

**В.В. Авдонин, Е.А. Жегалло,  
Н.Е. Сергеева**

**БАКТЕРИАЛЬНАЯ  
ПРИРОДА ОКСИДНЫХ  
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ  
РУД МИРОВОГО ОКЕАНА**



**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова**

**Геологический факультет**

**Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН**

**В.В. Авдонин, Е.А. Жегалло, Н.Е. Сергеева**

**БАКТЕРИАЛЬНАЯ ПРИРОДА ОКСИДНЫХ  
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ РУД  
МИРОВОГО ОКЕАНА**

Москва  
ГЕОС  
2019

УДК 556  
ББК 26.323  
А 08

А 08 Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е. Бактериальная природа оксидных железомарганцевых руд Мирового океана. – М.: ГЕОС, 2019. 284 с.

*Редактор – д.г.-м.н., профессор Слукин А.Д.*

**ISBN 978-5-89118-803-7**

В работе изложены результаты изучения биоморфных микроструктур оксидных железомарганцевых руд, рассмотрены условия развития и этапы эволюции бактериальных сообществ, формирующих руды.

Основное внимание уделено вопросам типизации микроструктур, выявлению особенностей жизнедеятельности бактериальных сообществ, влияющих на формирование структуры оксидных руд и определяющих основы железомарганцевого рудогенеза.

Книга предназначена для специалистов в области морской геологии и рудных месторождений, литологов, палеонтологов, а также для студентов, магистрантов и аспирантов, обучающихся по направлению «Геология».

**Avdonin V.V., Zhegallo E.A., Sergeeva N.E. Bacterial nature of oxide ferromanganese ores in the World Ocean. – М.: GEOS, 2019. 284 p.**

The book presents the results of the study in biomorphic microstructures of oxide ferromanganese ores. The development conditions and evolution stages of ore-forming bacterial communities are considered. The main attention is paid to the issues of typifying microstructures as well as revealing the specific features in the vital functions of bacterial communities, which influence the formation of oxide ore structures and control the ferromanganese ore genesis.

The book is intended for experts in marine geology, ore deposits, lithology, and paleontology, as well as for bachelor, master, and post-graduate students in geology.

*Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 19-15-00032*



*Издание РФФИ не подлежит продаже*

УДК 556  
ББК 26.323

© Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е. 2019  
© ГЕОС, 2019

## ВВЕДЕНИЕ

Оксидные железомарганцевые образования – явление планетарного масштаба. Они занимают огромные пространства океанского дна и представляют собой грандиозные ресурсы полиметалльных руд промышленного качества.

Природа оксидных железомарганцевых руд океанского дна, являющихся продуктом мезо-кайнозойского рудогенеза, до сих пор является предметом острых дискуссий.

Глобальные процессы осадочного и гидротермально-осадочного рудогенеза определяются тектоно-магматическим режимом и эволюцией гидросферы, морей и океанов.

Основные эпохи накопления железных и марганцевых руд осадочного генезиса в истории Земли практически совпадают. Выделяется два основных максимума накопления железных и марганцевых руд: один, наиболее крупный, приходится на ранний протерозой; другой, меньший, охватывает интервал от мела до плейстоцена. 75% мировых ресурсов железных руд сосредоточены в докембрийских, железистых кварцитах и осадочных морских месторождениях. Докембрийская эпоха является временем и наиболее интенсивного накопления осадочных марганцевых руд. В эту эпоху формировались осадочные железорудные и марганцевые месторождения, а также накапливались железомарганцевые образования. Многие исследователи признают ведущую роль бактериальной формы накопления железных руд в архее и протерозое. Считается, что грандиозные формации железистых кварцитов произведены железобактериями. Хотя на самом деле достоверных сведений о находках микрофоссилий в железистых кварцитах не имеется. Роли бактерий в образовании рудных месторождений в последнее время придаётся большое значение. Образование железистых кварцитов связывается с работой элементоспецифических микробов (т. е. бактерий, извлекающих из окружающей среды и накапливающих определенные металлы). При этом указывается, что бактериальный способ накопления железа и вулканический источник поступления железа в воды Мирового океана вполне могут быть совмещены в единую концепцию.

Можно предположить, что накопление огромных объёмов железа и марганца в докембрии производилось бактериями неизвестного типа, но обитавшими в мелководных бассейнах, в фотических зонах.

В последующем, в палеозое, типы бассейнов и характер накопления осадков изменились; высокая тектоническая и вулканическая активность способствовали образованию небольших бассейнов, существовавших относительно короткое время. Крупные накопления марганца и железа для этой эпохи не характерны, хотя известны отдельные месторождения различного типа.

В конце юры – начале мела происходит формирование Атлантического, Индийского, Тихого океанов. С этими процессами связывается начало мезокайнозойской марганцеворудной эпохи. Последние 100 млн лет – особый этап развития Земли, в результате которого образовался новый океанический тип коры, установился такой режим осадконакопления, который не обнаруживался

в более древней стратисфере, и возникло своеобразное геологическое тело – океанская водная толща со стабильным объёмом, составом и физико-химической структурой. Палеоокеанологическая обстановка, близкая к современной, возникла, начиная с эоцена.

Интенсивное развитие базальтового магматизма определило начало второй глобальной эпохи интенсивного накопления железомарганцевых руд.

Главная особенность оксидных руд мезо-кайнозойского рудогенеза – железомарганцевых конкреций и кобальтоносных корок – состоит в том, что они находятся в стадии формирования: накопление рудного материала, начавшееся в относительно недалеком прошлом, продолжается и в настоящее время. Формирование оксидных руд на океанском дне началось на рубеже мезозоя и кайнозоя; подавляющая масса железомарганцевых конкреций имеет плиоцен-четвертичный возраст.

Железомарганцевые конкреции на обширных площадях глубоководных котловин Мирового океана образуют скопления различного масштаба. Кобальтоносные корки облекают выходы коренных пород на склонах подводных гор.

Интерес к оксидным рудам постоянно растёт.

С одной стороны, разрабатываются методики поисков, разведки и промышленной оценки рудных скоплений, с другой – нарастает интенсивность научных исследований, совершенствуются методики изучения состава, строения, генетических характеристик.

Важным научным достижением явилась разработка концепции бактериальной природы оксидных руд, идентификация железомарганцевых корок и конкреций как строматолитов и онколитов.

В последние десятилетия основные успехи в изучении руд связаны с использованием новейших технических средств, позволяющих переходить на все более детальные уровни исследований. Широкое применение в настоящее время просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии обеспечило открытие принципиально новых свойств, позволило взглянуть на эти объекты с новых позиций. Получены убедительные свидетельства того, что накопление металлов и формирование строматолитовых построек осуществляется микробными сообществами. Установлено многообразие биоформ, слагающих руды. Очевидное внешнее подобие обильных биоформ, участвующих в строении строматолитов и онколитов, современным бактериальным сообществам требует детального изучения морфологии, внутреннего строения и эволюции этих образований.

В последние годы благодаря использованию сканирующих электронных микроскопов EVO 50 (фирма Zeiss) и TESCAN VEGA IXMU (фирма Tescan) с микроанализаторами INCA ENERGY (Oxford Instruments Analytical) авторам удалось получить обширный массив новых данных.

Объектами исследований были образцы эталонных коллекций корковых залежей (строматолитов) гайотов Магеллановых гор и железомарганцевых конкреций (онколитов) провинции Кларион-Клиппертон.

Детальное изучение текстурно-структурных особенностей конкреций и корок проводилось на свежих сколах и полированных поверхностях (аншлифах) препаратов из различных слоев рудных образцов. Анализ полученных материалов проводился путем сопоставления их с современными бактериальными сообществами, обитающими в реальной обстановке, в разнообразных, в том числе экстремальных условиях.

Интерпретация полученных материалов послужила основой типизации микробактериальных форм. Кроме того, удалось провести наблюдения, позволившие раскрыть некоторые признаки и следы жизнедеятельности микроорганизмов, которые проливают новый свет на проблему генезиса оксидных руд.

Основные результаты выполненных исследований изложены в настоящей работе.

Некоторые аспекты работы выполнялись по Программе Президиума РАН №17 «Эволюция органического мира. Роль и влияние планетарных процессов» (подпрограмма I «Развитие жизненных и биосферных процессов»), поддержанной грантом РФФИ № 17-04-00317 и Министерством высшего образования и науки РФ.

Авторы выражают признательность ведущим специалистам НПО «Южморгеология» и в первую очередь В. В. Круглякову, Т. И. Лыгиной, И. Н. Пономаревой, Т. Е. Седышевой, В. М. Юбко, многолетнее плодотворное сотрудничество с которыми во многом способствовало проведению исследований.

Искреннюю благодарность мы испытываем к безвременно ушедшему М. Е. Мельникову, с которым в течение многих лет нас связывали дружеские отношения, который был нашим постоянным соавтором и инициатором многих идей и начинаний.

## ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ОБНАРУЖЕНИЯ И ЭТАПЫ ИЗУЧЕНИЯ ОКСИДНЫХ РУД

Первые находки оксидных железомарганцевых руд в виде конкреций на дне Мирового океана были сделаны в конце XIX в. в Карском море (судно «София», 1868 г.), в Баренцевом море (судно «Вега», 1873 г.), вблизи Канарских островов (экспедиция «Челленджер, 1872–1876 гг.). Конкрекции были подняты и изучались экспедицией на американском судне «Альбатрос» в 1904–1905 годах. В 1924–1927 годах конкрекции были найдены во многих районах Атлантического океана экспедицией на немецком судне «Метеор».

Долгое время к этим образцам относились как к экзотике океанских глубин, несмотря на то, что конкрекции постоянно поднимались судами разных стран – ФРГ, Великобритании, Дании. Даже находка конкреций, обогащенных кобальтом и никелем в 1957 г. вызвала большой научный, но не практический интерес [Авдонин, Сергеева, 2018].

В Советском Союзе, начиная с 1949 г., стали проводиться регулярные рейсы Института Океанологии АН СССР научно-исследовательского судна «Витязь» в Тихий океан. В одном из рейсов в 1954 г. в Северо-Западной котловине были обнаружены конкрекции с высоким содержанием кобальта. В 1958–1959 годах экспедициями на этих судах были получены первые сведения о конкрециях в районе, который впоследствии стал знаменитой провинцией Кларион-Клиппертон.

В дальнейшем выяснилось, что конкрекции характеризуются высокими содержаниями кобальта, никеля и других компонентов и пользуются чрезвычайно широким распространением. Поэтому уже с начала 60-х годов XX в. конкрециями заинтересовались многие промышленные фирмы, развернулись планомерные геологоразведочные работы, в которых участвовали научные и коммерческие организации многих стран. В результате уже к 80-м годам сформировались представления о перспективах промышленного освоения залежей железомарганцевых конкреций и кобальтоносных железомарганцевых корок. В 70-е годы наша страна уже была мировым лидером в области изучения ЖМК [Авдонин и др., 2014; Авдонин и др., 2013].

Уже в 1974 г. американская фирма «Дипси Венчурс» объявила об открытии первого промышленно значимого месторождения ЖМК (Mn = 27,3%; Ni = 1,24%; Cu = 1,01%; Co = 0,20%) в Тихом океане в районе разлома Кларион. В ООН была подана заявка от имени США.

Работы быстро приняли международный характер, исследования проводили СССР, ФРГ, Англия, Франция, Япония, Индия, Австралия, Новая Зеландия.

В декабре 1982 г. была принята Международная конвенция по морскому праву Организацией Объединенных Наций. Её подписали и ратифицировали 168 стран и Европейский союз, она вступила в действие в ноябре 1994 г. Конвенция определяет правовой режим морских пространств и обеспечивает международно-правовую основу деятельности государств по исследованию и использованию морей и океанов и их ресурсов. Конвенция служит основой

для разработки правил поиска и разведки полезных ископаемых в Международном районе Мирового океана [Казмин и др., 1989].

В соответствии с Конвенцией были созданы международные организации: Международный орган по морскому дну (МОМД) и международный трибунал по морскому праву. МОМД создан для организации и контроля разведки и разработки минеральных ресурсов Международного района морского дна за пределами национальной юрисдикции. Штаб-квартира МОМД находится в Кингстоне (Ямайка). В настоящее время процесс освоения минеральных ресурсов Мирового океана регулируется международным морским правом и указанными организациями.

В 1987 г. в пределах провинции Клариион-Клиппертон, расположенной в Северо-Восточной котловине Тихого океана, наиболее изученной и перспективной, для стран – первоначальных вкладчиков-контракторов, внесших наиболее существенный вклад в поисково-разведочные работы были выделены участки для изучения и промышленного освоения ЖМК (рис. 1.1). В число первоначальных вкладчиков входят Россия, Франция, Япония, Китай, Южная Корея, Германия.

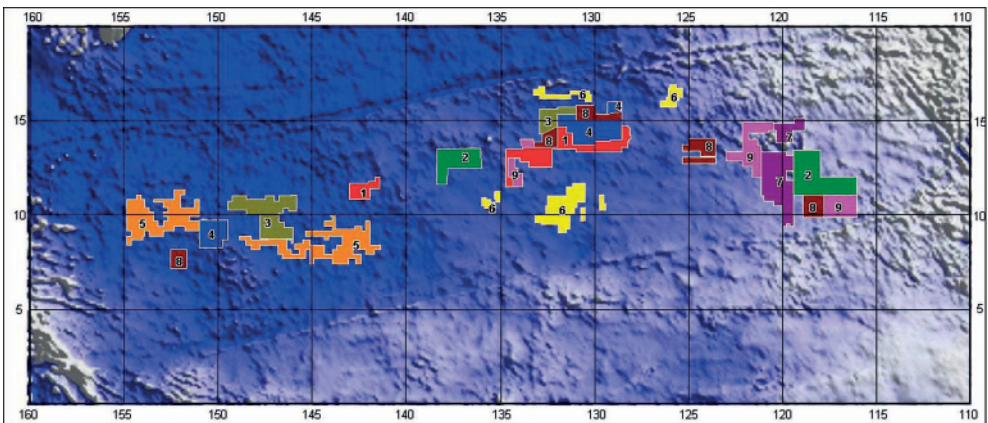


Рис. 1.1. Лицензионные участки (разведочные районы), выделенные для разведки ЖМК в провинции Клариион-Клиппертон. Контракторы: 1 – Россия; 2 – Германия; 3 – Япония; 4 – Франция; 5 – Китай; 6 – Корея; 7 – СО «Интерокеанметалл»; 8 – Тонга; 9 – Науру. Основа – батиметрическая карта провинции по данным спутниковой альтиметрии [2]

В 2000 году МОМД были разработаны и утверждены Правила поиска и разведки полиметаллических конкреций в Районе.

В 2001/02 годах МОМД подписал пятнадцатилетние контракты на разведку месторождений ЖМК с семью контракторами, в 2006 году к ним добавился еще один.

Контракторами в настоящее время являются «Южморгеология» (Российская Федерация), консорциум «Интерокеанметалл» (Болгария, Куба, Польша, Российская Федерация, Словакия и Чешская Республика), Правительство Ре-



спублики Корея, Китайское объединение по исследованию и освоению минеральных ресурсов океана (КОИМРО), Deep Ocean Resources Development Company (DORD) (Япония), Французский исследовательский институт по эксплуатации ресурсов моря (IFREMER), Правительство Индии и Федеральный институт геологических наук и природных ресурсов Германии.

Все участки, кроме одного, находятся в Тихом океане в зонах разломов Клариион-Клиппертон к югу и юго-востоку от Гавайских островов. Участок, предоставленный для разведки Индии, находится в центре Индийского океана [Лыгина, 2012].

Российский Разведочный район имеет площадь 75 тыс. км<sup>2</sup>. По предварительной оценке ресурсы сухой руды составляют более 700 млн т. В них заключено 6,68 млн т никеля, 5,50 млн т меди, 1,1 млн т кобальта, 142 млн т марганца [Минеральные ресурсы..., 2007]. Разведочные работы осуществляются АО «Южморгеология».

Итак, планомерные работы по изучению залежей ЖМК в Мировом океане начаты в СССР в 1974 г.

Систематические геологоразведочные работы, направленные на изучение ЖМК в провинции Клариион-Клиппертон были начаты объединениями «Севморгеология» и «Южморгеология» в 1981 г.

В период 1981–1985 гг. проводились региональные работы масштаба 1:2000000 – 1:100000.

Затем в 1985–1990 гг. выполнены поисковые работы масштаба 1:500000 с детализацией на микрополигонах до масштаба 1:200000, а на отдельных участках 1:100000–1:50000.

Наконец, в 1990–1991 гг. проведены поисково-оценочные работы масштаба 1:20000 на Восточном участке Российского разведочного района.

Изучение оксидных руд в Советском Союзе и Российской Федерации активно проводили различные организации: академические институты (институт океанологии им. П. П. Ширшова, ВНИИОкеангеология, Геологический институт др.), научно-производственные подразделения министерства природных ресурсов, коллективы учебных заведений и др. (рис. 1.2). Огромный вклад внесли морские геологи АО «Южморгеология»; многие из них по праву могут быть отнесены к числу основателей новой науки – морской геологии. Среди исследователей полезных ископаемых океанского дна наибольшей известностью пользуются В. В. Кругляков, М. Е. Мельников, Т. И. Лыгина, Т. Е. Седышева, И. Н. Пономарева, В. М. Юбко. Изложенные в настоящей главе сведения основаны на материалах многолетних совместных работ с перечисленными лицами.

По данным геологов «Южморгеологии», в 2012 г. на 18 сессии МОМД были приняты правила поиска и разведки кобальтоносных железомарганцевых корок. Первыми заявки на утверждение плана работ по разведке кобальтоносных железомарганцевых корок для получения контракта подали Китай и Япония. Китайская заявка содержит 150 блоков (прямоугольников морского дна площадью не более 20 км<sup>2</sup>) общей площадью 3000 км<sup>2</sup>, нарезанных в пределах Магеллановых гор (гайоты Ита-Май-Тай, Паллада и Геленджик). Японская заявка

таким же образом расположена на группе гайотов поднятия Маркус-Уэйк. Эти заявки были рассмотрены МОМД и рекомендованы к утверждению. В российской заявке в соответствии с правилами также выделено 150 блоков общей площадью 3000 км<sup>2</sup>. При этом, подготовлены две площади, обе в пределах гайотов Магеллановых гор: одна в западной части цепи, другая в восточной. Одна из этих площадей отдается заявителю, вторая поступает Органу с последующей передачей развивающимся государствам. В соответствии с правилами, у подрядчиков есть 15 лет для проведения оценочных и разведочных работ в пределах заявленного участка. В течение этого периода необходимо провести геологоразведочные работы, позволяющие обосновать выбор эксплуатационного участка размером 1000 км<sup>2</sup>. Параллельно необходимо развивать технологии добычи и переработки и в завершающую фазу контракта провести опытную добычу корок.

**Генезис оксидных руд** остаётся предметом острых дискуссий.

Наиболее известны три основные концепции: 1 – Гидрогенная, предполагающая осаждение металлов из морской воды. 2 – Диагенетическая, связывающая формирование конкреций с процессами диагенеза подстилающих осадков. 3 – Гальмиролитическая, утверждающая, что оксидные руды (в первую очередь конкреции) являются продуктами гальмиролиза.

Есть и экзотические концепции – например, космогенно-криогенная (А.М. Портнов). В соответствии с ней источником металлов является космическая пыль, отложившаяся на поверхности льда, покрывавшего поверхность

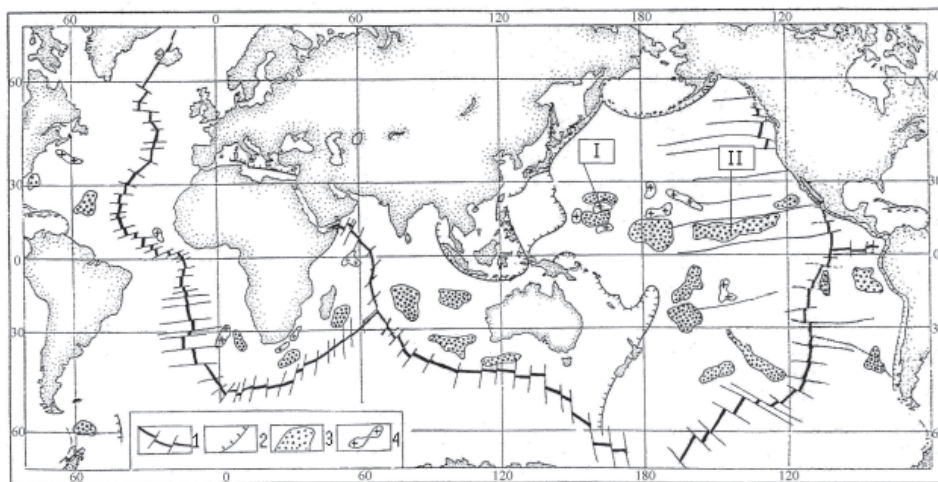


Рис. 1.2. Схема распространения оксидных руд в Мировом океане. Составлена с использованием материалов Г.Н.Батурина, Е.Г.Гурвича, А.П.Лисицына и др.

1 – рифтовая зона СОХ; 2 – области распространения металлоносных осадков; 3 – крупнейшие провинции ЖМК; 4 – районы распространения кобальтоносных корок на подводных горах.

I – провинция гайотов Магеллановых гор; II – конкрециеносная провинция Клариион-Клиппертон

приэкваториальной части Тихого океана (неогеновый ледниковый период). После таяния льда пыль опустилась на дно. Затем в результате перераспределения вещества образовались конкреции – по времени формирования «современники человека».

Методика изучения оксидных руд базируется на использовании современных технических средств. Благодаря этому детальность изучения состава и строения руд поднялась до субмикроскопического уровня.

Детальность изучения оксидных руд прямо отразилась на эволюции представлений об их природе.

С момента первого обнаружения конкреций и до настоящего времени природа оксидных руд остается загадочной. И это несмотря на то, что и конкреции, и корки чрезвычайно широко распространены на океанском дне и повсюду легко доступны для изучения. Длительный процесс изучения оксидных руд можно условно разделить на три этапа.

**На первом этапе** господствовали гипотетические предположения, основанные на известных данных о процессах седиментогенеза. Обсуждались возможные источники рудного вещества, предполагаемые механизмы его концентрации. В первый этап были получены сведения о пространственном размещении руд, произведена предварительная минералого-геохимическая и технологическая оценка в основном на макроскопическом уровне.

Основным содержанием **второго этапа** можно считать выделение промышленных объектов – месторождений, рудных залежей, перспективная оценка ресурсов. Изучение состава и строения руд проводилось главным образом на микроскопическом уровне и ограничивалось вниманием к пяти главным компонентам – Mn, Co, Ni, Cu, Mo.

Второй этап ознаменовался накоплением более детальных сведений о минеральном составе, взаимоотношении минералов, концентрациях и формах вхождения многочисленных примесных компонентов. На микроскопическом уровне конкреции предстали в виде тонкослоистых образований концентрического строения. В этих структурах отчетливо проявлено ритмическое чередование микрослоев различного состава. Среди микрослоев толщиной от 10 мкм до 50 мкм были выделены «кристаллические» марганцовистые и «аморфные» железистые [Sorem, Fewkes, 1979]. Среднее содержание Mn в марганцовистых слоях более 35%, Fe 1,28; в железистых слоях содержание Mn 19%, Fe 17%. Полученные впоследствии результаты микроанализа близки приведенным данным. Эти обстоятельства послужили поводом использовать механизм автоколебательных реакций для объяснения ритмичного строения руд [Пунин и др., 1995].

Однако известно, что прямое осаждение оксидов железа и марганца из придонных вод невозможно вследствие низкой концентрации этих компонентов [Савенко, 2004]. Поэтому возникла необходимость поисков иных механизмов формирования скоплений железа и марганца и сопутствующих компонентов.

В общем теоретическом плане эта задача была решена В.И. Вернадским, который блестяще доказал, что грандиозные скопления железных и марганцевых руд возможны лишь при участии бактерий. Однако детальная расшифровка

ка процессов биологического рудогенеза требует тщательного изучения всех фактов, свидетельствующих о том, что оксидные железомарганцевые руды являются продуктами жизнедеятельности особых бактериальных сообществ.

**На третьем (современном) этапе** проводится выделение эксплуатационных участков и блоков, детальная промышленная оценка их. Круг потенциально извлекаемых элементов расширился и охватывает цветные, редкие, благородные металлы.

На современном этапе благодаря использованию микроанализаторов открылась принципиально новая картина строения руд: они предстали в виде совокупности фоссилизированных биоформ различной степени сохранности. Целенаправленное изучение биоформ позволило обосновать бактериальную природу руд. Наиболее убедительные данные о биологической природе оксидных руд (в основном конкреций) впервые были получены в свое время китайскими исследователями [Hu Wenxuan et al, 2000].

Возвращаясь к характеристике основных достижений современного этапа, необходимо отметить следующие обстоятельства.

Оксидные железомарганцевые руды океана – принципиально новый объект рудной геологии, не имеющий аналогов среди наземных месторождений. Освоение, использование рудных месторождений на континенте ведется в течение тысячелетий, являясь важнейшим элементом истории развития цивилизации.

Планомерное научно-практическое изучение этих объектов проводится на протяжении нескольких столетий. А время систематического изучения оксидных руд морского дна составляет всего четыре – пять десятилетий.

Оксидные руды оказались настолько необычными, что их пришлось выделить в самостоятельную группу и для них потребовалось практически заново разрабатывать весь комплекс базовых понятий и определений. Надо отметить, что этот процесс еще не завершен.

Тем не менее, к настоящему времени в решении многих постоянно возникающих проблем достигнуты весьма значимые успехи. Эти успехи были обеспечены, прежде всего, широким участием специалистов различных направлений.

Охватить весь спектр проблем и локальных вопросов и отметить роль всех участников этого процесса в данной главе не представляется возможным. Поэтому попытаемся остановиться на некоторых ключевых вопросах.

В создании международной системы, регулирующей поиски, разведку и освоение минеральных ресурсов Мирового океана с советской стороны активное участие принимали И. Ф. Глумов, О. Д. Корсаков, В. А. Кулындышев.

Основоположниками разработки таксономического ряда рудных объектов оксидных руд (от рудных провинций до рудных залежей) следует считать М. Е. Мельникова, Т. И. Лыгину и их соавторов.

Основная заслуга в разработке теоретических и методологических основ поисков, разведки, экономической оценки месторождений оксидных руд принадлежит коллективу морских геологов ГНЦ «Южморгеология» и в первую очередь уже неоднократно упомянутым выше – В. В. Круглякову, М. Е. Мельникову, Т. И. Лыгиной, Т. Е. Седышевой, И. Н. Пономаревой, В. М. Юбко.

Существенный вклад в изучение общих закономерностей размещения и локализации рудных объектов, основ металлогенического анализа внесли И. С. Грамберг, С. И. Андреев, Л. И. Аникеева и другие сотрудники ВНИИОкеангеологии.

Изучение химического и минерального состава руд, их технологических свойств в течение многих лет успешно проводилось сотрудниками ВИМСа под руководством Р. В. Голевой. Ими впервые были обнаружены собственные минеральные фазы кобальта в рудах (Р. В. Голева, В. Т. Дубинчук, Г. К. Кривоколева), изучены закономерности распределения редкоземельных элементов в корковых разрезах (М. Е. Мельников, Р. В. Голева, В. М. Масловский). Разработаны технологические характеристики руд (Р. В. Голева, С. И. Иванков и др.)

Крупные обобщающие работы выполнены Г. Н. Батуриным, Ю. А. Богдановым, Н. С. Скорняковой, Т. Ю. Успенской и другими сотрудниками института океанологии им. П. П. Ширшова.

Весьма существенное влияние на формирование бактериальной концепции генезиса оксидных руд оказали работы А. Ю. Розанова, Г. Т. Ушатинской, Э. Л. Школьника.

Проблемы рудообразования, источников рудного материала, связи оруденения с вулканизмом нашли отражение в работах сотрудников ИГЕМа (Е. С. Базилевская, В. М. Новиков и др.).

### Литература

*Авдонин В. В., Сергеева Н. Е.* К истории исследования природы оксидных железомарганцевых руд Мирового океана. Рациональное освоение недр. 2018, № 5. С. 40–51.

*Авдонин В. В., Кругляков В. В., Лыгина Т. И., Мельников М. Е., Сергеева Н. Е.* Оксидные железомарганцевые руды океана: генетическая интерпретация текстур и структур. М: ГЕОС, 2014. 163 с.

*Авдонин В. В., Еремин Н. И., Мельников М. Е., Сергеева Н. Е.* Мезокайнозойский железомарганцевый рудогенез Мирового океана. ДАН. 2013. Т. 456. 6. С. 1–3.

Международно-правовые и экономические проблемы поиска, разведки и освоения минеральных ресурсов глубоководных районов Мирового океана/Казмин Ю. Б., Волков А. Н., Глумов И. Ф., Корсаков О. Д., Кулындышев В. А. Геленджик: ПО «Южморгеология», 1989. 143 с.

*Лыгина Т. И.* Геологическое строение и рациональная комплексная система изучения абиссальных месторождений железомарганцевых конкреций// Рациональное освоение недр. 2012. № 2. С. 28–37.

Минеральные ресурсы Мирового океана. Концепция изучения и освоения (на период до 2020 г.)/Отв. ред. С. И. Андреев. Спб., 2007. 97 с.

*Пунин Ю. О., Сметанникова О. Г., Демидова Г. Е., Смольская Л. С.* О динамике формирования океанических железомарганцевых конкреций. Литология и полезные ископаемые. 1995. № 1. С. 40–50.

*Савенко В. С.* Физико-химический анализ процессов формирования железомарганцевых конкреций в океане. М.: ГЕОС, 2004. 156 с.

*Hu Wenxuan, Zhou Huayang, Gu Lianxing, Zhang Wenlan, Lu Xiancai, Fu Qi, Qi. Pan Jianming & Zhang Haisheng.* New evidence of microbe origin for ferromanganese nodules from the East Pacific deep sea floor // Science in China. (Ser. D. 2000. Vol. 43, No. 2. P. 187–193.

*Sorem R. K., Fewkes R. H.* Manganese nodules, Research data and methods of Investigation. N. Y. etc: IFI/Plenum, 1979-IX. 723 P.

## **Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ОБСТАНОВКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ БАКТЕРИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ – СТРОИТЕЛЕЙ ОКСИДНЫХ РУД**

Оксидные руды являются важнейшим объектом металлогении океана. Поэтому рассмотрение закономерностей их размещения и локализации, а также проблемы генезиса должны рассматриваться с учетом основ геологического строения, формационной и тектонической структуры, условий образования самого океана [Авдонин, Кругляков, 2005].

Главная особенность Мирового океана, как объекта геологического и металлогенического анализа, заключается в том, что практически все геологические формации (рудноносные в том числе), рудные месторождения эндогенной и экзогенной природы, как правило, не имеют аналогов на континентах. Это почти бесспорно признается всеми исследователями, особенно когда речь идет об оксидных железомарганцевых рудах.

Сложность геологических проблем, недостаточная степень изученности, создают почву для возникновения многочисленных альтернативных гипотез и моделей. Это обстоятельство имеет и положительную сторону, поскольку позволяет с большей объективностью изложить различные точки зрения.

### **2.1. Некоторые аспекты геологической и металлогенической изученности океана**

Систематическое изучение геоморфологии и геологии Мирового океана начато еще в позапрошлом веке, когда в океанических котловинах впервые были обнаружены железомарганцевые конкреции [Авдонин, Сергеева, 2018].

Массовые эхолотные исследования подводного рельефа, проводимые как специализированными научными экспедициями, так и всеми транспортными судами, послужили основой составления батиметрических карт. Мелкомасштабные батиметрические карты легли в основу глобальных и региональных геоморфологических построений. Именно эти построения позволили открыть глобальную систему срединно-океанических хребтов, трансформных разломов и других важнейших элементов тектоники океанского дна, что легло в основу «новой глобальной тектоники».

Большая часть уже осваиваемых и перспективных твердых полезных ископаемых в Мировом океане залегает непосредственно на дне. По этой причине геоморфологические построения являются ведущими в комплексе геологических исследований.

Первые систематические сведения о размещении полезных ископаемых позволили установить, что железомарганцевые конкреции в общем случае локализованы в абиссальных океанических котловинах, рудные корки развиты на склонах подводных гор. Сульфидные руды приурочены к рифтам срединно-океанических хребтов, к активным структурам задуговых бассейнов.

В глобальном плане общая характеристика разрезов осадочных образований всего Мирового океана получена по результатам глубоководного бурения по проектам DSDP («Гломар Челленджер») и ODP («Джойдес Резольюшен»). Пробурено более 600 скважин практически во всех геоморфологических и геотектонических зонах океана от внутренних морей до океанических котловин и подводных горных стран. Большинство скважин в открытом океане пробурено с целью наиболее полной характеристики всего разреза осадочной толщи до поверхности базальтов [Блюман, 2011].

В настоящее время широко используются глубоководные обитаемые аппараты. Именно эти аппараты позволили сделать наиболее выдающиеся открытия, в частности, открытие и изучение придонных рудообразующих гидротермальных систем.

Выполненные к настоящему времени исследования позволили получить достаточно обширный материал, характеризующий геологическое строение дна океана. Основные черты геологии океана – строение и состав осадочного чехла, базальтового фундамента, мощность и строение земной коры, типы основных структур, их возраст и взаимоотношения, вулканические, гидротермальные, седиментогенные процессы, происходящие на морском дне и другие особенности известны с высокой степенью достоверности. Это, с одной стороны, позволяет интерпретировать геологическую историю океана, взаимосвязь ведущих тектонических, магматических, седиментационных, рудообразующих процессов, а с другой – дает основу для оценки возможной рудоносности различных элементов океанского дна, постановки поисковых работ [Авдонин, Кругляков, 2005; Андреев, 1997; Андреев, 1999].

