

УДК 56.016:551.71

## РЕЛИКТЫ ТЕРМОФИЛЬНОЙ ХЕМОЛИТОТРОФНОЙ МИКРОБИОТЫ В КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ АРХЕЙСКОГО ВОЗРАСТА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

**П. В. Медведев, С. А. Светов, А. И. Светова**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Проведено электронно-микроскопическое изучение хемогенных кремнистых образований, приуроченных к коматиит-базальтовой и двум уровням андезитовых вулканических ассоциаций мезоархейского возраста в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе (восточная часть Фенноскандинавского щита). На свежих сколах образцов силицитов обнаружены различные трубчатые микрообразования, морфологически сходные с фоссилизированными микроорганизмами. Выявленные микроструктуры интерпретируются как фрагменты чехлов нитчатых микроорганизмов, обитавших в подводных условиях вблизи действующих гидротермальных систем.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** Фенноскандинавский щит, мезоархей, микроорганизмы, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, кремнистые породы.

**P. V. Medvedev, S. A. Svetov, A. I. Svetova. RELICS OF THERMOPHYLIC CHEMOLITHOTROPHIC MICROBIOTA IN THE ARCHEAN ROCKS FROM CENTRAL KARELIA**

Tube-like microstructures were for the first time discovered in chemically precipitated siliceous rocks aged ca. 3 Ga on the Fennoscandian shield. The rocks are situated in the lower part of the oceanic paleovolcanic succession in the Vedlozero-Segozero greenstone belt (central Karelia). The microstructures found there are interpreted as fragments of filamentous microorganisms which had inhabited the zone of hydrothermal activity in a subaquatic environment.

**К e y w o r d s:** Fennoscandian shield, Mesoarchean, microfossils, Vedlozero-Segozero greenstone belt, siliceous rocks.

### **Введение**

Поиск и изучение следов криптозойской биосферы, сохранившихся в древнейших осадочных породах Земли, является актуальнейшей проблемой современной бактериальной палеонтологии [Розанов, Заварзин, 1997; Происхождение..., 2007; Сергеев и др., 2007]. Такие исследования позволяют получить инфор-

мацию о первых этапах эволюции биосферы, начавшей свое развитие почти 4 миллиарда лет назад, оценить вклад микроорганизмов в становление современных биогеохимических циклов, в изменение состава атмосферы и в процессы осадконакопления.

Следы древнейшей жизни включают в себя: 1) органические составляющие микробных клеток и продукты их метаболизма: меж-

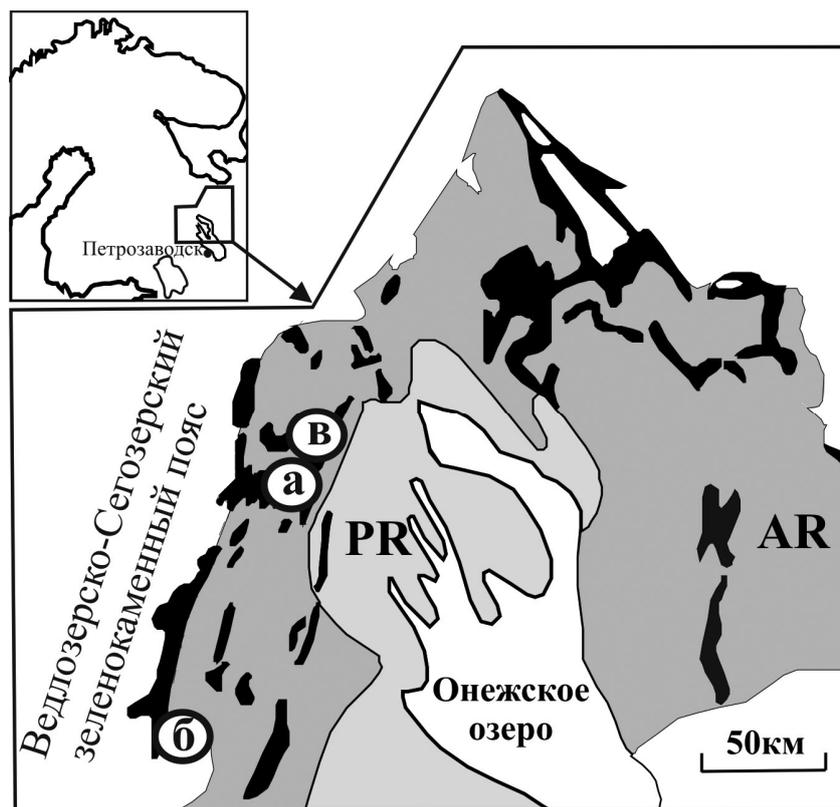


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения палеоархейского Водлозерского блока (Центральная и Восточная Карелия) и положение зеленокаменных структур в его обрамлении. Черным цветом показаны зеленокаменные структуры мезоархейского возраста; темно-серым – архейские комплексы Водлозерского блока; светло-серым – перекрывающие породы палеопротерозойского возраста. Район работ: а – Койкарская; б – Хаутаваарская; в – Эльмусская структуры Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

клеточное полимерное вещество (EPS) гликокаликс, состоящий из полисахаридов, колонии клеток, биопленки, микробиальные маты; 2) свидетельства метаболической активности клеток: концентрация определенных химических элементов, фракционирование стабильных изотопов и различные изменения минерального состава осадка вплоть до образования биоминералов; 3) морфофоссилии: минерализованные клетки, колонии, биопленки, маты, EPS, а также микробиалиты, включающие в себя строматолиты и другие постройки с микробиальной структурой (сгустковой и пр.).

Минерализованные остатки микроорганизмов являются главным объектом исследования бактериальной палеонтологии. Минеральное вещество, как правило кремнезем, замещает органическое вещество клеточных стенок, цитоплазмы и EPS с образованием объемных псевдоморфоз. Исходя из экспериментальных данных, минерализация происходит очень быстро (дни или даже часы) после захоронения микроорганизмов при начальном диагенезе осадка [Westall et al., 1995; Бактериальная па-

леонтология..., 2002]. Благодаря прочности таких кремнистых псевдоморфоз они могут сохраняться в породах миллиарды лет при условии отсутствия перекристаллизации (зеленосланцевая фация метаморфизма).

Поиск следов жизни в породах архейского возраста требует особой тщательности исследований вследствие большого возраста пород, возможности ошибочной идентификации минеральных объектов как биогенных, проникновения более молодых микроорганизмов или органических соединений в породу. Древние органические молекулы сильно изменены, нередко с потерей функциональных групп, и часто неотличимы от абиогенных органических соединений, а многие биоминералы могут образоваться и без участия микроорганизмов. Поэтому для определения архейских фоссилий необходимо использовать множество уровней доказательств, начиная от условий образования пород и морфологии исследуемых объектов до анализа органических соединений. Широкое внедрение в практику поиска следов древнейшей жизни электронной микроскопии,

Рамановской спектроскопии и других современных высокоточных аналитических методов [Javaux et al., 2013] позволяет избежать многочисленных ошибок исследователей второй половины прошлого столетия, сделанных в ходе изучения докембрийских фоссилий.

