

УДК 550.4:551.248.1(551.72)

РИФТОГЕНЕЗ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ: ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ

© 2024 г. Член-корреспондент РАН А. В. Самсонов^{1,2,*}, А. В. Степанова², М. Ю. Гущина^{2,3}, О. М. Силаева^{2,3}, К. Г. Ерофеева^{1,2}, В. В. Устинова², О. А. Максимов², Л. Р. Жданова^{2,4}

Поступило 08.12.2023 г.

После доработки 26.12.2023 г.

Принято к публикации 29.12.2023 г.

Изучение вулканогенно-осадочной пачки нижней части разреза заонежской свиты в Онежской палеопротерозойской структуре на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита показало, что в ее составе преобладают туфогенные и высококремнистые породы. Высококремнистые породы (SiO_2 до 94 масс. %) обеднены всеми элементами и, вероятно, представляют хемогенные кремнистые илы. Туфогенные породы имеют широкие вариации составов и образовались при смешении туфогенного базальтового материала с высококремнистыми хемогенными осадками. По уровням содержаний и характеру распределения рассеянных элементов туфогенные породы близки к вулканитам N-MORB. Такая породная ассоциация характерна для ранних стадий заложения континентальных рифтов в фанерозое и может указывать на формирование вулканогенно-осадочных комплексов заонежской свиты в обстановке континентального рифтогенеза. Туфогенные породы в нижней части разреза заонежской свиты по геохимическим характеристикам идентичны долеритовым дайкам и вулканитам MORB-типа с возрастом 2.10–2.14 млрд лет, и их формирование, вероятно, было связано с этим эпизодом масштабного растяжения и утонения континентальной литосферы Карельского кратона в среднем палеопротерозое. В этом случае возрастная граница заонежской и подстилающей туломозерской свит должна быть несколько древнее интервала 2.06–2.10 млрд лет, принятого в современных региональных стратиграфических схемах палеопротерозоя Фенноскандинавского щита.

Ключевые слова: континентальный рифт, палеопротерозой, толеитовый магматизм MORB типа, хемогенные кремнистые осадки

DOI: 10.31857/S2686739724040052

ВВЕДЕНИЕ

Онежская структура (ОС) — это крупный фрагмент некогда обширного вулканогенно-осадочного бассейна, который был сформирован в среднем палеопротерозое на архейской коре Карельского кратона (рис. 1 а). Осадочные породы ОС слабо метаморфизованы, сохранили первичные структурные и текстурные

характеристики и представляют уникальный архив информации о составе атмосферы и гидросферы на ранних этапах геологической эволюции Земли [3]. Расшифровка этого архива проводится на протяжении более 100 лет, особенно интенсивно и успешно — в последнее десятилетие благодаря крупным научным проектам глубокого бурения и работам российских и международных коллективов [2, 4]. Главными результатами этих исследований являлись разработка стратиграфической шкалы отложений ОС (рис. 1 б) и детальная вещественная и изотопно-геохимическая характеристика осадочных пород. В строении разреза ОС в возрастном интервале от 2.3 до 1.8 млрд лет выделяется три надгоризонта (снизу вверх): ятулий, людиковый и калевый (рис. 1 б) [2, 4]. Наибольшее внимание исследователей привлекают мощные карбонатные отложения верхней части ятулия (туломозерская

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт геологии Карельского Научного Центра Российской Академии наук, Петрозаводск, Россия

³Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

⁴Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: samsonovigem@mail.ru

свита) и обогащенные биогенным углеродом вулканогенно-осадочные отложения нижней части людиковия (заонежская свита). Изученные в ОС эвапориты с сульфатами и залежами галита, карбонатные толщи с аномально тяжелым изотопным составом углерода (событие Ломангунди — Ятулий), а также высокоуглеродистые породы (шунгиты) и фосфориты рассматриваются как индикаторы кардинальной смены экзогенных условий на Земле [3].

Палеотектонические обстановки формирования вулканогенно-осадочных пород ОС, которые имеют важное значение для корректной интерпретации изотопно-геохимических данных [5], обсуждаются в рамках двух альтернативных моделей. В одной из них ОС рассматривается как классический внутрикратонный бассейн с длительной историей формирования, связанной с конвективной неустойчивостью литосферы и/или мантийными плюмами [2, 6]. В другой модели процессы накопления ятулийско-людиковийских вулканогенно-осадочных толщ ОС коррелируются с эволюцией дивергентных и конвергентных структур в палеопротерозойских океанических бассейнах, обрамлявших Карельский кратон [4]. В частности, накопление вулканогенно-осадочных толщ заонежского горизонта, обогащенных углеродистым веществом, связывается с заложением глубоководного рифтогенного бассейна [4], причины открытия которого остаются неясными. Наша статья посвящена находке в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты туфогенных пород с геохимическими характеристиками MORB-типа, которые хорошо коррелируются по составу с дайками MORB-типа, имеющими площадное распространение на Карельском кратоне и датированными возрастами 2.10–2.14 млрд лет [7, 8]. Полученные данные подтверждают рифтогенную обстановку процессов накопления заонежской свиты и дают основания в пользу гипотезы рифтогенеза Карельского кратона под влиянием субдукционных процессов в Кольском океане [8].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание петрогенных элементов определялось на спектрометре последовательного действия PW-2400 (PhilipsAnalytical B.V.) в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа пороодообразующих элементов выполнена путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Концентрации редких и редкоземельных элементов

определялись методом ICP-MS на Agilent 7900 в ИГ КарНЦ РАН по стандартной методике [9]. Разложение образцов проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Точность и правильность анализа контролировались по стандартным образцам BHVO-2 и СГД-2а.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Геология и петрография. Исследования проведены в северо-восточной части Заонежского полуострова по коренным обнажениям на участке Лебещина (рис. 1 в). Изученные породы составляют восточное крыло крупной пологой синклинали, подстилаются терригенно-карбонатными породами нижней подсвиты заонежской свиты и характеризуют самую нижнюю часть верхней вулканогенно-осадочной подсвиты [2, 10]. Силлы долеритов, субсогласные слоистости вмещающих пород, имеют широкое распространение на изученной территории. В серии обнажений (рис. 1 в) вскрыта слоистая пачка с чередованием преобладающих по объему вулканогенно-осадочных и более редких осадочных пород. Мощность отдельных слоев варьирует от 3–4 до 10–20 см (рис. 2 а, б), редко достигая 1 метра. В породах повсеместно присутствует пирит, который образует как рассеянную вкрапленность, так и небольшие вытянутые линзы.