Из огромного количества работ, посвященных геологии океана, необходимо отметить фундаментальные работы по глобальным проблемам тектоники земной коры, происхождению и эволюции океана выполнены В.Е. Хаиным, О.Г. Сорохтиным, Е.Е. Милановским и другими исследователями [Исследования марганцевой..., 2012; Маракушев, 1999; Океанизация..., 2004]. Эволюция магматических процессов, формационный анализ океанских магматических образований, закономерности их размещения в структурах океана проанализированы в работах А.А. Маракушева, И.Н. Говорова, Ю.В. Миронова, Т.И. Фроловой и ряда других авторов [Белоусов, 1989]. Процессам седиментации и образованию в связи с ними ряда полезных ископаемых посвящены обобщающие работы А.П. Лисицына, Г.Н. Батурина и других [Андреев, 1999]. Систематизация сведений о гидротермальных рудообразующих системах произведена Ю.А. Богдановым, Г.Ю. Бутузовой, А.П. Лисицыным. Первые крупные обобщения по металлогении океана после работ В.И. Смирнова [Инженерная геология...] выполнены коллективом ВНИИОкеангеологии под руководством И.С. Грамберга и С.И. Андреева [Андреев, 1997; Андреев, 1999]; ими составлена металлогеническая карта Мирового океана и серия сопутствующих карт. Все это является основой для последующих работ и, в частности, для выявления практически значимых месторождений полезных ископаемых в океане.



С наибольшей полнотой в настоящее время изучены рудные образования на поверхности дна. Это обусловлено и возможностями используемых технических средств, и соображениями о доступности выявленных полезных ископаемых для последующего их извлечения.

## 2.2. Происхождение и возраст океана

В настоящее время единого мнения о природе Мирового океана и времени его формирования не существует. Многие исследователи отстаивают точку зрения о древнем возрасте океанов, другие считают их сравнительно молодыми образованиями. Общеизвестно, что океан возник из недр Земли вследствие дегазации ее глубин. Количественные оценки эндогенного поступления воды в различные эпохи развития Земли также неоднозначны. Имеется ряд данных, согласно которым основная часть мантии была дегазирована на раннем этапе истории Земли в интервале 4,6–2,5 млрд лет назад, то есть почти вся океанская вода образовалась в течение архея. В дальнейшем земная кора и океаны лишь медленно и циклично перерабатывались [Шопф, 1982].

Концепцию древнего возраста океанов развивал В.Е. Хаин [Хаин, 2000; Хаин, 2001]. Ссылаясь на палеомагнитные данные и постулируя сходство (если не полное тождество) офиолитов континента с корой современных океанов, он утверждает существование океанов в палеозое и докембрии. По его мнению, уже архейские глубоководные бассейны обладали корой, сходной с современной океанской, но более мощной и несколько отличной по составу. Предполагается, что уже в раннем протерозое работал механизм тектоники литосферных плит, столь характерный для позднего докембрия и фанерозоя. В.Е. Хаин [Хаин, 2001] считал вероятным, что Тихий океан зародился в позднем протерозое или самом начале кембрия, а затем с теми или иными изменениями продолжал существовать в палеозое и раннем мезозое. При этом отмечается, что документальная история Тихого океана поддается восстановлению с ранней юры (190 млн лет) и более уверенно со средней юры (160 млн лет). Начало развития современного Атлантического океана относится к началу юрского периода (около 200 млн лет назад), а Индийского к концу средней юры (160 млн лет назад).

По расчетам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова [Сорохтин, Ушаков, 2002], глубины океанов в позднем архее составляли 350–700 м, в начале раннего протерозоя – 870 м, а в среднем протерозое (1,2 млрд лет назад) – уже 2900 м. Палеозойские морские бассейны рассматриваются как аналоги современных океанов не только в физико-географическом, но и в геолого-геофизическом смысле.

Итак, первичный океан, по данным цитированных исследователей, возник в конце стадии аккреции. В конце архея – начале протерозоя произошло слияние всех континентальных массивов в единый суперконтинент – Пангею-О, а в противоположном полушарии возник единый океан – Панталасса. К концу протерозоя объем воды в Мировом океане и его уровень приблизились к современным. Соленость и химический состав океанской воды также достигли почти современных значений [Сорохтин, Ушаков, 2002; Хаин, 2000; Хаин, 2001].

С иных позиций выступал В.В. Белоусов [Белоусов, 1989], считавший, что все океаны, в том числе и Тихий, являются молодыми, мезозойскими. Анализируя распределение осадков и последовательность их накопления, он показал, что до начала, а в некоторых случаях и до конца мезозоя, на месте современных океанов находились мелкие эпиконтинентальные моря с глубинами в несколько сот метров. Углубление дна океана последовательно происходило с юры до настоящего времени. Океанические котловины образовались в процессе океанизации – происходило оседание земной коры, некомпенсированное осадками и ведущее к образованию глубоководных бассейнов с тонкой «базальтовой» корой. При этом срединно-океанические хребты, и в особенности, осложняющие их рифтовые долины – еще более молодые – они не древнее конца палеогена, а вероятнее всего неогеновые и четвертичные.

Подобные представления в настоящее время все более активно развиваются противниками концепции неомобилизма [Океанизация..., 2004]. Опираясь на многочисленные факты, противоречащие положениям плейттектоники, они отрицают явления спрединга, субдукции, обосновывают невозможность конвекции в мантии Земли, которую сторонники плитовой тектоники считают основной движущей силой зарождения спрединга, перемещения плит и возврата океанической коры в мантию в зонах субдукции. В.В. Орленок, И.А. Резанов, Е.М. Рудич и другие исследователи считают, что все океаны сформировались в процессе погружения и океанизации земной коры континентального типа. Подтверждение этому они видят в том, что глубоководным бурением установлен мелководный характер докайнозойских отложений на дне океанов, где при драгировании обнаружены также гранито-гнейсы и другие континентальные породы. Опускание дна океанов на 3–5 км, начавшись в конце юрского периода, продолжилось в меловом и достигло максимальных масштабов в палеогене, что привело к образованию гигантских отрицательных структур, которые одновременно с опусканием заполнялись водой. Поступление воды обеспечивается глубинными процессами дегидратации нижних частей земной коры. Проводниками глубинных вод являются вулканы и многочисленные разломы и трещины земной коры [Океанизация..., 2004].

Отличную от изложенных концепцию формирования Мирового океана выдвинул коллектив исследователей под руководством С.И. Андреева и И.С. Грамберга [Андреев, 1997; Андреев, 1999]. По их данным в начале архея могли существовать лишь локальные водные бассейны. Объем воды на поверхности Земли составлял 15–30% объема современного океана. Океанов и континентов не было. Тонкая (5–7 км) кора имела габбро-анортозитовый состав. Срединг в этот период отсутствовал. Лишь в конце архея появляются первые сиалические выплавки, а крупные сиалические линзы – будущие континенты начали формироваться в протерозое. В палеозое – начале мезозоя произошла кардинальная перестройка литосферы, в результате которой всплыли сиалические глыбы – континенты. Создались условия для обособления и накопления в астеносфере скоплений жидкой базит-ультрабазитовой магмы. Выступая с позиций критики ряда положений плейттектоники, авторы утверждают,

что заложение океана, ознаменовавшее наступление эпохи Великой базальтовой экспансии, произошло в средней юре, когда и включился спрединговый механизм формирования коры. Отмечается, что более древняя кора океанического типа на континентах отсутствует. Офиолиты континентов не являются аналогами океанским магматическим комплексам. Самые древние участки океанского дна имеют возраст порядка 170 млн лет, что соответствует бату (средняя юра). Этапы формирования земной коры, процессы, отражающиеся на ее поверхности образованием водных бассейнов, участков суши, впоследствии континентов и океанов – обусловлены этапами глубинной дифференциации Земли – последовательными обособлениями ядра, нижней и верхней мантии и т. д.

Возникновение океана – особый планетарный этап развития земной коры в позднемезозойско-кайнозойское время.

Формирование Мирового океана (Мировой талассогенной системы) происходило стадийно. И хотя спрединговый механизм образования океанической коры имел определяющее значение, спрединговые стадии развития сменялись неспрединговыми. Выделено две мегастадии: а) неупорядоченного спрединга (средняя юра – ранний мел, апт) и б) линейно-упорядоченного спрединга (поздний мел, кампан – квартал), разделенные неспрединговой переходной зоной (апт – кампан).

Начальная стадия первой мегастадии – неспрединговая, характеризуется развитием процессов базификации – ареальной проработкой верхних частей палеолитосферы. В отличие от В.В. Белоусова, базификация рассматривается как гомодромный процесс преобразования базит-ультрабазитового субстрата. Вторая стадия собственно неупорядоченного спрединга: наращивание океанической коры происходит от нескольких одновременно действующих разноориентированных центров спрединга, для которых не характерно формирование спрединговых хребтов. В эту стадию были сформированы старые океанические плиты, возраст которых оценивается в 120–170 млн лет.

Стадия неупорядоченного спрединга соответствует времени формирования разнонаправленных линейных магнитных аномалий Китли.

Зона перехода к упорядоченному спредингу характеризуется формированием протяженных вулканических поясов, вдоль которых развиваются вулканы центрального и щитового типов.

С кампана начинается вторая мегастадия линейно-упорядоченного спрединга, продолжающаяся до настоящего времени. В течение первой стадии возникают молодые океанические плиты, во вторую (с конца олигоцена) образуются срединно-океанические хребты.

В кайнозойскую эру в связи с формированием и развитием срединно-океанических хребтов образовались линейные Ламонтские магнитные аномалии, наиболее древняя из которых датируется возрастом в 70 миллионов лет.

В процессе формирования молодых океанических плит (26–80 млн лет) наибольшие скорости спрединга достигали 50–100 мм/год (Центрально-Индийский хребет).

Глобальная система срединно-океанических хребтов (сводовая часть 0–10 млн лет, фланги – 10–26 млн лет) разделяется на два главнейших звена: Индо-Атлантическое и Индо-Тихоокеанское. Первое характеризуется низкими скоростями спрединга < 30 мм/год. Индо-Тихоокеанское звено – высоко-скоростное (> 30 мм/год), причем в различных его сегментах скорости существенно различаются. В пределах Индо-Красноморского сегмента скорости средние – 20–30 мм/год. На Восточно-Тихоокеанском поднятии меняются от 60 до 160 мм/год, на отдельных участках Южно-Тихоокеанского поднятия скорости спрединга в период 10–80 млн лет составляли всего 20–35 мм/год, а на Австрало-Антарктическом поднятии 25–30 мм/год (в период 26–80 млн лет). Отмечается нарастание скорости спрединга в сторону экватора. Так, в Индо-Тихоокеанском секторе в западном крыле скорость спрединга на севере 35 мм/год, на экваторе 81 мм/год; на восточном крыле подобная картина: на севере – 22 мм/год, на юге – 24 мм/год, в районе экватора – 94 мм/год [Андреев, 1999]. Характерной особенностью строения срединно-океанических хребтов являются трансформные разломы разного масштаба и протяженности, ориентированные вкрест простирания хребтов и разделяющие их на отдельные сегменты, смещенные в плане относительно друг друга на различные, иногда весьма существенные расстояния до нескольких сотен и более километров. Кинетика спрединга, обусловившая морфологию, структуру и сегментацию хребтов, как будет показано в дальнейшем, влияет на состав и масштабы гидротермального сульфидного оруденения, во всяком случае, определенная корреляция между этими явлениями наблюдается.

Существенная роль в структуре океанского дна принадлежит крупным разломам, разграничивающим разновозрастные участки Мирового океана. Между линией Императорский хребет – Гавайи – Лайн – Туамоту на востоке и Восточно-Индийским хребтом (или параллельным ему хребтом Инвестигейтор) на западе расположен древний участок океана с мезозойским базальтовым основанием, юрскими и меловыми осадочными образованиями. За пределами этого сегмента возраст основания не древнее палеоценового. Основная часть осадочного чехла сформирована в эоценовое время и позже. На это обращал внимание В. В. Белоусов, подчеркивая, что Тихий океан отчетливо разделяется на две части – западную и восточную. На западе кора толще (до 10 км) и более сложного строения, на востоке кора тоньше (до 8 км) и однородней [Белоусов, 1989].

Весьма своеобразным элементом структуры океана являются «горячие» точки, характеризующиеся специфическими магматизмом и металлогенией. По мнению большинства исследователей, «горячие» точки являются поверхностным проявлением конвекционных струй в нижней мантии. Горячие мантийные струи занимают фиксированное положение. Поэтому проявления магматизма на поверхности перемещающихся литосферных плит образуют постепенно омолаживающиеся цепочки вулканических центров. В качестве примеров рассматриваются: Гавайский хребет, Императорские горы, хребет Луисвилл в Тихом океане, Восточно-Индийский подводный хребет в Индийском

океане и др. Для Гавайского архипелага установлено постепенное омоложение вулканических построек от о. Мидуэй (на северо-западе) до о. Гавайи (на юго-востоке) в течение последних 30 млн лет. Направления миграции вулканических центров в общем коррелируют с направлением движения литосферных плит над «горячими» точками в результате спрединга.

Подводя некоторый итог рассмотрению проблем возникновения и развития Мирового океана, вновь обратимся к очень важному исследованию Б. А. Блюмана [Блюман, 2011]. Комментируя основные выводы указанной работы, ее редактор О. И. Супруненко обращает внимание на следующие положения.

В различных районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов широко распространены коры выветривания нескольких типов.

Между базальтовым основанием и вышележащим слоем Мирового океана устанавливается глобальный перерыв. Достаточно продолжительные перерывы присутствуют и внутри самого осадочного слоя.

Практически во всех скважинах, вскрывших базальтовое основание, присутствует обломочный горизонт, разноразмерные обломки которого несут на себе отчетливо выраженные каймы окисления. Этот горизонт обнаруживается на огромных площадях.

Автор работы подчеркивает, что «наиболее важным следствием, вытекающим из анализа и строения керна скважин глубоководного бурения в Мировом океане, является то, что граница первого и второго слоев коры океанов по существу представляет собой глобальный перерыв между ними, и формирование кор выветривания в верхней части базальтового основания и присутствие обломочных пород в основании разреза первого слоя – особо четкие выражения этого перерыва».

Далее редактор цитируемой работы подробно излагает главный вывод. «Все приведенные в монографии материалы в совокупности свидетельствуют о том, что на предыдущих этапах геологической истории во многих районах земной поверхности, ныне занимаемых Мировым океаном, в том числе современными глубоководными его районами, существовали наземные или мелководно-морские условия. Латеритные коры выветривания ассоциированы с покровными вулканитами наземного происхождения, причем у кровли отдельных потоков установлены коры выветривания, сформировавшиеся до излияния вышележащего потока. Подобные коры выветривания известны в покровных базальтах Внешних Гебрид, Декана, Карру, плато Колумбия и др. сухопутных провинциях. Очень важно, что в ряде случаев покровные базальты континентов с корами выветривания прослежены скважинами глубоководного бурения с суши на акватории Мирового океана (шельфы Гренландии, Внешних Гибрид и др.). Имеются также данные о непосредственном прослеживании траппов Декана на 100 км в пределы Бомбейского залива Аравийского моря, а траппов Парвны – до 600 км в пределы акватории Атлантического океана».

Выполненный анализ результатов глубоководного бурения приводит к выводу «об их полной несовместимости с постулатами плитной тектоники».

Выяснение истории формирования океана, установление основных этапов и свойственной им геодинамики определяют ведущие механизмы образования коры океанического типа. Эти положения находят отражение в строении основных типов океанических структур, особенностях проявления магматизма, эволюции процессов магмообразования и специфике состава и потенциальной рудоносности магматических комплексов.

### 2.3. Краткая характеристика основных структур

Мировой океан занимает 2/3 поверхности планеты. В географическом смысле он представляет собой всю совокупность океанов и морей на Земле.

В геологическом понимании океан отличается от континента мощностью и строением земной коры. В океане отсутствует так называемый «гранитный» слой, а осадочный чехол, как правило, характеризуется ничтожной мощностью. Мощный чехол при отсутствии гранитного слоя отмечается лишь в периферических частях океана вблизи устьев крупных рек. Например, в Атлантике вблизи устья Амазонки, в Бенгальском заливе Индийского океана в месте впадения в него Ганга. Мощные осадки нередко отмечаются во внутренних морях.

Мировой океан с геологической точки зрения – это собственно океаны Тихий, Индийский, Атлантический. Черты типичного океана присущи некоторым центральным частям Полярного бассейна – Северного Ледовитого океана. Многие характерные признаки океана свойственны Южному Полярному бассейну, который иногда называется Южным океаном.

В геотектоническом плане в Мировом океане выделяются:

#### ***Внутренние области океанов***

- абиссальные равнины, разделяемые подводными поднятиями на океанические котловины;
- внутриплитные поднятия и хребты;
- срединно-океанические хребты;
- трансформные разломы;

#### ***Переходные зоны между континентами и океанами***

##### *Активные окраины:*

- глубоководные желоба;
- островные дуги;
- задуговые бассейны окраинных морей;

##### *Пассивные окраины.*

Преобладающим элементом строения океанского ложа являются абиссальные равнины, расположенные между срединно-океанскими хребтами и континентальными подножиями. Они подстилаются нормальной океанической корой, толщина которой постепенно увеличивается по направлению к континентам, за счет увеличения мощности осадочного слоя. По возрасту и особенностями строения кора соответствует «молодым» и «старым» океаническим плитам. Поверхность дна абиссальных равнин иногда плоская, в других случа-

ях в региональном плане характеризуется холмистым или грядовым рельефом. Глубина океана от 4 до 6 км.

Абиссальные равнины разделяются подводными хребтами, трансформными разломами и поднятиями на отдельные котловины, имеющие иногда округло-овальную форму.

Согласно современным мобилистским представлениям, океанические котловины располагаются на абиссальных плитах, характеризуются типичной океанической корой спрединговой природы. С. Андреев и его соавторы выделяют два типа океанических плит. Старые плиты формировались на раннем этапе развития Мирового океана от заложения в средней юре (бат – 171 млн лет) до нижнего мела (апт – 119 млн лет). Этот период, охватывающий около 50 млн лет, характеризовался одновременным функционированием нескольких различно ориентированных и разобщенных аккреционных зон. Мощность плит составляет 6,7–8 км, мощность осадочного чехла от 0,5 до 1,0 км и более. Базальты старых океанических плит относятся к толеит-базальтовой парагенетической ассоциации. Молодые океанические плиты формировались в период от кампана до олигоцена (свыше 50 млн лет), когда установился и действовал единообразный режим линейно-упорядоченного спрединга. Мощность плит 5,7–6,5 км, осадочный чехол имеет мощность 0,1–0,2 км. Типоморфная ассоциация вулканитов молодых плит соответствует в целом базальт-ферробазальтовому магматическому комплексу.

В металлогеническом отношении океанические котловины представляют интерес, прежде всего, как структуры, концентрирующие экзогенное оксидное железомарганцевое оруденение. Практически все абиссальные котловины характеризуются развитием полей железомарганцевых конкреций. Наиболее значительные поля установлены в Северо-Американской, Бразильской, Капской котловинах Атлантики, Сомалийской, Мадагаскарской, Крозе, Центрально-Индийской, Западно-Австралийской и др. котловинах Индийского океана, в Северо-Восточной, Перуанской, Чилийской, Южной, Центральной, Восточно-Марианской и других котловинах Тихого океана.

Внутриплитным структурам свойствен щелочно-базальтовый магматизм, отличный от магматизма плит. Магматические комплексы внутриплитных вулканических структур достаточно разнообразны по геохимической специализации. В металлогеническом отношении они представляют самостоятельный интерес, поскольку с ними может быть связано эндогенное оруденение различного типа.

Особую группу структур представляют собой, как отмечено выше, вулканотектонические поднятия северо-западной части Тихого океана, выраженные грядами подводных гор – гайотов. Магеллановы горы, хребет Маркус-Уэйк, поднятие Мид-Пацифик и другие структуры характеризуются уникальными особенностями геологического строения, загадочным происхождением и специфическим комплексом приуроченного к ним оруденения: кобальтоносными железомарганцевыми корками, редкими землями, фосфоритами. Подробнее геология и рудоносность гайотов охарактеризована в последующих главах.

Охарактеризованные структуры различны по генезису, истории формирования, строению, масштабам. Они неодинаково изучены с геологической точки зрения, металлогеническая роль некоторых типов структур еще не выяснена. Остаются дискуссионными многие вопросы, касающиеся их генезиса.

Тем не менее, современная степень изученности позволяет достаточно обоснованно охарактеризовать важнейшие металлогенические процессы и роль крупнейших структур в формировании рудных скоплений разного генезиса [Авдонин, Кругляков, 2005].

Океанические котловины – геологическое строение, в частности, соотношение базальтов и перекрывающих их осадков, тектонический режим, особенности рельефа, гидродинамическая обстановка, вулканизм, – создают наиболее благоприятные условия для концентрации оксидных железомарганцевых конкреций.

Регионы развития подводных гор – гайотов – характеризуются сочетанием различных морфоструктур, гидродинамики, специфического состава пород субстрата, обеспечивающих формирование залежей кобальтоносных корок и фосфоритов.

Срединно-океанические хребты с осевыми рифтами, расчлененные на отдельные сегменты с автономными магматическими камерами и гидротермальными системами, представляют собой структуры, контролирующие размещение скоплений массивных сульфидных руд колчеданного типа.

Структуры активных окраин – островные дуги и задуговые бассейны, характеризующиеся активным вулканизмом, образованием дифференцированных вулканических формаций, контролируют размещение месторождений колчеданно-полиметаллического типа [Авдонин, Кругляков, 2005].

## **2.4. Металлогенические объекты**

Металлогенические объекты – это продукты рудогенеза, прежде всего месторождения металлических полезных ископаемых, это промышленные и даже непромышленные скопления руд, которые могут представлять интерес для выявления закономерностей размещения, локализации, генезиса руд. Конечной целью металлогенического анализа является оценка потенциальной рудоносности геологических структур, территорий, прогноз обнаружения новых месторождений.

В океане известно большое количество месторождений различных типов. Они могут быть подразделены на три группы.

1. Месторождения, образованные в континентальной обстановке и оказавшиеся в подводных условиях вследствие трансгрессии. Это месторождения, аналогичные известным на суше. Чаще всего это отдельные тела полезных ископаемых или участки месторождений, обнаруженных на суше и продолжающихся под дном моря. В течение нескольких столетий из подводных месторождений в прибрежной зоне ведется добыча олова, железа, угля, серы, медно-никелевых руд и др.



2. Месторождения, образованные в прибрежно-морской зоне за счет волноприбойной деятельности и частично либо полностью затопленные. Это огромное количество россыпных месторождений различного типа и состава. Подводные и прибрежные россыпи магнетита, титано-магнетита, касситерита, золота, алмазов, грандиозные по масштабам титано-циркониевые россыпи – почти непрерывно обрамляют все континенты. Помимо россыпных месторождений на шельфах широко развиты залежи фосфоритовых конкреций, в образовании которых ведущую роль играют биологические процессы.

3. Месторождения, образованные на дне океана и представляющие собственно океанические процессы рудогенеза. Среди них выделяются две группы: эндогенные и экзогенные месторождения.

Экзогенные руды представлены двумя формациями: железомарганцевыми конкрециями абиссальных котловин и кобальтоносными корками подводных поднятий. Обе формации оксидных руд близки по составу, но различаются условиями и обстановками рудообразования. Залежам кобальтоносных корок на гайотах сопутствуют скопления фосфатов, благодаря чему эти месторождения по существу являются комплексными.

Особая роль в металлогении Мирового океана принадлежит океанской воде. Она является средой рудообразования, агентом переноса и отложения рудного вещества и одновременно – полезным ископаемым.

## **2.5. Океанский рудогенез**

Океанский рудогенез представляет собой уникальное явление в эволюции Земли. Он связан с развитием Мирового океана, начало которому было положено в поздней юре и которое продолжается вплоть до настоящего времени. Продукты океанского рудогенеза не имеют прямых аналогов в прошлом и не свойственны континентальным образованиям. Основными действующими агентами океанского рудогенеза являются морская вода и базальтовый магматизм [Авдонин, Кругляков, 2005].

## **2.6. Океанская вода**

Особого внимания при анализе металлогении океана, в особенности экзогенной металлогении, заслуживает морская вода, которая по существу также должна рассматриваться как важнейший металлогенический объект. В работах многочисленных исследователей убедительно обосновывается и особо подчеркивается роль этого уникального геологического образования. Согласно современным представлениям, океанская водная толща со стабильным объемом, составом, физико-химической структурой возникла в последние 170 млн лет.

Как отмечено выше, происхождение воды на поверхности Земли связано с дегазацией мантии и определяется эндогенными режимами развития планеты. Первичная дегазация началась после начала тектономагматической активности около 4 млрд лет назад [Сорохтин, Ушаков, 2002]. С течением времени

объем водной толщи возрастал, а ее состав изменялся. Оценки эволюции гидросферы для архейского и протерозойского этапов в работах различных авторов существенно разнятся. Так, О. Сорохтин и С. Ушаков [Сорохтин, Ушаков, 2002] склонны мелководные изолированные водные бассейны, возникшие в архее, уподоблять океану, полагая, что они образовались в результате спрединга и обладали выраженными срединно-океаническими хребтами. В конце архея предполагается возникновение единого суперконтинента – Моногеи и единого океана – Моноталассы.

По мнению ряда исследователей, ранняя почти полная дегазация недр Земли обусловила однонаправленную эволюцию состава океана, которая привела к почти современным значениям солености и химического состава океана около 2,0 млрд лет назад. На этом рубеже ранняя атмосфера с дефицитом кислорода сменилась явно окислительной обстановкой [Шопф, 1982].

Другие исследователи водные бассейны архея и протерозоя не считают океанскими образованиями, отмечая существенно отличный от современного солевой состав, повышенную температуру и не соответствующую океанической геодинамическую обстановку бассейнов той эпохи. Даже в фанерозое водная масса, заполнявшая многочисленные изолированные бассейны, имевшая в связи с активной биологической деятельностью достаточно стабилизированный солевой состав, не представляла собой единого геологического тела. К началу мезозоя гидросфера, несмотря на большой объем и близкий к современному солевой состав, еще не испытала глобальной упорядоченности, гомогенизации и структурирования [Андреев, 1997; Талассохимия..., 2009]. Преобразование разрозненных водных бассейнов в единую физико-химическую и гидродинамическую систему глубоководных впадин Мирового океана началось в юрское время вместе с началом глобального процесса формирования океанской коры, сопровождавшимся поставкой огромных масс базальтоидов. Сопутствовавшее магматизму выделение ювенильной воды составляет, по оценкам указанных авторов, не менее 20% по массе от всей современной толщи океана. Уровень океана поднялся почти на 1 км, возникло общее водное пространство, охватившее не менее 60% водных масс гидросферы, и при активном участии биоты сформировалось единое геологическое тело с близким составом и структурой [Талассохимия..., 2009].

Таким образом возникла особая геологическая формация.

Надо заметить, что в известной степени подобная современной водная геологическая формация, вероятно, существовала с начала архея, когда водная толща, составлявшая всего 15–30% современной, покрывала всю планету [Андреев, 1999]. О свойствах этой, впоследствии исчезнувшей, формации известно немного, но ее возможными «следами» являются толщи железистых кварцитов.

Океанская вода представляет собой насыщенный раствор хлоридов, сульфатов и карбонатов в соотношениях, обратных тем, которые свойственны речным водам, поступающим в океан. Это является одним из следствий генезиса океанской воды, как производной дегазации мантии. Воды континентов – это про-

дукт испарения и конденсации. Протекая по толщам и массивам пород суши, они обогащаются различными компонентами, которые и приводят к формированию гидрохимических аномалий в прибрежных частях Мирового океана.

В океане, в первую очередь в области от 40° с. ш. до 40° ю. ш., отчетливо выражена вертикальная структура водной толщи. Поверхностная вода в тропиках и субтропиках интенсивно прогревается. Это определяет формирование термоклина. В тропиках его положение стабильно. В более высоких широтах он имеет сезонный характер и менее яркую выраженность. Поверхностная вода хорошо аэрируется. Содержание кислорода в ней максимально. Даже в тропиках, где идет интенсивный прогрев, количество растворенного кислорода в поверхностной воде не ниже 4 мл/л. В более высоких широтах, где вода холоднее и растворимость газов выше, содержание кислорода, естественно, более высокое. В подповерхностных водах в интервале глубин от 150–200 м до 800 м отмечается кислородный минимум. Далее с глубиной количество растворенного кислорода увеличивается. Температура плавно падает до глубины 2000–2500 м, где наступает ее стабилизация. В придонной части устанавливается слой температурного минимума (1,1°–2,4° С), обогащенный кислородом. Соленость воды по всей толще в общем случае стабильна. Лишь в поверхностной толще отмечается некоторое снижение за счет атмосферных осадков. К глубинам 4–4,5 км приурочен уровень критической глубины карбонатакопления [Авдонин, Кругляков, 2005].

Химический состав водной толщи формируется в результате поступления ювенильной воды и флюидных потоков из мантии, вулканических эманаций, экстракции компонентов из базальтоидов океанической коры. По мнению многих исследователей, океанской водной толще свойственны своеобразные защитные функции, механизмы внутреннего саморегулирования, позволяющие ей сохранять стабильным солевой состав, физико-химическую структуру и объем. Это положение базируется на представлении о том, что поступление вещества в водную толщу океана из различных источников динамически уравновешивается их удалением в донные отложения. Стабилизация океанской водной толщи наступила с эоцена, и с этого же времени масштабно проявился процесс железомарганцевого рудообразования [Андреев, 1999].

Таким образом, океанская водная толща может рассматриваться как чрезвычайно своеобразная уникальная геологическая формация. Обладая по существу всеми атрибутами, свойственными геологической формации, водная толща отличается только ей присущими особенностями. В отличие от геологических формаций, сложенных твердыми горными породами, эта формация характеризуется постоянной изменчивостью, эволюцией состава, необыкновенной подвижностью. Она непрерывно обменивается веществом с подстилающими и окружающими формациями сопредельных участков суши. Океанская водная толща выполняет важные рудогенные функции, определяя саму возможность формирования разнообразных месторождений океанского дна: и массивных сульфидов, и металлоносных осадков, и железомарганцевых руд, и фосфоритов, и россыпей. Сама водная толща во всем своем объеме является

потенциальным минеральным сырьем. Эта формация, как и некоторые другие океанские образования, находится в стадии формирования, но ей, в отличие от этих образований, суждено, по всей видимости, оставаться вечно самой молодой формацией.

Как было отмечено выше, океанская вода является продуктом дегазации мантии, ее состав, как и состав осадков Мирового океана, определяется подводным вулканизмом, который является одним из основных механизмов дегазации мантии. Именно подводный вулканизм постоянно пополняет водные запасы и комплекс растворенных в них солей. Мантийные флюидные потоки, извержения вулканов, поствулканическая гидротермальная деятельность – это те, реально фиксируемые процессы, которые являются основными поставщиками металлов для формирования оксидных железомарганцевых руд.

Вторым и, по-видимому, не менее существенным источником металлов является выщелачивание их из базальтов, как диффузионное, особенно в зонах развития трещинных структур, так и в результате функционирования конвективных гидротермальных систем.

Рудное вещество вероятнее всего происходит из разных источников – в первую очередь это вулканизм, диагенез, гальмиролиз и др. Из перечня источников нельзя исключить даже выщелачивание металлов из базальтов морского дна, хотя масштабы этого явления несравнимо меньше тех, что ему приписываются. Морская вода, интегрируя все источники, все факторы рудообразования в значительной степени маскирует влияние каждого из них. Но при всем этом совершенно очевидно, что решающая роль в образовании рассмотренных формаций, сложенных элементами типичной базальтоидной ассоциации, принадлежит базальтоидному вулканизму. Оксидные руды обеих формаций состоят, таким образом, в основном из эндогенного вещества, переносимого морской водой.

### Литература

*Авдонин В. В., Кругляков В. В.* Металлогения Мирового океана: учебное пособие. – М.: Из-во МГУ, 2005. 189 с.

*Авдонин В. В., Сергеева Н. Е.* К истории исследования природы оксидных железомарганцевых руд Мирового океана. Рациональное освоение недр. 2018, № 5. С. 40–51.

*Андреев С. И.* Металлогеническая зональность Мирового океана. Спб.: ВНИИОкеангеология, 1997. 157 с.

*Андреев С. И.* Геодинамика и рудогенез Мирового океана. Спб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 80 с.

*Батурин Г. Н.* Руды океана. М., 1993. 303 с.

*Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М.: Недра. 1989. 380 с.

*Блюман Б. А.* Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. Спб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2011. 344 с.

Инженерная геология рудной провинции Кларифон-Клиппертон в Тихом океане. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 197. СПб: Наука. С. 110–132.

Исследования марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии// *Научный редактор Г. Н. Батулин*, М.; Эслан. 2012. 472 с.

*Маракушев А. А.* Происхождение Земли и природа её эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 252 с.

Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма: Сб. научн. ст. – Калининград: Из-во КГУ, 2004. 268 с.

*Смирнов В. И.* О металлогении океана. Металлогения. М.; Наука, 1993. 175 с.

*Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Развитие Земли: Учебник/Под ред. академика РАН В. А. Садовниченко. – М.: Из-во МГУ, 2002. 560 с.

Талассохимия рудогенеза Мирового океана/СПб., ФГУП «ВНИИОкеангеология им. академика И. С. Грамберга», 2009. 222 с.

*Хаин В. Е.* Тектоника континентов и океанов. М.; Научный мир. 2000. 606 с.

*Хаин В. Е.* Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и и общая направленность тектонической истории Земли// *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. М.: Научный Мир, 2001. С. 403–424.

*Шонф Т.* Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.

## **ГЛАВА 3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ ОКСИДНЫХ РУД**

Изучение геологических закономерностей, контролирующих размещение месторождений в различных структурах земной коры, является важнейшим направлением металлогенического анализа и составляет основу поисковых предпосылок. Условия локализации рудных залежей и тел определяются фациальными (структурными, геохимическими и др.) обстановками, способствующими концентрации рудного материала из поступающих источников. Размещение и локализация руд – фундаментальные позиции, анализ которых необходим при решении генетических проблем.