Древнейшие на сегодня остатки микробиот обнаружены в кремнистых породах, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, из вулканогенных разрезов зеленокаменных поясов Западной Австралии (серия Варравуна, 3,49–3,31 млрд лет) и Южной Африки (серии Онвервайт, 3,50–3,26 млрд лет и Фиг Три, 3,26–3,23 млрд лет) [Schopf et al., 2007]. Большинство специалистов трактует палеоархейские микрофоссилии как остатки коккоидных и нитчатых бактерий, обладавших хемолитотрофным метаболизмом и не нуждавшихся в солнечном свете и кислороде [Konhauser, 2007]. За последние 15 лет многочисленные минеральные псевдоморфозы по микроорганизмам были обнаружены в метеоритах, относящихся к классу углистых хондритов [Астафьева и др., 2011; Hoover, 2011]. Несмотря на продолжающиеся дебаты по обоснованию биологической природы древнейших микрофоссилий [Schopf, 2006; Westall, 2008], эти находки позволяют существенно расширить временные рамки жизни в раннем архее.

На территории Фенноскандинавского щита самыми древними фоссилиями являлись сфероморфные акритархи и фрагменты нитчатых микроорганизмов, выделенные методом мацерации из метаосадочных пород возрастом 2,85–2,86 млрд лет из Центральной Карелии [Тимофеев, 1982]. В настоящее время эти находки подтверждены данными электронной микроскопии и дополнены новыми микрофоссилиями, обнаруженными в метаосадочных породах возрастом 2,80–2,70 млрд лет в Хизоварской структуре на севере Карелии [Розанов и др., 2008; Астафьева, Розанов, 2010; Астафьева и др., 2011].

В связи с тем, что кремнистые осадочные породы являются уникальной средой, обеспечивающей максимальную сохранность микробиот, авторами проведено детальное палеонтологическое изучение слабометаморфизованных мезоархейских (3,0–2,86 млрд лет) кремнистых осадочных пород – хемогенных силицитов, из разрезов Хаутаваарской, Койкарской и Эльмуссской структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии (рис. 1).

### **Геологическая характеристика объектов исследования**

Архейский Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс представляет собой сохра-

нившийся фрагмент мезо-неоархейской аккреционной системы, сложенной несколькими стратотектоническими ассоциациями, образованными в контрастных геодинамических обстановках, сходных с современными конвергентными зонами перехода океан-континент. Детальное геологическое строение пояса описано в публикациях [Светова, 1988; Светов, 2005, 2009], поэтому в данной работе приводится краткая характеристика изучаемых объектов.

Древнейшие (3,0–2,9 млрд лет) комплексы зеленокаменного пояса представлены вулканитами – дифференцированной БАДР-серией известково-щелочного и адакитового ряда (Хаутаваарская и Койкарская структуры), интерпретируемой как фрагмент островодужного комплекса, а также коматиит-базальтовой серией с прослоями глубоководных кремнистых и углеродистых осадков (Хаутаваарская, Койкарская, Совдозерская и Паласельгинская структуры) [Светова, 1988], сформированной в обстановках океанического плато.

Дифференцированный БАДР-адакитовый комплекс Койкарской структуры сохранился в редуцированном объеме в виде фрагмента верхней части вулканогенно-осадочного разреза реконструированной мощности 500 м (рис. 2, а). Разрез сформирован стратифицированной толщей тонкого переслаивания туфов дацитового состава (БАДР-адакитовой серии), туффитов, туфопесчаников, граувакк, силицитов, доломитов, углеродсодержащих алевролитов и рассечен двухфазной дайковой системой дацитового, дацит-риолитового состава возрастом  $2935 \pm 15$  млн лет [Бибилова, Крылов, 1983]. Этот фрагмент осадочной породной последовательности Койкарской структуры является аналогом верхней части разреза мезоархейского островодужного комплекса Хаутаваарской площади [Светов, 2009].

Интерпретация петрологического состава вулканитов и геохимии осадков островодужного комплекса позволяет предполагать формирование ассоциации в задуговом бассейне [Светов, 2009]. В настоящее время получены новые геохронологические данные для субвулканической фазы Игнольской палеовулканической постройки в Хаутаваарской структуре. На вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) проведено исследование 10 зерен цирконов, выделенных из 8 кг пробы субвулканических дацитов. Все зерна имеют магматическую зональность и хорошую сохранность ядерных частей кристаллов. Установлено, что Th/U-отношение для изученных зерен варьирует в пре-



● - Место опробования силицитов в разрезах

Рис. 2. Схемы реконструированных разрезов мезоархейских пород: а – БАДР-адакитовая ассоциация в Койкарской структуре; б – коматиит-базальтовая ассоциация в Хаутаваарской структуре (от остальной части разреза вулканические комплексы отделены тектоническими зонами); в – фрагмент вулканогенно-осадочно-го разреза в Эльмусской структуре

делах 0,29–1,14 (среднее значение по пробам 0,72 свидетельствует об их магматическом происхождении), а изохронный возраст –  $2958,7 \pm 6,0$  млн лет [Светов и др., 2012], что может рассматриваться как время формирования субвулканической фазы палеовулканической постройки. Полученная датировка хорошо согласуется с имеющимися геохронологическими данными [Сергеев, 1989; Овчинникова и др., 1994; Светов и др., 2010]. Время формирования всего разреза вулканогенно-осадочного островодужного комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса укладывается в интервал  $2995 (\pm 20) - 2945 (\pm 19)$  млн лет (Хаутаваарская структура),  $2990 (\pm 20) - 2935 (\pm 15)$  млн лет (Койкарская структура).

Мафитовый (коматиит-базальтовый) комплекс Хаутаваарской структуры в современном эрозионном срезе представлен стратифицированной лавово-пирокластической толщей высокомагнезиальных пород коматиит-базальтовой ассоциации мощностью около 2,5 км [Светов, 2005]. Силициты встречены в разрезе в виде отдельных слоев и пачек мощностью от 3 до 20 м между массивными лавовыми потоками и в межподушечном пространстве внутри лав коматиитов и базальтов (рис. 2, б). Время формирования коматиит-базальтовой ассоциации, по данным Sm-Nd метода (по породе в целом), составляет

$2921 \pm 55$  млн лет [Svetov et al., 2001]. Изучение терригенных цирконов из слабоизмененного слоя силицитов в средней части коматиитового разреза Хаутаваарской структуры позволило получить изохронный возраст  $2917,2 \pm 8,7$  млн лет (по 6 зернам, имеющим Th/U-отношение 0,42–1,32) [Светов и др., 2010]. Эта датировка может рассматриваться как возможное древнее ограничение времени формирования высокомагнезиальной ассоциации в Хаутаваарской структуре.

Эльмусская площадь является уникальным для Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса полигоном распространения вулканических риолитового состава. В разрезе структуры риолиты представлены несколькими потоками массивных лав видимой мощностью 75–120 м, между которыми залегают маломощные прослои туфового материала. Лавы секутся субвулканическими риолитами, для которых определен возраст (U-Pb по циркону, SHRIMP)  $2866 \pm 11$  млн лет (рис. 2, в). Верхняя часть разреза (мощностью около 300 м) сформирована осадочной пачкой, в которой широко представлены туфы риолитового состава, тuffиты, тuffопесчаники и силициты. В северо-западной части структуры тонкие кремнистые осадки сменяются вулканогенно-осадочной пачкой, состоящей из тuffитов, тuffопесчаников, песчаников и алевролитов, содержащих прослои серноколче-

данных руд, мощностью 0,6–0,7 м. Риолитовая ассоциация Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса соответствует второму интервалу вулканизма средне-кислого состава. Ее формирование происходило в интервале 2880–2850 млн лет в обстановке континентальной окраины [Светов, 2005].