Вулканогенно-осадочные породы имеют пелитовую и алевролитовую структуры. В прослоях туфогенного материала, замещенного хлоритом, встречаются реликты витрокластической структуры и кристаллокласты полевых шпатов. Отличительной особенностью является разнообразие текстур, которые связаны с особенностями состава разных слоев пачки. Слоистые текстуры характерны для большинства проб. Слойки варьируют по составу за счет разных соотношений минералов в ассоциации хлорит + альбит + актинолит ± эпидот ± титанит ± кварц ± кальцит. Границы слоев преимущественно отчетливые, реже постепенные (рис. 2 в, OneG23–2/7–1, 2), что может объясняться непрерывным накоплением фонового пирокластического материала с отдельными импульсами осаждения кремнистых и, возможно, карбонатных осадков. Разнообразные пятнистые текстуры устанавливаются в отдельных прослоях мощностью 5–10 см и образованы за счет присутствия мелких, от долей мм до 1–2 см, округлых и линзовидных обособлений с разным строением и составом, хорошо видимых на фоне более темной микрозернистой альбит–актинолит–хлоритовой основной массы. Светло-серые обособления сферолитового

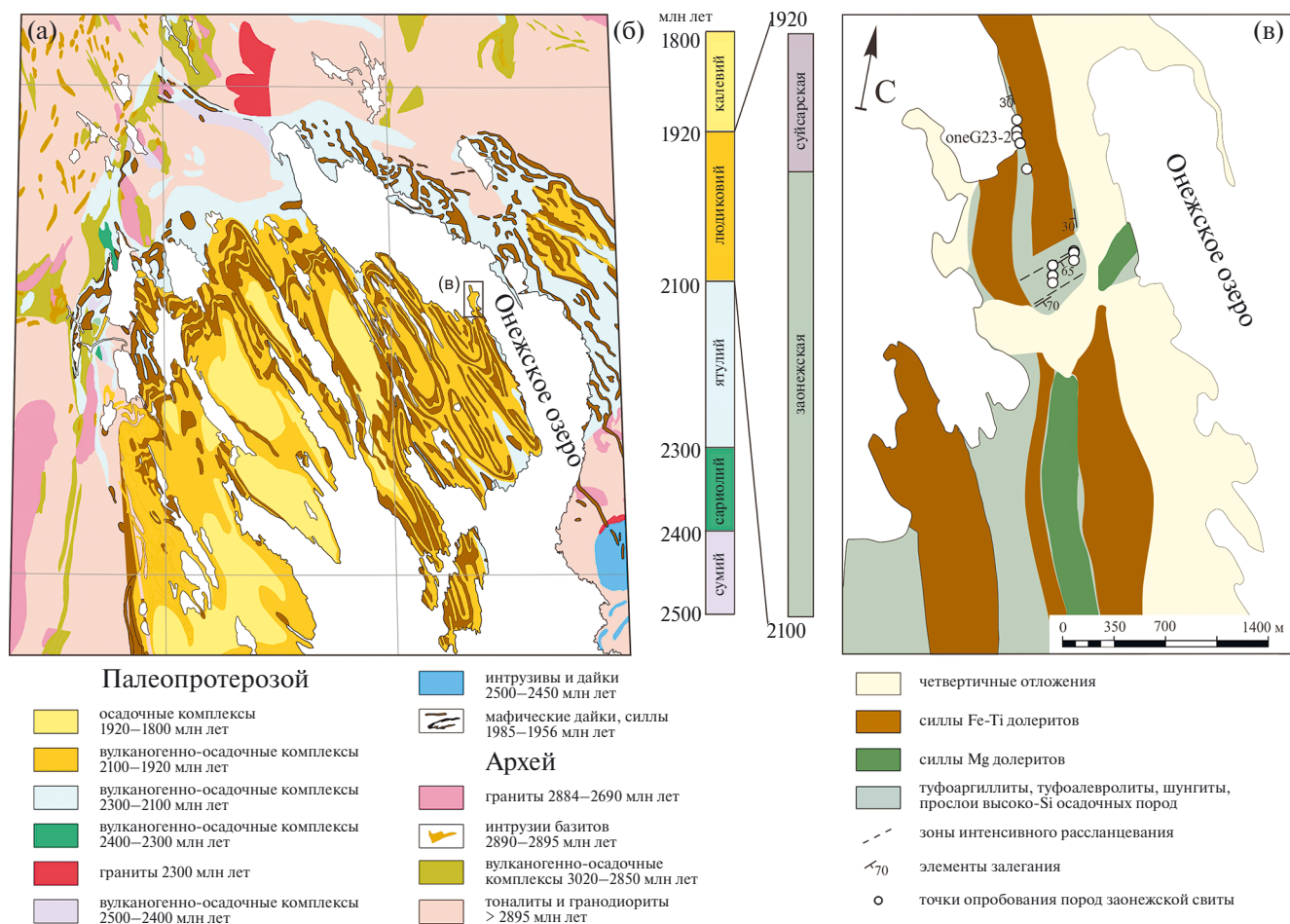


Рис. 1. (а) — схема геологического строения Онежской структуры (по [1] с упрощениями); (б) — общая стратиграфическая шкала палеопротерозойских комплексов Карельского кратона с детализацией для людикия (по [2]); (в) — детальная геологическая схема участка Лебещина.