Оксидные руды необычайно широко развиты на океанском дне. Эти рудные скопления благодаря их относительно легкой доступности и грандиозным масштабам являются наиболее привлекательными с промышленной точки зрения и рассматриваются как перспективные объекты для освоения в ближайшем будущем. Изучению их уделяется наибольшее внимание. Среди железомарганцевых образований, являющихся продуктом глобального процесса океанского оксидного рудообразования, связанных очевидной общностью состава и строения, выделяются две самостоятельные формации: формация железомарганцевых конкреций абиссальных котловин и формация кобальтоносных железомарганцевых корок подводных поднятий.

Руды обеих формаций близки по химическому, минеральному составу и технологическим характеристикам. Однако существенные различия в особенностях размещения и локализации месторождений и рудных залежей, определяющих условия грядущей разработки, технические средства и технологии добычи рудных масс, – являются достаточным основанием для выделения рудных объектов каждой формации в отдельный геолого-промышленный тип. Ресурсный потенциал каждого типа огромен [Мельников и др., 2016].

### **3.1. Общие закономерности размещения оксидных руд в Мировом океане**

Глобальные закономерности размещения оксидных руд в Мировом океане рассматриваются в работах Дж. Мери, Г. Менарда, Н.С. Скорняковой и Н.Л. Зенкевича, Г.П. Глэсби, Д. Кронена, Е.А. Величко и Д.Г. Тонконоговой, С.А. Андреева с коллегами, О.Д. Корсакова с соавторами, Э.Л. Школьника с соавторами.

Выполненные к настоящему времени исследования позволили получить обширный материал, характеризующий геологическое строение дна океана. Основные черты геологии океана – строение и состав осадочного чехла, базальтового фундамента, мощность и строение земной коры, типы основных структур, их возраст и взаимоотношения, вулканические, гидротермальные, седиментогенные процессы, происходящие на морском дне и другие особенности изучены с высокой степенью достоверности. С наибольшей полнотой

изучены рудные образования на поверхности дна. Это обусловлено и возможностями современных технических средств, и соображениями о доступности выявленных полезных ископаемых для последующего их извлечения.

В настоящее время установлено, что основная масса рудных скоплений размещается в интервале широт от  $40^\circ$  с. ш. до  $40^\circ$  ю. ш., образуя единый планетарный пояс, протягивающийся вдоль экватора через Тихий, Индийский и Атлантический океаны. Он в свою очередь подразделяется на три рудных пояса: Северный Приэкваториальный, Экваториальный и Южный Приэкваториальный [Андреев, 1994]. Северный пояс ( $35^\circ$  с. ш. –  $0^\circ$ ) охватывает северную часть Северо-Восточной котловины и подводные горные сооружения на западе Тихого океана. В индийском океане он не проявлен. В Атлантическом в него входят Канарская и Северо-Американская котловины. Экваториальный пояс ( $0^\circ$  –  $30^\circ$  ю. ш.) выделен только в Тихом океане (Перуанская, южная часть Северо-Восточной и Центральная котловины). Южный пояс ( $32^\circ$  ю. ш. –  $46^\circ$  ю. ш.) – это Чилийская и север Южной котловины Тихого океана, Капская, Ангольская, Бразильская и Аргентинская котловины Атлантического океана. В Индийском океане Экваториальный и Южный пояса не разделены. В этот объединенный пояс входят Кокосовая, Западно-Австралийская, Центральная, Мадагаскарская и Маскаренская котловины. В пределах этих поясов скопления железомарганцевых конкреций и кобальтоносных корок занимают различное положение, будучи приуроченными к различным структурным элементам океанского дна [Авдонин, Кругляков, 2005].

### **3.2. Формация железомарганцевых конкреций абиссальных котловин**

Формация развита на обширных площадях и представлена совокупностью рудных провинций, приуроченных к крупным морфоструктурам дна – участкам абиссальных котловин.

Всего в Мировом океане выделено 39 конкреционных провинций, характеризующихся различной площадью, продуктивностью, содержаниями металлов (табл. 3.1). Наиболее перспективные для промышленного освоения скопления ЖМК выявлены в абиссальных областях центральной части Тихого и Индийского океанов (рис. 3.1).

Прогнозные ресурсы железомарганцевых конкреций, сосредоточенные в Пределах Тихого океана, оцениваются в 349 млрд т, ресурсы ЖМК Индийского и Атлантического океанов – около 105 млрд т и 41 млрд т соответственно [Лыгина, 2007].

Железомарганцевые конкреции представляют собой чаще всего эллипсоидальные, дискоидальные, иногда сфероидальные образования диаметром от долей до десятков сантиметров (рис. 3.2). Они залегают на поверхности дна, обычно наполовину и более погружены в рыхлый осадок (рис. 3.3). Известны и погребенные конкреции, слои которых располагаются в осадочных породах морского дна на сравнительно небольшой глубине [Минералогическая карта..., 2008].

Таблица 3.1

**Площадь и прогнозные ресурсы ЖМК основных конкрециеносных провинций  
Мирового океана**

<b>Номер провинции (см, рис,9)</b>	<b>Название провинции</b>	<b>Площадь провинции, тыс, км<sup>2</sup></b>	<b>Прогнозные ресурсы ЖМК, млн т</b>
<b>Тихий океан</b>			<b>348850,4</b>
1	Беллинсгаузена	6715	40290,0
2	Южно-Тихоокеанская	16820	96657,9
3	Южно-Тихоокеанского поднятия	2355	14130,0
4	Восточно-Марианская	1350	5327,9
5	Центрально-Тихоокеанская	7327	57288,7
6	Северо-Западная	3576	14304,0
7	Каролинская	1563	3156,2
8	Меланезийская	1279	2865,0
9	Молокаи-Кларион	4053	17884,3
10	Чинук-Сервейер	1213	2426,0
11	Мендосино-Меррей	1932	3864,0
12	гор Музыкантов	1569	2449,6
13	Меррей-Молокаи	2479	5701,7
14	Кларион-Клиппертон	5810	32561,6
15	Маркизская	740	2162,0
16	Перуанская	4397	18827,1
17	Чилийская	2525	7575,0
21	Тасманийская	1593	4779,0
25	Филиппинская	3279	9837,0
26	Манихики	475	1584,8
27	Гватемальская	1151	5179,5
<b>Индийский океан</b>			<b>105674,3</b>
18	Центрально-Индоокеанская	3757	9310,3
19	Западно-Австралийская	3932	7872,5
20	Натуралиста	939	2817,9
22	Австрало-Антарктического поднятия	2248	13488,0
23	Южно-Индоокеанская	3241	14584,5
24	Амстердамско-Южноавстралийская	4723	32084,0
28	Аравийская	156	311,6
29	Сомалийская	1540	3103,9
30	Маскаренско-Мадагаскарская	2522	12024,0
31	Мозамбикской котловины	904	2712,6
33	Крозе	2455	7365,0
<b>Атлантический океан</b>			<b>41130,4</b>
32	Капская-Агульяс	4140	18890,1
34	Дрейка-Скотия	1120	6720,0
35	Фолклендского плато	857	3939,0
36	Северо-Американская	4610	4767,7
37	Канарская	875	875,0
38	Ангольская	788	1118,0
39	Бразильская	3404	4820,6



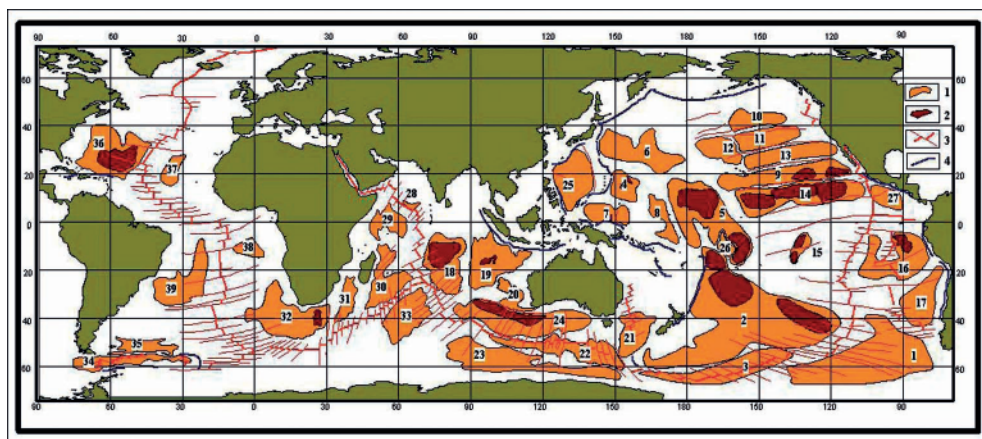


Рис. 3.1. Размещение рудных провинций и полей железомарганцевых конкреций в Мировом океане. По Т. Лыгиной [13]  
 1 – рудные провинции; 2 – рудные поля; 3 – система срединно-океанических хребтов; 4 – глубоководные желоба. Номера провинций на схеме соответствуют таблице 3



Рис. 3.2. Конкреции различной формы и размера. Российский разведочный район

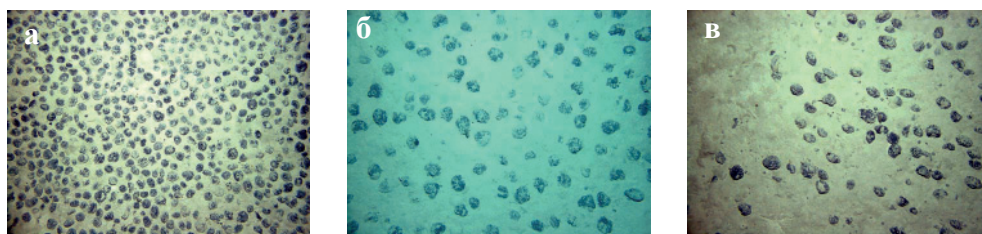


Рис. 3.3. Конкреции на морском дне: а, б, в – различная плотность залегания. Донные фотографии. По Т. Лыгиной [8]

Конкреции имеют концентрическое строение: ядро (обломки пород, стяжения цеолитов, обломки ранее сформированных и разрушенных конкреций) облекается слоистой рудной оболочкой. Концентрически полосчатое строение оболочки обусловлено чередованием слоев различных по составу, толщине, примесям постороннего материала. Основными минералами конкреций являются гидроксиды железа и марганца, тонкодисперсные, аморфные или слабо

окристаллизованные (табл. 3.2). В кристаллической фазе преобладают минералы марганца: вернадит, тодорокит, бузерит, асболан и др. Среди минералов железа наиболее развиты гетит, ферроксигит, ферригидрит.

Химический состав конкреций непостоянен, испытывает резкие колебания в зависимости от фациальной обстановки формирования, но в среднем характеризуется высокими содержаниями марганца, никеля, меди (табл. 3.3). Практический интерес представляют и другие рудные компоненты.

Наиболее детально изученной и по современному состоянию изученности наиболее богатой и перспективной является провинция Кларион-Клиппертон в Северо-Восточной котловине Тихого океана.

Таблица 3.2

**Минералы, наиболее часто встречающиеся в железомарганцевых конкрециях**  
[Инженерная геология, 2004]

Оксиды и гидроксиды марганца	Оксиды и гидроксиды железа	Другие минералы
Вернадит, бернессит, 10 Å-я марганцевая фаза; бузерит I, бузерит II, неустойчивый бузерит; неупорядоченный смешаннослойный асболан-бузерит	Ферроксигит, ферригидрит, гетит, гематит, магнетит	Опал, кварц, полевошпат, хлорит, гидрослюда, монтмориллонит, (сметтит), клиноптиломит, пироксены, амфиболы

Таблица 3.3

**Химический состав железомарганцевых конкреций (мас.%)**  
[Инженерная геология, 2004]

Элемент	Среднее содержание (n=1800)	Дисперсия	Элемент	Среднее содержание (n=1800)	Дисперсия
Mn	27,24		P	0,193	0,146
Fe	6,29	2,24	S	0,097	0,060
Co	0,214	0,096	As	0,007	0,008
Ni	1,216	0,261	La	0,015	0,013
Cu	1,022	0,278	Ce	0,030	0,015
Zn	0,152	0,15	Nd	0,013	0,006
Ti	0,374	0,17	SiO <sub>2</sub>	15,15	4,48
V	0,042	0,018	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,04	5,04
Zr	0,054	0,017	Mg	3,20	1,08
Mo	0,057	0,045	CaO	2,66	0,40
Ba	0,189	1,07	Na <sub>2</sub> O	3,06	0,16
Sr	0,066	0,054	K <sub>2</sub> O	1,07	0,35
Pb	0,053	0,05			

## Рудная провинция железомарганцевых конкреций Кларион-Клиппертон

Эта гигантская рудная провинция площадью более 2,5 млн км<sup>2</sup> представляет промышленный интерес для многих развитых стран и всего мирового сообщества в целом [Авдонин, Кругляков, 2005; Инженерная геология..., 2004].

Провинция расположена в Северо-восточной котловине Тихого океана. Она ограничена с севера трансформным разломом Кларион, с юга – аналогичным разломом Клиппертон, восточная граница проходит по подножью гор Математиков, западная – по подводному продолжению Гавайского архипелага – хребту Купер. Глубины океана варьируют, в основном, в пределах от 4,5 до 5,5 км. Максимальные глубины отмечаются вблизи 130–133° з. д. Воздымание дна отмечается по мере приближения к горным сооружениям у восточной и западной границ. Ограничивающие провинцию трансформные разломы проявляются в виде цепочек гор и сопряженных с ними впадин (рис. 3.4).

Разлом Кларион выражается в рельефе дна субширотной цепью узких локальных поднятий протяженностью в первые сотни километров при ширине до 30 км и резким изломом изобат. Севернее цепи поднятий строго параллельно ей прослеживаются узкие локальные впадины, также вытягивающиеся в прерывистую цепь. По этому разлому дно рудной провинции опущено относительно северной части котловины на относительную глубину до 500 м.

Разлом Клиппертон также довольно отчетливо проявляется в рельефе цепочкой поднятий и соответствующей ей цепочкой впадин. Правда, и поднятия и впадины существенно более изометричны. Южнее разлома дно котловины опущено относительно рудной провинции еще на 200–250 м. По данным батиметрии выполнено геоморфологическое районирование: выделены области преобладания горно-холмистого рельефа в западной части и в меньшей мере у восточной границы. Между 120° и 150° з. д. рельеф в целом более спокойный. В западной части доминирует грядово-долинный, а восточнее 133° – относительно выровненный рельеф.

Геологическое строение провинции определяется следующими основными особенностями [Инженерная геология..., 2004]. Земная кора этого района Северо-Восточной котловины имеет типичное трехчленное строение, мощность ее 10,6–10,8 км. Соотношение мощностей первого, второго и третьего слоев 1:15:50. Фундамент сложен продуктами толеитбазальтового и ферробазальтового магматизма рифтогенной стадии. О составе пород фундамента можно судить по результатам бурения скважин № 159–163 DSDP. Эти скважины углубились в породы фундамента от 1 м до 18 м. Возраст базальтов омолаживается с запада на восток от позднемиоценового (74–77 млн лет) до раннемиоценового (20–21 млн лет). В разрезе осадочной толщи провинции (по результатам бурения упомянутых скважин) выделено три литолого-стратиграфических подразделения (формации): формация островов Лайн, маркизская формация и формация клиппертон. Наиболее древняя формация островов Лайн, залегающая непосредственно на базальтах фундамента, сложена темноокрашенными кремнисто-глинистыми сланцами палеоцен-эоценового возраста. На западной пе-

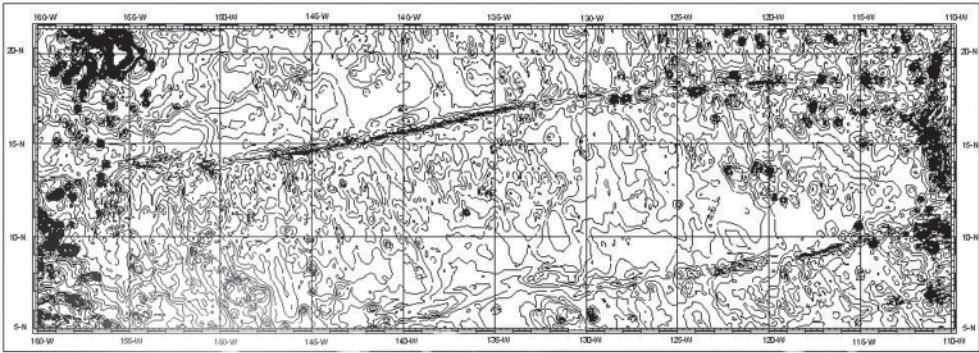


Рис. 3.4. Обзорная батиметрическая карта рудной провинции Клариион-Клиппертон. Составлена под редакцией И.Н. Пономарева по опубликованным данным и результатам регионального промера. (Материалы НПО «Южморгеология»)

риферии провинции базальными слоями осадочного разреза являются верхнемеловые (кампан-маастрихтские) карбонатные породы. Маркизская формация сложена карбонатными породами олигоцен-раннемиоценового возраста. Залегающая выше формация клиппертон сложена карбонатными (в нижней части) и кремнисто-глинистыми (в верхней части) породами. Суммарная мощность осадочного чехла нарастает с севера на юг от 100 до более чем 300 м. Наблюдается существенное увеличение мощности в западном направлении (за счет появления более древних осадочных пород). Соотношение средних мощностей формаций (в порядке их напластования) составляет 1:5:2.3.

На территории Российского разведочного района в центральной части провинции Клариион-Клиппертон часто наблюдаются структуры вулканического происхождения. Постройки конической и куполообразной форм сложены базальтами. Изучение пород, поднятых со склонов нескольких вулканических сооружений, позволяет заключить, что постройки сложены субщелочными внутриплитными базальтами, относящимися к постспрединговому этапу вулканизма (от позднего мела до настоящего времени) [Авдонин и др., 2010].

Петрографические и петрохимические особенности пород, в частности, характер распределения РЗЭ, сближают их с базальтами гайотов [Авдонин и др., 2010; Юбко, Лыгина, 2005].

Основные структурные особенности провинции определяются отчетливым проявлением в восточной части системы ориентированных в меридиональном направлении линейных элементов, приподнятых и погруженных горизонтальных или полого наклонных поверхностей, граничащих по крутым склонам. Ширина плоских поверхностей измеряется первыми километрами, их протяженность превышает 40 миль. Перепады глубин между соседними горизонтальными площадками, как правило, не более 50 м.

В западной части, где преобладает долинно-грядовый рельеф, также наблюдается чередование меридионально ориентированных приподнятых и опущенных полос с амплитудами смещений до 300 м и более. Местами отмечаются локальные изометричные холмы и горы высотой до 500 м и более.

Природа полосчатости – клавишной структуры рельефа определяется системой трещин, оперяющих трансформные разломы, ограничивающие провинцию с севера и юга. Разломы являются сдвигами или сбросо-сдвигами. Оперяющие трещины при сдвиговых деформациях ориентируются в направлении, близком нормальному к плоскости сдвига.

В региональном плане провинцию можно подразделить на три зоны: Западную (до 139–140° з. д.), Центральную (до 126–127° з. д.) и Восточную – от 126° з. д. на восток. Плотность залегания ЖМК и продуктивность площадей нарастает с запада на восток. В том же направлении возрастает обогащенность конкреций марганцем, никелем и медью (табл. 3.4). Наряду с этим отчетливо проявлена субширотная зональность, выраженная в приуроченности зоны максимальных значений весовых концентраций ЖМК к центральной части провинции, в чем некоторые исследователи усматривают контролируемую роль Безымянного [Юбко, Лыгина, 2005].

В общий контур рудоносной зоны включены участки с плотностью залегания 2 кг/м<sup>2</sup> и выше, в пределах рудных районов плотность залегания 5 кг/м<sup>2</sup> и выше.

Разведочный район России (PPP) располагается в наиболее высокопродуктивной части рудной провинции. Он состоит из двух участков (см. рис. 1.1) общей площадью 75 тыс. км<sup>2</sup>. В его пределах локализованы скопления ЖМК, суммарные ресурсы которых составляют (в млн т): руды > 640, марганца > 130, никеля > 6, меди – около 5 и кобальта > 1 млн т.

На фоне отмеченной региональной субширотной зональности локальная изменчивость концентраций, в том числе в пределах PPP, характеризуется наличием локальных скоплений (рудных тел и залежей), имеющих лентовидную форму и ориентированных в субмеридиональном направлении. Таким образом, позиция локальных рудных залежей контролируется клавишной структурой провинции.

Конкреции приурочены, в основном, к горизонтальным и слабо наклонным поверхностям, на которых развиты гидрослюдяные (иллитовые) глины. Встречаются конкреции и на относительно крутых склонах, представляющих собой системы уступов и террасовидных площадок (карманов). В этих случаях возможно совместное нахождение конкреций, формирующихся на площадках, и индивидов, скатившихся с вершинной плоской поверхности. Последнее подтверждается тем, что в общем случае на горизонтальных вершинных или днищевых поверхностях плотность залегания конкреций редко достигает 25 кг/м<sup>2</sup>, тогда как в карманах на склонах отмечалась плотность, превышающая 35 кг/м<sup>2</sup>.

**Рудные поля.** Это наиболее крупные элементы провинции, различающиеся морфологией дна и характеризующиеся повышенной конкрециеносностью. По приуроченности к различным элементам рельефа, особенностям строения и структуре распределения обогащенных конкрециями участков выделяются рудные поля плащеобразного, гнездового, ленточного и струйчатого типа [Лыгина, 2007; Лыгина, 2012].

**Общая характеристика рудоносности провинции Кларрон-Клиппертон (Тихий океан)**  
 [Инженерная геология..., 2004]

Рудная зона	Рудный район	Площадь высоко-продуктивных скоплений, тыс.км <sup>2</sup>	Плотность залегания ЖМК, кг/м <sup>2</sup>	Содержание металлов, мас. %				
				Mn	Ni	Cu	Co	Ni <sub>усл.</sub>
Западная (от 157° до 139° з.д.), S = 616 тыс.км <sup>2</sup>	Кулер Лаптев	137	6,46	23,44	1,01	0,81	0,22	4,69
				21,95	0,91	0,63	0,23	4,45
				21,08	0,68	0,47	0,25	4,18
Центральная (от 139° до 126° з.д.), S = 512 тыс. км <sup>2</sup>	«Феодосия» «Севморгеология»	194	6,27	27,38	1,25	1,05	0,21	5,36
				26,79	1,13	0,99	0,22	5,21
				27,28	1,23	1,01	0,20	5,26
Восточная (от 126° до 116° з.д.), S = 414 тыс.км <sup>2</sup>	«Южморгеология» «Ингерокеанметалл»	225	9,97	28,53	1,34	1,11	0,24	5,72
				29,33	1,35	1,17	0,23	5,78
				27,32	1,34	1,00	0,26	5,67

Примечание.  $Ni_{усл.} = Ni + 0.3Cu + 5.0Co + 0.1Mn$ .

Рудные поля разделяются участками с полным или практически полным отсутствием конкреций, но возможны ситуации, в которых поля разных типов непосредственно граничат между собой. В таких случаях границы определяются исключительно сменой форм рудных зон и залежей.

*Плащеобразные поля* приурочены к обширным горизонтальным поверхностям. Они имеют изометричные очертания, с севера на юг простираются от одной границы РРР до другой на расстояние порядка 80–100 км. Структурные элементы меридионального направления в их пределах отсутствуют, основными осложняющими элементами являются холмы, горы конической формы, – по всей вероятности вулканического происхождения. Оруденение на таких полях развито равномерно на площади до первого десятка тысяч квадратных километров. Примером поля такого типа является западная часть фрагмента карты, приведенной на рис. 3.5.

Широко распространены рудные поля ленточного типа, представляющие наибольший практический интерес (рис. 3.6., лев. часть). Они простираются через весь район от северной до южной границы и характеризуются чередованием вершинных и днищевых поверхностей, разделенных крутыми склонами и террасированными уступами различной высоты. Ширина приподнятых и опущенных клавиш в полях этого типа составляет, как правило, первые километры при протяженности в десятки километров. Известны такие клавиши длиной более 100 км.

Ненамного реже отмечаются рудные поля струйчатого типа, отличающиеся от полей ленточного типа характером горизонтальной расчлененности рельефа. Этим полям также свойственны протяженные, но существенно более узкие днищевые и вершинные поверхности. Ширина их редко достигает 1,5–2 км. Наиболее часты узкие до гребневидных вершинные поверхности, чередующиеся с более широкими днищевыми поверхностями – опущенными клавишами (см. рис. 3.5. прав. часть; рис. 3.6. лев. часть).

*Рудные поля гнездового типа* расположены, как правило, между плащеобразными и линейными (ленточными и струйчатыми) и приурочены к участкам дна, осложненным большим количеством локальных гор и холмов, разно направленными цепочками гор, между которыми выделяются плоские поверхности относительно изометричные и небольшие по площади, всего десятки квадратных километров.

В пределах рудных полей ленточного и струйчатого типов выделяются элементы более высокого порядка *рудные зоны*. Это конкрециеносные части рудных полей, приуроченные к локальным элементам рельефа. Выделяются приподнятые и опущенные рудные зоны с перепадами глубин 200 м и более и различным характером оруденения.

Рудные поля плащеобразного типа нередко бывают представлены единой рудной зоной. Рудные зоны практически не выделяются и в рудных полях гнездового типа.

Рудные зоны в свою очередь могут подразделяться на *рудные залежи*, которые разграничиваются крутыми склонами большой амплитуды, что определя-

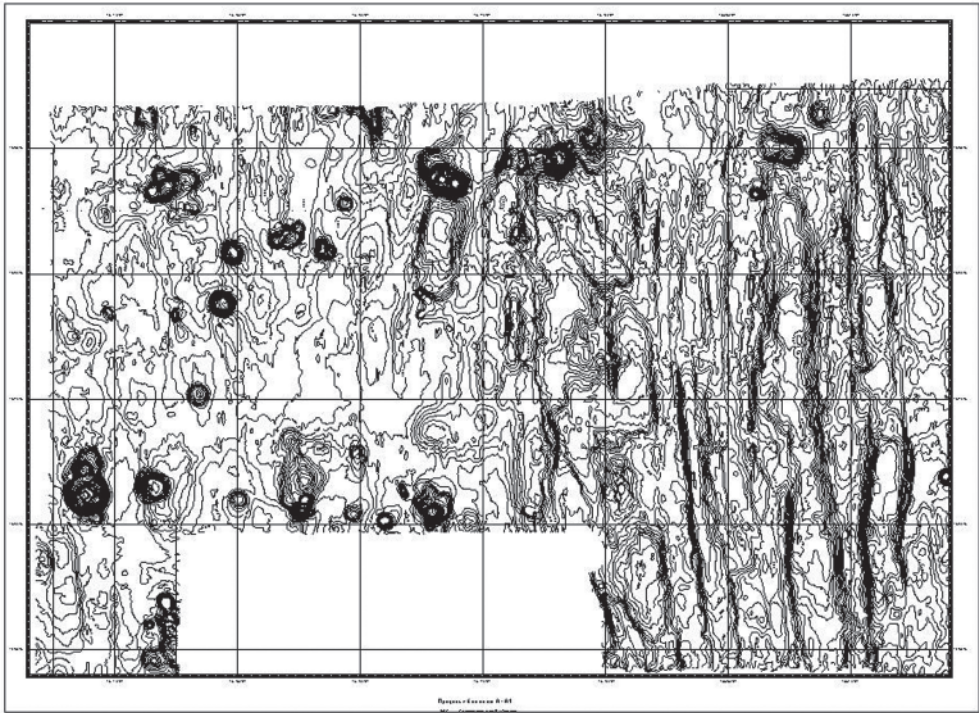


Рис. 3.5. Батиметрическая карта участков плащеобразной и струйчатой залежей (по материалам НПО «Южморгеология»)

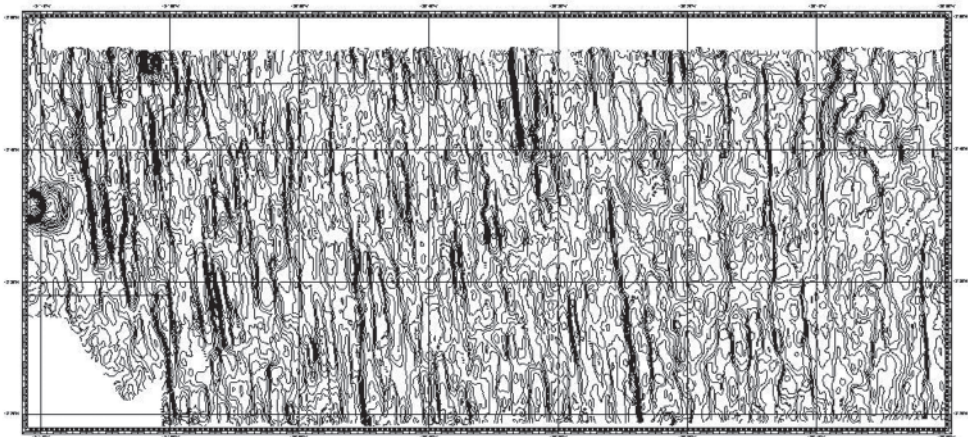


Рис. 3.6. Батиметрическая карта участков развития струйчатых и ленточных залежей (по материалам НПО «Южморгеология»)



ет заметные полосы отсутствия конкреций вдоль таких склонов. В единой залежи (на единой приподнятой или опущенной клавише) могут присутствовать конкреции разных генотипов, соответствующих разным сортам руды. По деталям морфологии залежи и доминирующему типу (сорт) руды она может подразделяться на отдельные рудные тела. *Рудные тела* – это элементы рудной залежи, ограниченные локальными уступами или участками с полным отсутствием конкреций. Строго говоря, подразделение рудных зон на рудные залежи и далее на рудные тела – это скорее геотехническое, а не собственно геологическое подразделение.

### **3.3. Формация кобальтоносных железомарганцевых корок**

Железомарганцевые корки развиты в пределах подводных поднятий и обнаружены во всех океанах [Лыгина, 2010]. Наиболее богатые в промышленном отношении рудные поля корок приурочены к подводным горам мелового возраста – это гайоты западной части Тихого океана – Маркус-Уэйк, Уэйк-Неккер, Маршалловых островов, Огасавара, а также Магеллановы горы (рис. 3.7)

Формация развита в основном в Северо-Западной части Тихого и восточной – Индийского океанов. Сегмент Мирового океана, ограниченный на востоке поднятиями Императорского хребта, архипелагов Гавайи, Лайн и Туамоту, а на западе подводным хребтом Инвестигейтор, имеет более длительную историю по сравнению с остальной частью: он начал развиваться, вероятно, в юре.

Наибольшее количество подводных гор с кобальтовым оруденением сосредоточено в западной части Тихого океана на поднятиях Мидпасифик, Маркус-Уэйк-Неккер, Магеллановых гор, к западу от островов Гавайи, Лайн, Туамоту, в районе Маршалловых островов. В Индийском океане они известны на плато Эксмут, на поднятиях Кокосовой котловины.

Встречаются рудные корки и за пределами указанного сегмента. Известны они, в частности, на горе Экватор, на Мальдивском хребте в Индийском океане и в ряде других мест. В Атлантическом океане рудные корки известны на поднятии Сьерра-Леоне, Китовом хребте и в других местах. Всего насчитывается около 20 рудных провинций и 64 рудных района [Минерагеническая карта..., 2008; Юбко, Лыгина, 2005]. Практическое значение подавляющего большинства из них пока не оценено.

#### **Провинции рудных корок Магеллановых гор**

Рудные провинции Маркус-Уэйк и Магеллановых гор относятся к числу наиболее древних.

Подводное поднятие Маркус-Уэйк представляет собой западную ветвь обширной субширотной системы Маркус-Неккер. Поднятие, протяженностью в 1200 миль разделяет Северо-Западную и Восточно-Марианскую котловины. Оно представлено системой горных сооружений – вулканотектонических массивов, расположенных на едином цоколе. Поверхность цоколя приподнята

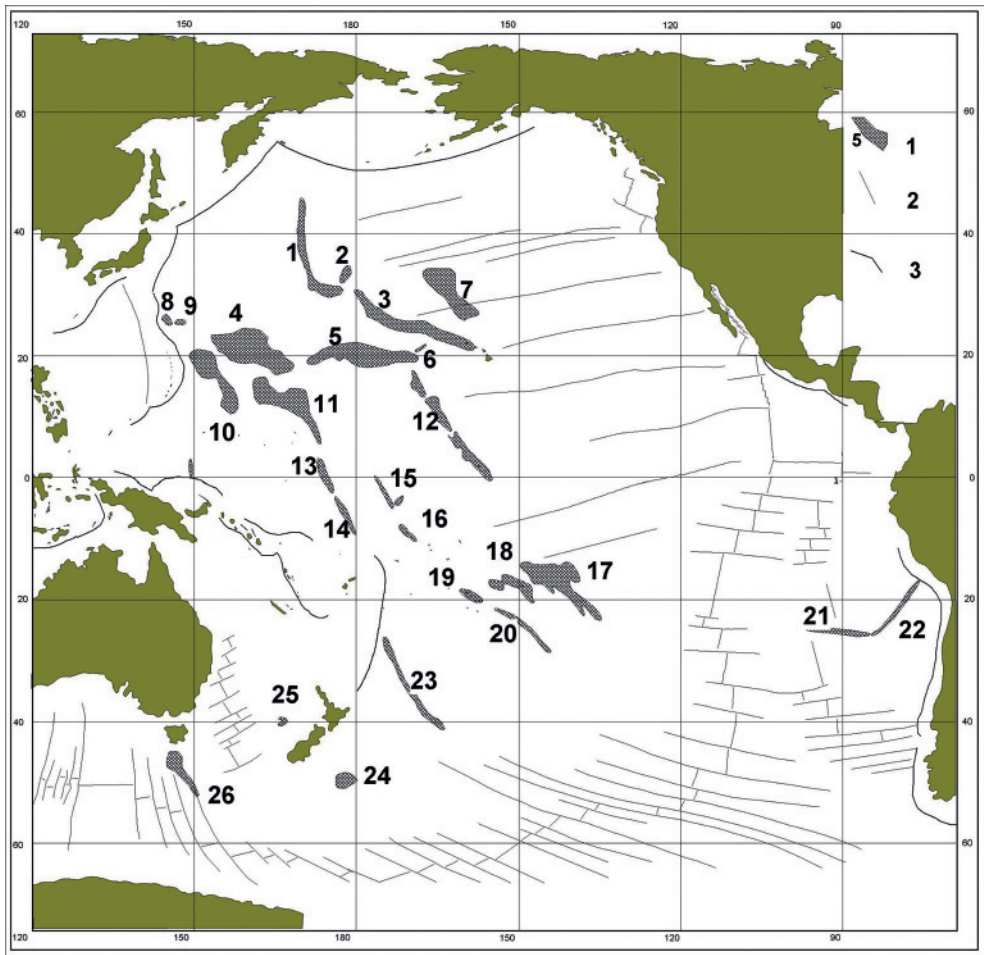


Рис. 3.7. Схема расположения рудных полей КМК в Тихом океане (по М. Мельникову [1]) 1 – поля КМК и их номер: 1 – Императорского (Северо-Западного) хребта; 2 – возвышенности Хесса; 3 – Гавайского хребта; 4 – Маркус-Уэйк, 5 – Мидпасифик (Уэйк-Неккер); 6 – хребта Неккер, 7 – гор Музыкантов (Композиторов); 8 – Огасавара, 9 – Михельсона, 10 – Магеллановых гор, 11 – Маршалловых островов, 12 – островов Лайн, 13 – Гилберта, 14 – Тувалу, 15 – Хауленд-Бейкер-Феникс, 16 – Токелау, 17 – Туамоту, 18 – Общества, 19 – Южного Кука, 20 – Тубуаи, 21 – Сала-и-Гомес, 22 – Наска, 23 – Луисвилл, 24 – Ново-Зеландского плато, 25 – плато Челленджер, 26 – Южно-Тасманийское (Милл) 2 – трансформные разломы; 3 – глубоководные желоба

относительно днища окружающих абиссальных котловин на 200–400 м и оконтуривается изобатой 5600 м.