Следует подчеркнуть, что изученные нами силициты принадлежат к мезоархейским комплексам, характеризующим два временных интервала магматической активности на ЮВ Фенноскандинавского щита – древнейший (~3,0 млрд лет, Хаутаваарская и Койкарская

структуры) и более молодой (2,86 млрд лет, в Эльмусской структуре).

### Мезоархейские силициты

Рассматриваемые в статье силициты представляют собой афанитовые кремнистые и алюмокремнистые породы хомогенной природы [Светова, 1988; Рыбаков, Светова, 1989; Светова и др., 2008], маркирующие в разрезах мафитовой островодужной и окраинно-континентальной ассоциаций перерывы в вулканической деятельности.

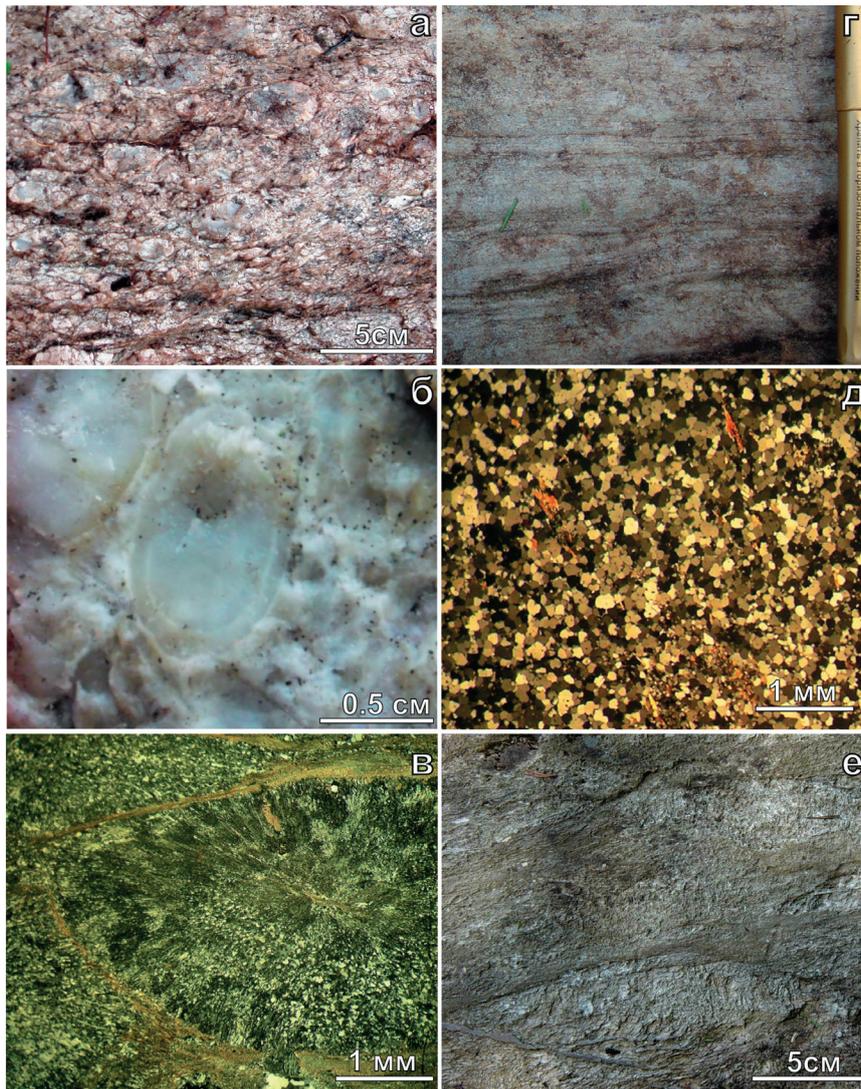


Рис. 3. Макро- и микрофотографии мезоархейских силицитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Койкарская структура (а–в): а – слой конкреционных силицитов Койкарской структуры, из верхней части разреза осадочной толщи которого проводился отбор проб для палеонтологического изучения; б – макрофотография зональных кремнистых конкреций; в – микрофотография конкреции с радиально-лучистой структурой и тонкокристаллическим цементом (ув. 72, ник. X). Хаутаваарская структура (г, д): г – макрофотография тонкослоистых силицитов залегающих между лавовыми потоками коматиитов (обнажение, из которого выполнялся отбор проб для палеонтологического изучения); д – микрофотография тонкослоистых силицитов (ув. 72, ник. X). Эльмусская структура: е – массивные силициты с реликтами слоистой текстуры гелевого осадка, из которых отбирались пробы для палеонтологического изучения

