. 141–163.
14. Sheldon N. D. Precambrian paleosols and atmospheric CO₂ levels. *Precambrian Res.*, 2006, vol. 147, pp. 148–155.
15. Holland H. D., Feakes C. R., Zbinden E. A. The Flion Flon Paleosol and the composition of the atmosphere 1.8 BYBP. *Science*, 1989, vol. 289, pp. 362–389.
16. Maynard J. B. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *J. Geol.*, 1992, vol. 100, pp. 279–289.
17. Watanabe Y., Martini J. E. J., Ohmoto H. Geochemical evidence for terrestrial ecosystems 2.6 billion years ago. *Nature*, 2000, vol. 408, pp. 574–578.
18. Alfimova N. A., Matrenichev V. A. Kontinental'noe vyvetrivanie v rannem dokembrii: osobennosti mineral'nykh preobrazovaniy i sostav gipergennykh rastvorov [Continental weathering in the Early Precambrian: the features of mineral transformations and the composition of hypergenic solutions]. *Litologiya i poleznye iskopaemye [Lithology and mineral resources]*, 2006, vol. 41, pp. 518–529. (In Russian)
19. Rozanov A. Yu., Astafieva M. M., Vrevsky A. B. Mikrofosilii rannedokembriyskikh kor vyvetriviya Fennoskandinavskogo shchita [Microfossils of the Early Precambrian weathering crusts of the Fennoscandian shield]. *Otechestv. Geologiya [Geology]*, 2008, vol. 3, pp. 83–90. (In Russian)
20. Mitchell R. L., Sheldon N. D. Weathering and paleosol formation in the 1.1 Ga Keweenawan Rift. *Precambrian Res.*, 2009, vol. 168, pp. 271–283.
21. Matrenichev V. A., Alfimova N. A., Levchenko O. A., Savatenkov V. M., Belayatsky B. V., Astafieva M. M., Makeev A. F., Yakovaleva S. Z. Stratigrafiya i izotopnyy vozrast lopiyskogo kompleksa Lekhtinskoy struktury, Severnaya Kareliya [Stratigraphy and isotope age of the Lopii complex of the Lehtin structure, North Karelia]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya [Stratigraphy and geological correlation]*, 2011, vol. 19, pp. 3–25. (In Russian)
22. Burmin Yu. A. *Geologiya metallonosnykh kor vyvetriviya [Geology of metallogenic weathering crusts]*. Moscow, Nedra, 1984, 237 p. (In Russian)
23. Alfimova N. A., Felitsin S. B., Matrenichev V. A. Podvizhnost' Ce v ekzogennykh obstanovkakh Baltiyskogo shchita 2.8–2.1 mlrd let nazad: dannye po koram vyvetriviya i osadochnym karbonatam [Ce mobility in exogenic conditions of Baltic Shield 2.8–2.1 Ga: paleosols and sediment carbonates]. *Litologiya i poleznye iskopaemye [Lithology and mineral resources]*, 2011, vol. 5, pp. 1–13. (In Russian)
24. *Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkheyskikh otlozheniy [Stratigraphy of the Precambrian of Karelia. Reference sections of Upper Archaean deposits]*. Eds., S. I. Rybakov, Petrozavodsk, KRC RAS, 1992, 190 p. (In Russian)
25. Svetova A. I., Rybakov S. I. Arkheyskaya kora vyvetriviya v osadochno-vulkanogennykh kompleksakh Koykarskoy struktury (Tsentral'naya Kareliya) [Archean paleosol volcanogenic sedimentary structures of Koykari area (Central Karelia)]. *Geologiya i petrologiya. Operativno informatsionnye materialy [Geology and petrology. Informational report materials]*, Petrozavodsk, KRC RAS, 1987, pp. 10–15. (In Russian)
26. Sergeev S. A. *Geologiya i izotopnaya geokhronologiya granit-zelenokamennykh kompleksov arkheya Tsentral'noy i Yugo-Vostochnoy Karelii: avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk [Geology and isotope geochronology of granite-greenstone complexes of the Archaean of Central and South-Eastern Karelia. PhD Thesis]*. 1989, 24 p. (In Russian)
27. Obshchie voprosy raschleneniya dokembriya [General issues of the dismemberment of the Precambrian]. *Mat-ly III Vseros. soveshch. [Materials of III Russian conference]*, Apatity, 2000, 315 p. (In Russian)
28. *Obshchaya stratigraficheskaya shkala nizhnego dokembriya Rossii. Ob'yasnitel'naya zapiska [General stratigraphic section of the Lower Precambrian of Russia]*. Eds F. P. Mitrofanov, T. F. Negrutza, Apatity, IG KRC RAS, 2002, 13 p. (In Russian)