Цепь Магеллановых гор простирается от западной оконечности поднятия Маркус-Уэйк в юго-восточном направлении. Эта провинция состоит из индивидуальных гор, не имеющих общего кокола (рис. 3.8).

В большинстве случаев в пределах указанных провинций наблюдаются плосковершинные горы – гайоты.

Гайоты – это подводные горы, вершинная поверхность которых располагается на глубинах 1300–1500 м, подножие оконтуривается изобатой 5000 м. В контурах этой изобаты основание гайота может иметь размеры, достигающие 120–150 км x 50–80 км. При этом форма вершинного плато в целом повторяет форму основания. Особенности строения этих необычных подводных гор можно рассмотреть на примере гайота Федорова (МЖ-35), входящего в рудную провинцию Магеллановых гор. Общая крутизна склонов на глубинах 1500–3000 м изменяется от 20 до 30°, глубже склоны выполаживаются до 5–10°.

В большинстве случаев гайоты состоят из базальтового основания и лежащей на нем осадочной пачки. Базальтовое основание – это огромное вулканотектоническое сооружение с абразированной вершиной, имеющее форму усеченного конуса. Вулканические постройки в своем развитии проходили стадию острова или атолла. Нижняя часть – пьедестал гайота, возвышающийся над днищем океанской котловины выше изобаты 5000 м до изобаты примерно 3000 м, сложен дифференцированными толеитами – оливиновыми, оливин-

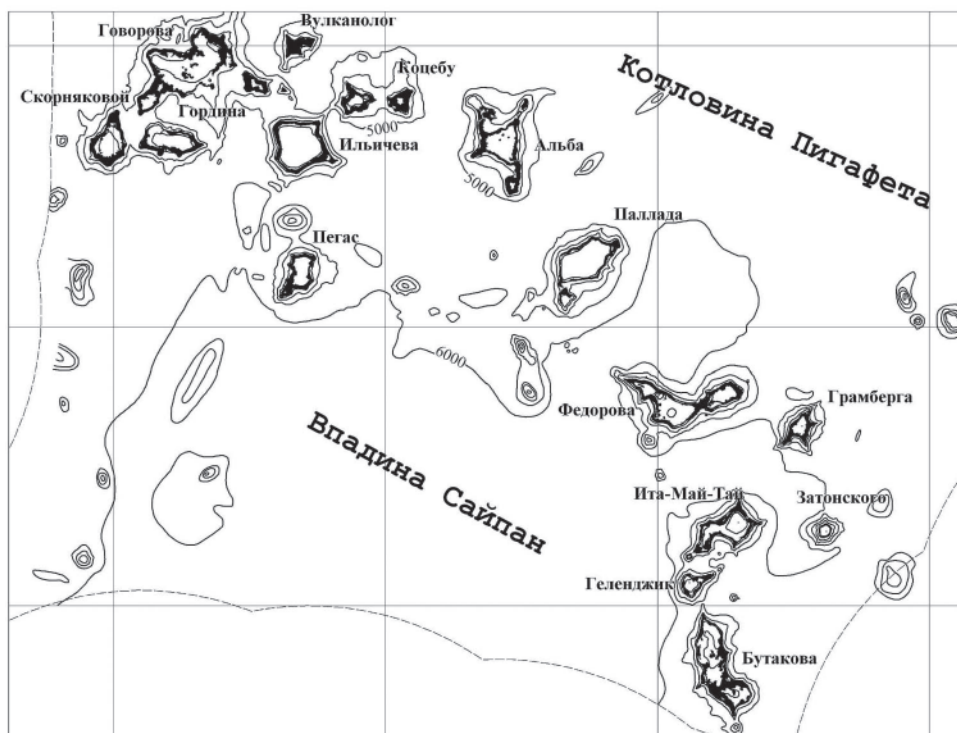


Рис. 3.8. Схема расположения рудных полей КМК в пределах Магеллановых гор (по М. Мельникову[1])

плагноклазовыми базальтами нормальной щелочности, океанитами, анкармитами и др. породами.

Выше пород первого комплекса залегают разнообразные субщелочные и щелочные базальты. Возраст первого комплекса оценивается как барремский, второго – верхнебарремский – аптский. Формирование абразионной поверхности происходило, по-видимому, в аптское время. Осадочная пачка, залегающая на этой поверхности, представлена переслаиванием разнообразных известняков, глин, туффитов и других образований вплоть до современных осадков.

В нижней части осадочной пачки нередко фиксируются породы мелководных рифогенных фаций, в верхней – глубоководные, пелагические фации.

Нередко на вершинных поверхностях гайотов и склонах гайотов наблюдаются многочисленные конусовидные и купольные структуры, которые расцениваются как производные позднего вулканического комплекса, связанного с проявлением позднейшей тектоно-магматической активизации. Возраст этого комплекса может варьировать от сеномана до среднего миоцена. Возможно, именно в этот наиболее поздний этап тектоно-магматической активизации гайоты были разбиты многочисленными разломами различного масштаба и приобрели вследствие этого присущие им угловатые очертания.

Корки образуют обширные покровы на скальных и твердых породах на склонах подводных гор крутизной 12–20° (рис. 3.9). На более крутых склонах процесс образования корок развит слабо. Субстратом корок могут быть породы различного состава. Наиболее часто они образуются на выветрелых базальтах и известняках. Распространены корки преимущественно в батиметрическом интервале 1000–3500 м, облекая привершинные и верхние части склонов гайотов. На плоских вершинах местами отмечаются маломощные корки, конкреции, современные осадки, под которыми также возможны корки. В нижних частях склонов корки также становятся более тонкими, а у подножий гор нередко наблюдаются шлейфы, представленные конкрециями. Конкрекции, сопутству-

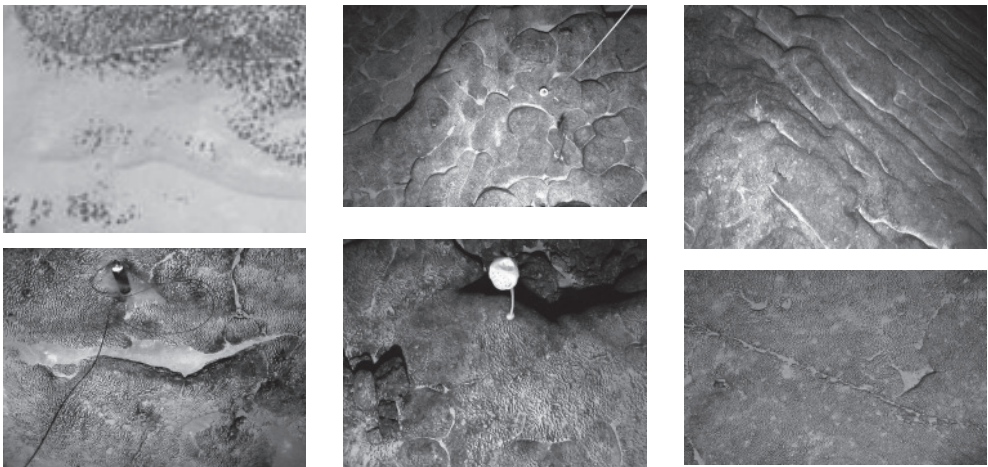


Рис. 3.9. Донные фотографии железомарганцевых корок (По М. Мельникову[1])

ющие коркам, резко отличаются по составу от конкреций котловин. На шлейфах некоторых гор известны конкреционные мостовые – плотно залегающие конкреции, сцементированные рудным материалом в монолитное образование толщиной в несколько сантиметров. Наряду с корками и конкрециями на гайотах встречаются так называемые корково-конкреционные образования. Они представляют собой отторженцы, имеющие нерудное ядро и рудную оболочку как на верхней, так и на нижней поверхностях. По существу, это конкреции, размер ядра которых достаточно велик (нерудная часть занимает на срезе более 50% площади).

Таким образом, оруденение подводных гор имеет в общем концентрически-зональный характер; центр зональности – вершинная поверхность, покрытая рыхлыми плиоцен-четвертичными осадками и представляющая собой безрудную зону.

Каждое такое горное сооружение может рассматриваться как самостоятельное рудное поле.

Покровы кобальтоносных корок на гайотах характеризуются резкой изменчивостью. Морфологические особенности их распространения, мощность, содержание металлов и другие параметры зависят от комплекса горно-геологических условий их образования. В этот комплекс входят и фациальная обстановка, характер рельефа, глубина, крутизна склонов, их расчлененность и т. д. Все эти и другие особенности позволяют в пределах каждой структуры выделить отдельные залежи, рудные тела, которые различаются и условиями прогнозируемой эксплуатации и технологическими свойствами. На гайоте Альба,

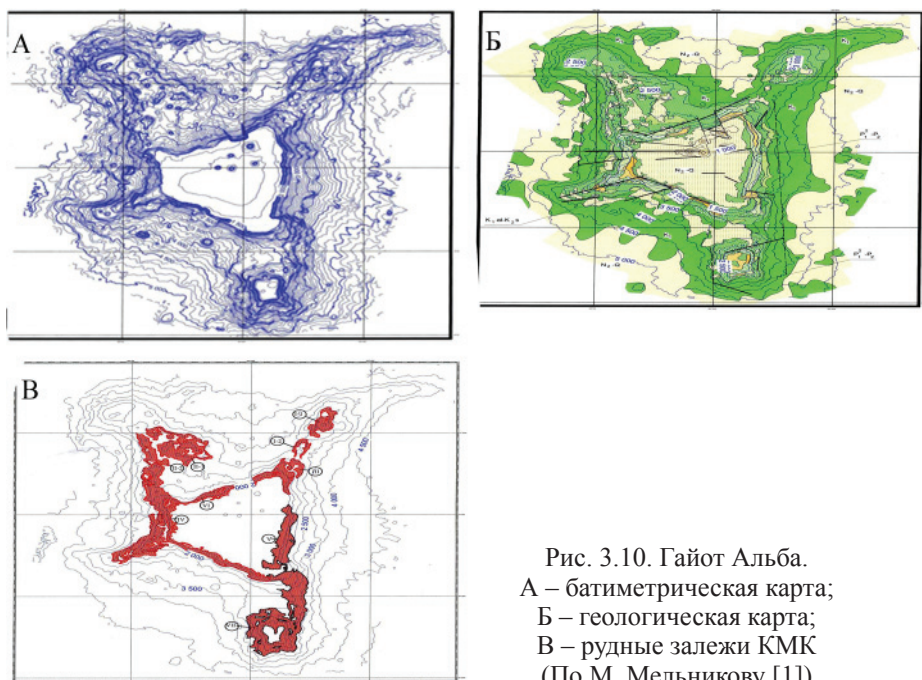


Рис. 3.10. Гайот Альба.  
 А – батиметрическая карта;  
 Б – геологическая карта;  
 В – рудные залежи КМК  
 (По М. Мельникову [1])

в частности, выделено 7 рудных залежей, разнообразных по форме, интервалу глубин, размерам, технологическим показателям (рис. 3.10).

Мощность корок варьирует от первых сантиметров до 15–20 см. Корки содержат до 20% марганца, около 15% железа, от 0,3 до 2,5% кобальта. По составу и содержанию металлов корки представляют не менее, возможно, даже более ценное потенциальное сырье, чем конкреции. По некоторым показателям, прежде всего по содержанию кобальта и некоторых других элементов (например, по содержанию платины) превосходят их.

Практически повсюду корки характеризуются слоистым строением. Наиболее детальная стратификация разработана М. Мельниковым, И. Пуляевой и С. Плетневым для корок Магеллановых гор и поднятия Маркус-Уэйк [Международно-правовые..., 1989].

### Литература

*Авдонин В. В., Еремин Н. И., Мельников М. Е., Сергеева Н. Е.* Мезокайнозойский железомарганцевый рудогенез Мирового океана. ДАН. 2013. Т. 456. 6. С. 1–3.

*Авдонин В. В., Кругляков В. В.* Металлогения Мирового океана: учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 2005. 189 с.

*Авдонин В. В., Кругляков В. В., Лыгина Т. И., Мельников М. Е., Сергеева Н. Е.* Оксидные железомарганцевые руды океана: генетическая интерпретация текстур и структур. М: ГЕОС, 2014. 163 с.

*Авдонин В. В., Кругляков В. В., Сергеева Н. Е.* Внутриплитные базальты провинции Клариион-Клиппертон (Тихий океан). Изв. Вузов, Геология и разведка, 2010, № 1, с. 33–40.

*Авдонин В. В., Сергеева Н. Е.* К истории исследования природы оксидных железомарганцевых руд Мирового океана. Рациональное освоение недр. 2018, № 5. С. 40–51.

*Андреев С. И.* Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб: Недра, 1994. 191 с.

*Блюман Б. А.* Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. – СПб.: Из-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.

Инженерная геология рудной провинции Клариион-Клиппертон в Тихом океане. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 197. СПб: Наука, 2004. 280 с.

*Лыгина Т. И.* Железомарганцевые конкреции абиссальных котловин // В кн. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Учебник для вузов. М.: Академический Проект, 2007. С. 451–495.

*Лыгина Т. И.* Внутриплитная эндогенная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.

*Лыгина Т. И.* Геологическое строение и рациональная комплексная система изучения абиссальных месторождений железомарганцевых конкреций // Рациональное освоение недр. 2012. № 2. С. 28–37.

Международно-правовые и экономические проблемы поиска, разведки и освоения минеральных ресурсов глубоководных районов Мирового океана/Каз-

мин Ю. Б., Волков А. Н., Глумов И. Ф., Корсаков О. Д., Кулындышев В. А. Геленджик: ПО «Южморгеология», 1989. 143 с.

*Мельников М. Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУПП ГНЦ Южморгеология, 2005. 230 с.

*Мельников М. Е., Авдонин В. В., Плетнев С. П., Седышева Т. Е.* Погребенные конкреции Магеллановых гор. Литология и полезные ископаемые, 2016, № 1. С. 3–15.

Минерагеническая карта Мирового океана (масштаб 1:15 000 000). Объяснительная записка. Гл. ред. *С. И. Андреев*. Спб., ВНИИОкеангеология, 2008. 85 с.

*Юбко В. М., Лыгина Т. И.* Внутриплитные вулканогенно-гидротермальные системы зоны Кларифон-Клиппертон Тихого океана // Доклады РАН. 2005 Т. 462. № 4. С. 452–455.

## **Глава 4. МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СОВРЕМЕННЫХ ВЗГЛЯДОВ НА ПРИРОДУ ОКСИДНЫХ РУД**

Проблема генезиса оксидных руд еще далека от решения, которое разделялось бы если не всеми, то хотя бы неким большинством исследователей.

Положение о подразделении оксидных руд на две формации – железомарганцевых конкреций (ЖМК) и кобальтоносных корок (КМК) подтверждается и практической целесообразностью – при поисково-разведочных работах принято выделять два соответствующих геолого-промышленных типа.

Конкреционные руды в виде скоплений округлых стяжений полупогруженных в рыхлый осадок усеивают океанское дно на обширных площадях глубоководных абиссальных котловин. Скопления наибольшей плотности имеют промышленное значение и рассматриваются как рудные залежи. Наиболее детально изученные с промышленной и научной точек зрения залежи локализованы в пределах провинции Кларифон-Клиппертон, расположенной в северной части Тихого океана между двумя трансформными разломами.

Кобальтоносные корки образуют сплошные покровы, облегающие выходы коренных пород на склонах подводных гор. Примером корковых рудных полей могут служить гайоты Магеллановых гор. По составу корки близки конкрециям, но отличаются выдержанной стратификацией.

Главная особенность оксидных руд состоит в том, что они находятся в стадии формирования: накопление рудного материала, начавшееся почти 170 млн лет назад, продолжается с перерывами и в настоящее время.

С момента первого обнаружения конкреций и до настоящего времени природа оксидных руд остается загадочной. И это несмотря на то, что и конкреции, и корки чрезвычайно широко распространены на океанском дне и повсюду легко доступны для изучения. А изучением руд более пятидесяти лет (с тех пор, как выяснилась их промышленная значимость) занимаются научные коллективы многих стран мира. За это время было предложено несколько различных концепций оксидного железомарганцевого рудогенеза от гидрогенной до гальмиролитической, однако ни одна из них не смогла объяснить все особенности, ответить на все вопросы, связанные с этими образованиями.

К концу 1990-х г. усилиями морских геологов, микробиологов и микропалеонтологов была разработана и обоснована биологическая концепция, согласно которой кобальтоносные корки и железомарганцевые конкреции имеют бактериальную природу и идентифицируются как строматолиты и онколиты [Авдонин и др., 2016; Авдонин, Сергеева, 2014; Hu Wenxuan, et al, 2000]. Согласно этим представлениям, и корки и конкреции рассматриваются нами как продукты жизнедеятельности бактериальных сообществ, которые в процессе эволюции приобрели способность окислять двухвалентные соединения железа и марганца и осаждать оксиды металлов в кристаллической или аморфной форме внутри и на поверхности клеток, формируя таким образом структурный каркас построек. Вероятнее всего продуктами окисления извлеченных



металлов являются аморфные слабо окристаллизованные оксиды (гидрооксиды) марганца и железа, отлагающиеся в клетках, связывающиеся с клеточными стенками или накапливающиеся в гликокаликсе. Таким образом, происходит постепенное заполнение кристаллическими или аморфными минералами всех элементов бактериальной структуры. Впоследствии в процессе диагенеза они преобразуются в преобладающие в оксидных рудах вернадит, ферроксигит и др. минералы.

К этому необходимо добавить, что растущие корки и конкреции имеют высокую пористость и тонкодисперсное строение, обладали большой сорбционной емкостью. По этой причине оксидные руды насыщались комплексом цветных, редких, редкоземельных металлов.

Детальное изучение субмикроскопических текстур и структур этих руд, сопоставление наблюдаемых форм с материалами микробиологических и бактериальных палеонтологических исследований позволило обосновать вывод о том, что основой их строения являются бактериальные маты [Авдонин и др., 2014; Бактериальная..., 2002].

По данным микробиологов, бактериальные маты – это самые древние экосистемы на Земле, возникшие более 3,5 млрд лет назад [Заварзин, 2003; Ископаемые бактерии..., 2011].

Наиболее наглядно главнейшие особенности состава и строения бактериальных матов проявлены в разрезах строматолитов. Железомарганцевые строматолиты возникли на подводных поднятиях, подобных гайотам тихоокеанских Магеллановых гор после Великого мезозойского вымирания [Авдонин и др., 2013; Авдонин и др., 2014].

Начало образования оксидных руд совпадает с началом формирования современной структуры Мирового океана в конце средней юры. Это особый этап развития Земли, в результате которого образовался новый океанический тип коры, установился новый режим осадконакопления, и возникла своеобразная геологическая формация – океанская водная толща. Интенсивное развитие базальтового магматизма определило начало второй (после протерозойской) мезокайнозойской глобальной эпохи накопления железомарганцевых руд [Авдонин и др., 2013].

В строматолитовом разрезе выделяется четыре макрослоя общей толщиной от 10–11 до 25 см. Редкие корки достигают толщины 40 см. Слоям присвоены наименования (снизу): I-1, I-2, II и III [Мельников, 2005]. Корки детально стратифицированы. М. Мельников, С. Плетнев, И. Пуляева на основе биостратиграфических исследований установили, что слои корок формировались в следующие возрастные промежутки: слой I-1 в позднем палеоцене – раннем эоцене, слой I-2 в среднем – первой половине позднего эоцена, слой II в среднем-позднем миоцене, слой III датируется плиоцен-четвертичным возрастом.

Реликтовые слои ранее существовавших корок, местами подстилающих основной разрез, датированы кампан-маастрихтским и позднепалеоценовым (?) возрастом [Мельников, 2005; Мельников, Плетнев, 2013]. Толщина их достигает 8 см. «Реликтовый» слой залегает обычно на выветрелом субстрате. Он

либо содержит обломки субстрата, либо, в случае пористого основания, представленного фораминиферовыми или биогермными известняками, прорастает в субстрат, выполняя поры и замещая отдельные зерна породы. Реликтовый слой сложен смоляно-черным рудным веществом, состоящим из вернадита, 5А минерала, асболан-бузерита, кальцита, кварца.

Слой I-1 (толщиной 2–7 см) по внешнему облику напоминает антрацит и получил название «антрацитовидный». Он характеризуется тонкослоистой текстурой, обилием межслоевых и секущих фосфатных прожилков. Часто этот слой является основанием разреза.

Выше залегает слой I-2 (толщиной 3–6 см), имеющий пятнисто-дендритовое строение с включениями карбонатно-фосфатного осадка. Ему свойственны крупно- и гигантостолбчатые текстуры, в которых полости между столбцами выполнены карбонатным и фосфатным материалом. В нем местами установлено угловое несогласие с подстилающим слоем. В пределах слоя чередуются разновозрастные зоны с различными текстурами столбцов. В верхней части слоя фосфатный материал интерстиций сменяется карбонатным и глинистым.

Следующий слой II (толщиной 2–5 см), пористый с грубо-столбчатой текстурой. Он сложен вернадитом, феррооксигитом с примесью глинистых минералов, цеолитов, гетита, кварца, полевых шпатов, следами апатита. Слой имеет трехчленное строение: сверху и внизу слои тесно сомкнутых столбцов, в середине столбцы кустистые и ветвящиеся. Пространство между столбцами заполнено глинистым, преимущественно монтмориллонитовым, материалом.

Слой III (толщиной 1–3 см) отличается массивной текстурой и нечеткой слоистостью. Он сложен плотными рядами прямолинейных тонких столбцов. Его состав: вернадит, феррооксигит, бернессит, кварц, полевые шпаты.

Таким образом, корковый разрез охватывает временной интервал от кампан-маастрихта до настоящего времени [Авдонин и др., 2016; Мельников, Плетнев, 2013]. Последовательность слоев отражает эволюцию процессов рудообразования.

Как бы установлено, формирование корок началось намного раньше конкреций абиссальных котловин. По возрасту эти конкреции могут быть сопоставимы со слоем III – верхней частью слоя II корок. Возможно, нижним слоям корок соответствуют прослой конкреций в толще осадочного чехла.

Все макрослои имеют слоисто-столбчатые текстуры. Однако характер столбцов, их размеры, форма, степень сближенности, размеры и форма межстолбцовых полостей существенно различаются.

Свойственная слоистому разрезу изменчивость столбцов является следствием влияния окружающей среды и приспособления организмов к изменяющимся условиям. В благоприятных стабильных условиях формируются ровные ряды параллельных столбцов. Участки утолщения, ветвления, появление тонких, угнетенных форм возникают, вероятно, в изменившихся условиях. Часто они сопровождаются резким увеличением осадочного материала в интерстициях.

Сопоставление корковых слоев с одновозрастными образованиями осадочного чехла позволило установить, что два нижних слоя осаждались в условиях шельфа – верхней батииали (менее 600 м). Реликтовые слои могли формироваться в еще более мелководных условиях, вплоть до фотической зоны. Рудообразование двух верхних слоев происходило на глубинах близких к современным, то есть от 1200 до 3000 м [Герасименко и др., 2013].

Строматолиты нарастают на коренные породы дна, поэтому всегда растут в одном направлении – вверх. Этим обусловлено столбчатое строение корок – параллельно ориентированные столбцы – наиболее рациональная структура для колониального сообщества микроорганизмов (рис. 4.1). В зависимости от конкретных условий возникают короткостолбчатые, длинностолбчатые, тесно сомкнутые или с промежутками и полостями, ветвящиеся и тому подобные текстуры (рис 4.2; 4.3). Толщина столбцов колеблется в пределах 0,2–0,3 мм. В поперечных срезах наблюдаются столбцы с овальными или полигональными очертаниями в зависимости от степени их сомкнутости (рис. 4.4; 4.5). Текстура корок со всеми ее вариациями практически полностью подобна строматолитовой (рис. 4.1). Это и послужило первопричиной отнесения КМК к строматолитам.

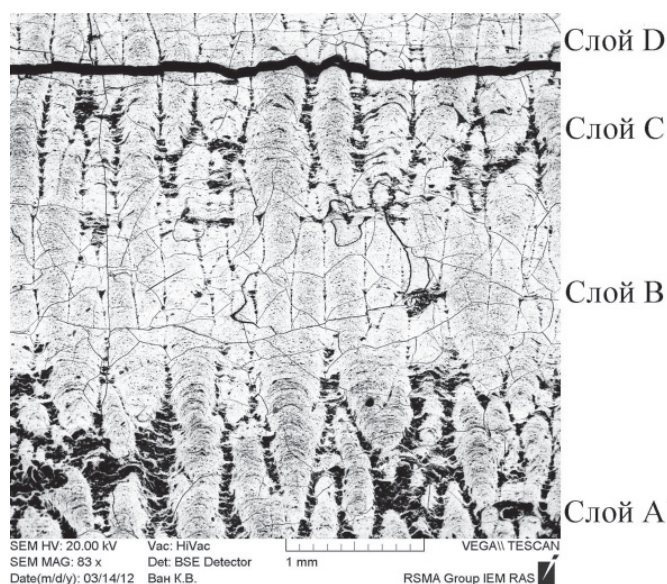


Рис. 4.1. Столбчато-слоистая текстура строматолита. Продольный разрез. Полированный шлиф

Текстурный рисунок онколитов определяется развитием фестонов (рис.4.6–4.8). В строматолитах бактериальные маты представлены чередованием фосцилизированных реликтов бактериальных пленок (рис. 4.9). В последних часто сохраняются многие признаки, позволяющие сопоставлять их с современными биопленками. Толщина биопленок колеблется в пределах от 0,5 до 1,5 мкм и более. Биопленки – это совокупность микробных клеток, окруженных, а ино-

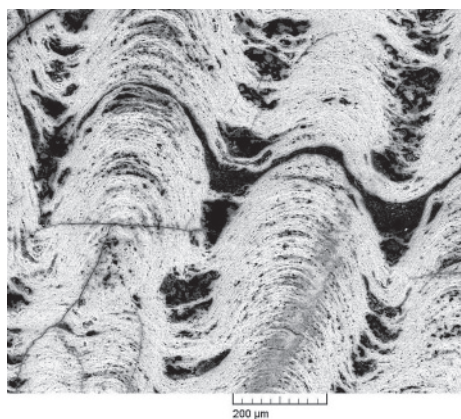


Рис. 4.2. Столбцы, соединенные биопленками

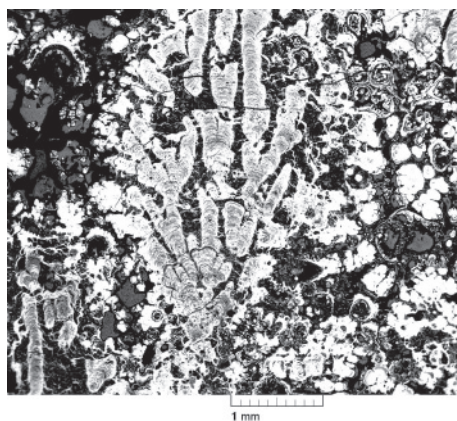


Рис. 4.3. Ветвисто-столбчатая текстура

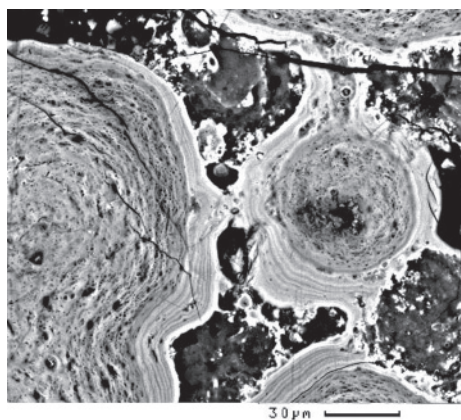


Рис. 4.4. Поперечный срез расходящихся столбцов с овальными очертаниями

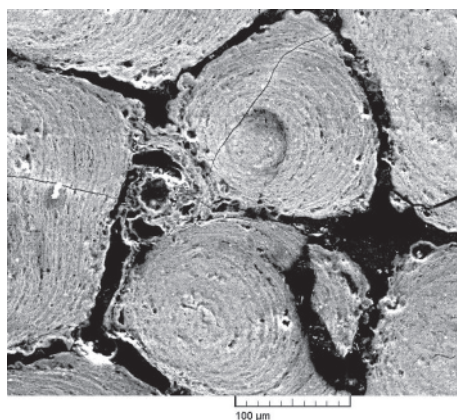


Рис. 4.5. Поперечный срез тесно сомкнутых столбцов с полигональными очертаниями

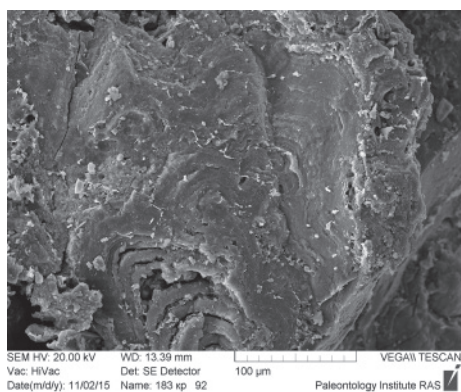


Рис. 4.6. Фестоны онколитов

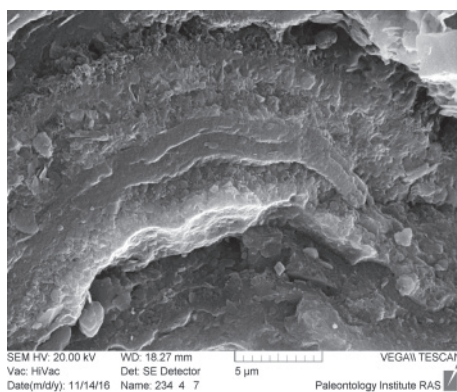


Рис. 4.7. Фестоны онколита

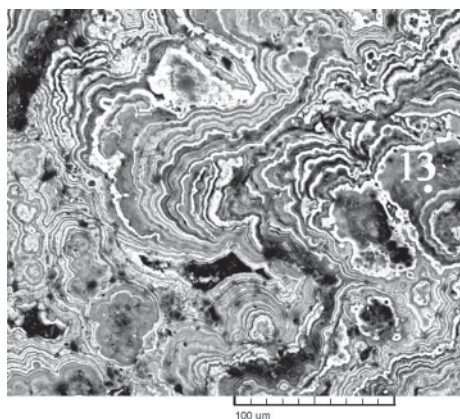


Рис. 4.8. Биопленки онколита.  
Полированный шлиф

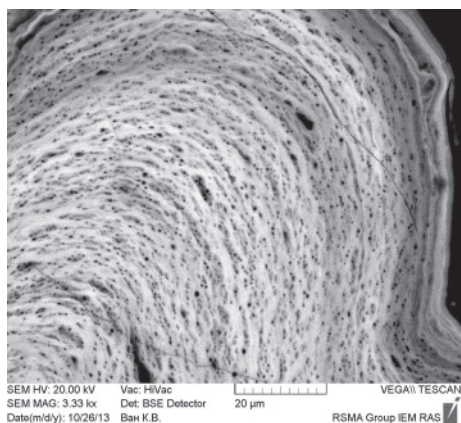


Рис. 4.9. Ритмичное чередование  
биопленок в строматолите

гда погруженных, в массу внеклеточного полимерного органического вещества – гликокаликса (экзополисахаридов – ЭПС) – формообразующего средства, превращающего микробное сообщество в морфологически единое образование. В них обнаруживается переплетение нитевидных и коккоидных форм бактерий [Заварзин, 2003; Ископаемые бактерии..., 2011; Пиневиц, 2006].

Проведенные исследования с использованием сканирующего электронного микроскопа позволили получить более подробную информацию об особенностях строения железомарганцевых строматолитов как продуктов жизнедеятельности микробактериальных сообществ.

Во всех слоях кобальтоносных корок обнаружено обилие различных фоссилезированных биоморфных элементов, что подтверждает активное участие микроорганизмов в формировании структуры железомарганцевых строматолитов.