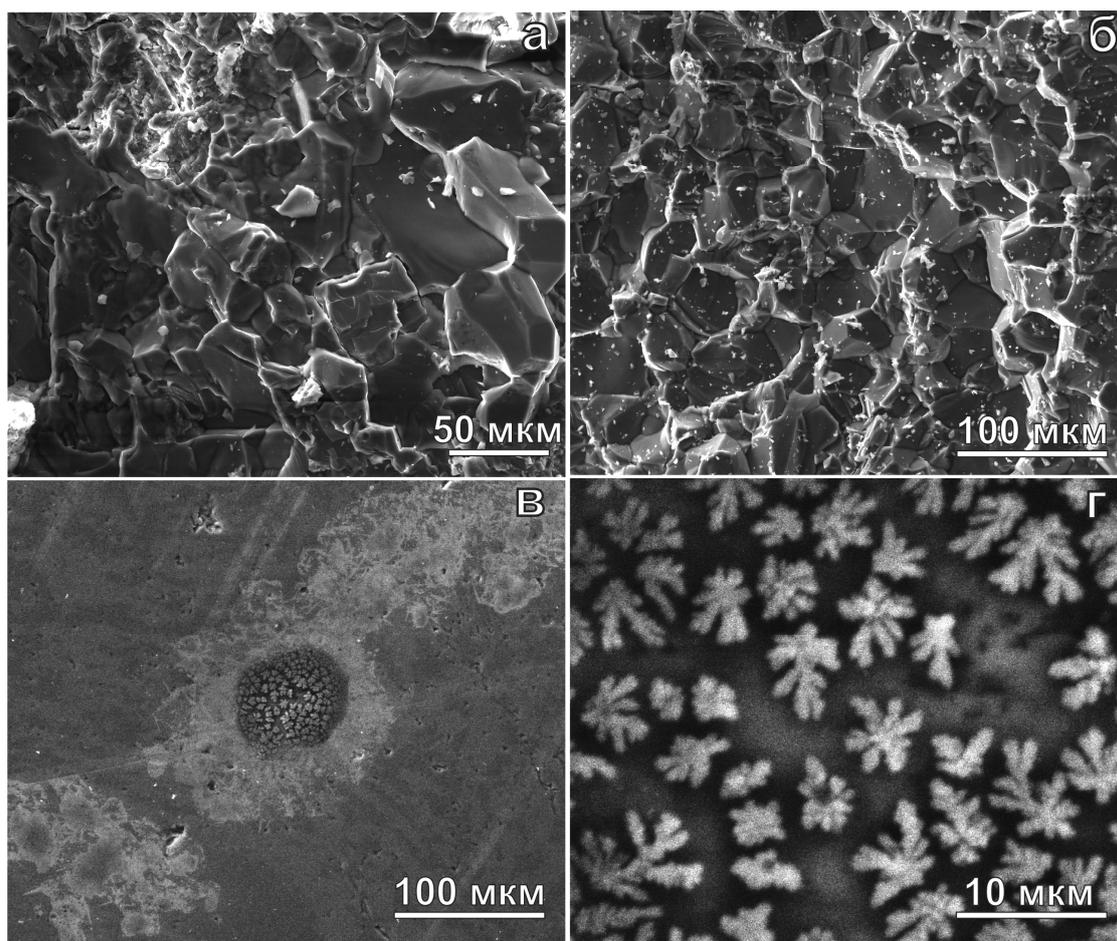


Рис. 4. Электронно-микроскопические изображения хемогенных силицитов из Койкарской структуры (а) и силицитов из разреза коматиит-базальтового комплекса Хаутаваарской структуры (б). Конкреционные образования соли (K,Na)Cl в хемогенных силицитах Койкарской структуры (в). Увеличенный фрагмент конкреционного стяжения, сформированного на поверхности дендритовидными кристаллами соли (K,Na)Cl (г). Фото а, б получены при помощи детектора рассеянных электронов (SE); в, г – при использовании детектора обратного рассеивания электронов (BSE)

Силициты характеризуются массивной, тонкослоистой, брекчированной, реже конкреционной текстурой, имеют серый, зеленовато-серый, розоватый или черный цвет, обусловленный присутствием в осадочных породах хлорита, оксидов железа и тонкодисперсного графита.

В Койкарской структуре наряду с тонкослоистыми в разрезе широко представлены массивные серые, зеленовато-серые силициты с конкреционными текстурами (рис. 3, а–в). Конкреционные силициты встречаются как в виде отдельных слоев, так и в виде линзовидных прослоев в горизонтах туффитов. Породы характеризуются наличием большого количества кремнистых стяжений – конкреций правильной овальной или линзовидной формы, вытянутых по сланцеватости (см. рис. 3, а). Конкреции имеют размер от 1–2 до 25 мм, характеризуются четкими внешними контурами (см. рис. 3, б, в). В ряде случаев для стяжений

характерно внутреннее зональное строение: периферическая часть более тонкозернистая и светлая, центральная – более темная с радиально-лучистыми волокнистыми структурами, выполнена халцедоном с примесью альбита и карбоната, содержит отдельные вкрапленники кварца размером до 0,5–1 мм. По периферии конкреции или плотно соприкасаются, или заключены в цемент криптозернистого кремнезема с рассеянными включениями чешуек серицита. Мощность слоев конкреционных силицитов в Койкарской структуре варьирует от 1 до 20 м.

В минеральном составе силицитов (как массивных, так и конкреционных) доминирует кремнезем (рис. 4, а, б). Для Койкарской структуры характерно наличие участков перекристаллизации первичного аморфного кремнезема в криптозернистый кварц. При этом в слоях силицитов встречаются фрагменты, избежавшие значи-

тельных метаморфических воздействий и сохранившие первичный минеральный состав. В нем доминируют волокнистые колломорфные фазы халцедона, слагающие породу на 75–80 %. В виде примеси в силицитах присутствуют серицит, альбит, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит. В качестве акцессорных минералов широко представлен циркон. Важно подчеркнуть, что кроме названной ассоциации в кремнистых породах Койкарской структуры (в полированных аншлифах) выявлены небольшие конкреционные стяжения (до 100 мкм) и дендритообразные галит-сильвиновые (Na, K)Cl выделения (рис. 4, в, г). Условия подготовки аншлифов (детально описаны в разделе о методах исследования) исключают техногенное загрязнение поверхности образцов хлоридами. Вероятно, происхождение соли связано с природными гидротермальными процессами докембрийского возраста.

Дополнительно нами проведено детальное изучение минералов тяжелой фракции в конкреционных силицитах Койкарской структуры. Из пробы весом 5,5 кг выход тяжелой фракции составил 120 г (2,0–2,5 %). Выявлено присутствие терригенных минералов в виде обломков, имеющих слабо окатанную, корродированную форму: ильменита, монацита, ортита, магнетита, барита, кумингтонита, эпидота, торита, магнезиохромита, граната (группа пироп), Fe-геденбергита и минералов группы фергюсонита-самарскита (ниобатов).

Отличительной особенностью осадочного разреза Хаутаваарской структуры является широкое распространение маломощных прослоев тонкослоистых силицитов (рис. 3, г, д), сложенных чередующимися слоями кварца (1–3 мм) и слойками (0,2–0,6 мм) граувакк и алевролитов хлорит-серицитового состава. Мощность слоев тонкослоистых силицитов варьирует от 1 до 3–5 м.

В Эльмусской структуре широко распространены несколько разновидностей силицитов, среди которых выделяются белые, серые, черные, розовато-серые и темно-красные породы, массивные с раковистым изломом, реже слоистые. Мощность отдельных слоев варьирует от первых сантиметров до нескольких метров. Для розовых силицитов характерна сложная слоистость «гелевого осадка». В серых разностях (иногда хлоритизированных) отмечается очень тонкая, прерывистая слоистость, с мощностью слойков от 0,2–0,3 до 1–2 мм и очень редко до 1 см. В минеральном составе преобладает тонкозернистый аморфный халцедон (частично перекристаллизованный в ходе регионального метаморфизма в кварц). В виде примесей присутствует серицит, альбит, калиевый полевой

шпат, биотит, мусковит. В качестве акцессорных минералов выявлено небольшое количество зерен терригенного циркона.

В Эльмусской, Койкарской (на отдельных участках разреза) и Хаутаваарской структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса силициты метаморфизованы в условиях хлорит-серицитово-субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма [Металлогеническая эволюция..., 1993], что позволяет проводить детальные микропалеонтологические исследования ввиду отсутствия значительной перекристаллизации кремнезема.