29. 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, pp. 24–38.
30. Svetov S. A. Mezoarkheyskie komatiit-bazalt'ovye komplekсы: litogeochemicheskie tipy i ikh rol' v arkhitekture ranney kontinental'noy kory [Mesoarchean komatiite-basalt complexes: lithogeochemical types and their role in the architecture of the early continental crust]. *Mat-ly XII Vseros. petrografich. soveshch [Materials of the XII All-Russian Petrographic Council]*, Petrozavodsk, 2015, pp. 26–29. (In Russian)
31. Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Vedlozersko-Segozerskiy zelenokamennyy po yas Tsentral'noy Karelii — novye geokhronologicheskie dannye i interpretatsiya rezul'tatov [Vedlozersko-Segozero greenstone belt of Central Karelia — new geochronological data and interpretation of the results]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and mineral deposits of Karelia]*, 2010, vol. 13, pp. 5–12. (In Russian)
32. Arestova N. A., Chekulaev V. P., Matveeva L. V., Kucherovskiy G. A., Lepehina E. N., Sergeev S. A. Novye dannye o vozraste arkheyskikh porod Vodlozerskogo domena (Baltiyskiy shchit) i ikh znachenie dlya geodinamicheskikh rekonstruktsiy [New data on the age of the Archean rocks of the Vodlozero domain (the Baltic Shield) and their significance for geodynamic reconstructions]. *Doklady RAS*, 2012, vol. 442, pp. 67–73. (In Russian)
33. Samsonov A. V., Bibikova E. V., Puchtel I. S. Izotopnye i geokhimicheskie razlichiya kislykh vulkanicheskikh porod zelenokamennykh po yasov Karelii i ikh geotektonicheskoe znachenie [Isotopic and geochemical differences of acid volcanic rocks of greenstone belts of Karelia and their geotectonic significance]. *Korrelyatsiya geologicheskikh kompleksov Fennoskandii [Correlation of geological complexes of Fennoscandia]*, St. Petersburg, Mineral Publ., 1996, pp. 74–75. (In Russian)
34. Ovchinnikova G. V., Matrenichev V. A., Levchenkov O. A., Sergeev S. A., Yakovaleva S. Z., Gorohovskiy O. A. U-Pb i Pb-Pb izotopnye issledovaniya kislykh vulkanitov Khautavaarskoy zelenokamennoy struktury, Tsentral'naya Kareliya [U-Pb and Pb-Pb Isotope studies of acidic volcanics of the Hautavaara greenstone structure, Central Karelia]. *Petrologiya [Petrology]*, 1994, vol. 2, pp. 266–281. (In Russian)
35. Svetova A. I. *Arkheyskiy vulkanizm Vedlozersko-Segozerskogo zelenokamennogo po yasa Karelii [Archean volcanism of the Vedlozersko-Segozero greenstone belt of Karelia]*. Petrozavodsk, IG KRC RAS, 1988, 148 p. (In Russian)
36. Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Korrelyatsionnye repurnye urovni v verkhnearkheyskom Khautavaaro-Koykarskom stratotipe [Correlation reference levels in the Upper Archean Hautavaaro-Koikar stratotype]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and mineral deposits of Karelia]*, 2003, vol. 6, pp. 3–12. (In Russian)
37. Bibikova E. V., Krylov I. N. Izotopnyy vozrast kislykh vulkanitov Karelii [Isotope age of acid volcanics of Karelia]. *Doklady RAS*, 1983, vol. 268, pp. 189–191. (In Russian)
38. Ponomarev A. I. *Metody khimicheskogo analiza silikatnykh i karbonatnykh gornyykh porod [Methods of chemical analysis of silicate and carbonate rocks]*. Moscow, AS USSR, 1961, 414 p. (In Russian)
39. Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mihailova A. I., Paramonov A. S., Utitsina V. L., Ehova M. V., Kolodey V. S. Pretsizionnyy (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornyykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriyskikh mafitovykh kompleksov [Precise (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock composition and minerals: a technique and an estimation of accuracy of results on an example of early Precambrian mafic complexes]. *Materials of IG KRC RAS*, 2015, vol. 7, pp. 54–73. doi: 10.17076/geo140 (In Russian)
40. Deer W. A., Howie R. A., Zussman, J. *Rock-forming Minerals. Vol. 3. Sheet silicates*. Wiley, 1962, 318 p. [Russ. ed.: Dir U. A., Zusman Dzh., Khaui R. A. Porodoobrazuyushchie mineraly. Tom 3. Listovye silikaty. M.: Mir, 1965. 318 s.]
41. Nesbitt H. W. Diagenesis and metasomatism of weathering profile, with emphasis on Precambrian paleosols. *Weathering, Soils & Paleosols*. Eds. I. P. Martini, W. Chesworth. N. Y., Elsevier, 1992, pp. 127–152.
42. Utsunomiya S., Murakami T., Nakada M., Kasama T. Fe oxidation state of a 2.45-Byr-old paleosol of mafic volcanics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, vol. 67, pp. 213–221.
43. Volodichev O. I., Kuleshevich L. V., Kuzenko T. I. *Endogennyye rezhimy metamorfizma v razlichnykh geodinamicheskikh obstanovkakh dokembriya Karelii. Rukopisnyy nauchnyy otchet [Endogenous metamorphism regimes in various geodynamic settings of the Precambrian of Karelia]*. Petrozavodsk, IG KRC RAS, 2002, 187 p. (In Russian)
44. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth. *Chemical geology*, 1995, vol. 120, pp. 223–253.
45. Braun J.-J., Pagel M., Muller J.-J., Bilong P., Michard A., Guillet B. Cerium anomaly in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, vol. 54, pp. 781–795.