Фоссилезированные биоплёнки выглядят как переслаивающиеся плотные пакеты однородных и пористых микрослойков, слоев фоссилезированного гликокаликса и скоплений трихом и индивидуальных обособлений нитчатых бактерий (см. рис. 4.9).

Итак, биоплёнки, слагающие строматолитовые бактериальные маты, как и другие биоплёнки, в процессе жизнедеятельности представляли собой целостное образование – сообщество микроорганизмов.

Экспериментальными исследованиями установлено, что клетки и их структуры в биоплёнках способны получать информацию о пространстве, обмениваться ею с основной массой сообщества и, следовательно, проявлять «согласованное» поведение.

Строителями железомарганцевых строматолитов являются биоплёнки прокариот, формирующие бактериальные маты – стратифицированные макроколонии микроорганизмов [Авдонин и др., 2016; Авдонин и др., 2013; Авдонин, Сергеева, 2014]. Биологическое тело мата состоит из горизонтальных слоев толщиной от одного микрометра до нескольких миллиметров. Бактериальный мат растет по мере развития входящих в его состав микроорганизмов. Мат,

пропитанный оксидами железа и марганца, и представляет собой железомарганцевый строматолит.

Вертикальные столбцы строматолитов сложены последовательно нарастающими горизонтальными слоями – fossilized биопленками.

Бактерии, наблюдаемые в биоплёнках КМК и ЖМК, практически одинаковы на том уровне диагностики, который достигнут в настоящем исследовании. Наиболее распространены нитевидные и коккоидные бактерии. Обычными элементами строматолитовых и онколитовых бактериальных матов являются биоплёнки, состоящие из скопления нитчатых бактерий и массы гликокаликса. Среди плотных пачек биоплёнок встречены своеобразные трубчатые био-генные структуры с округлыми или овальными сечениями «трубок». Диаметр их составляет около 3 мкм. Нередко обнаруживаются выходы свободных индивидов из плёнок в виде нитчатых бактерий, кокков и коккоидов (рис. 4.10–4.16).

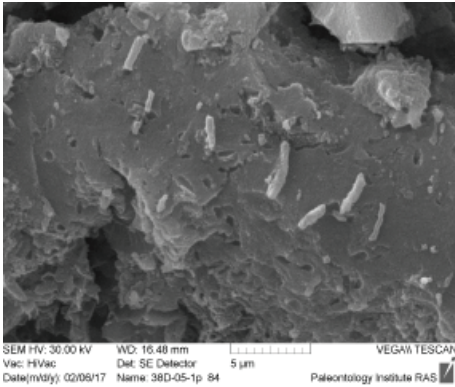


Рис. 4.10. Выходы нитчатых бактерий из оболочек

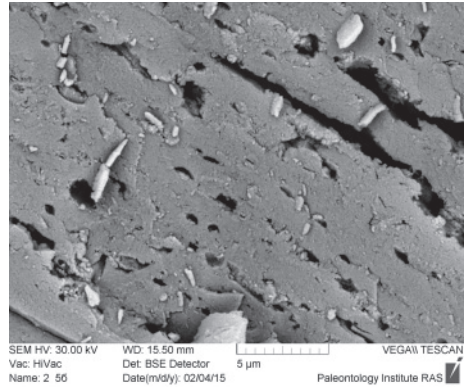


Рис. 4.11. Прослой биопленок с нитчатыми бактериями

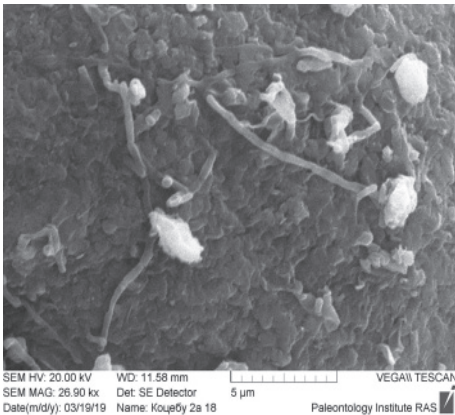


Рис. 4.12. Нитчатые бактерии

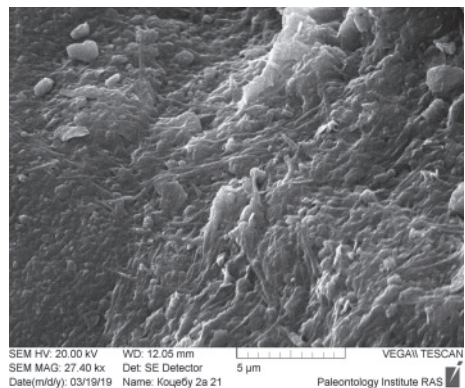


Рис. 4.13. Переплетение нитчатых бактерий

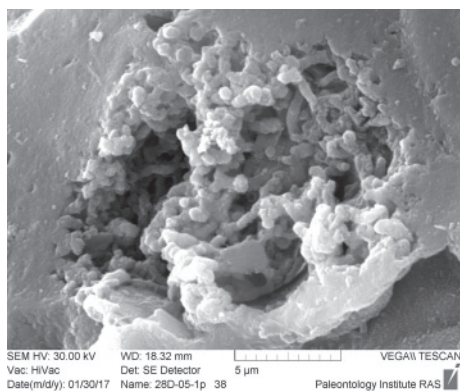


Рис. 4.14. Трихомы нитчатых бактерий

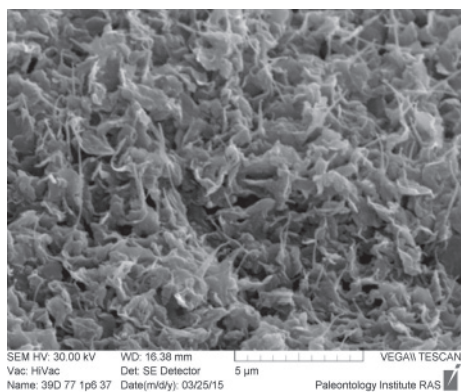


Рис. 4.15. Гликокаликс

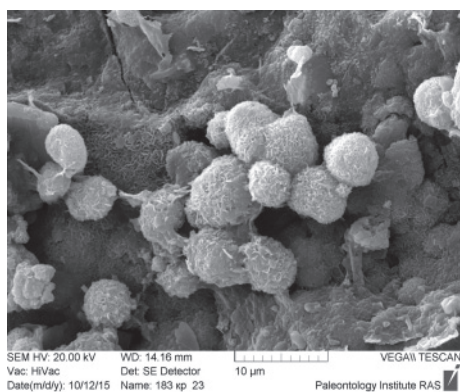


Рис. 4.16. Коккоиды

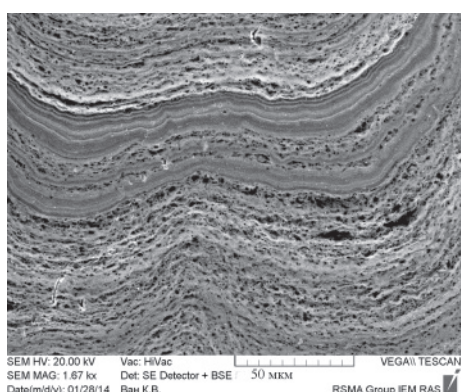


Рис. 4.17. Бактериальный мат.  
Чередование марганцовистых и железистых микрослойков

В биоплёнках, слагающих строматолитовые бактериальные маты, наблюдаются признаки взаимодействия микроорганизмов. Формирование биоплёнок является следствием согласованного группового поведения бактерий и определяется т. н. «чувством кворума» [Грузина, 2003; Hu Wenxuan et al, 2000]. Все особенности текстурных характеристик оксидных руд в значительной степени являются проявлением именно этого феномена. Синхронный рост столбцов, формирование упорядоченных дендритоподобных построек, возможно, является следствием проявления специфического социального поведения бактериальных сообществ [Заварзин, 2003].

В процессе детального изучения биоформ оксидных руд выяснилась одна важная роль нитчатых бактерий. Как упоминалось выше (см. главу 1), на микроскопическом уровне исследования руд было установлено, что и конкреции и корки имеют слоистое строение, при этом микрослойки существенно различаются по составу. Были выделены марганцовистые «кристаллические» и железистые «аморфные» слойки. Это открытие послужило поводом привлечь механизм автоколебательных реакций для объяснения ритмичного строения руд

– закономерного переслаивания железистых и марганцовистых микрослойков [Авдонин, Сергеева, 2003; Пунин и др., 1995; Sorem, Fewkes, 1979].

Впоследствии использование современных технических средств (микроанализаторов) позволило установить, что микрослойки – это бактериальные маты или их фрагменты, поэтому биоплёнки, слагающие их, тоже подразделяются на марганцовистые и железистые. На современном предельно достигнутом уровне детальности можно попытаться установить природу этого явления. В результате многочисленных наблюдений было установлено, что биоплёнки с более высоким содержанием железа отчетливо выделяются в разрезах бактериальных матов обилием округлых, овальных пор (рис. 4.17). Именно эти биоплёнки содержат многочисленные скопления нитчатых бактерий. Отверстия в них – это следы «выхода» бактерий. Кроме того, среди чередующихся биоплёнок часто наблюдаются скопления трихом нитчатых бактерий (рис. 4.18). Микроаналитические исследования этих остатков свидетельствуют о том, что они отличаются повышенными концентрациями железа. Несмотря на сравнительно небольшое число микроанализов, закономерности достаточно очевидны. На диаграмме чётко выделяется группа нитчатых бактерий повышенной железистости и вторая группа плотных марганцовистых биоплёнок (рис. 4.19).

Таким образом, можно предположить, что «железистость» биоплёнок обусловлена обилием нитчатых бактерий повышенной железистости, а марганцовистые биоплёнки помимо гликокаликса содержат бактерии, усваивающие главным образом марганец.

В состав корок и конкреций входят не только оксиды железа и марганца (как продукты жизнедеятельности бактериальных сообществ), но и петрогенные элементы, а также разнообразные органические остатки животного (раковины фораменифер, радиолярий, спикулы губок и др.) и растительного (панцири диатомовых водорослей, кокколиты и др.) происхождения. Необ-

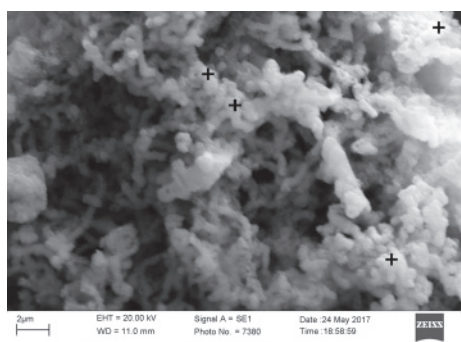


Рис. 4.18. Трихомы нитчатых бактерий. Точками обозначены места микроанализа

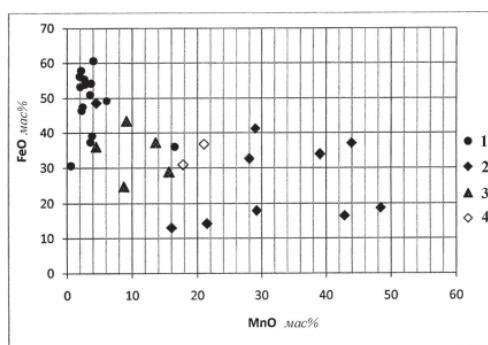


Рис. 4.19. Диаграмма содержаний марганца и железа в различных биоформах бактериального мата. Условные обозначения: 1 – нитчатые бактерии, кокки; 2 – плотные участки, 3 – рыхлые участки, содержащие бактерии; 4 – гликокаликс



ходимо отметить, что посторонние органические остатки обычно сохраняют свойственный им первичный состав (кремнистый, фосфатный) и не подвергаются замещению железомарганцевыми минералами. Часть этого материала попадает в растущие корки и конкреции из окружающей среды в виде обломков минералов и пород и легко распознается даже на микроскопическом уровне. А другая часть – это такие же продукты жизнедеятельности бактерий, как железо и марганец. Они поступали в растущие структуры одновременно с марганцем и железом. О такой их природе свидетельствует, в частности, то обстоятельство, что они постоянно фиксируются по данным микроанализа субмикроскопических слоев, лишенных каких-либо заметных примесей. Более того, проявлена определенная корреляция между Fe и Mn, с одной стороны и Si и Al, с другой. В участках, обогащенных Mn, содержится больше Mg, Al, K, а повышенные концентрации Fe сопровождаются увеличением Si, Ti, Ca.

Из этого следует вывод, что структурная основа оксидных образований состоит из железомарганцевых и петрогенных компонентов.

Помимо перечисленных выше примеров морфологического подобия присутствующих в изученных рудах биоформ современным бактериальным видам, в процессе исследований установлены признаки биологической активности некоторых биоплёнок. Активность биоплёнок выражается в их взаимодействии с окружающей средой, в реакции бактерий на внешнее воздействие. Признаки этих явлений и их последствия отчетливо зафиксированы в особенностях строения бактериальных матов. Прежде всего, эти наблюдения относятся к онколитам. Подробнее эти явления охарактеризованы в главе 6.

Бактериальные маты железомарганцевых строматолитов по текстурному рисунку очень близки обычным широко известным строматолитам. Реликты бактериальных плёнок морфологически подобны современным бактериальным плёнкам: в них угадывается переплетение нитевидных и коккоидных форм цианобактерий. Приведенные материалы подтверждают морфологическое подобие fossilized объектов современным бактериальным сообществам, обитающим в реальной обстановке.

Упомянутые признаки активного взаимодействия биоплёнок с окружающей средой рассматриваются как механизм приспособления организмов к изменяющейся обстановке.

### Литература

*Авдонин В. В., Еремин Н. И., Мельников М. Е., Сергеева Н. Е.* Мезокайнозойский железомарганцевый рудогенез Мирового океана // ДАН. 2013. Т. 456. № 6. С. 1–3.

*Авдонин В. В., Жегалло Е. А., Сергеева Н. Е.* Микростроение железомарганцевых строматолитов и онколитов океанского дна. Изв. Вузов. Геология и разведка. 2016. № 2. С. 27–32.

*Авдонин В. В., Кругляков В. В., Лыгина Т. И., Мельников М. Е., Сергеева Н. Е.* Оксидные железомарганцевые руды океана: генетическая интерпретация текстур и структур. М.: ГЕОС, 2014. 163 с.

Авдонин В. В., Сергеева Н. Е., Ван К. В. Закономерности роста железомарганцевых конкреций провинции Кларирон-Клиппертон (Тихий океан) // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2013. №4. С. 17–20.

Авдонин В. В., Сергеева Н. Е. Эволюция структурных форм железомарганцевых строматолитов океанского дна. Изв. Вузов. Геология и разведка. 2014. №3. С. 38–44.

Авдонин В. В., Сергеева Н. Е. Об особенностях формирования железомарганцевых конкреций и корок // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. Геология. 2003. №5. С. 31–39.

Бактериальная палеонтология. 2002 // А. Ю. Розанов (ред.). М.: ПИН РАН. 188 с.

Герасименко Л. М., Орлеанский В. К., Зайцева Л. В. Накопление и осаждение  $Mn^{2+}$  клетками *Oscillatoria terebriformis*. Микробиология, 2013, том 82, №5, с. 605–613.

Грузина В. Д. Коммуникативные сигналы бактерий. Антибиотики и химиотерапия. 2003, 48 (10). С. 32–39.

Дубинина Г. А., Сорокина А. Ю. Нейрофильные литотрофные железоокисляющие прокариоты и их участие в биохимических процессах цикла железа. Микробиология, 2014, том 83, №2, с. 127–142.

Заварзин Г. А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука. 2003. 348 с.

Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах/Под ред. А. Ю. Розанова, Г. Т. Ушатинской. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.

Мальцев С. В., Мансурова Г. Ш. Что такое биопленка? Природная медицина. 2013. №1 (13). С. 86–89.

Мельников М. Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП ГНЦ Южморгеология, 2005. 230 с.

Мельников М. Е., Плетнев С. П. Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (на основе биостратиграфических исследований)//Литология и полезн. ископаемые. 2013. №1. С. 3–16.

Пиневиц А. В. Микробиология. Биология прокариотов. Т. 1. Спб: Изво С. Петерб. ун-та. 2006, 352 с.

Пунин Ю. О., Сметанникова О. Г., Демидова Г. Е., Смольская Л. С. О динамике формирования океанических железомарганцевых конкреций. Литология и полезные ископаемые. 1995. №1. С. 40–50.

Hu Wenxuan, Zhou Huayang, Gu Lianxing, Zhang Wenlan, Lu Xiancai, Fu Qi, Qi. Pan Jianming & Zhang Haisheng. New evidence of microbe origin for ferromanganese nodules from the East Pacific deep sea floor // Science in China. (Ser. D. 2000. Vol. 43, No. 2. P. 187–193.

Sorem R. K., Fewkes R. H. Manganese nodules, Research data and methods of investigation. N. Y. etc: IFI/Plenum, 1979-IX. 723 P.

## ГЛАВА 5. ТИПИЗАЦИЯ БИОФОРМ ОКСИДНЫХ РУД

Самые первые находки оксидных руд – конкреций, поднятых с океанского дна, с одной стороны озадачили наблюдателей, с другой – послужили поводом для высказывания различных предположений об их происхождении. Среди этих предположений нередко звучала мысль о биогенной природе этих образований, о том, что они сами являются биологическими существами. Идеи об участии живых организмов в формировании оксидных руд постоянно были в поле зрения исследователей. Но потребовались десятилетия напряженных поисков для того, чтобы подойти к обоснованному выводу о ведущей роли бактерий в железомарганцевом рудогенезе.

### 5.1. Биоформы в оксидных рудах

Как было отмечено выше, на ранних этапах изучения оксидные руды рассматривались как несколько необычные, оригинальные, но все же, несомненные продукты осадочного процесса. Это наглядно проявилось при разработке типизаций текстур и структур руд. Практически сразу, как только стали использоваться микроскопические методы, стало ясно, что строение руд следует рассматривать на различных уровнях: макроскопическом, микроскопическом, субмикроскопическом. Признавалось, что некоторые текстуры осадочных пород образуются под влиянием биологических факторов, но специально эта группа текстур не выделялась.

В большинстве авторитетных классификаций текстур и структур оксидных руд фигурируют в качестве наиболее распространенных массивно-слоистые, массивно-дендритовые и др. структуры, а также столбчато-дендритовые, радиально-дендритовые и др. текстуры [Успенская, Скорнякова, 1991], для которых использованы термины, типичные для осадочных пород.

В другой работе авторы избегают использовать понятия текстура и структура, а употребляют термин «строение». Но в качестве типичных примеров строения предлагаются термины: колломорфное строение, колломорфно-глобулярное, глобулярное, ячеистое, неравномерно-зернистое и др. [Батурин, Дубинчук, 1989]. И в этом случае не отражена специфика бактериальной природы руд, они молчаливо признаются аналогами осадочных образований.

Использование микрометодов, обеспечивающих большое увеличение (в частности, сканирующих электронных микроскопов), позволило увидеть оксидные руды в совершенно новом свете. Выяснилось, что на самом деле и конкреции, и корки более чем на 90% состоят из различных биоформ. В этой на первый взгляд беспорядочной совокупности остатков и обломков различных биологических форм удалось выделить несколько групп.

*Первая группа* – это фрагменты макрофауны. В корках и конкрециях очень часто присутствуют обломки крупных раковин, фораминифер, спикул губок и других форм. Раковины моллюсков и фораминифер имеют карбонатный состав, спикулы губок – кремниевый. В ряде образцов по данным микроана-

лиза был определен фосфатный состав обломков (рис. 5.1). Как правило, они обрастают почками – микроматами железомарганцевого состава (рис. 5.2). При этом никаких признаков замещения материала раковин оксидами железа или марганца не обнаружено (рис. 5.3).

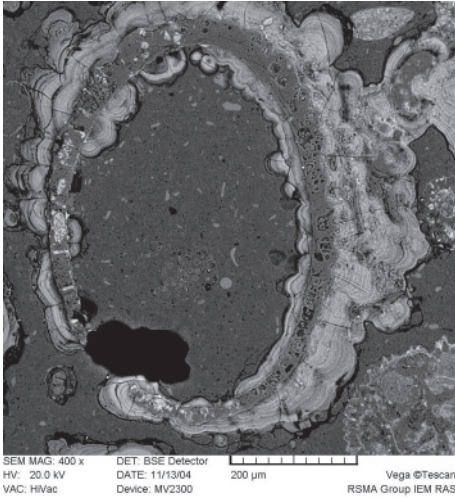


Рис. 5.1. Обломок раковины. С внешней и внутренней стороны образовались почковидные и слоистые железомарганцевые маты

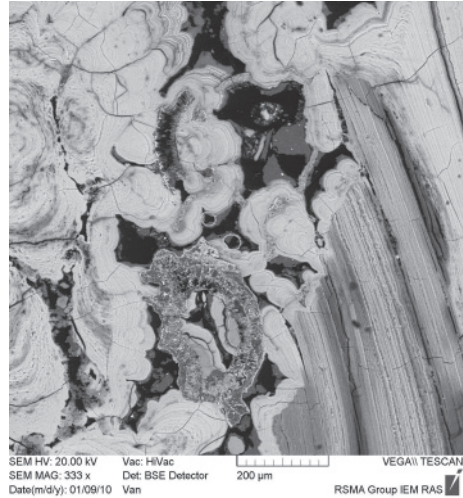


Рис. 5.2. Обломок раковины фосфатного состава, обросший железомарганцевыми почками

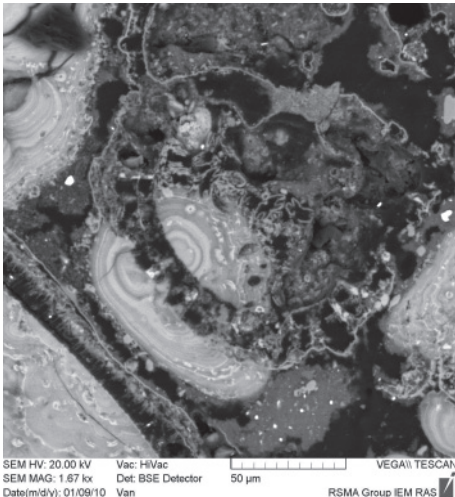


Рис. 5.3. Обломок раковины фораминиферы с железомарганцевыми почками симметрично (зеркально) расположенными на внешней и внутренней сторонах

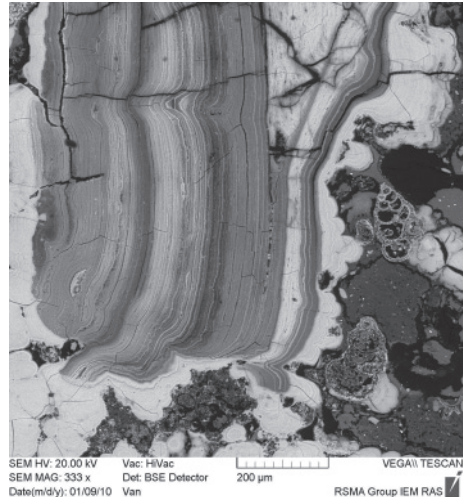


Рис.5.4. Крупный обломок раковины с железомарганцевыми почками. Справа на снимке в осадке – раковины фораминифер со спиральным расположением камер

**Вторая группа** представлена многочисленными остатками наннопланктона, обычно находящимися в фосфатных массах (рис. 5.4; 5.5). Благодаря хорошей сохранности, они послужили основой для разработки стратификационной схемы корок Магеллановых гор [Мельников, Пуляева, 1994]. Немного позже результаты изучения планктонных фораминифер позволили внести уточнения в эту схему [Мельников, Плетнев, 2013]. Фрагменты кокколитофорид (кокколитов) очень часто присутствуют как в строматолитах (рис. 5.6), так и в онколитах (рис. 5.7).

**Третья группа** – это fossilized остатки тех организмов, которые обитали в растущих строматолитах и онколитах в различного рода полостях, трещинах. Они не относятся к числу строителей этих образований, это своеобразные «гости», жившие параллельно с сообществами строителей. Наиболее наглядным примером этих существ являются ксенофиофории (рис. 5.8).

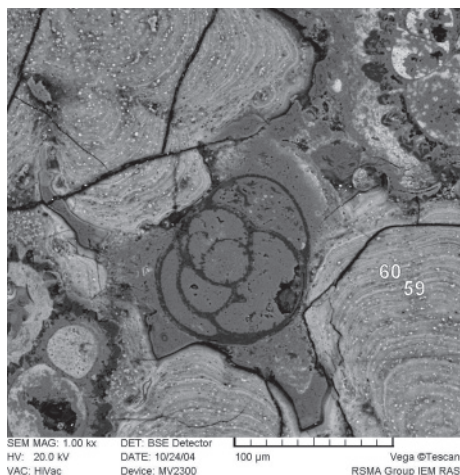


Рис. 5.5. Фораминифера в промежутке между столбцами строматолита

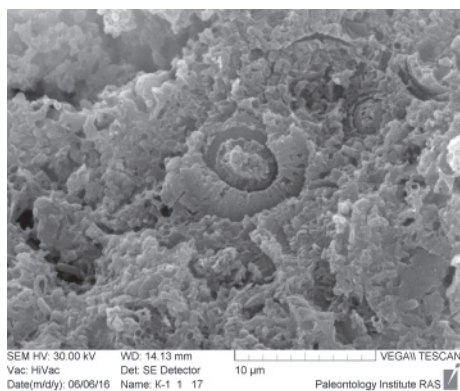


Рис. 5.7. Кокколитофориды в онколите

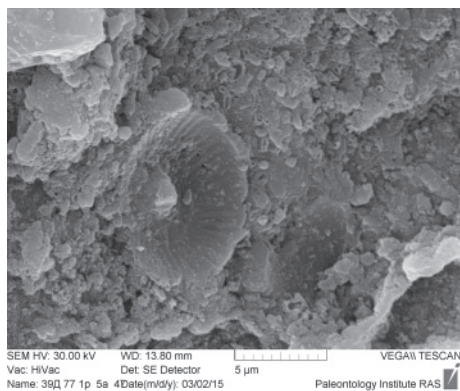


Рис. 5.6. Кокколитофориды в строматолите

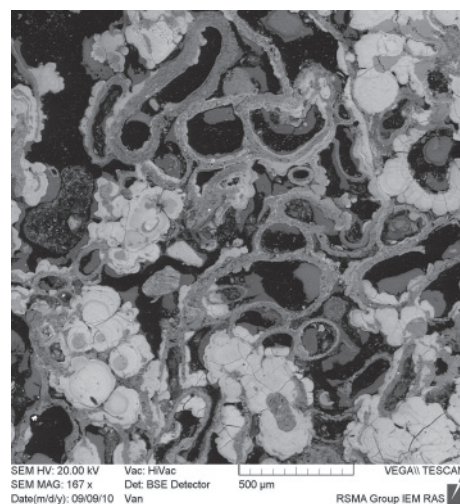


Рис. 5.8. Ксенофиофора

Ксенофиофории, или ксенофиофоры – сравнительно недавно обнаруженные одноклеточные организмы, иногда достигающие гигантских размеров (до 10 и даже 20 см в диаметре). Это агглютинирующие фораминиферы, которые строят свой скелет, используя посторонний строительный материал (минеральные зерна, раковины планктонных фораминифер и радиолярий, спикулы губок), скрепляя частицы клейким секретом мукополисахаридного типа (рис. 5.9) [Каменская и др., 2012]. Местами стенки скелета трассируются зернами барита, а кое-где на стенках нарастают железомарганцевые почковидные маты (рис. 5.10). Форма экзоскелета ксенофиофор различна – сферическая, трубчатая, пластинчатая, сетчатая. В изученных нами образцах это сильно искривленная и деформированная сферическая форма (рис. 5.11).

Свидетельство их широкого распространения в провинции Кларион-Клиппертон приведено в работе О.Е. Каменской с соавторами [Каменская и др., 2012], где указано, что «гигантские простейшие» (ксенофиофории и ко-

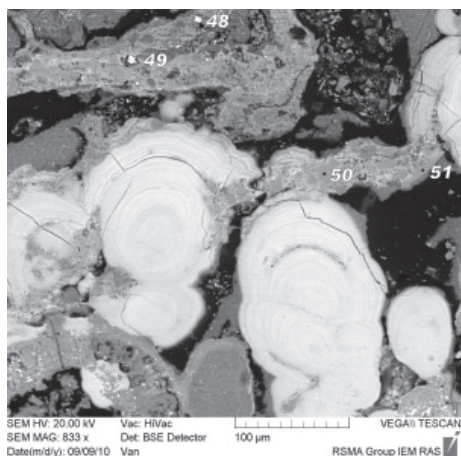


Рис. 5.9. Фрагмент стенки ксенофиофоры: 48 – титаномагнетит; 49 – хромит; 50, 51 – плагиоклаз

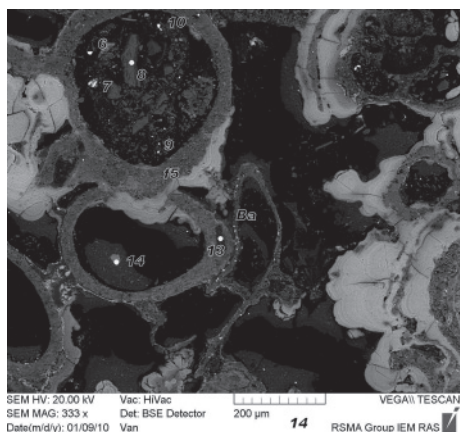


Рис. 5.10. Образец ксенофиофории. В оболочке многочисленные минералы: 6 – циркон; 7 – ильменит; 8 – кварц; 9, 13 – ферросилиций; 10 – титаномагнетит; 14 – фосфат. Одна из стенок трассируется мелкими зернами барита. На стенке нарастают почковидные маты. Признаки замещения отсутствуют

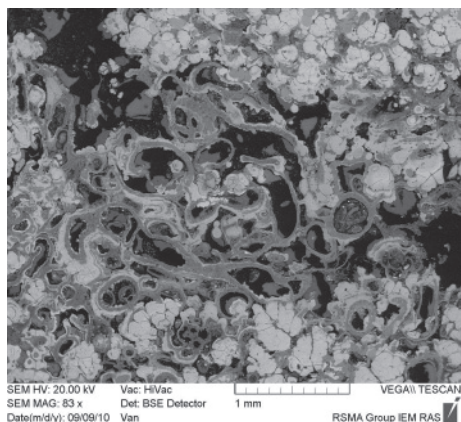


Рис. 5.11. Ксенофиофора. Сферическая сильно деформированная форма

мокиации) являются одной из ключевых групп глубоководного мега- и макробентоса, доминируя в некоторых районах Мирового океана, как по численности, так и по биомассе. Анализ большого количества фотографий морского дна, взятых в Российском разведочном районе, выявил разнообразную и обильную фауну этих организмов. Ксенофиофории были обнаружены на 70% фотографий морского дна. Их численность составляла в среднем 1600 экз/га. Максимальная численность ксенофиофорий, определенная по фотографиям, составляла 12 особей на м<sup>2</sup>. Таким образом, на площади Российского разведочного района гигантские простейшие являются образующими сообщество организмами [Каменская и др., 2012].

**Четвертая группа** – бактериальные сообщества строителей строматолитов и онколитов – главные объекты нашего исследования.

Далее приводятся результаты типизации именно этих биоформ.

## 5.2. Особенности фоссилизации и сохранности биоформ

Изученные нами руды обладают уникальными особенностями. Несмотря на то, что это фоссилизированные остатки биоформ, ни в одном случае не было обнаружено никаких признаков наложенных процессов замещения. Фоссилизация вслед за микробиологами рассматривается нами как биоминерализация органической ткани.

Сохранность, ненарушенность всех тончайших деталей строения поразительны. Ранние слои корок древнее верхних на 60 млн лет, но по степени «свежести» между ними нет заметной разницы. Особенность этих объектов состоит в том, что наблюдаемое строение их практически полностью соответствует прижизненному состоянию. Отсюда следует вывод о том, что фоссилизация, как это ни парадоксально, происходила в процессе жизнедеятельности бактериальных сообществ. Последующие процессы преобразования первично отложенных оксидов и гидроксидов железа и марганца в более стабильные минеральные формы (ферроксицит, вернадит и другие минералы, спектр которых достаточно широк) ни мало не нарушили первично образованные структуры. Поэтому наблюдаемый ныне структурный рисунок в точности отражает первичную, прижизненную картину, а изменчивость текстурного рисунка позволяет восстановить все основные этапы жизни этих организмов [Авдонин и др., 2016].

Особенности фоссилизации бактерий и геологические следствия этого феномена детально рассмотрены А. Ю. Розановым, который, в частности, утверждает, что микроорганизмы, и особенно бактерии, очень часто прекрасно фоссилизируются и великолепно сохраняются в ископаемом состоянии. Сохранность цианобактерий и других микроорганизмов оказалась столь замечательной, что, естественно, возникло представление об очень быстрой их фоссилизации. При этом автор ссылается на серию лабораторных опытов по фоссилизации цианобактерий, выполненных коллективом исследователей во главе с Л. М. Герасименко, которые показали, что фосфатизация при опреде-

ленных условиях происходит всего за несколько часов. Такие же работы были проведены по изучению карбонатизации и окремнения. При этом фоссилизация тончайших биопленок тоже происходит стремительно, и они также могут хорошо сохраняться в ископаемом состоянии [Розанов, 2003].

Далее следует основной вывод о том, что бактерии и биопленки сохраняются очень хорошо в ископаемом состоянии, они присутствуют во всех осадочных породах, поскольку очень быстро фоссилизируются (обычно всего за несколько часов). Такое положение вещей вполне соответствует тому, что сегодня бактерии встречаются везде, в любых средах и на любых поверхностях, и без их участия не обходится ни выветривание, ни перенос материала, ни седиментация, ни диагенез осадков.

Примечательно, что именно эта особенность фоссилизации привела к общим выводам об эволюции микробных сообществ.