### Методы палеонтологического исследования

Для палеонтологического исследования нами был выполнен отбор проб из естественных выходов силицитов на поверхность. В Койкарской структуре изучались конкреционные и массивные разности из верхней части разреза осадочной пачки островодужного комплекса (см. рис. 2, а), в Хаутаваарской структуре – слою массивных силицитов того же уровня, где было выполнено геохронологическое датирование (см. рис. 2, б), в Эльмусской структуре – тонкослоистые силициты из средней части разреза осадочной пачки (см. рис. 2, в). В процессе изучения были использованы штUFFы породы, не имеющие контакта с дневной поверхностью, без корок выветривания, трещиноватости и любых проявлений вторичных процессов (ожелезнения, карбонатизации и т. д.). Глубина отбора проб от дневной поверхности варьировала от 15 до 40 см. Электронно-микроскопически анализировались сколы силицитов площадью от 2 до 6 см<sup>2</sup>, приготовленные непосредственно перед исследованием. В стерильных лабораторных условиях образцы со свежими сколами промывались последовательно в дистиллированной воде (15 минут с ультразвуковой обработкой) и затем в спирте для исключения поверхностного загрязнения. В общей сложности было подготовлено около 40 препаратов с различными плоскостными сечениями (как вкрест напластованию, так и параллельно). Микроскопические исследования образцов с углеродным и бериллиевым напылением проводились на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford Instruments) в Институте геологии (ИГ) КарНЦ РАН, с использованием детекторов рассеянных электронов (SE) и обратного рассеивания электронов (BSE) при рабочем напряжении HV = 20 кВ. Расчет химического состава (в случае использования берил-

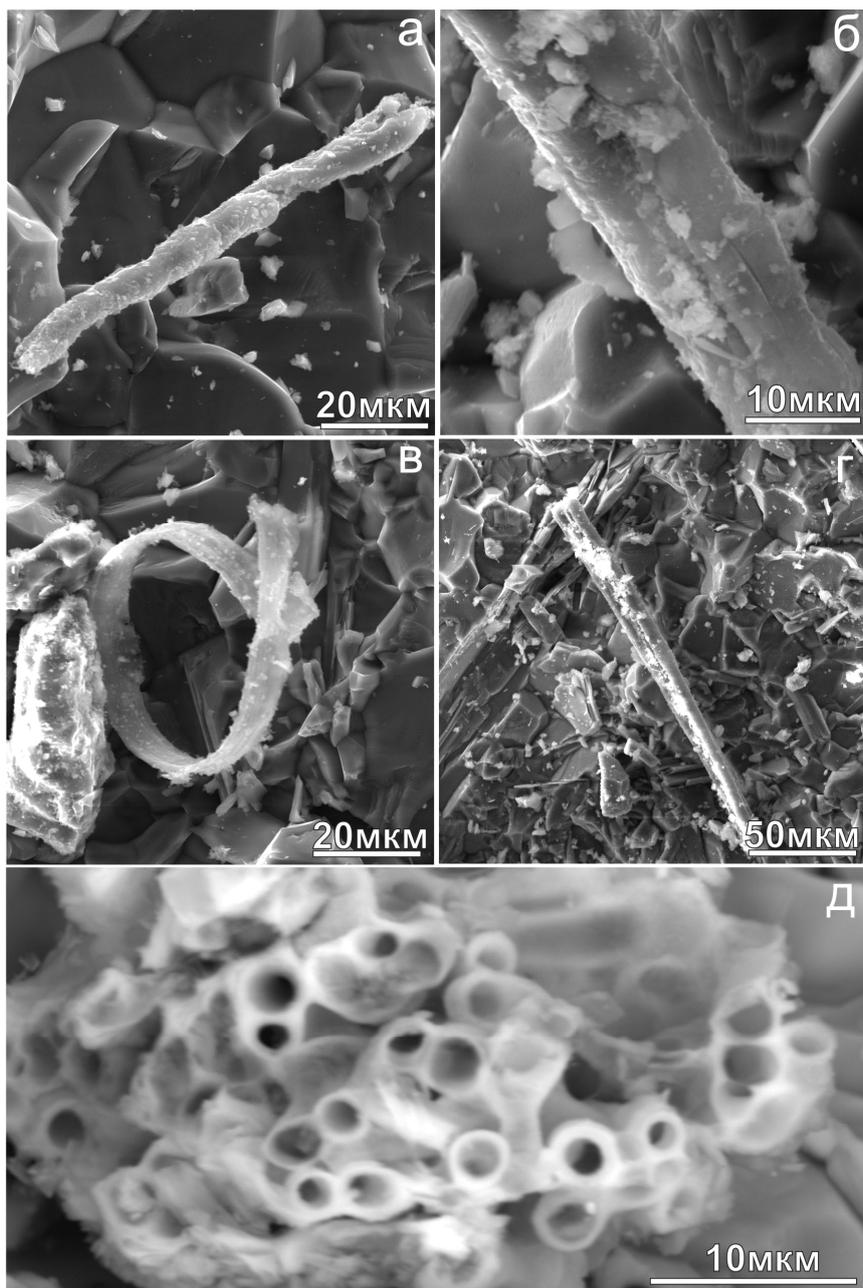


Рис. 5. Электронно-микроскопические изображения микрообразований, выявленных в хомогенных силици-тах из разреза коматиит-базальтового комплекса Хаутаваарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зе-ленокаменного пояса: а – прямой фрагмент спиральноскрученной трубки; б – увеличенная деталь стенки трубки с обрастанием мелкими гранулами кремнезема; в – скрученное лентовидное образование; г – труб-чатое продольно раскрытое образование; д – пучковидный агрегат трубок в поперечном сечении. Изобра-жения а–в получены при использовании детектора рассеянных электронов (SE), д – детектора обратного рассеивания электронов (BSE)

лиевого напыления) осуществлялся в лицензи-онном программном комплексе «The micro-analysis suite issue 17» (Oxford Instruments).

Валовый химический состав 25 проб сили-цитов определен «мокрой» химией в ИГ КарНЦ РАН. Прецизионный анализ содержа-ния редких и редкоземельных элементов проводился там же на квадрупольном масс-

спектрометре X-SERIES 2 (Terhmo Scientific), метод ICP-MS.

Рамановская спектроскопия комбинаци-онного рассеивания выявленных трубчатых мик-рообразований проводилась в ИГ КарНЦ РАН на дисперсионном спектрометре Nicolet ALMEGA XR (Thermo Scientific). Длина волны возбуждающего излучения составляла 532 нм.

Кроме силицитов с целью сравнения полученных результатов нами проведено экспрессное палеонтологическое изучение доломитов Койкарской структуры, залегающих выше по разрезу (см. рис. 2, а). Доломиты имеют массивную текстуру, окрашены в сургучно-красный цвет, обусловленный тонкодисперсной примесью гематита, и образуют пласты мощностью от 35 до 45 м, прослеживающиеся на расстоянии до 2 км.

## Результаты и обсуждение

Содержание петрогенных элементов (мас. %) в тонкослоистых кремнистых породах (силицитах) варьирует в следующих пределах:  $\text{SiO}_2$  – 75,20–86,23;  $\text{TiO}_2$  – 0,03–0,28;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 8,10–11,41;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,14–1,52;  $\text{FeO}$  – 0,10–0,36;  $\text{MnO}$  – 0,01–0,05;  $\text{MgO}$  – 0,21–0,57;  $\text{CaO}$  – 0,14–0,98;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,50–2,10;  $\text{K}_2\text{O}$  – 3,15–4,47;  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,06–0,22; п. п. п. – 0,30–1,72. При этом кремнистые породы Хаутаваарской, Койкарской и Эльмусской структур имеют близкую геохимическую характеристику.

Для конкреционных силицитов Койкарской структуры концентрации петрогенных элементов (мас. %) находятся на близком уровне с массивными силицитами. Содержание варьирует в следующих пределах:  $\text{SiO}_2$  – 76,10–82,34;  $\text{TiO}_2$  – 0,05–0,42;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 8,01–11,24;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,21–1,12;  $\text{FeO}$  – 0,12–0,31;  $\text{MnO}$  – 0,01–0,04;  $\text{MgO}$  – 0,17–0,32;  $\text{CaO}$  – 1,10–1,41;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,69–1,97;  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,71–5,56;  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,04–0,36; п. п. п. – 0,38–2,18.