46. Braun J.-J., Pagel M., Herbillon A., Rosin C. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, vol. 57, pp. 4419–4434.

47. Murakami T., Utsunomiya S., Imazu Y., Prasad N. Direct evidence of late Archean to early Proterozoic anoxic atmosphere from a product of 2.5 Ga old weathering. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, vol. 184, pp. 523–528.

For citation: Bakaeva A. V., Chazhengina S. Yu., Svetov S. A. Relict of Meso-Archean paleosol developed on the komatiites from Koikary Area, Central Karelia. *Vestnik SPbSU. Earth Sciences*, 2017, vol. 62, issue 2, pp. 119–140. DOI: 10.21638/11701/spbu07.2017.201

Статья поступила в редакцию 1 ноября 2016 г.

Статья рекомендована в печать 1 марта 2017 г.

Контактная информация

Бакаева Александра Владимировна — аспирант; sashe-ku@yandex.ru

Чаженина Светлана Юрьевна — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник; chazhengina@mail.ru

Светов Сергей Анатольевич — доктор геолого-минералогических наук, руководитель лаборатории; ssvetov@krc.karelia.ru

Bakaeva Alexandra V. — Postgraduate student; sashe-ku@yandex.ru

Chazhengina Svetlana Yu. — PhD; chazhengina@mail.ru

Svetov Sergey A. — Doctor of Geology and Mineralogy, Head of the laboratory; ssvetov@krc.karelia.ru