облика с концентрически-зональным или радиально-лучистым строением, сложенные эпидот-актинолит-альбит-хлоритовым агрегатом (рис. 2 в, oneG23-2/1a), встречаются в нескольких образцах; вопрос их происхождения требует дополнительных исследований. Линзовидные и изометричные обособления, выполненные хлоритом и кальцитом (рис. 2 в, и OneG23-2/3), встречаются в прослоях, обогащенных карбонатами, и, возможно, представляют бывшие поры в исходных туфогенно-карбонатных породах. Различные по форме и ориентировке включения в туфогенной пелитовой массе, обогащенные микрозернистым агрегатом кварца (рис. 2 в, OneG23-2/9), могут представлять дезинтегрированные слои кремнистых осадков или диагенетические конкреции в преобладающем туфогенном матриксе (рис. 2 в, OneG23-2/7-2).

Прослои осадочных пород с низким содержанием туфогенного материала имеют массивную, редко неясно-слоистую текстуру (рис. 2 б) и более чем на 80% сложены микрозернистым агрегатом кварца с примесными количествами альбита, актинолита, кальцита и углеродистого материала (рис. 2 в, OneG23-2/10). Эти высококремнистые породы сопоставимы с силицитами и лидитами, которые имеют широкое распространение в составе заонежской свиты и рассматриваются как хемогенные осадочные породы, связанные с подводной гидротермальной активностью [2, 11].

Таким образом, изученная вулканогенно-осадочная пачка, сложенная туфоаргиллитами и туфоалевролитами с прослоями кремнистых осадков, формировалась в водном бассейне при масштабном поступлении туфогенного

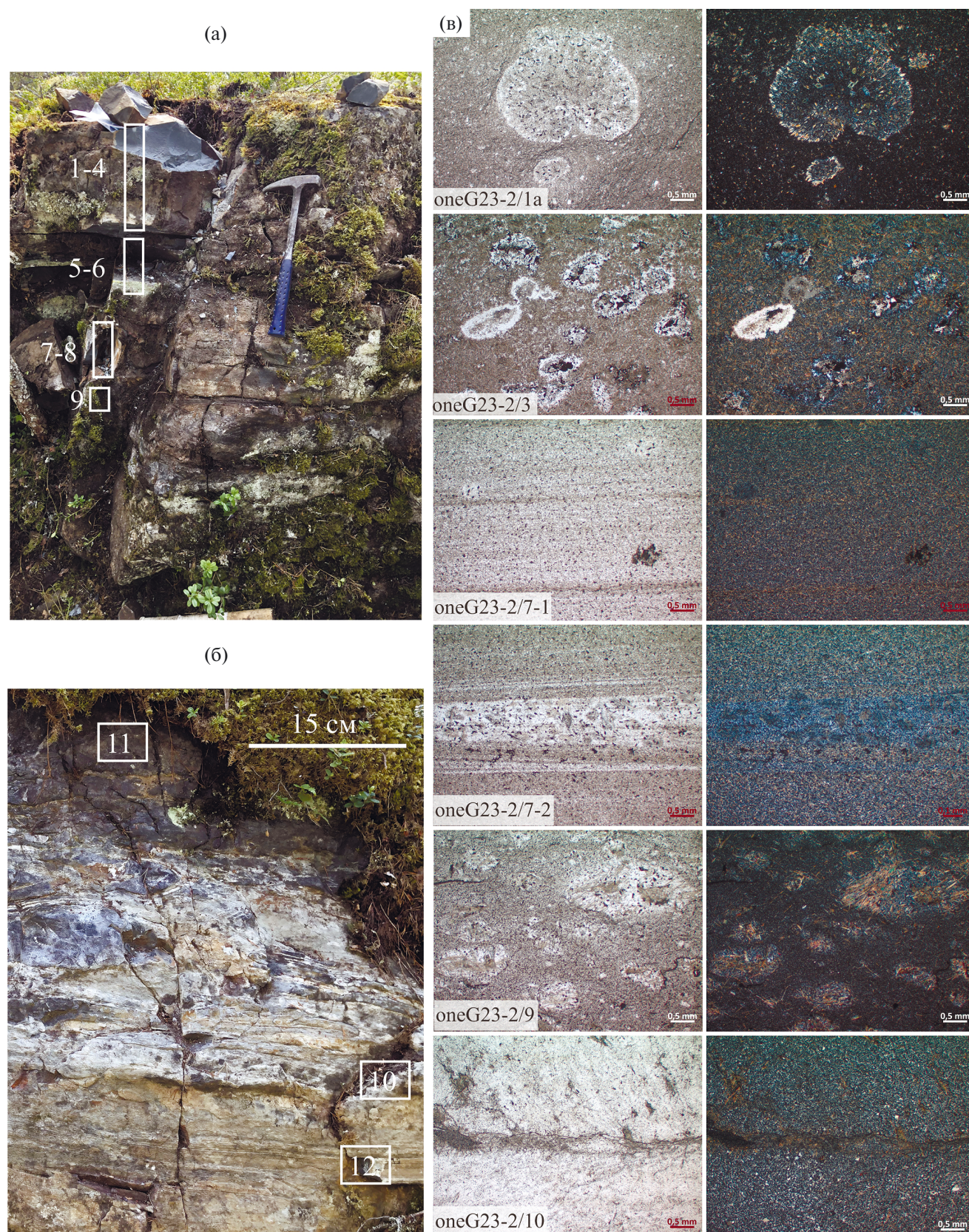


Рис. 2. Строение вулканогенно-осадочной пачки и текстурные особенности пород в основании разреза верхней подсыты заонежской свиты на примере опорного участка OneG23-2; (а, б) фотографии обнажений. Номера на фотографиях соответствуют номерам шлифов; (в) фотографии шлифов пород. Объяснения в тексте.

материала с подчиненной ролью хемогенного осадконакопления.