Таким образом, на основе палеонтологических данных намечается весьма логичная последовательность появления разных групп организмов: бактерии ~ 3,8–4,0 млрд лет (при этом, вероятно, правильно, что вначале появились или начали широко функционировать анаэробные бактерии и несколько позднее аэробные), цианобактерии ~ 3,5–3,8 млрд лет, одноклеточные эвкариоты ~ как минимум 2,7 млрд лет, грибы не позднее ~ 2,4 млрд лет (а вероятно, древнее), многоклеточные водоросли и низшие Metazoa (ацеломаты) древнее ~ 2,1 млрд лет), а целоматы древнее ~ 1,5–1,6 млрд лет [Розанов, 2003].

### 5.3. Бактериальные маты строматолитов

Железомарганцевые строматолиты – это бактериальные маты, возникновение которых на подводных горах связано с эпохой формирования современной структуры Мирового океана и знаменует начало накопления оксидных руд [Авдонин и др., 2016].

Стратификация строматолитов, основанная на биостратиграфических исследованиях, является замечательной особенностью их, открывающей возможности расшифровки истории образования руд. Установленный диапазон формирования строматолитовых разрезов с кампан-маастрихта до настоящего времени служит эталонной шкалой, на которой могут быть отмечены наиболее значительные события процесса формирования оксидных руд – такие, как значительные перерывы в рудоотложении, появление онколитов и др.

По Заварзину [Заварзин, 2004], бактериальный мат – это сообщество бактерий, объединенное в физическую структуру слизью (гликокаликсом) как формообразующим средством, превращающим сообщество в морфологически единое образование – донную кожу. Первоначально они зависели от гидротермальных источников, но с появлением фотосинтеза распространились по всей Земле. В настоящее время они распространены даже в экстремальных местообитаниях.

Бактериальные маты имеют многослойную структуру. Именно они формируют строматолиты.



Микробные маты, как правило, представляют собой стратифицированные в вертикальном направлении бентосные сообщества, заключенные в полимерный органический матрикс, содержащий разные количества неорганических веществ: силикатов и карбонатов.

Разрезы строматолитов наиболее наглядно демонстрируют особенности состава и строения бактериальных матов

Строматолитам свойственна типичная слоисто-столбчатая текстура, которая часто справедливо называется строматолитовой (рис. 5.12). Это общее название объединяет множество различных типов и индивидуальных черт. Основой развития строматолитовых текстур является синхронный рост столбцов, что обеспечивает в итоге образование слоистости. Столбцы строматолитов всегда растут в одном направлении – вверх. Однако, в зависимости от конкретных условий возникают в одном случае тесно сомкнутые параллельные столбцы (рис. 5.13), в другом – столбцы разделены промежутками и полостями. Сами столбцы могут быть короткими или длинными и тонкими; нередко возникают ветвящиеся, кустообразные индивиды. Столбцы строматолитов всех видов сложены последовательно нарастающими горизонтальными слойками – фоссилизированными био пленками (рис. 5.14). Био пленки нарастают в непрерывной последовательности. Толщина их в столбчатых структурах строматолитов колеблется в пределах от 0,5 мкм до 2,0 мкм и иногда более.

Изредка в строматолитовых столбцах наблюдается некая текстурная эволюция, проявляющаяся в том, что в верхней части слоя развиваются ветвящиеся дендриты, глобулярные образования, увеличивается количество обломочного материала.

Слоистость местами проявляется в виде слабых, едва заметных перерывов, где рост столбцов не прекращается. Эта слоистость (эти перерывы) в виде параллельных полос «просвечивает» через все столбцы. Столбцы кое-где тесно соприкасаются друг с другом, часто их разделяют значительные промежутки.

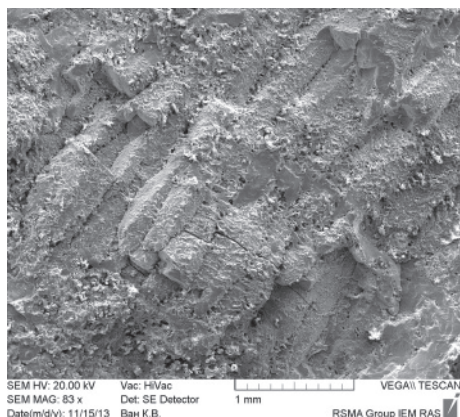


Рис. 5.12. Столбцы в слоисто-столбчатой текстуре строматолита. Продольный скел

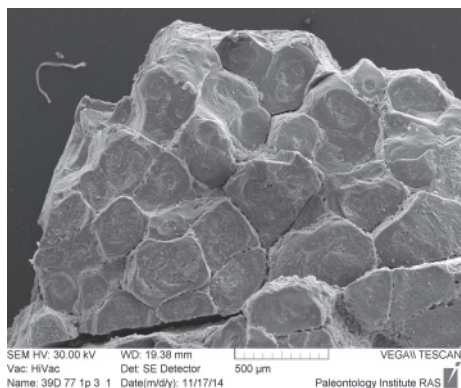


Рис. 5.13. Поперечный срез строматолитовых столбцов. Тесно сомкнутые столбцы с полигональными сечениями

Обычно в полостях между столбцами накапливается глинистый, обломочный материал, фаунистические остатки. В ряде случаев они остаются зияющими (см. рис. 5.14).

Полости, как правило, постепенно заполняются различными образованиями. По этой причине они являются весьма информативным элементом при расшифровке истории накопления материала руд.

Материалом, заполняющим полости, часто являются глинистые осадки, частички затвердевшего ила. Базальные слои корок практически повсюду содержат в полостях большое количество фосфатного материала. Весьма обычны в полостях обломки рудного материала тех же корок и конкреций, т. е. слагающих их слоев. Часто встречаются обломки различных минералов: породообразующих силикатов, сульфидов и других, которые постоянно присутствуют в виде включений и в самой рудной массе. Фаунистические остатки в полостях отличаются наибольшей сохранностью. При этом остатки фауны обрастают рудными каёмками, как правило, наиболее интенсивно – снаружи.

Часто внутри полостей образуются почковидные и глобулярные обособления: разнообразные оолиты, почки, ветвящиеся дендриты. Местами они связаны со стенками и прикреплены к ним, нл кле-где располагаются свободно среди ила и обломочного материала и не касаются стенок полости или трещины.

Столбчатые текстуры весьма разнообразны. В большинстве случаев совершенно очевидно, что столбцы растут одновременно и параллельно. Тем не менее, среди столбчатых текстур можно выделить несколько разновидностей: а) собственно столбчатые текстуры, представленные совокупностью параллельно ориентированных столбиков, либо тесно сомкнутых между собой (тогда им свойственны полигональные очертания в поперечных срезах), либо разделенных полостями (тогда их поперечные срезы округлые и овальные). Эти

текстуры распространены наиболее широко и нередко полностью слагают макрослой корок; б) ветвисто-столбчатые, чаще наблюдаемые в верхних частях корковых слоев; в) кустообразные и древовидные; г) радиально-столбчатые – это текстуры некоторых разновидностей конкреций. Выделяются также лапчатые образования, свойственные почковидным обособлениям свободных полостей, или венчающие одиночные столбцы. Таким образом, в целом создается вполне определенная картина существования единой общезакономерно развивающейся структуры.

Из всего разнообразия структурных форм, образованных сочетаниями отдельных элементов, можно отметить

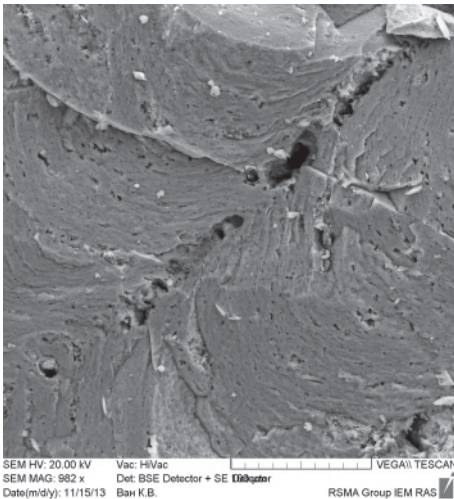


Рис. 5.14. Чередование био пленок в столбце строматолита

наиболее типичные. Во-первых, это кустообразные или древовидные образования, типоморфные для слоя II, но встречающиеся в разнообразных модификациях во всех слоях. Это типичные биоморфные образования, прекрасно демонстрирующие процесс развития от точки начала роста до его завершения. Некоторые из завершающих элементов служат началом следующего подобного ансамбля, все они имеют более или менее одинаковые размеры – у наиболее развитых форм высота достигает 4 мм и диаметр 2 мм. Все ветви этих «кустов» растут синхронно, с одинаковой скоростью и по достижении определенной длины одновременно прекращают рост, благодаря чему и возникают эти совершенные по форме образования.

Общей особенностью столбчатых текстур оксидных руд является свойственное им слоистое строение. Слоистость столбчатых текстур имеет различные проявления.

Прежде всего, это слои различного ранга (от микроскопических до макроскопических), сложенные параллельными столбцами, ориентированными нормально к поверхности напластования. Слои ограничиваются перерывами, «деструктивными» на фоне столбчатой текстуры, пересекая её. С другой стороны, сами столбцы, как было отмечено выше, представляют собой пирамидки чередующихся субмикроскопических слойков. Нередко слойки различаются по составу: в одних существенно преобладает марганец, в других заметно увеличивается содержание железа. Часто в строении столбцов отмечается ритмичное чередование таких «контрастных» по составу слойков. Непременными элементами строения столбцов являются «маркирующие» слойки, которые подчеркивают последовательность и синхронность роста их. Часто столбики соединяются перемычками – слойками, переходящими из одного столбика в другой. Такие перемычки обычно запечатывают, «консервируют» полости между столбиками, заполненные обломочным материалом.

Иногда наряду с этим присутствуют весьма своеобразные элементы – сотовидные агрегаты газовых везикул (рис. 5.15)

Биопленки, слагающие бактериальные маты корок, разнообразны по строению и функциям, которые они выполняли в процессе роста этих образований. Морфологические особенности биопленок и характер их наслоения определяют текстурный рисунок корок. Биопленки обычно образуют обособленные пачки, разделенные полостями, скоплениями нитчатых бактерий, слоями гликокаликса.

Главный каркас структуры корок сложен плотными слоями биопленок малой толщины (1–2 мкм), образующими центральные части столбцов. Эти фрагменты бактериальных матов про-

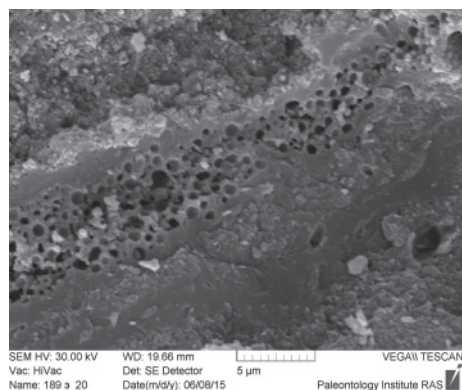


Рис.5.15. Сотовидные агрегаты газовых везикул

стого строения в виде линзовидных фрагментов разделены биопленками большой толщины, заполненными нитчатыми бактериями.

В слоях, слагающих бактериальные маты, выделяются плотные, массивные микрослойки и пористые, «рыхлые». Подробнее бактерии, обитавшие в этих слоях, охарактеризованы в главе 6.

#### **5.4. Бактериальные маты онколитов**

Конкреции по своей природе существенно отличаются от корок.

Главное свойство конкреций – одновременный рост в радиальных направлениях от центра. Этим обусловлено возникновение фестончатых текстур – преобладающего типа текстурного рисунка конкреций.

Среди фестончатых текстур отчетливо выделяются два типа.

Фестоны первого типа представлены тесным чередованием fossilized биопленок. И в этом они сходны с корками. Иногда в этих фестомах наблюдаются небольшие полости между пачками микрослойков (рис. 5.16).

Фестоны второго типа сложены относительно крупными, широкими слоями, разделенными одиночными биопленками, или небольшими пачками их (5–5 слойков). Широкие полосы имеют неоднородное строение. Они содержат большое количество включений «постороннего» материала – обломков минералов, пород, микрофауны (рис. 5.17). Именно эти слойки в процессе роста конкреций активно захватывали фрагменты материала из окружающей среды, особенно из подстилающего осадка. С другой стороны, своеобразная неустойчивая обстановка формирования этих «широких» слойков способствовала развитию в них полостей, в которых обитали многочисленные «гости» – автономно развивавшиеся почковидные, коккоидные образования, нитевидные бактерии и многое другое. Все эти включения, на самом деле, не имеют прямого отношения к строящейся структуре конкреции. Они встраивались в нее, а строителями выступали биопленки, как и в корках.

В прочем, и это не совсем верно. Вероятнее всего, эти «широкие» слойки возникают вследствие проникновения нитевидных бактерий в окружающую среду, наполненную и обломочным материалом и посторонними бактериальными формами («гостями») и другими образованиями. Поскольку эта среда неблагоприятна для нормальной жизни бактерий-строителей, – выделяется большое количество гликокаликса, «цементирующего» иногда весь материал, а затем вновь образуются биопленки, облекающие возникшие неоднородные участки.

#### **5.5. Биопленки**

Использование современных технических средств позволило вывести научные исследования оксидных руд на новый уровень детальности. То, что до этого представлялось в сложении руд однородными слоями, т. е. элементами относительно неделимыми, предстало в виде сложных объектов.

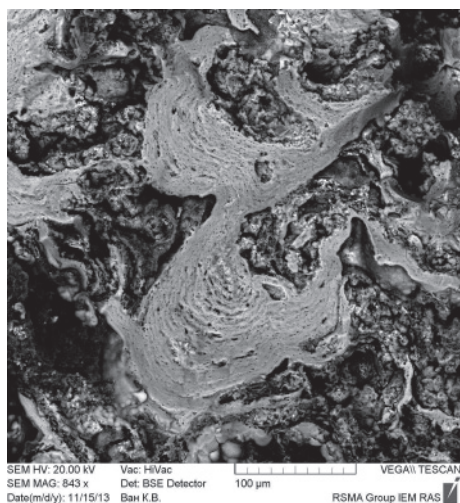


Рис. 5.16. Фестоны первого типа, проникающие в осадок

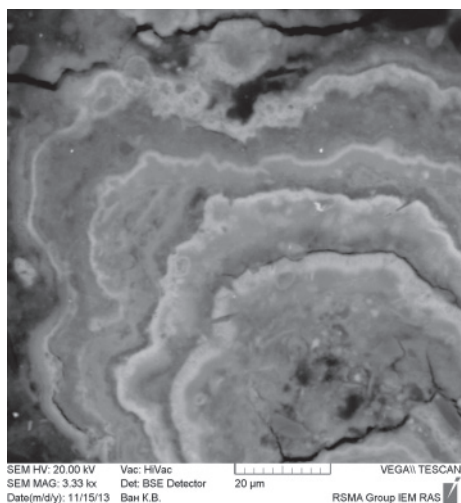


Рис. 5.17. Ритмичное строение фестона второго типа

Детальное исследование их, сопоставление с материалами микробиологии позволили идентифицировать в них эти слои как биопленки. Изучая шаг за шагом особенности строения этих слоев, удалось определить основные элементы их строения – микробные клетки различной формы, гликокаликс и т. д. Более того, увеличивая количество наблюдений, удалось установить некоторые факты взаимодействия выделенных элементов.

Иными словами, оказалось возможным восстановить, реконструировать процессы, происходившие при жизни этих существ. Поэтому вслед за классическими работами Г. А. Заварзина, А. А. Пиневица, А. Ю. Розанова, Л. М. Герасименко, В. К. Орлеанского мы можем свидетельствовать, что содержащиеся в указанных работах выводы, касающиеся особенностей строения и функционирования биопленок, полностью подтверждены нашими наблюдениями. Поэтому с полным основанием мы можем повторить приведенные ниже основные выводы о биопленках.

Биопленка – это хорошо организованное, взаимодействующее сообщество микроорганизмов.

Они представляют собой совокупность микробных клеток, погруженных в массу внеклеточного полимерного органического вещества, секретлируемого бактериями – гликокаликса – формообразующего средства, превращающего микробное сообщество в морфологически единое образование. Гликокаликс – внеклеточный полимерный материал (экзополисахарид – ЭПС), благодаря которому клетки прикрепляются друг к другу или к различным поверхностям. В биопленках присутствуют многочисленные и разнообразные бактерии; 95–99% микроорганизмов существуют в форме биопленок. Сегодня известно, что большинство бактерий существуют в природе не в виде свободно плавающих клеток, а в виде специфически организованных биопленок, причем сами

бактерии составляют лишь 5–35% массы биопленки, остальная часть – меж-бактериальный матрикс.

При достаточных ресурсах для роста биопленки быстро увеличиваются до макроскопических размеров. В современных живых биопленках может содержаться множество различных видов микроорганизмов, например бактерии, простейшие, грибы и водоросли; каждый из группы выполняет специализированные метаболические функции. Некоторые микробиологи справедливо называют биопленки городами микробов.

Выше было отмечено интенсивное увеличение («разбухание») биопленок в онколитах когда они, активно взаимодействуя с окружающим осадком, насыщаются содержащимися в нем органическими и неорганическими компонентами.

Основные свойства биопленки – взаимодействующая общность разных типов микроорганизмов (микроорганизмы собраны в микроколонии, которые окружены защитным матриксом) [Мальцев, Мансурова, 2013].

Для изучения современных «живых» биопленок используются различные методы, среди которых можно выделить просвечивающую электронную микроскопию и более широко используемую сканирующую. При этом используются различные приемы, позволяющие избежать нарушения структуры при приготовлении препаратов. Уместно заметить при этом, что изученные нами фоссилизированные биопленки, как упомянуто выше, удивительным образом сохраняют основные черты, присущие организмам при жизни.

По современным представлениям, биопленки появились на земле 3,5 млрд лет назад, а в настоящее время 95–99% микробных популяций в природе существуют в виде биопленок (преимущественно мультивидовых).

Весьма интересные данные о биопленках, их строении, различных функциях приводятся в работах микробиологов. И хотя в этих работах рассматриваются живые бактерии, – тем интереснее находить в них подобие тем явлениям, которые мы наблюдаем в фоссилизированных объектах. Наиболее полные сведения, по нашему мнению, приведены в очень подробном обзоре, составленном А. Н. Ножевниковой с соавторами [Ножевникова и др., 2015]. Поэтому уместно будет процитировать некоторые положения этого обзора.

Биопленки являются преимущественной (если не исключительной) формой существования микроорганизмов в большинстве природных систем. Поэтому микробные микроэволюционные процессы, приводящие, в конечном счете, к глобальному разнообразию генотипов, протекают в тесном взаимодействии микроорганизмов, составляющих биопленки.

Пути микроэволюции, осуществляющиеся в биопленках, важны для понимания эволюции микроорганизмов в целом, а также представляют большой практический интерес.

Микробные маты, как правило, представляют собой стратифицированные в вертикальном направлении бентосные сообщества, заключенные в полимерный органический матрикс, содержащий разные количества неорганических веществ: силикатов и карбонатов.

Бактерии, наблюдаемые в биопленках строматолитов и онколитов, практически одинаковы на том уровне диагностики, который достигнут в настоящем исследовании. Среди них наиболее распространены нитевидные и коккоидные бактерии.

### Литература

*Авдонин В. В., Жегалло Е. А., Сергеева Н. Е.* Микростроение железомарганцевых строматолитов и онколитов океанского дна. Изв. Вузов. Геология и разведка. 2016. №2. С. 27–32.

*Батурин Г. Н., Дубинчук В. Т.* Микроструктуры железомарганцевых конкреций океана // Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1989. 286 с.

*Заварзин Г. А.* Лекции по природоведческой микробиологии. 2004.

*Каменская О. Е., Мельник В. Ф., Гудей А. Дж.* Гигантские простейшие (ксенофиофории и комокиации) с поля железомарганцевых конкреций кларион-клиппертон (восточная часть тихого океана). Журнал общей биологии. Т. 73, №5, 2012. С. 377–388.

*Мальцев С. В., Мансурова Г. Ш.* Что такое биопленка? Казанская государственная медицинская академия, РФ, 2013, № 1 (13). С. 86–89.

*Мельников М. Е., Плетнев С. П.* Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 1. С. 3–16.

*Мельников М. Е., Пуляева И. А.* Железомарганцевые корки поднятия Маркус Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеанская геология. 1994. №4. С. 13–27.

*Ножевникова А. Н., Бочкова Е. А., Плакунов В. К.* Мультивидовые биопленки в экологии, медицине и биотехнологии. 2015 г.

*Розанов А. Ю.* Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы. Палеонтологический журнал. 2003. №6. С. 41–49.

*Успенская Т. Ю., Скорнякова Н. С.* Текстуры и структуры океанских железомарганцевых конкреций и корок. М., Наука, 1991. 240 с.

## **ГЛАВА 6. СЛЕДЫ И ПРОДУКТЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ БАКТЕРИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ – СТРОИТЕЛЕЙ СТРОМАТОЛИТОВ И ОНКОЛИТОВ**

Электронно-микроскопическое изучение железомарганцевых корок и конкреций подтвердило строматолитовую природу этих образований. Эти строматолиты и онколиты отличаются от классических карбонатных по ряду параметров. Во-первых, железомарганцевые строматолиты представляют собой столбчатые микростроматолиты, имеющие только миллиметровые размеры столбиков в отличие от карбонатных, у которых столбики могут достигать метровых размеров. Во-вторых, железомарганцевые конкреции – онколиты имеют более сложное внутреннее (фестончатое) строение, чем карбонатные. В-третьих, в образовании карбонатных строматолитов главную роль играют циано-бактериальные или альго-бактериальные маты, то в железомарганцевых постройках – биопленки с нитчатыми бактериями, которые отличаются от цианобактерий значительно меньшими размерами (диаметр нитей в 2–3 раза меньше), отсутствием чехлов, и они не объединяются в пучки. Коккоидные формы бактерий в образовании занимают подчиненное положение.

### **6.1. Нитчатые бактерии**

Скопления нитчатых бактерий наблюдаются в биопленках и строматолитов, и онколитов. Расшифровке деталей строения и жизнедеятельности изучаемых нами бактерий способствуют особенности фоссилизации, рассмотренные в главе 5 (раздел 5.2). Фоссилизация происходила в процессе жизнедеятельности бактериальных сообществ, поэтому одновременно могли подвергаться фоссилизации живые бактерии, а также их остатки, находящиеся на разных стадиях посмертной деградации, от практически прижизненных форм до значительно измененных. Таким образом, нитчатые бактерии могут сохраняться как в виде фоссилизированных трихомов, так и их отпечатков, а кроме того – в виде участков минерализованных свободных ЭПС (гликокаликса). Сохранность различных объектов может сильно отличаться не только в отдельных слоях, но также и в одном образце на небольшом расстоянии друг от друга, что отражает различное физиологическое состояние бактерий в составе одного сообщества. При изучении детального строения железомарганцевых корок и конкреций для выявления биологических объектов, образующих микроскопические слойки, использовались данные модельных объектов бактериальной палеонтологии: фосфоритов [Zhegallo et al., 2001] и гейзеритов [Карпов и др., 2016].

Как уже было сказано выше (глава 5, раздел 5.3), внешне микрослойки можно разделить на рыхлые, плотные и массивные. Их изучение необходимо проводить при увеличениях от  $\times 3000$  и больше; при меньшем увеличении железобактерий не видно, поэтому достаточно долго их не находили. Сначала нитчатые бактерии были обнаружены, вернее, увидены в рыхлых слоях, а в процессе



исследований были найдены и в плотных слоях. Во всех слоях нитчатые железобактерии присутствуют не как единичные экземпляры, а как массовый материал, следовательно, они являются основными матообразователями.

Среди нитчатых бактерий, fossilizированные остатки которых постоянно встречаются в биопленках строматолитов и онколитов, можно условно выделить три группы: переплетения длинных тонких форм (рис. 6.1), скопления мелких трихом (рис. 6.2), относительно крупные трубчатые оболочки, покрытые щетками биогенных наноминералов (рис. 6.3).

Минерализованные трихомы бактерий представляют собой плотные нити с круглым сечением или полые трубочки (рис. 6.4; 6.5), их отличительная черта – они тонкие – диаметром менее 1 микрона, очень редко встречаются крупные единичные формы с диаметром нити более 2 микрон. В рыхлых слоях нитчатые бактерии могут тесно переплетаться, образуя «войлок», а могут располагаться свободно. В зависимости от количества поступающего железа и марганца может минерализоваться целиком вся нитчатая бактерия, тогда мы видим плотную как проволочка нить, а иногда только стенка, тогда получается полая трубочка.

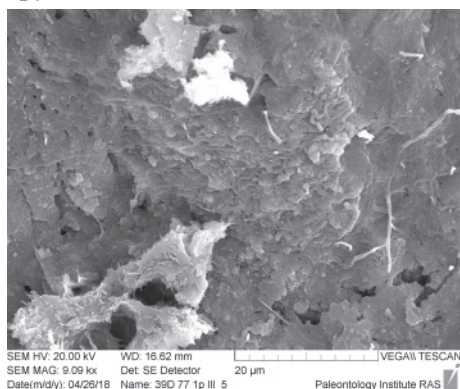


Рис. 6.1. Ветвящиеся нитчатые бактерии

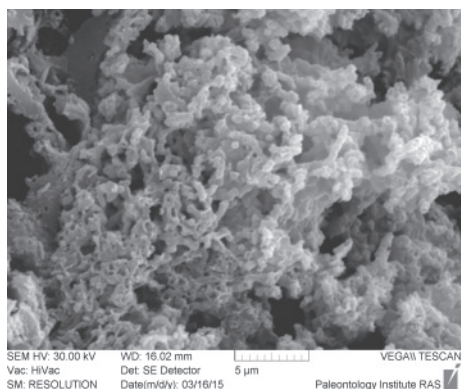


Рис. 6.2. Скопление палочковидных бактерий

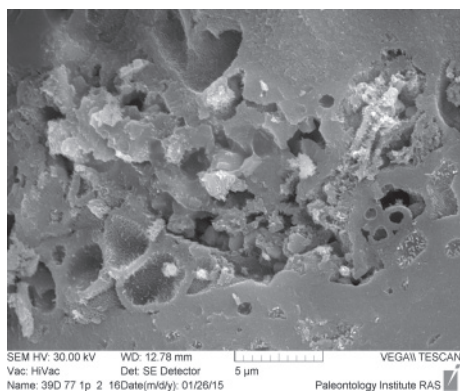


Рис. 6.3. Крупные трубчатые бактерии

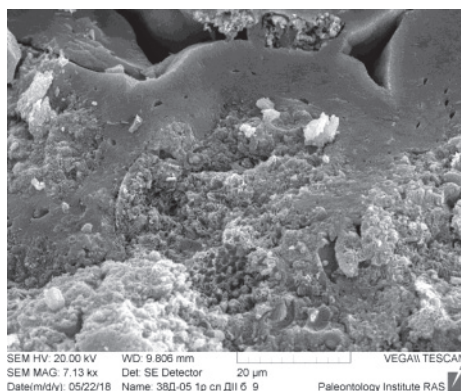


Рис. 6.4. Фрагмент строматолита, видны обломки кокколитофорид

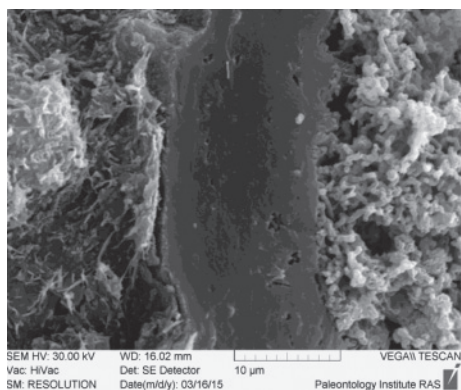


Рис. 6.5. Фрагмент строматолита, видны плотные, массивные и рыхлые слои, в которых видны нитчатые железобактерии

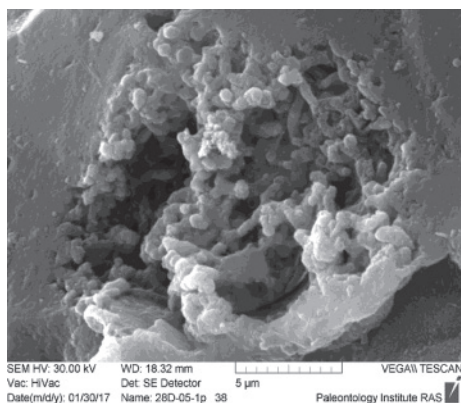


Рис. 6.6. Фоссилизированные нити железобактерий: плотные нити

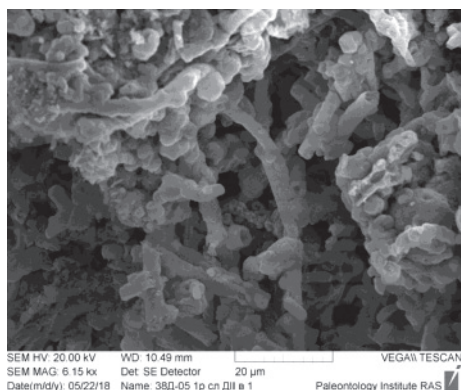


Рис. 6.7. Фоссилизированные нити железобактерий: полые трубочки

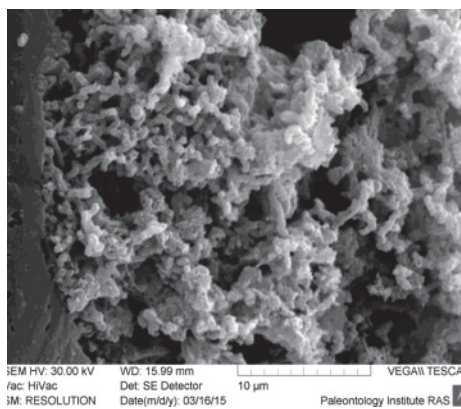


Рис. 6.8. Массовые скопления (мат) железобактерий

Плотные слойки образуются при избытке поступающего железа и марганца; аналогичную картину можно наблюдать при образовании фосфоритов и гейзеритов. Сначала фоссилируются бактерии и гликокаликс, а потом на них продолжается осаждение железа и марганца, в результате чего бактерии оказываются замурованными. В дальнейшем все сливается в монолитную массу. Если бактерии минерализовались в виде полых трубочек, то от них могут сохраняться полости, похожие на отпечатки нитей (рис. 6.6–6.12). Изредка нами наблюдались фрагменты трихомов в этих полостях или выползших из них бактерий. В процессе изучения разнообразных образцов удалось найти участки, где видны переходы от рыхлых слойков к плотным и, наоборот, где отдельные нитчатые бактерии заключены внутри плотного слойка (рис. 6.13–6.17).