Установлено, что мезоархейские силициты значительно обогащены Rb (400–720 ppm), Ba (700–1200 ppm), Th (20–40 ppm), U (4–6 ppm), Nb (25–60 ppm), Ta (2–6 ppm), Zr (600–900 ppm), Hf (25–36 ppm) и тяжелыми РЗЭ. Как показал анализ изучения тяжелой фракции силицитов, это может быть следствием существенного привноса терригенной составляющей (гранат, циркон, монацит и т. д.) в бассейн осадконакопления.

В результате детального электронно-микроскопического и микрозондового исследования было выявлено присутствие в кремнистых осадочных породах Хаутаваарской структуры нескольких разновидностей микроскопических образований (рис. 5, а–г). Наибольшее количество находок связано с обнаружением фрагментов полых трубок длиной от 30 до 200 мкм, диаметром от 5 до 20 мкм и толщиной стенок 0,5–1 мкм. Кроме того, выявлены многочисленные деформированные (скрученные, сплюснутые, разорванные) фрагменты трубок (см. рис. 5, в). В единичных случаях обнаружены аг-

регаты трубок, собранных в пучки, размером 60 на 100 мкм в поперечнике, прикрепленные к породе (рис. 5, д).

В конкреционных силицитах Койкарской структуры также удалось установить трубчатые микрообразования (рис. 6, а–е; рис. 7, а–д), причем в значительно большем количестве, чем в кремнистых породах из Хаутаваары. Среди доминирующих находок – прекрасно сохранившиеся фрагменты трубок длиной от 40 до 200 мкм (см. рис. 6, а, в, д). В отдельных случаях наблюдается прикрепление трубки к кристаллам кремнезема (см. рис. 5, д). Диаметр трубчатых микрообразований колеблется от 5 до 15–18 мкм, при этом толщина стенок трубок варьирует от 0,7 до 2 мкм (см. рис. 6, в). Особенностью морфологии является однородная, без признаков ветвления нитевидная структура трубок. Кроме целых форм нами идентифицировано значительное количество расплюснутых и деформированных фрагментов размером от 10–20 мкм до 200 мкм (см. рис. 7, а–д). Во многих случаях гладкие стенки трубок имеют обрастание мелкими гранулами кремнезема, образовавшимися в ходе процесса фоссилизации.

В силицитах Эльмусской структуры нами выявлены трубчатые образования, морфологически идентичные описанным выше. Кроме того, выделены участки криптокристаллического кремнезема, возможно, представляющего собой фоссилизированный гликокаликс (межклеточное органическое вещество) (см. рис. 7, д).

Химический состав микрообразований существенно отличается от вмещающей породы (приводится по данным микрозондового анализа, с использованием бериллиевого напыления проб, содержание элементов в вес. %). По химическому составу выделяется две группы микрообразований: I – «углеродистые»: С – 17–64 %, О – 33–56 %, Si – 0–4,9 %, Al – 0–1,5 %, P – 0–0,2 %; II – «кремнистые»: Si – 7–20 %, О – 34–64 %, С – 0–40 %, Al – 0–8 %. Однако полученные микрозондовым методом значения (нормализованные к 100 % и в силу инструментального ограничения не учитывающие предполагаемых концентраций N и H в микрофоссилиях) могут использоваться лишь как ориентировочные, не позволяя проводить корректные химические классификации.

Изучение доломитов Койкарской структуры (по химическому составу отвечающих известковистым разностям  $\text{MgO}/\text{CaO} = 0,38–0,40$ ) под сканирующим электронным микроскопом показало присутствие в них микрообразований, подобных обнаруженным в кремнистых

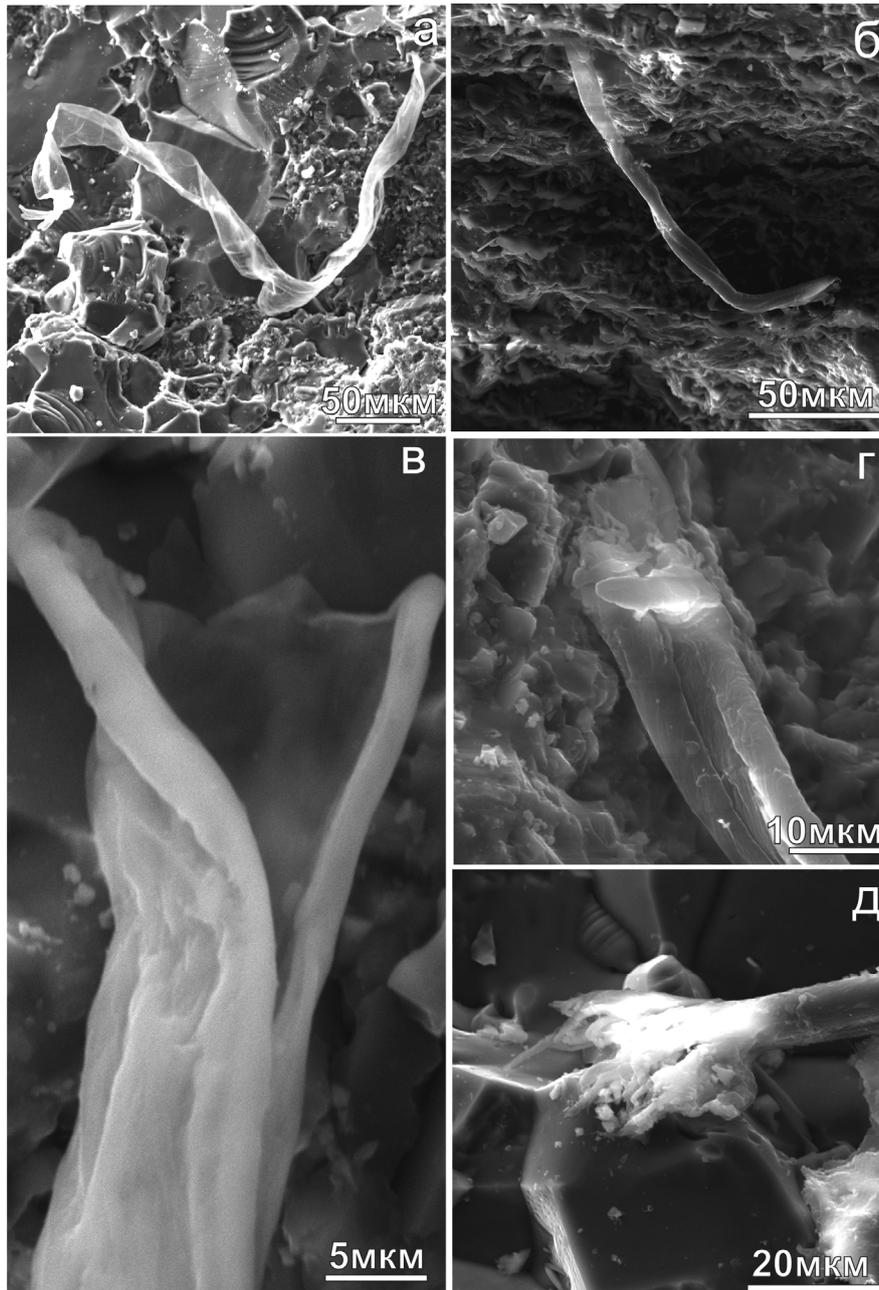


Рис. 6. Электронно-микроскопические изображения (детектор рассеянных электронов (SE)) микрообразований, выявленных в хомогенных силицитах из верхней части разреза БАДР-адакитового комплекса Койкарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса: а – скрученная продольно раскрытая трубка; б – изогнутая перекрученная трубка, вверху слева видно место крепления к вмещающей породе; в – раскрытое окончание трубки, видна толщина стенок; г – продольно раскрытое трубчатое образование; д – место крепления трубки к кристаллу кварца и выделение аморфного кремнезема в правом нижнем углу снимка

осадочных породах, но при этом в значительно меньшем количестве (см. рис. 7, а–в).