Геохимия. Химические индексы CIA и ICV (рис. 3) показывают незначительное влияние процессов выветривания на химический состав изученных пород (рис. 3 а). Сильные изменения связаны с гидротермально-метасоматическими процессами, которые существенно преобразовали вулканогенно-осадочные породы (рис. 3 б) и обеспечили широкие незакономерные вариации содержаний щелочных и щелочноземельных элементов, включая Na, K, Rb, Sr и Ba (рис. 3 ж–л), высокая степень подвижности которых общеизвестна. Наименее подвижные элементы, такие как HFSE и REE, сохранили информацию о первичных особенностях состава вулканогенно-осадочных пород.

Кремнистые породы имеют высокие содержания SiO_2 (84–94 масс. %) и очень низкие концентрации всех несовместимых элементов, включая PЗЭ, суммы которых в изученных образцах составляют от 2.8 до 14 г/т (табл. 1, рис. 3). Характер распределения REE и HFSE сильно варьирует. Большинство образцов имеют обогащенные спектры легких PЗЭ и отрицательные Nb-аномалии, в то время как один образец (номер OneG23-2/10) имеет деплетированный спектр легких PЗЭ и резкую положительную Nb-аномалию (рис. 3 к, л). По составу и уровню содержаний редких элементов эти кремнистые породы близки к лидитам из смежного участка в районе дер. Тетюгино, которые располагаются на чуть более высоком уровне разреза заонежского горизонта и образовались из гидротермальных растворов вблизи центра вулканической активности [11].

Вулканогенно-осадочные породы имеют очень широкие вариации содержаний SiO_2 (35–75 масс. %), всех петрогенных и некоторых редких элементов, что, вероятно, является как результатом смешения туфогенного материала с кремнистыми и, возможно, с карбонатными осадками, так и постмагматической переработки изученных пород. По соотношению наименее мобильных элементов все породы компактно располагаются в поле базальтов (рис. 3 в). Базальтовый состав туфогенной компоненты вулканогенно-осадочных пород также подчеркивается высокими концентрациями в них MgO, Cr, Ni, Co (табл. 1, рис. 3). REE и HFSE имеют узкие вариации содержаний и близкое распределение во всех образцах, и, вероятно, сохранили неизменными геохимические характеристики пород. Их отличительными

особенностями являются обедненные спектры легких PЗЭ ($(\text{La/Sm})_N$ от 0.33 до 1.1), слабо фракционированные спектры тяжелых PЗЭ ($(\text{Gd/Yb})_N$ от 0.70 до 1.9) и положительные Nb-аномалии (Nb/Nb^* от 0.92 до 2.1) (табл. 1, рис. 3 к, л). Такие геохимические характеристики сближают изученные породы с базальтами океанических хребтов (рис. 3 к, л). Примечательно, что даже высококремнистые туфогенные породы с содержаниями SiO_2 от 60 до 75%, представляющие смесь туфогенного базитового материала со значительным количеством кремнистых пород, сохранили все геохимические черты туфогенной базитовой компоненты, включая принадлежность к базальтам (рис. 3 в), обедненные спектры легких лантаноидов ($(\text{La/Sm})_N$ от 0.24 до 0.82) и положительные Nb-аномалии (Nb/Nb^* от 1.0 до 2.4) (табл. 1, рис. 3 к, л). Это объясняется аномально низкими концентрациями редких элементов в кремнистых осадках и их минимальным влиянием на геохимию туфогенного материала в процессе смешения.

Тектоническая обстановка и оценка возраста накопления пачки. Согласно проведенным петрографическим и геохимическим исследованиям, в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты преобладают туфогенные породы основного состава при подчиненном количестве кремнистых осадочных пород.

Вулканогенно-осадочные породы по уровням содержаний и соотношениям HFSE и REE на разных дискриминантных диаграммах демонстрируют сходство с базальтами срединно-океанических хребтов (рис. 4 а–в). Это дает основание полагать, что туфогенная компонента является производной базальтовых расплавов, зарождавшихся при малоглубинном плавлении деплетированного астеносферного источника без значимого вклада континентальной коры. Реализация таких условий предполагает резкое утонение континентальной литосферы Карельского кратона с образованием проводящих зон для подъема мантийных расплавов, что отвечает обстановке рифтогенеза. Высококремнистые породы – первично хемогенные, их образование было связано с подводной гидротермальной активностью, вероятно, базальтовых вулканических построек. Присутствие хемогенных высококремнистых пород с обогащенными коровыми ($(\text{La/Sm})_N > 1$, $\text{Nb/Nb}^* < 1$) геохимическими характеристиками показывает, что гидротермальные растворы, поставившие кремнезем, дренировали терригенные осадочные породы нижней части разреза ОС или гранитоиды ее