В ряде случаев при больших увеличениях видно, что в строении массивных слойков и с внешней стороны столбиков строматолитов присутствуют очень тонкие и длинные нитчатые бактерии с диаметром нити 0,2 микрона

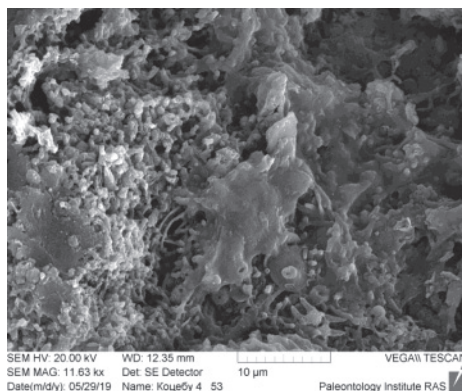


Рис. 6.9. Отдельные нити железобактерий

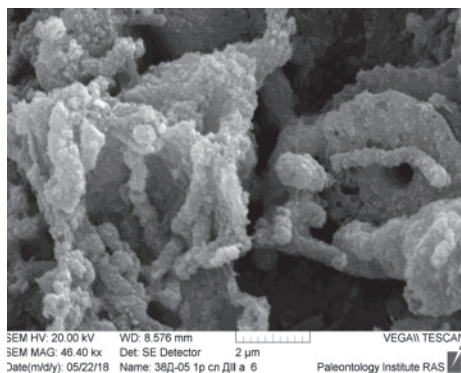


Рис. 6.10. Фрагменты мата из нитчатых бактерий с ЭПС (гликокаликсом): гликокаликс в правой части снимка в виде покрова

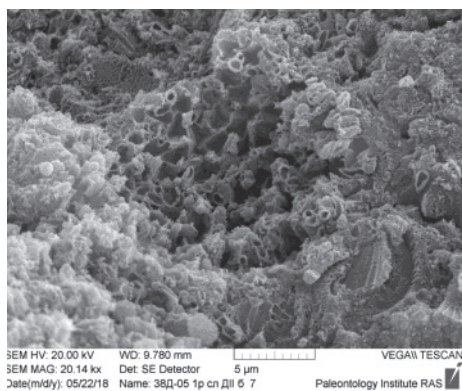


Рис. 6.11. Фрагменты мата из нитчатых бактерий с ЭПС (гликокаликсом) в виде губчатой массы, в которую погружены нити

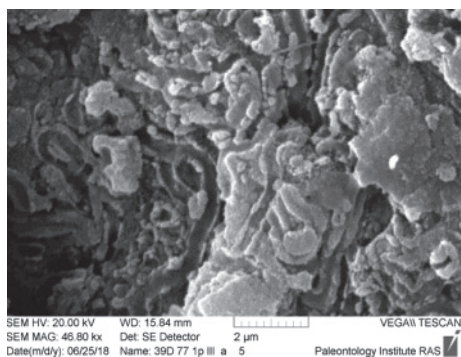


Рис. 6.12. Фрагмент мата с полимерными трубочками

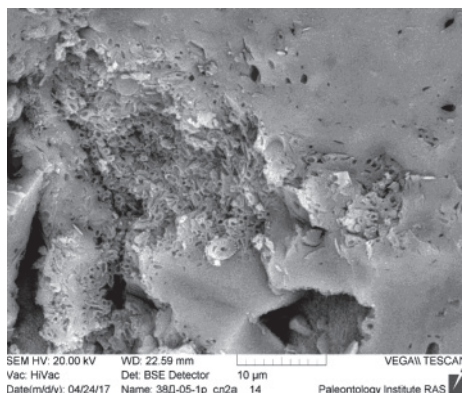


Рис. 6.13. Фрагмент плотного слоя с полимерными трубочками и полостями от бактерий

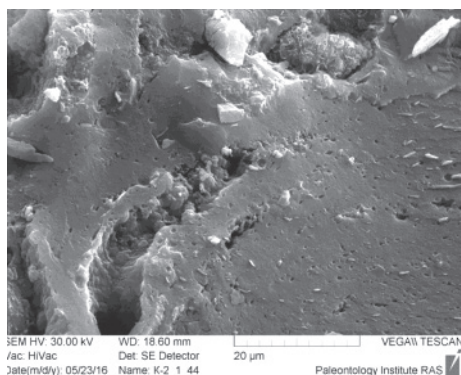


Рис. 6.14. Фрагмент плотного слоя при небольшом увеличении, на массивной поверхности видны мелкие круглые дырочки – отпечатки железобактерий, в вытянутой нише видны нитчатые бактерии

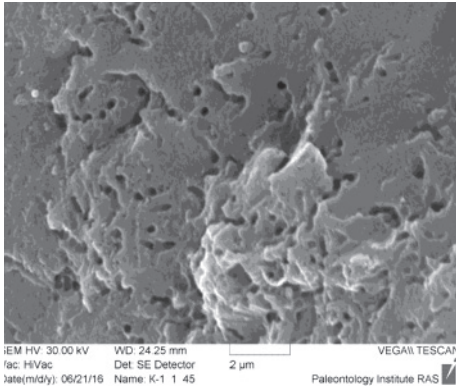


Рис. 6.15. Фрагмент плотного слоя при большом увеличении, хорошо видны полости и дырки – следы железобактерий

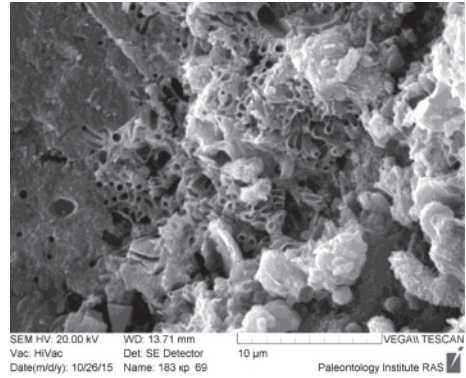


Рис. 6.16. Фрагмент строматолита – граница плотного и рыхлого слоев: в центре – переплетенные железобактерии, которые в левой половине снимка сливаются с плотным слоем

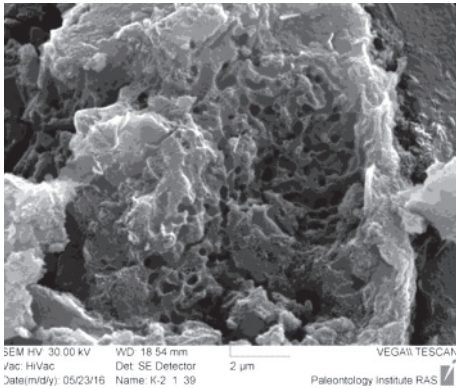


Рис. 6.17. Фрагмент плотного слоя с полостями от железобактерий

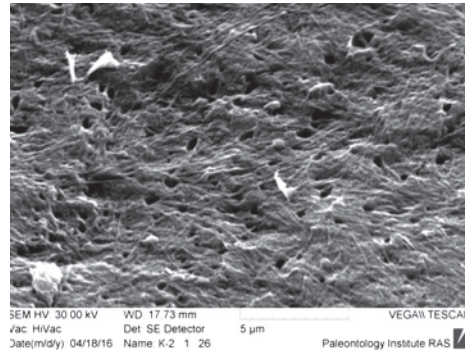


Рис. 6.18. Поверхности плотных слоев, хорошо видны очень тонкие и длинные нити и дырочки от железобактерий

(рис. 6.18–6.27). С этими бактериями связаны тончайшие волокна, вместе с которыми образуются пленочки.

В ископаемом состоянии ЭПС (гликокаликс), играющий большую роль в строматолитообразовании, выглядит как гладкая или губчатая пленка, может сохраняться вместе с бактериями и без (рис. 6.28–6.31).

Индивидуальная форма бактерий обеспечивается морфоскелетом. У прокариот, как пишет А.В. Пиневиц, она обеспечивается совместно эндоскелетом и экзоскелетом [Пиневиц, 2006]. Достигнутый нами уровень детальности не позволяет в фоссилизированных морфоскелетах нитчатых бактерий диагностировать подобные элементы.

Имеются свидетельства о том, что нитчатые бактерии играют особую коммуникативную роль. Экспериментальными исследованиями установлено, что клетки и их структуры в биопленках способны получать информацию о пространстве, обмениваться ею с основной массой сообщества и, следова-

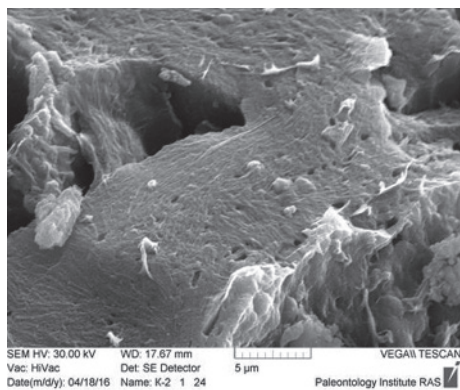


Рис. 6.19. Поверхности плотных слоев, хорошо видны очень тонкие и длинные нити и дырочки от железобактерий

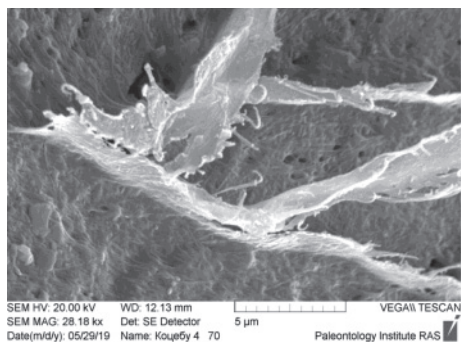


Рис. 6.20. Поверхность плотного слоя с очень тонкими нитчатыми железобактериями и тончайшими волокнами и пленочками из них

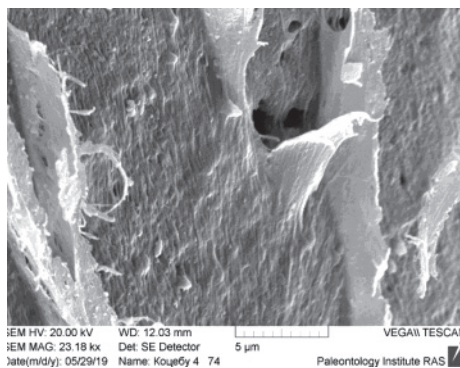


Рис. 6.21. Поверхность плотного слоя с очень тонкими нитчатыми железобактериями и тончайшими волокнами и пленочками из них

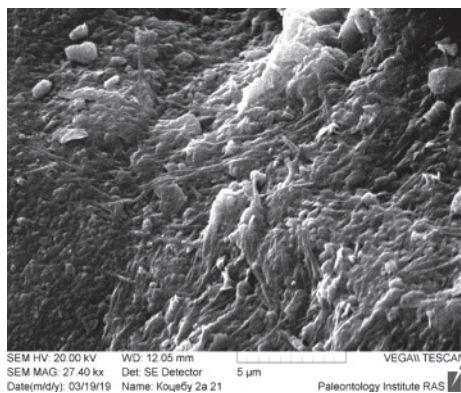


Рис. 6.22. Фрагмент внешней стороны столбика, видны очень тонкие нити, в левой части снимка – очень мелкие кокковидные формы

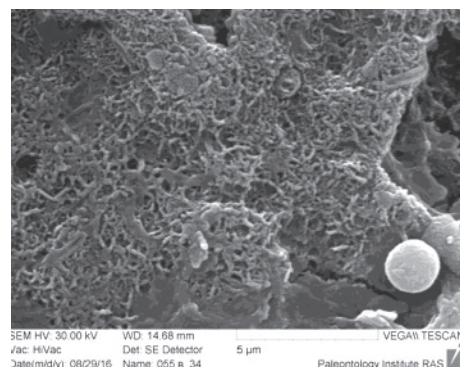


Рис. 6.23. Фрагмент плотного слоя, на поверхности которого хорошо видны очень тонкие нити железобактерий

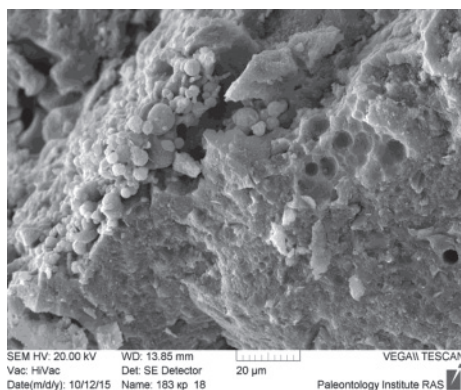


Рис. 6.24. Кокковидные бактерии (отпечатки) в плотном слое и минерализованные кокки на его поверхности

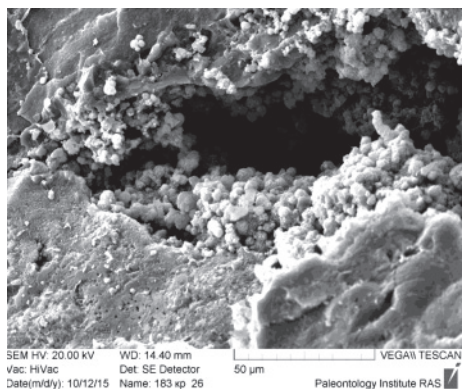


Рис. 6.25. Кокковидные бактерии в нише плотного слоя

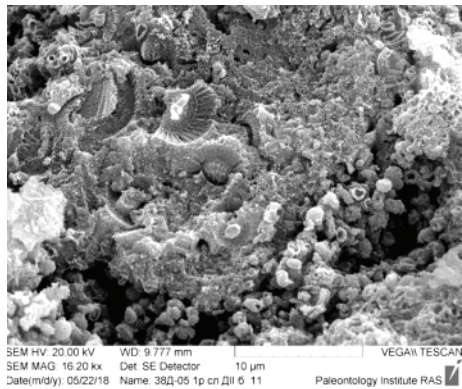


Рис. 6.26. Кокковидные бактерии с нитчатыми бактериями, кокколитами и в гликокаликсе – рыхлый слой

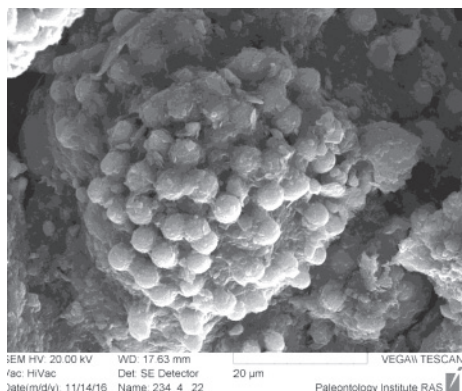


Рис. 6.27. Колония кокковидных бактерий

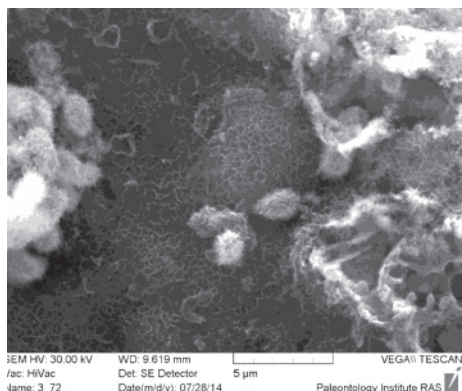


Рис. 6.28. Губчатый гликокаликс обволакивающий кокковидные бактерии

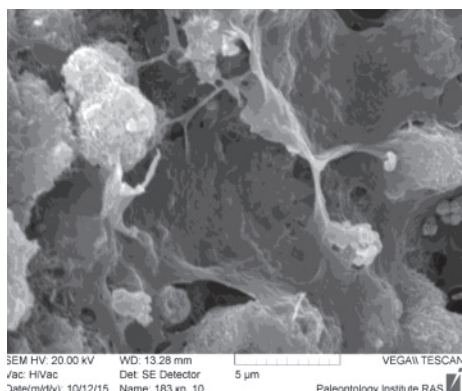


Рис. 6.29. Гладкий гликокаликс с кокковидными бактериями

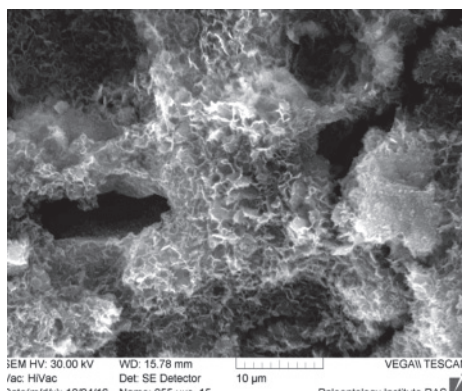


Рис. 6.30. Чистый гликокаликс

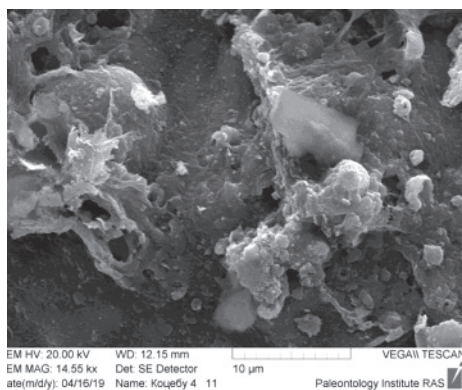


Рис. 6.31. Гликокаликс с тонкими нитчатыми бактериями

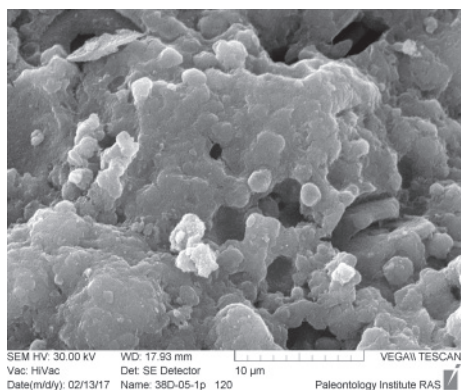


Рис. 6.32. Одиночные кокки

тельно, проявлять «согласованное» поведение [Грузина, 2003]. Биопленки обеспечивают взаимодействие бактерий, рост бактериального мата и т.д. Как показано в экспериментах [Сумина, Сумин, 2013], нити сначала образуют агрегаты, а затем полигональную сеть, состоящую из центров и соединяющих их лучей. Вероятно, подобные явления были свойственны биопленкам – строителям строматолитов. Возникавшая в них полигональная сеть определяет часто наблюдаемую полигональную (в плоскости роста) структуру столбцов. Центры сети становятся центрами роста столбцов, действующих синхронно. Распределение пространства между центрами происходит по принципу «ближайшего района».

## 6.2. Кокковидные бактерии

Кокковидные бактерии встречаются значительно реже и не являются активными строителями строматолитов. Их можно найти в нишах и на поверхности плотных слоев, в рыхлых слоях они встречаются вместе с нитчатыми бактериями. Обычно кокковидные бактерии имеют шаровидную форму, размером 1–3 до 5 микрон. В редких случаях они образуют шаровидные колонии (рис. 6.24–6.27).

Бактерии сферической формы – кокки – довольно разнообразны. Как правило, это отдельные, разобщенные шарообразные индивиды диаметром около 1,5 мкм (рис. 6.32). В других случаях наблюдаются скопления и гроздьевидные обособления кокков (рис. 6.33). Поверхность кокков неровная, бугристая; видно, что они состоят из мельчайших комочков размером менее 0,1 мкм. Местами наблюдались необычные разрушенные кокки. Необычность их состоит в том, что под внешней шаровидной формой внутренняя полость имеет четко выраженные кубические очертания. Некоторые кокки имеют грушевидную форму, возможно, благодаря слиянию двух индивидов. Изредка почти идеальная сферическая форма осложняется небольшим углублением – вмятиной. Встреча-

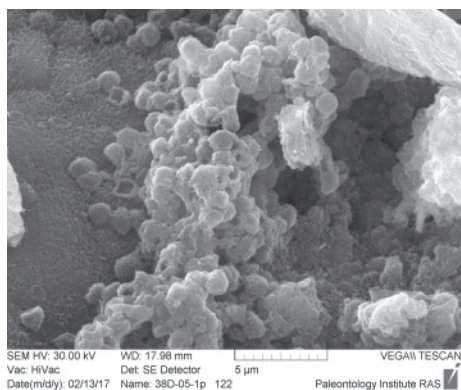


Рис. 6.33. Гроздья кокков. Квадратные полости

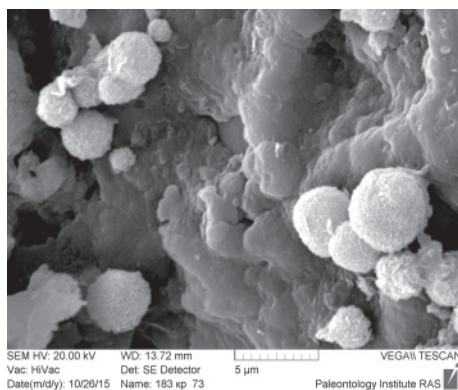


Рис. 6.34. Кокки с выростами жгутиков (?)

ются кокки овальной формы – эллипсоиды с гладкой поверхностью; размер их по длинной оси около 2,5 мкм. Часто кокки покрыты тончайшими пленочками, состоящими из игольчатых наноминералов. У некоторых кокков удавалось наблюдать небольшие нитевидные выросты – возможно, это «жгутики» (?) (рис. 6.34).

Функциональная роль кокков в биопленках строматолитов и онколитов пока остается неясной.

### 6.3. Наноминералы

В биопленках обитают бактерии различных видов, в том числе окисляющие раздельно железо и марганец, а также совместно и железо и марганец. Эти бактерии используют разные формы железа и марганца для энергетических и конструктивных потребностей. Их деятельность выражается, в частности, в том, что в результате биохимических реакций на поверхности клеток, внутри них, в гликокаликсе откладываются биогенные наноминералы, преимущественно оксиды металлов в кристаллической или аморфной форме. Таким образом формируется структурный каркас построек. Механизмы биологического поглощения марганца и железа из окружающей среды и осаждения этих металлов изучены в многочисленных экспериментах. Вероятнее всего продуктами окисления извлеченных металлов являются аморфные слабо окристаллизованные оксиды (гидрооксиды) марганца и железа, отлагающиеся в клетках, связывающиеся с клеточными стенками или накапливающиеся в гликокаликсе. В гликокаликсе наноминералы располагаются на тонких пленках. На поверхности коккоидных биоформ наноминералы образуют эффектные щетки. Таким образом, происходит постепенное заполнение кристаллическими или аморфными минералами всех элементов бактериальной структуры. Впоследствии в процессе диагенеза они преобразуются в преобладающие в оксидных рудах вернадит, ферроксигит и др. минералы. Кстати, железо может изначально от-



лагаться не только в оксидной форме, но и в форме гидросиликатов, фосфатов, карбонатов и др.

К группе бактерий относятся организмы, принадлежащие к различным систематическим единицам: нитчатые бактерии, одноклеточные бактерии и др.

Железобактерии были открыты в конце XIX века Р. Лиске и Х. Молишем, включившими их в число организмов, которые способны откладывать вокруг клеток оксиды железа или марганца, независимо от физиологического значения данного процесса для организма.

Некоторые разновидности нитчатых бактерий, окисляя закисное железо, образуют гидроксиды железа, которые покрывают поверхность клеток. При этом образуется типичный слизистый чехол, импрегнированный гидроокисью железа, механизмы окисления железа весьма разнообразны.

В настоящее время железобактерии не рассматриваются как отдельная таксономическая единица. Это физиологическое, экологическое понятие, которое объединяет микроорганизмы, отлагающие на своих поверхностях окислы железа и (или) образующие его оформленные осадки. Почти все подобные микроорганизмы способны аккумулировать на себе не только соединения железа, но и марганца.

Накопление окислов железа и марганца на поверхности бактериальных клеток – результат двух взаимосвязанных процессов: аккумуляции (поглощения) клетками этих металлов из раствора и окисления, сопровождающегося обильным отложением нерастворимых окислов на поверхности бактерий. Процесс аккумуляции тяжелых металлов из растворов в основе имеет физико-химическую природу и в значительной мере обусловлен химическим составом и свойствами поверхностных структур клетки. Он включает связывание металлов внеклеточными структурами (капсулы, чехлы, слизистые выделения), клеточной стенкой и ЦПМ. Поглощение металлов приводит к значительному концентрированию их вокруг клеток по отношению к среде. Коэффициент накопления для железа и марганца может достигать величины 105–106.

Способность окислять двухвалентные соединения железа и марганца и осаждавать оксиды металлов на поверхности клеток присуща многим филогенетически разнообразным микроорганизмам. Бактерии, использующие разные формы железа и марганца для энергетических и конструктивных потребностей, играют ключевую роль в геохимическом цикле этих элементов [Захарова, 2007].

Весь извлеченный из среды марганец можно разделить на Mn, поглощенный клеткой, Mn, связанный с клеточной стенкой, Mn, сорбированный гликокаликсо, и Mn, осажженный химическим путем. Из общего количества потребленного марганца  $21,25 \pm 1,0$  мг на долю биологического поглощения приходится  $11,78 \pm 0,98$  мг, а на химическое осаждение  $9,2 \pm 0,8$  мг. Выведение марганца из среды в 2,28 раза выше в присутствии цианобактерий, чем без них, и в большей мере этот процесс зависит от сорбции Mn экзополисахаридами [Герасименко и др., 2013].

Установлено, что бактерии играют важную роль в образовании ряда минералов. Эта проблема обстоятельно рассмотрена А. Ю. Розановым, который, анализируя многочисленные работы по бактериальному обогащению руд, опубли-

кованные в последние 25–30 лет, отмечает, что при активном участии бактерий могут образовываться многочисленные минералы. Так внутри клеток обнаружено образование таких минералов, как магнетит или сульфиды железа. В чехлах бактерий образуются фосфатные и другие минералы. Часто одновременно и внутри, и снаружи клетки накапливаются марганцевые минералы. При этом маты и биопленки могут служить фильтрами и таким образом накапливать те или иные элементы. Несомненна также роль гликокаликса (или полисахаридов в пленках) как катализатора [Грузина, 2003; Ископаемые бактерии..., 2011].

Несколько необычный аспект поглощения и усвоения бактериями железа рассмотрен А. В. Пиневицем [Пиневиц, 2006]. Описывая редко встречающиеся в бактериях цитоплазматические микрокристаллы селена, теллура, железа, автор указывает, что микрокристаллы железа обычно окружены мембраной. Вместе с ней они образуют магнитосому – одетый мембраной монокристалл химически чистого магнетита или грейгита ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ), имеющий кубооктаэдрическую, пулевидную или гексагонально-призматическую форму и размер 35–120 нм. Магнитосома представляет собой элементарный магнитный домен. Считается, что магнитосомы в первую очередь обеспечивают магнитную ориентацию. Благодаря тому, что они обладают собственным или наведенным магнитным моментом, бактерия приобретает магнитный диполь. Это позволяет пассивно ориентироваться вдоль основных линий магнитного поля Земли. По-видимому, магнитосомы, продолжает автор, изначально служили для накопления железа, и на этой основе развилась вторичная функция – обеспечение магнитной ориентации.

Железо требуется и для роста клеток, и для образования магнетита. Извлечение  $\text{Fe}^{3+}$ , сопряженное с его восстановлением, приводит к накоплению катиона  $\text{Fe}^{2+}$ , который способствует повреждению ключевых биомолекул. Поэтому клетке необходимо иметь специализированную систему, с помощью которой внутриклеточная концентрация закисного железа поддерживалась бы на низком уровне. Наилучший способ, позволяющий защититься от чрезмерного накопления токсичного  $\text{Fe}^{2+}$  – это депортировать его в твердофазный магнетит, упакованный в мембрану магнитосомы.

Сегодня описано уже более 100 минералов, образование которых может быть связано с деятельностью бактерий [Герасименко и др., 2013]. Особенно интересно обнаружение среди них кварца, кристобалита, барита, полевого шпата, слоистых силикатов (глинистых минералов), многочисленных минералов железа и марганца, доломита и даже форстерита. Получены многочисленные экспериментальные и природные подтверждения этому. Результаты изучения ископаемых бактерий показывают, что минералообразование под влиянием бактерий или с их участием – процесс, который происходил на Земле всегда [Бактериальная..., 2002; Ископаемые бактерии..., 2011]. Анализ многочисленных опубликованных рентгено-структурных данных по бактериально образованным минералам показывает, как правило, наличие обильной аморфной фазы.

Участие бактерий в минералообразовании имеет еще один интересный и важный аспект. Это касается способности некоторых биопленок извлекать из окружающей среды и осаждать в матриксе ряда металлов.

В качестве компонента матрикса в фототрофных биопленках присутствуют значительные концентрации полисахаридов, имеющих отрицательный заряд. Благодаря этому, катионы таких металлов, как цинк, медь, свинец и ряд других, способны аккумулироваться на поверхности внеклеточного полимерного матрикса, образуя прочные комплексы. В современных условиях это свойство может использоваться в практических целях – например, для очистки загрязненных вод. А для биопленок строматолитов и онколитов это может объяснить механизм обогащения их теми металлами, которые являются полезными компонентами руд.

#### **6.4. Биологическая активность онколитов**

Ранее нами были установлены и изучены неожиданные факты активного взаимодействия онколитов с окружающей средой [Авдонин, Сергеева, 2003; Авдонин и др., 2014].

Взаимодействие конкреций с окружающей средой определяет развитие в них соответствующих текстур. По нашим наблюдениям, существенная роль принадлежит текстурам прорастания и двухслойным комплексам (или симметричным слоям).

Главная особенность текстур прорастания заключается в том, что они представлены совокупностью дискретных элементов, находящихся в осадке. Эта совокупность – упорядоченная система [Авдонин и др., 2014]. Отдельные элементы, составляющие её – относительно короткие (не более 0,5 мм, при ширине в среднем 0,15 мм) удлинённые почковидные образования или столбцы, постепенно расширяющиеся вверх и заканчивающиеся своеобразной фестончатой «шляпкой». Столбцы образуют параллельные согласные концентрические слои оболочки, все они ориентированы по радиальным направлениям – роста столбцов. Столбчатые элементы погружены в осадочный материал и «прорастают» сквозь осадок. Таким образом, эта часть оболочки конкреции представляет собой жестко упорядоченную радиально-концентрическую систему, в которой радиальные направления регулировались импульсами роста. В каждом слое четко проявлены начало и завершение синхронного роста индивидов. В этой системе отчетливо просматривается не только четкая организация пространства, но и организация процесса.

В оболочках конкреций часто присутствует своеобразный двухслойный элемент: Между двумя параллельными слоями развивается система почковидных выростов, несколько напоминающая в разрезе сочетание сталагмитов и сталактитов. От нижнего слоя волнисто-слоистой и фестончатой текстуры поднимаются выросты пирамидальной формы – «сталагмиты». Из верхнего слоя навстречу им опускаются «сталактиты». На самом же деле эти «сталактиты» растут снизу вверх и расширяясь сливаются, образуя таким образом верхний слой. Между этими, направленными навстречу друг другу зубцами, как в пасти крокодила, находится обычно глинистый осадочный материал. Обычная толщина (мощность) этой пары слоёв составляет от 0,5 до 3 мм.

Таким образом, здесь вновь проявлено прорастание отдельными столбчатыми элементами осадочного материала. Формирующаяся этим способом пара взаимосвязанных между собою слоёв является механизмом захвата осадочного материала из субстрата, на котором лежит растущая конкреция, в её оболочку. Само явление прорастания элементов железомарганцевого состава в осадок, по сути, аналогично тому, что охарактеризовано выше.

Этими же явлениями прорастания определяется и постоянно отмечаемая «бахрома» каплевидных образований на внешних поверхностях конкреций, обращенных в подстилающий осадок. Иногда удаётся заметить, признаки того, что подобная бахрома – всего лишь незавершенный элемент двухслойных образований.

### Литература

*Авдонин В. В., Сергеева Н. Е.* Об особенностях формирования железомарганцевых конкреций и корок. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4 Геология. 2003. №5. С. 31–39.

*Авдонин В. В., Кругляков В. В., Лыгина Т. И., Мельников М. Е., Сергеева Н. Е.* Оксидные железомарганцевые руды океана: генетическая интерпретация текстур и структур. М.: ГЕОС, 2014. 163 с.

Бактериальная палеонтология. Под ред. А. Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.

*Герасименко Л. М., Орлеанский В. К., Зайцева Л. В.* Накопление и осаждение  $Mn^{2+}$  клетками *oscillatoria terebriformis*. Микробиология. 2013 г. Т. 2, №82. 5 С. 605.

*Грузина В. Д.* Коммуникативные сигналы бактерий. Антибиотики и химиотерапия. 2003, 48 (10). С. 32–39.

*Заварзин Г. А.* Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.

*Захарова Ю. Р.* Микроорганизмы, окисляющие железо и марганец в донных осадках озера Байкал. Автореф. канд. диссер. Владивосток, 2007.

Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астро-материалах/Ред. Розанов А. Ю., Ушатинская Г. Т. – М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.

*Карпов Г. А., Жегалло Е. А., Герасименко Л. М., Зайцева Л. В., Орлеанский В. К., Самылина О. С.* Современный гидротермальный микробиолитогенез в гейзерах Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2016. 70 с.

*Пиневич А. А.* Микробиология. Биология прокариотов. Т. 1. Из-во СПб. ун-та 2006. 352 с.

*Сумина Е. Л., Сумин Д. Л.* Морфогенез в сообществе нитчатых цианобактерий// Онтогенез. 2013. Том44. №3. С. 203–220.

*Успенская Т. Ю., Скорнякова Н. С.* Текстуры и структуры океанских железомарганцевых конкреций и корок. М.: Наука, 1991. 240 с.

*Zhegallo E. A., Rozanov A. Yu., Ushatinskaya G. T., Hoover R., Gerasimenko L. M., Ragozina A. L.* Atlas of Microorganisms from Ancient Phosphorites of Khubsugul (Mongolia). USA. Alabama. Huntsville. NASA. 2000. 167 p.

## **ГЛАВА 7. ЭВОЛЮЦИЯ МИКРОСТРУКТУР КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА ВОЗНИКНОВЕНИЯ НОВЫХ ВИДОВ**

При анализе причин возникновения железомарганцевых строматолитов и онколитов необходимо прежде рассмотреть основные свойства бактериальных сообществ, к которым относятся строители строматолитов.

Большинство исследователей считает, что эти сообщества принадлежат прокариотам [Заварзин, 2003; Ископаемые бактерии..., 2011]. По определению А. В. Пиневича, «прокариоты являются важнейшим элементом биосферы. Благодаря рекордному биоразнообразию, непревзойденной численности и физиологической активности, за счет высокой скорости роста и размножения они активнее, чем другие формы жизни воздействуют на абиотическую среду» [Пиневич, 2006]. Далее в цитированной работе говорится, что «прокариоты заселяют все ниши – от умеренных и благоприятных для роста и размножения высших организмов до экстремальных. Разнообразие и взаимозаменяемость типов метаболизма в сочетании со способностью переходить в резистентное или анабиотическое состояние позволяют прокариотам адаптироваться к стрессорным факторам окружающей среды, а также надолго отгораживаться от их воздействия. Проявлению биологических свойств прокариотов способствует их почти неограниченная миграционная способность. Маленький размер (около 1 мкм) и очень маленькая масса отдельной бактерии (около  $10^{-12}$  г) содействуют тому, что они свободно переносятся воздушными потоками, водными течениями и мигрирующими животными. Для прокариотов практически не существует географических барьеров».

Бактериальные маты строматолитов и онколитов существенно различаются не только текстурно-структурными особенностями, но и возрастными характеристиками. Начало формирования строматолитов относится к концу верхнего мела, онколиты возникли, вероятнее всего, в олигоцене.

### **7.1. Эволюция структурных форм строматолитов**

Возникновение рудообразующих видов прокариот и их эволюция определяются крупными биосферными событиями. На примере строматолитов Магеллановых гор и онколитов провинции Кларион-Клиппертон выявлены основные этапы эволюции структурных форм бактериальных сообществ. Показано, что смена этапов может быть обусловлена влиянием крупных тектонических, вулканических и др. геологических событий.

Наиболее ранние формы проявлений оксидных руд – это биопленки, прикрепленные к твердому субстрату. От них начали развиваться столбчатые структуры строматолитов. На этом этапе биопленки в борьбе за выживание в неблагоприятных условиях приобрели способность, проникая сквозь осадок, усваивать некоторые петрогенные компоненты ( $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SiO}_2$  и др.). Признаки активного взаимодействия биопленок с окружающей средой – это важнейшие, по нашему мнению, факты способствующие пониманию природы корок

и конкреций и главное – видовой изменчивости, возникновению новых видов [Авдонин и др., 2014].

Впоследствии именно эти способности обусловили возникновение онколитов из биопленок строматолитового типа.

В конце мела произошли существенные изменения многих условий океанской среды, которые прямо или косвенно воздействуют на биоту: тектонические движения, мощные извержения базальтов, изменения температуры, состава атмосферы, солёности морской воды и пр. [Авдонин и др., 2013; Авдонин и др., 2014; Бараш, 2008]. Эти изменения и привели к глобальному вымиранию биоты. В это время помимо динозавров и других морских и сухопутных животных вымерло около половины родов, 80% видов морских организмов.

С другой стороны, биосферные кризисы – не только вымирание организмов, но и обновление их видового состава. Резкое изменение условий обитания приводит к гибели одних организмов и стимулирует другие к приспособлению. В результате приспособившиеся виды приобретают новые черты, способности, а кардинальная изменчивость других приводит к возникновению новых видов.