Спектроскопия комбинационного рассеивания выявила крайне низкую степень упорядоченности углерода, входящего в состав трубчатых микрообразований. Это аморфный углерод, характерный для органических соединений.

## Выводы

Найденные микрообразования морфологически идентичны трубчатым структурам, изображенным в недавних публикациях [Астафьева и др., 2011; Hoover, 2011], где они интерпретированы как бактериальные. Выявленные в мезоархейских силицитах трубчатые образо-

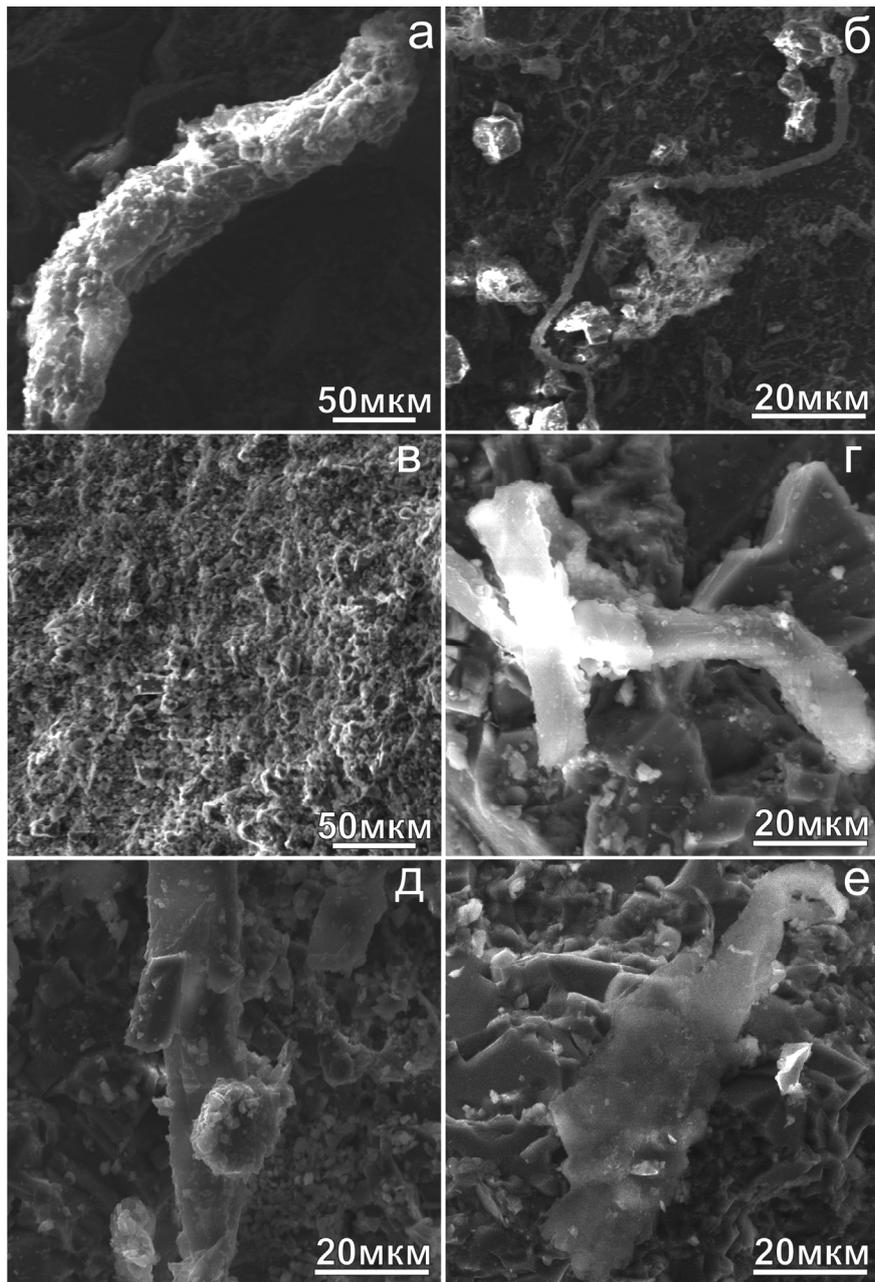


Рис. 7. Электронно-микроскопические изображения (детектор рассеянных электронов (SE)) микрообразований, обнаруженных в доломитах из верхней части разреза БАДР-адакитового комплекса в Койкарской структуре (а–в) и силицитах Эльмусской структуры (г–е): а – крупный фрагмент трубки с многослойной стенкой, покрытой криптокристаллическим доломитом; б – нитчатое микрообразование; в – участок криптокристаллической структуры, возможно, фоссилизированный гликокаликс; г – деформированное трубчатое микрообразование; д – фрагмент трубки, покрытый кристаллами кремнезема, справа внизу – участок криптокристаллической структуры (фоссилизированный гликокаликс?); е – пленочное микрообразование

вания морфологически подобны нитевидным микроорганизмам, установленным на севере Карелии в корах выветривания палеопротерозойского (~2,4 млрд лет, район оз. Паанаярви) и архейского (~2,8 млрд лет, район оз. Воронье, Лехтинская структура) возрастов [Астафьева и др., 2011], а также бактериальным формам, найденным в углистом хондритовом ме-

теорите Мурчисон (СМ2) [Hoover, 2011]. Похожие микроструктуры, обладающие гибкими, но разорванными стенками и иногда собранные в пучкообразные колониальноподобные агрегаты, описаны из кремнистых пород мезоархейского возраста (2,97 млрд лет) в блоке Пилбара (Западная Австралия) [Sugitani et al., 2007]. В данной работе на основании морфологиче-

ских и геологических наблюдений они с большой долей вероятности отнесены к фоссилизированным останкам микроорганизмов. Эти микрофоссилии, по данным спектроскопии комбинационного рассеивания (Рамановской), так же как и наши находки, состоят из неупорядоченного углерода, изотопный состав которого согласуется с биологическим происхождением. Вероятно, обнаруженные микрообразования являются фоссилизированными чехлами хемолитотрофных микроорганизмов. Они обитали как в глубоководных обстановках в зоне гидротермальной активности, связанной с ультраосновным (коматиит-базальтовым) подводным вулканизмом, так и вблизи подводных гидротермальных систем, приуроченных к андезитовому вулканизму окраинных (менее глубоководных) бассейнов. Сходные условия существуют в настоящее время вблизи осевых зон срединно-океанических хребтов [Короновский, 1999] и зафиксированы в геологической летописи начиная с раннего архея [Van Kranendonk, 2006; Golding et al., 2011; Hofmann, 2011].