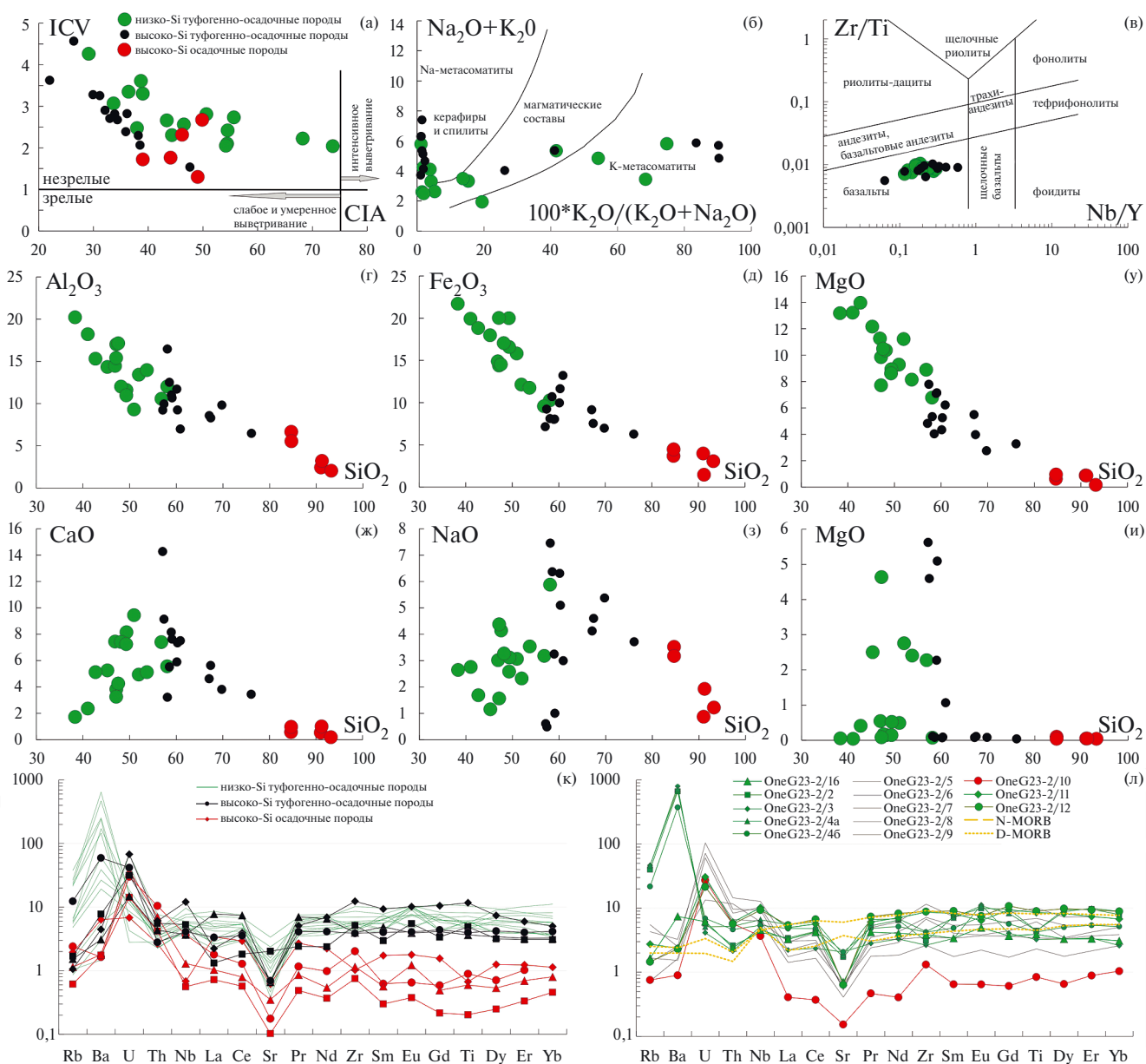


Рис. 3. Особенности химического состава вулканогенно-осадочных пород участка Лебещина. Классификационные диаграммы по данным: (а) – [12]; (б) – [13]; (в) – [14]; (г–и) – вариации содержаний петрогенных элементов относительно SiO_2 ; (к) – мультиэлементные спектры составов пород в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты на участке Лебещина (рис. 1, образцы OneG22); (л) – данные по участку OneG23-2, положение образцов показано на рис. 2. На мультиэлементных диаграммах концентрации элементов нормированы по примитивной мантии [15]. Спектры для N-MORB и D-MORB приведены по средним величинам из работы [16].

фундамента. Это может указывать на начальную стадию заложения рифтового прогиба, последующее углубление которого фиксируется по отложениям турбидитов, типичных для более высоких уровней разреза заонежской свиты [17]. Следует добавить, что ассоциация вулканогенных пород MORB-типа с высокремнистыми

породами характерна для ранних стадий заложения континентальных рифтов в фанерозое [18].

Туфогенный материал основного состава в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты по геохимическим характеристикам идентичен долеритовым дайкам и базальтам

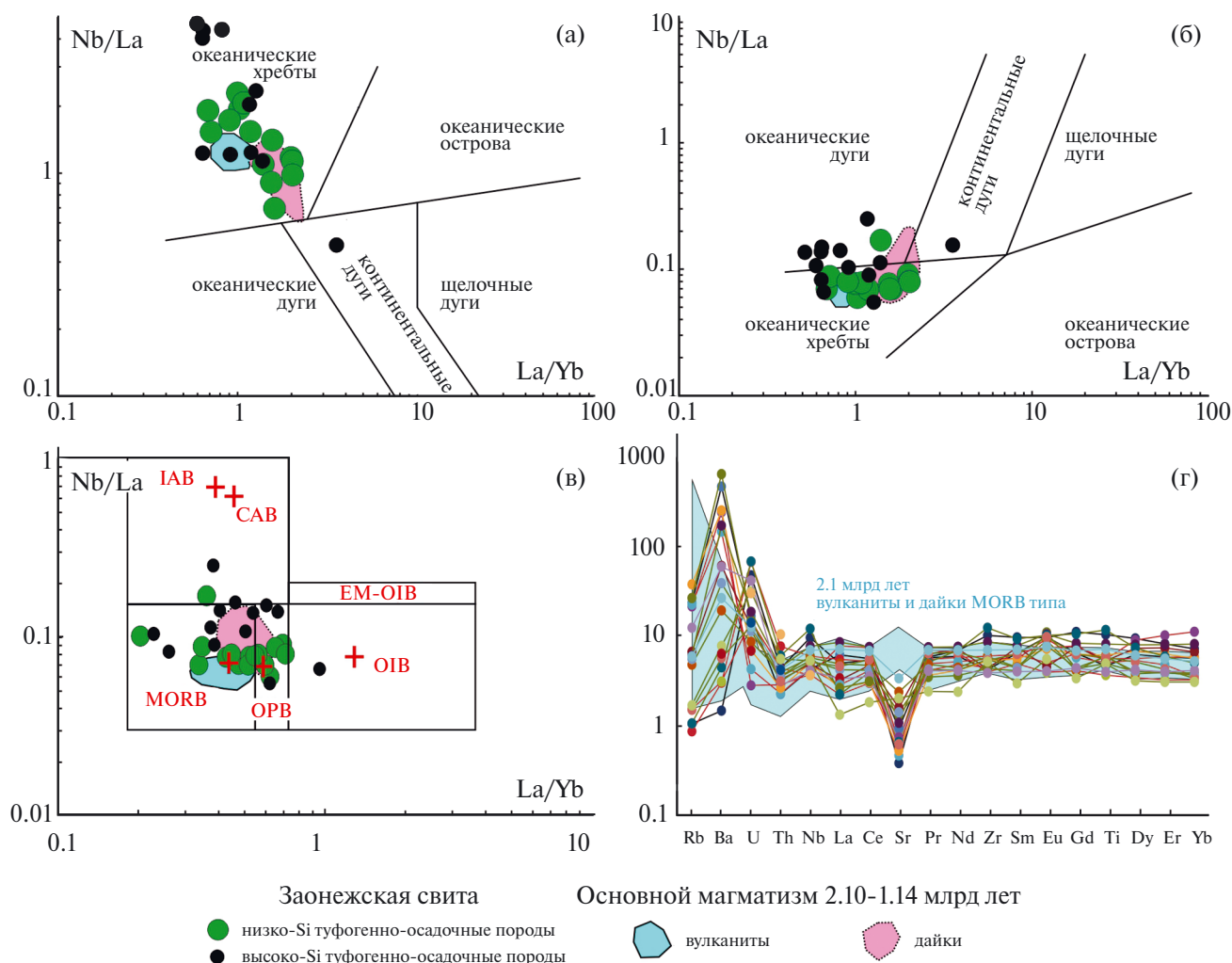


Рис. 4. Дискриминационные петротектонические диаграммы для основных пород: (а, б) — по [19]; (в) — по [20]; (г) — мультиэлементные диаграммы для вулканогенно-осадочных пород участка Лебещина с полем составов даек долеритов и базальтов с возрастом 2.10–2.14 млрд лет на Карельском кратоне по данным [7, 8]. Нормирование по примитивной мантии по [15].

MORB-типа (рис. 4 а–г), которые имеют ареальное распространение на территории Карельского кратона и формировались в интервале возрастов 2.10–2.14 млрд лет назад в обстановке растяжения коры [7, 8]. Это является аргументом в пользу того, что основной туфогенный материал в основании верхней подсвиты заонежской свиты ОС и долеритовые дайки и базальты MORB-типа, имеющие ареальное распространение на Карельском кратоне, были связаны с единым эпизодом масштабного растяжения и утонения континентальной литосферы, который охватил весь Карельский кратон 2.10–2.14 млрд лет назад. Специфика этого внутриплитного базальтового магматизма на Карельском кратоне и имеющиеся данные о палеопротерозойских

орогенах его обрамления, позволяют предполагать, что это растяжение имело пассивный характер и было связано с отступлением зоны субдукции в Кольском океане [8].

Принадлежность даек и вулканитов MORB-типа с возрастом 2.10–2.14 млрд лет и вулканогенно-осадочных пород нижней части разреза заонежской свиты к единому этапу тектонической эволюции Карельского кратона, возможно, потребует пересмотра возраста границы туломозерской и заонежской свит (2.06 до 2.10 млрд лет), принятого в существующих стратиграфических схемах палеопротерозоя Фенноскандинавского щита [2, 3].

Таблица 1. Содержания петрогенных и редких элементов в вулканогенно-осадочных породах заонежской свиты на опорном разрезе OneG23–2, север участка Лебещина