Вместе с тем следует отметить, что проблема распознавания останков микроорганизмов в геологической летописи криптозооя и отличие *bona fide* биологических микрофоссилий от псевдофоссилий остается наиболее серьезным препятствием в изучении ранней жизни на Земле. Недавние исследования показывают, что не существует какого-либо одного критерия определения биологического происхождения микрообразований, обнаруживаемых в породах архейского и протерозойского возраста [Schopf et al., 2010]. Междисциплинарный подход, объединяющий усилия геологии, биологии, химии и их приборные базы, поможет в решении этой проблемы.

*Авторы статьи выражают искреннюю признательность В. В. Макарихину и Г. Т. Ушатинской за полезные замечания, позволившие улучшить качество рукописи, а также В. А. Колодею за существенную помощь при использовании метода комбинационного рассеивания.*

*Исследования проведены в рамках проекта «Реконструкция древнейших (3,8–3,0 млрд лет) условий становления и последующего развития микробных сообществ раннего докембрия на примере восточной части Фенноскандинавского щита» по Программе фундаментальных исследований № 28 Президиума РАН «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы» и поддержаны грантом РФФИ 11-05-93959-ЮАР\_a.*

## Литература

Астафьева М. М., Герасименко Л. М., Гептнер А. Р. и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах // Науч. ред. А. Ю. Розанов, Г. Т. Ушатинская. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.

Астафьева М. М., Розанов А. Ю. Древнейшие коры выветривания (на примере Карелии) и микрофоссилии // Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. Серия «Геобиологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2010. С. 10–22.

Бактериальная палеонтология / Ред. А. Ю. Розанов. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.

Бибикова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231–1235.

Короновский Н. В. Гидротермальные образования в океанах // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 10. С. 55–62.

Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Часть I. СПб.: Наука, 1993. 208 с.

Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А., Сергеев С. А., Яковлева С. З., Гороховский О. А. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2., № 3. С. 266–281.

Происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров / Ред. Н. П. Юшкин, В. И. Ракин, О. В. Ковалева. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрОРАН, 2007. 202 с.

Розанов А. Ю., Астафьева М. М., Вревский А. Б. и др. Микрофоссилии раннедокембрийских континентальных кор выветривания Фенноскандинавского щита // Отечеств. геол. 2008. № 3. С. 83–90.

Розанов А. Ю., Заварзин Г. А. Бактериальная палеонтология // Вестник РАН. 1997. Т. 67. № 2. С. 109–113.

Рыбаков С. И., Светова А. И. Конкреционные алюмокремнистые породы в разрезах осадочно-вулканогенных формаций архейских зеленокаменных поясов Карелии // Конкреции докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 199–207.

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

Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115 с.

Светов С. А., Гоголев М. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ксенолиты и автолиты в древнейшей адакитовой серии Фенноскандинавского щита // Труды КарНЦ РАН. Серия «Геология докембрия». 2012. № 3. С. 122–136.

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. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2010. Вып. 13. С. 5–12.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1988. 148 с.

Светова А. И., Светов С. А., Назарова Т. Н. Мезо-архейские седиментационные ансамбли в пределах офиолитоподобных комплексов Центрально-Карельского террейна // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2008. Вып. 11. С. 135–141.

Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дис... канд. г.-м. наук. 1989. 24 с.

Сергеев В. Н., Семихатов М. А., Федонкин М. А. Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 1. Архей и ранний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 25–46.

Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии раннего докембрия. Л.: Наука, 1982. 128 с.

Golding S. D., Duck L. J., Young E., Baublys K. A., Glikson M., Kamber B. S. Earliest Seafloor Hydrothermal Systems on Earth: Comparison with Modern Analogues // Earliest Life on Earth: Habitats, Environments and Methods of Detection / S. D. Golding, M. Glikson (Eds.). Springer, 2011. P. 15–50.

Hofmann A. Archaean Hydrothermal Systems in the Barberton Greenstone Belt and Their Significance as a Habitat for Early Life // Earliest Life on Earth: Habitats, Environments and Methods of Detection / S. D. Golding, M. Glikson (Eds.). Springer, 2011. P. 51–78.

Hoover R. B. Fossils of Cyanobacteria in C11 Carbonaceous Meteorites: Implications to Life on Comets, Europa, and Enceladus // Journal of Cosmology. 2011. Vol. 13. P. 3811–3848.

Javaux E. J., Lepot K., van Zuilen M., Melezhik V. A., Medvedev P. V. Palaeoproterozoic Microfossils // Reading the Archive of Earth's Oxygenation: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia –

Drilling Early Earth Project. Melezhik V. A., Prave A. R., Hanski E. J., Fallick A. E., Lepland A., Kump L. R., Strauss H. (Eds.). Springer. 2013. Vol. 3. P. 1352–1370.

Konhauser K. Introduction to Geomicrobiology. Malden. Blackwell. 2007. 425 p.

Schopf J. W. Fossil evidence of Archean life // Roy. Soc. Phil. Trans. Ser. B. 2006. 361. P. 869–885.

Schopf J. W., Kudryavtsev A. B., Czaja A. D., Tripathi A. B. Evidence of Archean life: stromatolites and microfossils // Precambrian Res. 2007. 158. P. 141–155.

Schopf J. W., Kudryavtsev A. B., Sugitani K., Walter M. R. Precambrian microbe-like pseudofossils: A promising solution to the problem // Precambrian Res. 2010. 179. P. 191–205.

Sugitani K., Grey K., Allwood A., Nagaoka T., Mimura M., Marshall C. P., Van Kranendonk M. J., Walter M. R. Diverse microstructures from Archaean chert from the Mount Goldsworthy-Mount Grant area, Pilbara Craton, Western Australia: microfossils, dubiofossils, or pseudofossils? // Precambrian Res. 2007. 158. P. 228–262.

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

Van Kranendonk M. J. Volcanic degassing, hydrothermal circulation and the flourishing of early life on Earth: a review of the evidence from c. 3490–3240. Ma rocks of the Pilbara Supergroup, Pilbara Craton, Western Australia. Earth-Sci. Rev. 2006. 74. P. 197–240.

Westall F. Morphological biosignatures in terrestrial and extraterrestrial materials // Space Science Reviews. 2008. 135. P. 95–114.

Westall F., Boni L., Guerzoni M. F. The Experimental Silicification of Microorganisms // Paleontology. 1995. 38 (4). P. 495–528.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Медведев Павел Владимирович

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: pmedved@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 782753

### Светова Алла Ивановна

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
тел.: (8142) 782753

### Светов Сергей Анатольевич

зам. директора, руководитель лаб., д. г.-м. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 782753

### Medvedev, Pavel

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: pmedved@krc.karelia.ru  
tel.: (8142) 782753

### Svetova, Alla

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru  
tel.: (8142)782753

### Svetov, Sergey

Institute of Geology, Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Sciences  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru  
tel.: (8142)782753