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	OneG23-2/1б	OneG23-2/2	OneG23-2/3	OneG23-2/4а	OneG23-2/4б	OneG23-2/5	OneG23-2/6	OneG23-2/7	OneG23-2/8	OneG23-2/9	OneG23-2/10	OneG23-2/11	OneG23-2/12
мас. %													
SiO ₂	47.48	54.75	52.27	56.94	57.27	59.69	57.22	59.45	75.53	68.46	90.81	44.81	35.50
TiO ₂	0.70	0.89	0.67	0.89	0.85	0.66	1.81	1.24	0.47	1.20	0.17	1.59	1.67
Al ₂ O ₃	10.57	9.51	8.46	10.30	10.72	9.17	12.24	11.60	6.44	9.65	3.20	14.65	18.73
Fe ₂ O ₃	19.25	8.81	6.55	7.76	7.79	11.54	10.46	9.85	6.23	6.84	1.45	19.04	20.10
MnO	0.327	0.275	0.273	0.245	0.234	0.278	0.195	0.177	0.128	0.093	0.038	0.149	0.180
MgO	8.30	7.44	4.42	6.89	6.89	5.21	3.95	4.30	3.26	2.71	0.87	7.33	12.21
CaO	6.98	8.73	13.07	7.36	7.93	7.28	5.41	5.84	3.43	3.75	1.01	3.10	1.60
Na ₂ O	2.49	0.47	0.56	0.97	3.16	5.05	6.23	6.24	3.69	5.28	1.92	4.16	2.45
K ₂ O	0.14	4.39	5.15	4.91	2.21	0.09	0.08	0.07	0.04	0.08	0.05	0.08	0.05
P ₂ O ₅	0.07	0.16	0.11	0.08	0.09	0.06	0.15	0.10	0.02	0.07	0.02	0.14	0.13
S	0.02	0.02	0.02	0.03	н.о.	н.о.	0.08	0.06	н.о.	0.11	0.04	0.06	н.о.
ППП	3.62	3.93	7.75	2.99	2.49	0.93	2.04	0.98	0.73	1.66	0.39	4.79	7.33
Сумма	99.95	99.38	99.30	99.37	99.63	99.96	99.87	99.91	99.97	99.90	99.97	99.90	99.95
г/т													
V	208	186	150	276	271	213	394	343	157	301	30.2	399	451
Cr	176	227	156	286	152	74.4	297	235	167	244	119	213	191
Co	45.5	33.0	24.6	36.9	27.4	38.0	85.7	41.4	20.5	24.0	9.7	56.3	53.3
Ni	96.3	81.9	63.8	107	85.9	77.1	184	109	58.9	70.2	33.8	107	105
Cu	131	184	48.4	250	81.3	3.11	60.2	19.4	17.0	70.3	13.9	538	93.7
Zn	77.9	62.0	44.2	57.3	54.6	60.6	110	67.4	34.9	43.3	17.2	132	188
Ga	14.6	17.2	9.66	1.82	10.7	9.60	16.1	12.5	6.15	12.5	2.28	19.6	23.3
Rb	0.889	21.4	24.9	24.8	11.6	0.762	2.95	0.390	0.893	2.30	0.405	1.47	0.779
Sr	12.8	31.6	37.7	34.4	37.6	10.0	9.58	10.7	7.43	11.9	2.78	12.0	11.6
Y	11.4	40.5	14.5	35.2	19.2	12.0	29.0	19.2	6.65	14.2	2.70	25.9	29.5
Zr	37.2	29.8	25.7	41.6	41.0	34.3	112	69.7	25.5	65.6	12.8	84.3	85.7
Nb	2.83	2.58	3.19	4.09	3.35	3.78	7.87	6.34	3.87	5.77	2.27	6.28	5.76
Cs	0.092	0.087	0.067	0.088	0.066	0.023	0.068	0.032	0.031	0.065	0.032	0.088	0.109
Ba	44.9	4013	4830	4350	2258	15.4	15.1	9.86	9.26	19.7	5.43	14.4	14.0
La	2.01	2.09	1.36	3.37	2.95	1.86	1.80	1.36	0.875	1.07	0.250	3.04	3.33
Ce	6.76	6.96	3.77	9.82	7.67	5.07	6.66	4.60	2.65	3.57	0.594	9.08	10.7
Pr	1.02	1.29	0.682	1.59	1.17	0.760	1.20	0.848	0.430	0.582	0.113	1.47	1.78
Nd	4.82	7.71	3.94	8.12	6.14	3.89	7.28	5.09	2.19	3.45	0.483	8.42	9.83
Sm	1.31	2.85	1.30	2.74	1.89	1.32	2.84	2.08	0.680	1.56	0.251	3.19	3.49
Eu	0.723	1.44	1.63	1.58	1.07	0.540	1.19	0.805	0.322	0.555	0.094	0.931	1.10
Gd	1.89	4.93	2.08	4.27	2.91	1.88	4.32	3.17	0.880	2.27	0.313	4.82	5.52
Tb	0.319	0.905	0.317	0.796	0.516	0.335	0.726	0.525	0.167	0.374	0.079	0.874	0.955
Dy	2.11	6.03	2.10	5.63	3.21	2.14	4.64	3.48	1.13	2.20	0.418	5.22	6.26
Ho	0.462	1.37	0.478	1.28	0.731	0.480	0.994	0.742	0.263	0.527	0.118	1.11	1.29
Er	1.39	4.02	1.42	4.14	2.25	1.55	3.07	2.28	0.896	1.77	0.370	3.08	3.91

Окончание таблицы 1

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	OneG23-2/16	OneG23-2/2	OneG23-2/3	OneG23-2/4a	OneG23-2/4б	OneG23-2/5	OneG23-2/6	OneG23-2/7	OneG23-2/8	OneG23-2/9	OneG23-2/10	OneG23-2/11	OneG23-2/12
г/т													
Tm	0.201	0.532	0.184	0.569	0.339	0.235	0.449	0.338	0.153	0.301	0.069	0.443	0.560
Yb	1.29	3.28	1.08	3.70	2.14	1.60	2.81	2.28	1.07	2.08	0.431	2.80	3.69
Lu	0.184	0.496	0.231	0.563	0.315	0.258	0.437	0.357	0.182	0.338	0.075	0.446	0.549
Hf	1.09	1.02	0.730	1.50	1.41	1.11	3.26	2.31	0.851	1.95	0.392	2.60	2.86
Ta	н.о.	н.о.	н.о.	0.441	0.245	0.286	н.о.	н.о.	0.515	н.о.	н.о.	н.о.	0.967
Pb	0.394	2.10	1.04	2.13	1.65	0.869	2.73	2.02	1.63	5.53	0.845	1.61	0.548
Th	0.196	0.212	0.175	0.423	0.377	0.945	1.18	0.678	0.543	0.785	0.463	0.490	0.459
U	0.125	0.116	0.084	0.104	0.140	0.273	2.12	1.24	0.575	1.46	0.553	0.620	0.436

Примечание. н.о. – не определялся; 1–10 и 12–13 – вулканогенно-осадочные породы, 11 – высококремнистая осадочная порода.

ВЫВОДЫ

В основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты ОС залегает тонкослоистая вулканогенно-осадочная пачка, состоящая из базальтовых туфов, туфоаргиллитов, туфоалевролитов и лидитов. Вулканогенные породы этой пачки имеют геохимические характеристики, сопоставимые с MORB, их исходные базальтовые расплавы зарождались при плавлении малоглубинного астеносферного источника и поднимались к поверхности без контаминации коровым материалом. Это предполагает обстановку рифтогенеза с резким утонением континентальной литосферы Карельского кратона под ОС. Высококремнистые породы имеют хемогенно-осадочное происхождение и образовались за счет осаждения кремнезема, поступавшего в бассейн из гидротермальных источников подводных вулканов. Состав и текстурные характеристики пород предполагают, что вулканогенно-осадочная пачка накапливалась в морском бассейне в обстановке активного базальтового вулканизма, возможно, на начальной стадии заложения рифтового прогиба.

Продукты основного магматизма в основании разреза верхней подсвиты заонежской свиты по геохимическим характеристикам идентичны долеритовым дайкам и базальтам MORB-типа с возрастом 2.10–2.14 млрд лет и мог быть связан с единым эпизодом масштабного растяжения и утонения континентальной литосферы Карельского кратона в среднем палеопротерозое.

Это несколько древнее существующих оценок возраста границы туломозерской и заонежской свит, 2.10 млрд лет [2] или 2.06 млрд лет [3], принятых в современных стратиграфических схемах палеопротерозоя Фенноскандинавского щита.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Тучковой М.И. (ГИН РАН) и Чажениной С.Ю. (ИГ КарНЦ РАН) за обсуждение полученных данных и рукописи статьи. Обстоятельные отзывы с конструктивными замечаниями и рекомендациями двух анонимных рецензентов привели к существенной редакционной и смысловой доработке статьи, сделав ее более корректной и понятной широкому кругу читателей.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Полин А.К., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Иващенко В.И., Гоголев М.А. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 2. С. 3–41.

2. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В.

- (Ред.). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
3. Reading the archive of Earth's oxygenation. Volume 3: global events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling early Earth project. Kump L.R., Fallick A.E., Strauss H., Hanski E.J., Prave A.R., Lepland A. (Eds.). Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 1049–1552.
 4. Reading the archive of Earth's oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia – drilling early Earth project. Prave A.R., Hanski E.J., Fallick A.E., Lepland A., Kump L.R., Strauss H. (Eds.). Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 3–490.
 5. Prave A.R., Kirsimäe K., Lepland A., Fallick A.E., Kreitsmann T., Deines Yu.E., Romashkin A.E., Rychanchik D.V., Medvedev P.V., Moussavou M., Bakas K., Hodgskiss M.S.W. The grandest of them all: the Lomagundi–Jatuli Event and Earth's oxygenation // J. Geol. Soc. London. 2022. V. 179. No. 1. 2021–036.
 6. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Полежаев А.В., Зыков Д.С., Шалаева Е.А. Тектоника и модель формирования Онежского синклинория в палеопротерозое // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 4. С. 709.
 7. Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Yu.O., Larionov A.N., Stepanov V.S., Shapovalov Y.B., Egorova S.V. Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: petrology, geochronology and tectonic setting // J. Petrology. 2014. V. 55. No. 9. P. 1719–1751.
 8. Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н. Возраст и геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму с возрастом 2.1 млрд лет // Петрология. 2023. Т. 31. № 6. С. 577–601.
 9. Светов С.А., Степанова А.В., Бурдюх С.В., Парамонов А.С., Утицина В.Л., Эхова М.В., Теслюк И.А., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Коннышев А.А. Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 73–86.
 10. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Соколов В.А. (Ред.). Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. 1982. 204 с.
 11. Кондрашова Н.И., Медведев П.В. Лидиты Северо-Онежского синклинория Карелии, их микроэлементный состав и возможный генезис // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 6. С. 624–640.
 12. Saxena A., Pandit M.K., Zhao J.H. Geochemistry of Hindoli Group metasediments, SE Aravalli Craton, NW India: implications on provenance characteristics and tectonic setting // Jour. Geol. Soc. India. 2023. V. 99. P. 1071–1082.
 13. Hughes C.J. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum // Geol. Mag. 1972. V. 109. No. 6. P. 513–527.
 14. Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // In: Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Wyman D.A. (Eds.). Geological Association of Canada. Short Course Notes. 1996. V. 12. P. 79–113.
 15. Wedepohl K.H., Hartmann G. The composition of the primitive upper Earth's mantle // In: Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. Rio de Janeiro: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Meyer H.O.A., Leonards O.H. (Eds.) 1994. V. 1. P. 486–495.
 16. Klein E.M. Geochemistry of the igneous oceanic crust // In: Treatise on Geochemistry. Holland H.D., Turekian R.R. (Eds.). 2003. V. 3. P. 433–463.
 17. Reading the archive of Earth's oxygenation. Volume 2: The core archive of the Fennoscandian Arctic Russia – drilling early Earth project. Prave A.R., Fallick A.E., Hanski E.J., Lepland A., Kump L.R., Strauss H. (Eds.). Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 493–1046.
 18. Robertson A.H.F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region // Lithos. 2002. V. 65. P. 1–67.
 19. Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings // Am.J. Sci. 2012. V. 312. P. 357–416.
 20. Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. P. 106068.

RIFTING IN THE PALEOPROTEROZOIC ONEGA BASIN: GEOCHEMISTRY OF VOLCANO-SEDIMENTARY ROCKS OF THE ZAONEGA FORMATION

Corresponding member of the RAS A. V. Samsonov^{1,2,#}, A. V. Stepanova², M. Yu. Guschina^{2,3},
O. M. Silaeva^{2,3}, K. G. Erofeeva^{1,2}, V. V. Ustinova², O. A. Maksimov², L. R. Zhdanova^{2,4}

Received December 08, 2023

After revision December 26, 2023

Accepted December 29, 2023

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russian Federation*

³*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

⁴*Institute of Earth sciences, St. Petersburg state university, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: samsonovigem@mail.ru*

The study of the volcanogenic-sedimentary sequence in the lower part of the Zaonega Formation in the Paleoproterozoic Onega structure (Karelian craton, Fennoscandian Shield) has shown that tuffs and high-silica rocks predominate in its composition. High-silica rocks (SiO₂ up to 94 wt. %) are depleted of all elements and probably representing chemogenic siliceous silt. Tuff rocks are close to N-MORB basalts in terms of major element content and rare element distribution character. This association is common to the early stages of continental rifting in the Phanerozoic and may indicate the formation of volcanogenic-sedimentary complexes of the Zaonega Formation in the environment of continental rifting. The mafic rocks in the lower part of the Zaonega Formation are geochemically identical to dolerite dikes and N-MORB-type basalts of 2.10–2.14 Ga age. Their formation was probably related to the same episode of large-scale stretching and thinning of the continental lithosphere of the Karelian craton in the mid–Paleoproterozoic. In this case, the age limit of the Zaonega and underlying Tulomozero Formations should be somewhat older than the 2.06–2.10 Ga interval accepted in modern regional stratigraphic schemes of the Paleoproterozoic of Fennoscandian shield.

Keywords: continental rift, Paleoproterozoic, MORB-type tholeiites, chemogenic sediments