Так, вероятно, возникли железомарганцевые строматолиты, когда какие-то виды бактерий из тех, которые были способны окислять двухвалентные соединения железа и марганца и осаждают оксиды металлов в кристаллической или аморфной форме внутри и на поверхности клеток, образуя, таким образом, структурный каркас построек, – и приобрели, наконец, те свойства и черты, которые мы наблюдаем в кобальтоносных корках. Каким-то образом зарождение этих новых прокариотных сообществ было связано с обитавшими повсюду с древнейших времен строматолитами, от которых они унаследовали строматолитовый путь развития. Остается предположить, что основной причиной таких кардинальных биологических преобразований являлись экстремальные условия – грандиозные проявления подводного базальтового вулканизма, постоянное воздействие изливающихся лав на осадки, насыщенные бактериями различных видов.

Этот процесс, по-видимому, протекал скачкообразно; некоторые этапы его запечатлелись в особенностях реликтовых слоев. Как было отмечено ранее, слоистый разрез корок – своеобразная летопись мезокайнозойского железомарганцевого рудогенеза [Авдонин и др., 2013; Авдонин и др., 2016]. Для каждого слоя выявлены типичные (или преобладающие) ассоциации микротекстурных элементов. Эволюция микротекстурных форм в разрезе корок, вероятно, является следствием изменчивости организмов – строителей строматолитов, совпадающей с длительными перерывами в рудоотложении.

Вероятнее всего, перерывы в накоплении рудного материала сопровождались сменой морфологических типов строматолитов, что зафиксировано последовательной сменой макрослоев, которые соответствуют эволюционирующим видам строматолитов.

На фоне обычного ритмичного роста строматолитовых столбцов не сразу заметна смена микроструктур. Она представляется несущественной. И только в критических ситуациях проявляются способности биопленок к изменчиво-

сти, к приспособлению и борьбе за выживание. Следствие этих явлений проявлено в смене характера столбчатой текстуры.

На развитие биоты (включая и строителей железомарганцевых строматолитов), на её изменчивость основное влияние оказывают климатические колебания. А они в свою очередь определяются факторами более общего порядка – тектоническими движениями, вулканической активностью и другими – вплоть до возможного влияния импакт-событий [Бараш, 2008].

Макрослои разделяются крупными (временными) перерывами. Так на границе эоцена и олигоцена 38 млн лет назад имел место крупнейший в кайнозойе глобальный кризис биоты [Авдонин и др., 2014]. Он отразился и в корковом разрезе: на границе, разделяющей слои I-2 и II, полностью отсутствуют рудные накопления олигоценного возраста.

Внутри макрослоев также фиксируются и смены текстурного рисунка, и перерывы. В ряде случаев подобные перерывы связываются с космическими факторами. Иными словами, в течение всего времени роста строматолитов периодически происходили события, которые запечатлевались в разрезе образованием прослоев с различными типами столбцов.

Эволюция структурных форм железомарганцевых строматолитов проявлена в двух направлениях. Одно зафиксировано последовательной сменой морфологических типов столбчатых образований в разрезах корок, второе – связано с возникновением на определенной стадии онколитов, выработавших свойство постоянного активного взаимодействия с окружающим осадком [Авдонин и др., 2014; Авдонин, Сергеева, 2014].

Онколиты существенно отличаются от корковых строматолитов. Основная масса их начала формироваться после крупнейшего глобального кризиса биоты на границе эоцена и олигоцена. Возникновение онколитов обусловлено особыми обстоятельствами эволюции бактериальных сообществ. Фрагменты биопленок, попадавшие на осадок дна, образовывали конкреционные формы, обволакивая мелкие обломки пород и зерна минералов. Это – протоконкреции: мелкие, рудная оболочка которых имеет строение, подобное коркам. Это совокупность тесно сомкнутых столбцов, образующих веероподобную структуру – вокруг центра.

На ранних этапах онколиты не отличались от корковых строматолитов. Они имели малые размеры. Рудная оболочка их по составу и текстурно-структурным особенностям была аналогична корковым слоям. Однако условия обитания, непосредственная связь с осадочным материалом, препятствующим нормальному росту, привели к тому, что биопленки, как отмечено выше, в борьбе за выживание (вынужденное прорастание сквозь осадок) обрели способность активного взаимодействия с осадком и усвоения петрогенных компонентов [Авдонин и др., 2016; Авдонин и др., 2013].

Бактериальные маты онколитов имеют фестончатую форму вследствие того, что конкреции свободно растут в радиальных направлениях от центра. Фестоны часто представлены тесным чередованием фоссилизированных биопленок, т. е. матами, подобными матам строматолитов. В отличие от послед-

них, в них обычно наблюдаются биопленки относительно большой толщины, содержащие помимо бактерий минеральное вещество осадка. Ранее было отмечено, что биопленки – строители железомарганцевых строматолитов, взаимодействуя с окружающей средой (осадками), усваивают некоторое количество петрогенных компонентов и встраивают их в свою структуру. Этот процесс, возможно, сыграл определяющую роль в возникновении онколитов из биопленок коркового типа [Авдонин и др., 2013; Авдонин, Сергеева, 2014].

Таким образом, конкреции отличаются от корок не только формой бактериальных матов, но и способностью активного взаимодействия с окружающей средой, в поглощении конкрециями довольно значительных порций окружающей осадочного материала [Авдонин и др., 2016].

Из приведенного материала следует, что в истории развития бактериальных сообществ, ответственных за формирование оксидных железомарганцевых руд, можно выделить два основных этапа. Ранний кампан-маастрихтский, в течение которого в экстремальных условиях возникла особая форма биопленок, активно взаимодействующих с окружающей средой, избирательно извлекающих из морской воды железо и марганец, обитающих на больших глубинах. Эти биопленки, унаследовав полученные функции, развиваются в дальнейшем, формируя строматолитовые постройки.

Второй этап совпал по времени с олигоценовым биотическим кризисом, когда из биопленок железомарганцевых строматолитов образовались биопленки онколитового типа (рис. 7.1).

Как видно из приведенных выше данных, оба этапа совпадают с этапами активизации внутрит плитного вулканизма и формированием соответствующих магматических комплексов.

Мы не располагаем конкретными доказательствами непосредственной связи бактериальных преобразований с проявлениями вулканизма. Однако анализ имеющихся материалов позволяет, на наш взгляд, высказать следующие предположения.

Зарождение строматолитов из биопленок возможно обусловлено процессами биохимического характера, происходившими при контактовом воздействии изливающихся базальтовых потоков на рыхлый, насыщенный растворенными оксидами и биопленками осадок.

Периодическое возникновение, повторяемость экстремальных обстановок явилось основной причиной зарождения и дальнейшей эволюции строматолитов.

## **7.2. Проблемы погребенных конкреций**

Образование оксидных руд совпадает с формированием современной структуры Мирового океана. Интенсивное развитие базальтового магматизма определило начало мезокайнозойской глобальной эпохи накопления железомарганцевых руд [Авдонин и др., 2013].

Кобальтоносные корки (железомарганцевые строматолиты) возникли, предположительно, вследствие геологических событий эпохи «Великого мезозой-



Возраст	Железомарганцевые строматолиты (КМК)			Онколиты (ЖМК)
	Слои	Мощность (см)	Характеристика	
Плиоцен-квартер	Ш	2,0	Плотные ряды прямолинейных тонких столбцов.	 <b>Онколиты: основной тип</b>
Поздний-средний миоцен	П	3,5	3 слоя: верхний и нижний – плотные ряды столбцов; в середине – кустистые сростки, ветвящиеся столбцы	
Олигоцен		Олигоценное вымирание биоты		
Поздний-средний эоцен	I-2	3,5	Древовидные крупные столбчатые агрегаты с большими полостями. В основании слоя короткостолбчатые формы.	<b>Онколиты переходного типа Θ</b> <b>Рождение онколитов</b> <b>Погребенные Ранние Онколиты Θ</b>
Ранний эоцен-поздний палеоцен	I-1	3,5	Антрацитовидный слой. Короткостолбчатые беспорядочно ориентированные текстуры. Фестончатые, почковидные	<b>Погребенные прото-онколиты.</b> <b>Оболочки</b> подобны ● слою I-1.
Поздний палеоцен	Великое мезозойское вымирание	R <sub>b</sub>	До 8,0	Кустообразные агрегаты, прорастающие карбонатно-фосфатный осадок Фестончатые текстуры. Ассоциация с карбонатно-фосфатным осадком
Маастрихт-компан		R <sub>a</sub>	3,0	

Рис. 7.1. Основные этапы эволюционного развития железомарганцевых строматолитов и онколитов

ского вымирания» на рубеже мезозоя и кайнозоя и получили широкое распространение в виде корковых покровов на подводных горах [Мельников, 2005; Мельников и др., 2016; Мельников, Плетнев, 2013]. Корковые слои сложены чередованием бактериальных матов. Каждый слой характеризуется индивидуальными ассоциациями микротекстурных форм. Эволюция микротекстурных

элементов, основой которых служат столбчатые индивиды, является следствием изменчивости организмов – строителей строматолитов под влиянием разнообразных геологических факторов. Последовательность слоев отражает эволюцию процессов рудообразования.

По нашим наблюдениям, зарождение онколитов имело место позднее, чем корок. Согласно геологическим наблюдениям, они возникли после крупного олигоценового вымирания. Более того, вероятно онколиты произошли от строматолитов – вследствие того, что в критических условиях растущие бактериальные маты приобрели некоторые отличительные свойства. Имеются в виду отмеченные нами ранее способности онколитов в процессе роста активно взаимодействовать с окружающими осадками [Авдонин и др., 2013; Авдонин, Сергеева, 2014]. Результаты этого взаимодействия выражены в развитии специфических фестончатых текстур, свойственных онколитам.

Главное различие обеих рудных формаций заключается в том, что строматолиты растут путем последовательного наслаения горизонтальных слоёв (фоссилизированных бактериальных матов), а онколиты образуют округлые стяжения концентрического строения. Это существенное различие, причины которого кроются в различии свойств и функций бактериальных матов, биопленок – строителей структурных основ корковых слоев и конкреционных сфер.

Раскрыть некоторые детали того механизма, который привел к образованию конкреций помогли наблюдения над так называемыми «погребенными конкрециями». Эти замечательные объекты детально изучены М.Е. Мельниковым, который обнаружил горизонты подобных конкрециям образований в литифицированных породах на склонах многих гайотов Магеллановых гор. Эти горизонты часто перекрываются железомарганцевыми корками. Наиболее представительные материалы были получены при бурении неглубоких скважин погружными буровыми установками [Мельников и др., 2016].

Погребенные конкреции – особая группа конкреционных образований. Это сферические, эллипсоидальные индивиды, ядра которых представлены обломками различных пород: базальтов, вулканических брекчий, известняков и др. Оболочки – строматолитовые корковые слои. Размеры конкреционных образований от 1–3 до 7–8 см, толщина рудной оболочки 2,5–3 см. Самые древние из них образованы слоями, подобными слою I-1. Они условно отнесены к категории протоонколитов. На самом деле их можно уподобить своеобразным ядрам будущих онколитов. Наряду с ними встречаются разновидности, в оболочках которых присутствуют последовательно образованные слои I-1 и I-2. Эти разновидности также могут быть отнесены к протоонколитам или промежуточным образованиям. Но главная особенность погребенных «конкреций» заключается в том, что наблюдаются отчетливые признаки продолжения роста их после погребения.

Сопоставляя известные ранее факты и результаты детального изучения «погребенных конкреций», последовательность процессов образования онколитов можно описать следующим образом. Сначала обломки пород, находящиеся

вблизи корковых покровов, обрастали рудными оболочками, состав и структура которых соответствовали макрослоям корок (I-1, I-2). Затем после того, как они перекрывались небольшим слоем осадка, они продолжали обрастать рудным веществом. Тот факт, что погребенные конкреции в ряде случаев продолжают расти после погребения, известен давно. Но дело в том, что эта новая оболочка имеет фестончатую текстуру. Иными словами, на оболочке коркового (строматолитового) типа вырастают фестоны, типичные для онколитов (рис. 7.2; 7.3). Этот факт и рассматривается нами как зарождение онколитов. В последующем для образования онколитов не требовалось наличия погребенных оболочек коркового типа – в качестве ядер они использовали обломки пород, фаунистические остатки и др.

Особенности возникновения и дальнейшего развития онколитов позволяют сделать вывод о том, что они зарождаются не на поверхности морского дна, а вероятнее всего в толще осадка, на некоторой небольшой глубине, измеряемой долями сантиметра – первыми сантиметрами. Об этом свидетельствуют некоторые особенности их: бугристая нижняя поверхность и гладкая верхняя, развитие экваториального пояса.

Таким образом, можно констатировать, что строение разреза железомарганцевых строматолитов иллюстрирует основные этапы эволюции структурных форм бактериальных сообществ. Один из этапов воплотился в возникновении нового вида – онколитов.

Для выяснения природы онколитов проведено сравнительное изучение имеющих разновидности этих образований. Дело в том, что помимо широко распространенных разновидностей – образующих обширные поля и являющихся

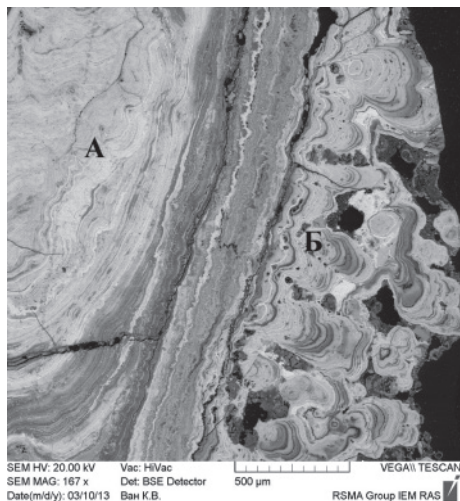


Рис. 7.2. На оболочке погребенной конкреции (А) фестончатая бахрома (Б)

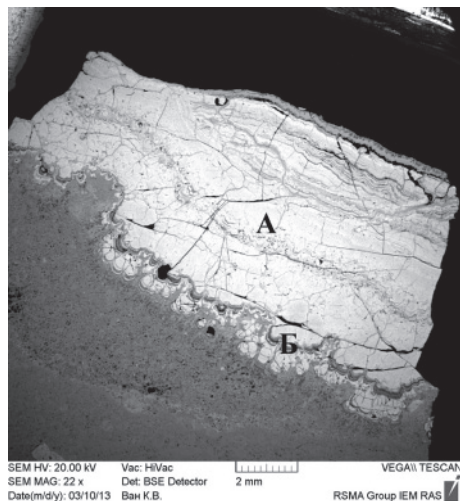


Рис. 7.3. На оболочке погребенной конкреции, подобной корковому слою I-I (А), на контакте с осадком нарастает фестончатая оболочка (Б) онколитового типа

объектами разведочных работ, известны менее распространенные, более редкие виды. Это – прежде всего, погребенные конкреции, а также разновидности, развитые в западной части провинции Кларион-Клиппертон.

Строение рудных оболочек погребенных конкреций близко или аналогично строению корковых слоёв I-1 или I-2: столбцы в них плотно сомкнуты, параллельны, лишь слегка расширяются вверх, иногда ветвятся. Помимо общего облика, сходство конкреционных оболочек и корковых слоев заключается в подобии микротекстур и насыщенности оболочек фосфатным веществом, входящим в их слоевую текстуру, что свидетельствует о формировании их в фосфатной среде, как и ранних слоёв корок. Эти особенности и обстановка захоронения приводят к выводу о том, что возраст погребенных конкреций данного типа может быть оценен как ранний, иногда средний эоцен [Мельников и др., 2016]. Скорее всего, на этом этапе корки и конкреции представляли единую форму и только к концу эоцена (время образования слоя I-2) постепенно сформировалась новая форма – онколитов (рис. 7.4).

Весьма интересно то обстоятельство, что конкреции, погребенные в рыхлый осадок, продолжают какое-то время расти. Вначале на поверхности конкреции образуются выросты бактериальных матов, текстуры которых подобны корковым слоям. Затем образуется фестончатая бахрома, после чего рост прекращается. Это явление может служить иллюстрацией модели образования онколитов: под влиянием окружающей среды на бактериальный мат коркового типа нарастают пленки онколитового типа (см. рис 7.2; 7.3).

Конкреции западной части провинции Кларион-Клиппертон во многом подобны погребенным, что может рассматриваться как свидетельство их относительно раннего возраста (рис. 7.5)

Внешние оболочки наиболее широко распространенных онколитов в подавляющем большинстве имеют плиоцен-четвертичный возраст, вероятное начало их формирования относится к концу миоцена (см. рис. 7.4).

Таким образом, возникновение онколитов обусловлено особыми обстоятельствами эволюции бактериальных сообществ.

Железомарганцевые строматолиты предположительно возникли после «Великого мезозойского вымирания» на рубеже мезозоя и кайнозоя и получили широкое распространение на океанском дне в виде корковых покровов. Основная масса онколитов начала формироваться позже: после крупнейшего глобального кризиса биоты на границе эоцена и олигоцена [Авдонин, Сергеева, 2014]. Именно после олигоценного вымирания начали формироваться онколиты.

Итак, эволюция структурных форм железомарганцевых строматолитов проявлена в двух направлениях. Одно зафиксировано последовательной сменой морфологических типов столбчатых образований в разрезах корок, второе – связано с возникновением на определенной стадии онколитов, выработавших свойство постоянного активного взаимодействия с окружающим осадком [Авдонин и др., 2013].

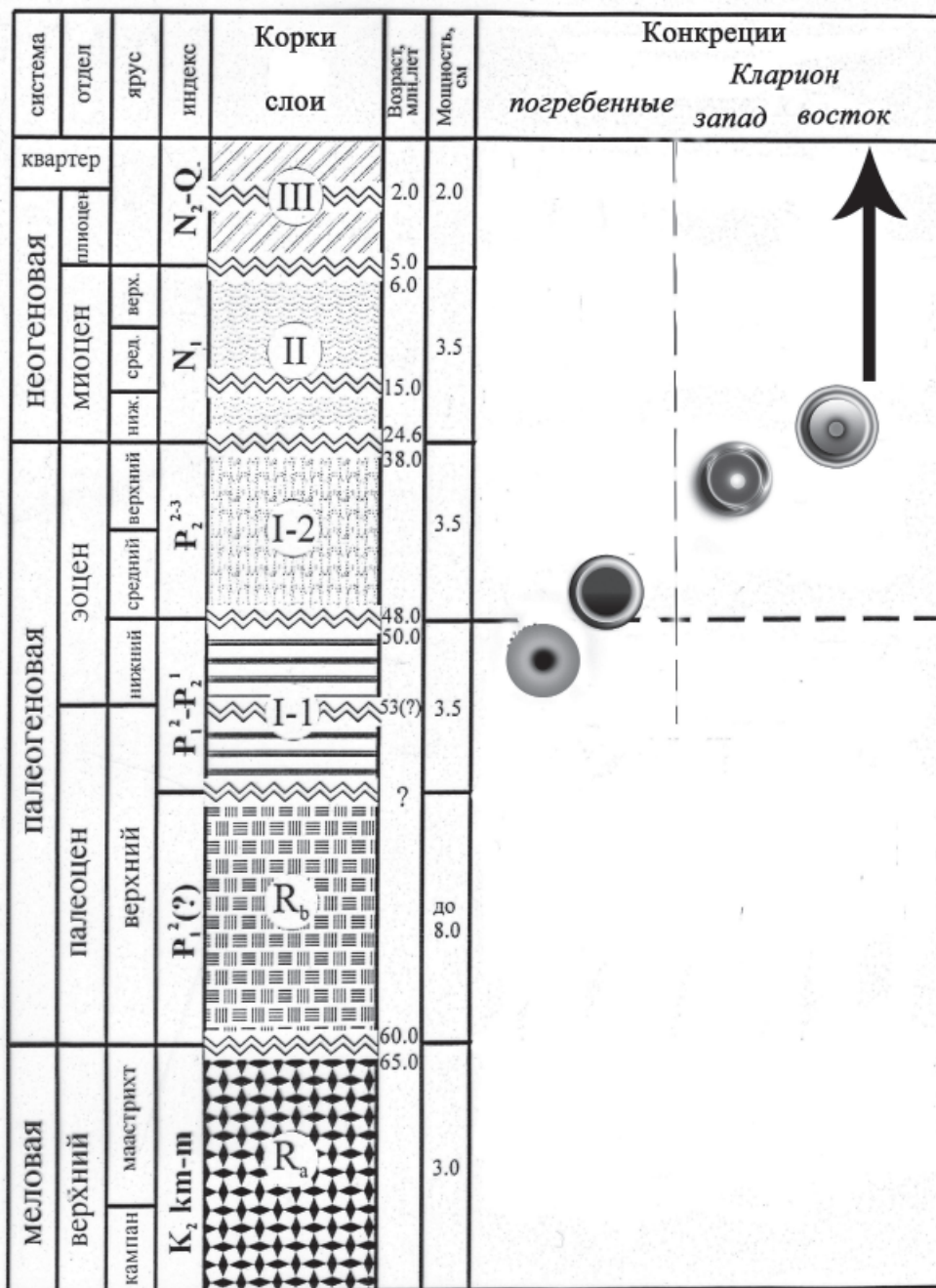


Рис. 7.4. Схема эволюции от погребенных конкреций через промежуточные к современным

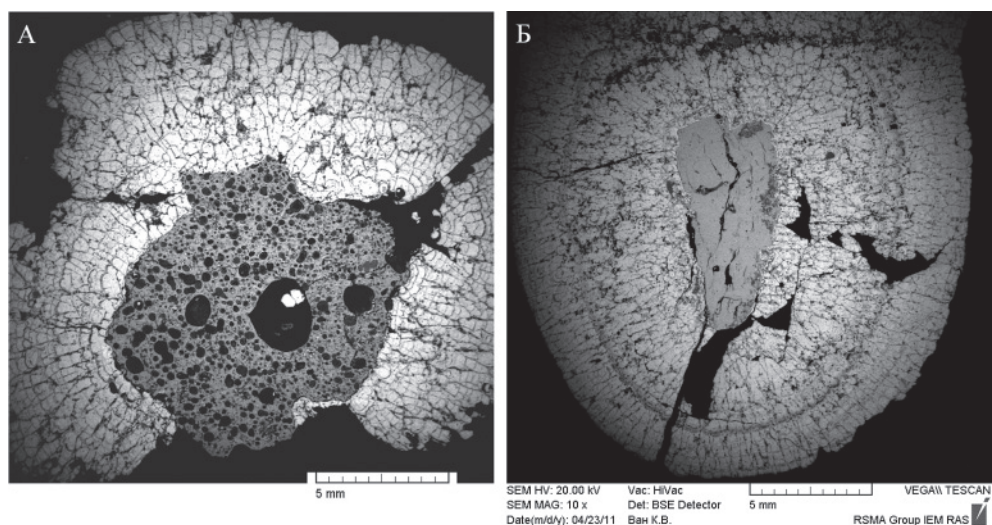


Рис. 7.5. Конкреции из западных районов провинции Кларирон-Клиппертон.  
 А – в ядре обломок базальта, текстура оболочки близка корковому слою;  
 Б – в ядре обломок осадочной породы, в оболочке – столбчатые текстуры аналогичные корковому слою I-1

### 7.3. Фациальные обстановки смены структурных форм строматолитов

В рудных оболочках ЖМК и в корках содержится огромное количество обломков различных минералов. Присутствие этих аксессуарных минералов позволяет в ряде случаев оценить некоторые особенности фациальной обстановки формирования оксидных руд. Отдельные зерна неравномерно рассеяны по всей рудной массе. Кроме того, в конкрециях и корках наблюдаются прослой и линзовидные обособления обломочного материала; они фиксируют периоды деструкции, перерывы роста. Скопления обломков наблюдаются также в промежутках между крупными дендритами. Прослой и междендритовые полости заполнены обломками разрушенных железомарганцевых слойков, фрагментами фаунистических остатков, глинистым материалом активного слоя и кристаллами и обломками минералов, имеющих различную природу.

Анализ природы различных типов аксессуарных минералов в слоистом разрезе позволяет оценить в общих чертах проявление процессов, сопутствующих росту рудных образований: импульсы вулканизма, разрушение обнаженных на океанском дне пород различных магматических комплексов, возникновение и разрушение гидротермальных рудных построек и их состав [Авдонин и др., 2014; Авдонин и др., 2013].

Среди аксессуарных минералов можно выделить несколько групп.

**Первую**, наиболее многочисленную группу составляют порообразующие минералы базальтовых комплексов: плагиоклазы, пироксены, амфиболы, магнетит, титаномagnetит, ильменит, рутил, хромит. Обломки порообразу-

ющих минералов отличаются наиболее крупными размерами. К этой группе, возможно, относится и некоторое количество сульфидов – пирита, пирротина, редкая вкрапленность которых характерна для базальтов. Минералы породообразующей группы, вероятно, рассеиваются в водной толще при подводных вулканических извержениях и таким путем могут попадать в конкреции и корки. Источником некоторой (может быть небольшой) части породообразующих минералов могут быть разрушающиеся базальты, обнаженные на поднятиях и подводных горах.

Ко *второй* группе можно отнести мельчайшие частицы самородных металлов и интерметаллических соединений. Они имеют форму чешуек, пластинок, лент, проволоки. Состав их весьма разнообразен: железо, часто с примесями других металлов, медь, цинк, золото, молибден, алюминий с примесью меди, марганца, хрома и другие. Происхождение этих включений дискуссионно; большинство исследователей присутствие в окисленной матрице железомарганцевых руд восстановленных форм самородных металлов чаще всего связывают с возникновением микроочагов восстановительных условий. Восстановительные очаги обусловлены локальными скоплениями органического вещества.

Особого внимания заслуживает присутствие в окисдных рудах минералов, которые следует отнести к *третьей*, гидротермальной группе. Это, прежде всего, сульфиды, среди которых, безусловно, преобладают пирит, пирротин, халькопирит. Помимо этого нередко встречаются марказит, сфалерит, галенит, арсенопирит, блеклая руда, халькозин, ковеллин, борнит, никелин, миллерит, молибденит. Эта группа минералов интересна в первую очередь тем, что все они типичны для сульфидных руд «черных курильщиков». Очень часто в больших количествах встречается барит. Изредка фиксируется флюорит, неоднократно приходилось встречать урановые минералы (типа тьюмунита и др.).

Как и перечисленные выше включения, минералы гидротермальной группы присутствуют в виде редких, мелких (первые мкм) зерен в массе железомарганцевых минералов; наиболее многочисленные скопления отмечаются в обломочных прослоях.

Наряду с рудными минералами в окисдных рудах (главным образом в обломочных прослоях) встречаются кварц, минералы кремнезема, монтмориллонит, слюды, т.е. гидротермальные минералы обычно распространенные в измененных вмещающих породах, сопровождающих залежи современных колчеданных руд.

В *четвертую* группу можно объединить обнаруженные в рудах микроклин, касситерит, вольфрамит, колумбит, редкоземельные минералы. Эти минералы традиционно считаются представителями лейкократовой, гранитоидной ассоциации. Источник подобных минералов неясен, присутствие их в окисдных рудах труднообъяснимо. Можно предположить, что в пределах рудоносной провинции, или на относительно близком расстоянии от нее (м. б. в зонах трансформных или других разломов) во вскрытых глубинных частях разреза присутствуют породы кислых комплексов. Вследствие тектонических процес-

сов или вулканических взрывов эти породы могли стать источником подобных экзотических обломков.

Наличие гидротермальных минералов однозначно указывает на то, что в течение времени формирования конкреций и корок в области их накопления или в непосредственной близости от нее происходило образование и разрушение гидротермальных рудных построек. В первую очередь имеются в виду сульфидные руды типа черных курильщиков.

Обилие зерен барита в оксидных рудах связано, по-видимому, с разрушением либо тех же сульфидных построек, обогащенных баритом, либо самостоятельных баритовых гидротермальных построек.

Анализ распределения аксессуарных минералов и их состав позволяет оценить в общих чертах развитие сопутствующих формированию конкреций и корок процессов: извержение подводных вулканов, выветривание и разрушение обнаженных на океанском дне магматических комплексов, образование гидротермальных рудных построек и их состав.

Указанные факты свидетельствуют не только о том, что в пределах рудоносных гайотов, конкреционных полей или в непосредственной близости от них возникали и разрушались гидротермальные постройки и отдельные минералы «захватывались» растущими конкрециями. Они дают основание считать, что и сами гидротермальные растворы могли участвовать в формировании рудного материала. Иными словами, наличие рудных минералов может рассматриваться как указание на то, что образование конкреций сопровождалось активными вулканическими и поствулканическими процессами, поставившими рудный материал.

### Литература

*Авдонин В. В., Еремин Н. И., Мельников М. Е., Сергеева Н. Е.* Мезокайнозойский железомарганцевый рудогенез Мирового океана // ДАН. 2013. Т. 456. № 6. С. 1–3.

*Авдонин В. В., Жегалло Е. А., Сергеева Н. Е.* Микростроение железомарганцевых строматолитов и онколитов океанского дна. Изв. Вузов. Геология и разведка. 2016. № 2. С. 27–32.

*Авдонин В. В., Кругляков В. В., Лыгина Т. И., Мельников М. Е., Сергеева Н. Е.* Оксидные железомарганцевые руды океана: генетическая интерпретация текстур и структур. М.: ГЕОС, 2014. 163 с.

*Авдонин В. В., Сергеева Н. Е., Ван К. В.* Закономерности роста железомарганцевых конкреций провинции Кларифон-Клиппертон (Тихий океан) // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2013. № 4. С. 17–20.

*Авдонин В. В., Сергеева Н. Е.* Эволюция структурных форм железомарганцевых строматолитов океанского дна. Изв. Вузов. Геология и разведка. 2014. № 3. С. 38–44.

*Бараиш М. С.* Развитие палеогеновой биоты океанов под влиянием абиотических факторов // Геобиосферные события и история органического мира. Мат. LIV сессии палеонтологического общества СПб, 2008. С. 13–15.



*Заварзин Г.А.* Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука. 2003. 348 с.

Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах/Под ред. А. Ю. Розанова, Г. Т. Ушатинской. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.

*Мельников М.Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУПП ГНЦ Южморгеология, 2005. 230 с.

*Мельников М.Е., Авдонин В.В., Плетнев С.П., Седышева Т.Е.* Погребенные конкреции Магеллановых гор. Литол. и полезн. иск., 2016, № 1, с. 3–15.

*Мельников М.Е., Плетнев С.П.* Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (на основе биостратиграфических исследований) // Литология и полезн. ископаемые. 2013. № 1. С. 3–16.

*Пиневиц А.В.* Микробиология. Биология прокариотов. Т. 1. СПб: Изво С. Петерб. ун-та, 2006. 352 с.

# АТЛАС МИКРОФОТОГРАФИЙ

**Раздел 1**  
**Кобальтоносные корки и железомарганцевые**  
**конкреции. Общий вид**



**Фиг. 1.** Корка с гайота Бутакова



**Фиг. 2.** Корка с гайота Ига-Май-Тай



**Фиг. 3.** Корка с гайота Назимова



**Фиг. 4.** Корка с гайота Ига-Май-Тай



**Фиг. 5.** Конкреция с гайота Ига-Май-Тай



**Фиг. 6.** Конкреция с гайота Ита-Май-Тай



**Фиг. 7.** Конкреция с гайота Ита-Май-Тай



**Фиг. 8.** Конкреция с гайота Ига-Май-Тай



**Фиг. 9.** Конкреция из зоны Кларион-Клипертон



**Фиг. 10.** Конкреция из зоны Кларион-Клипертон

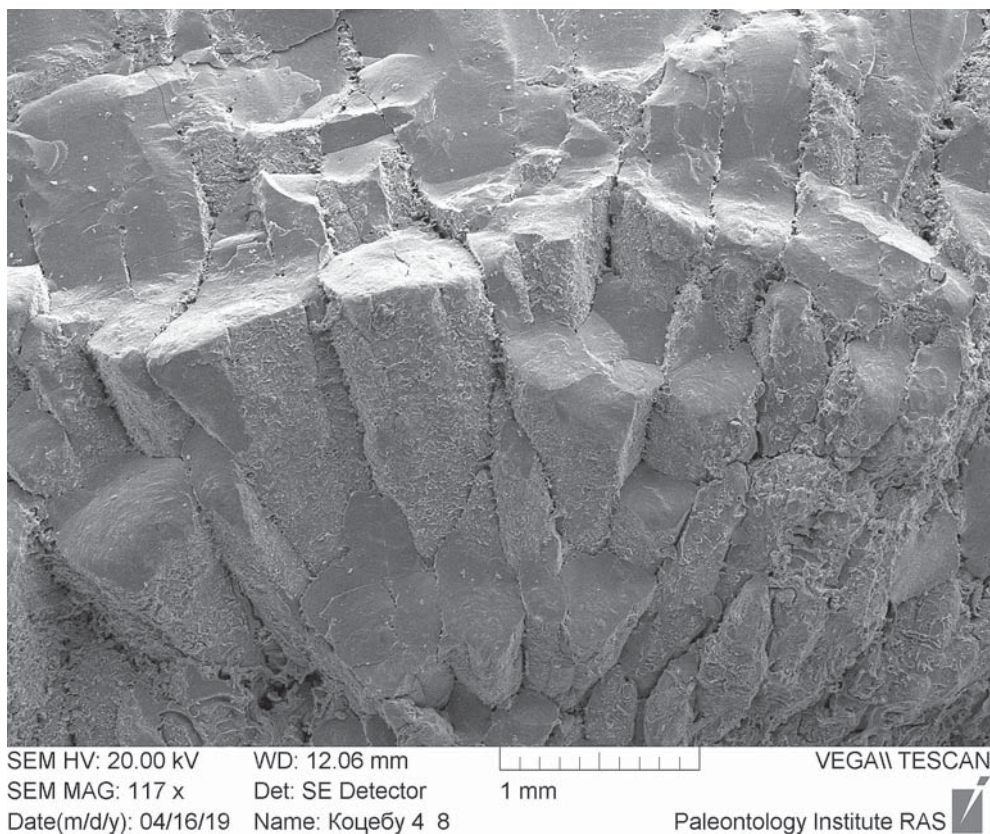


**Фиг. 11.** Корка и погребенные конкреции из Центральной части Тихого океана

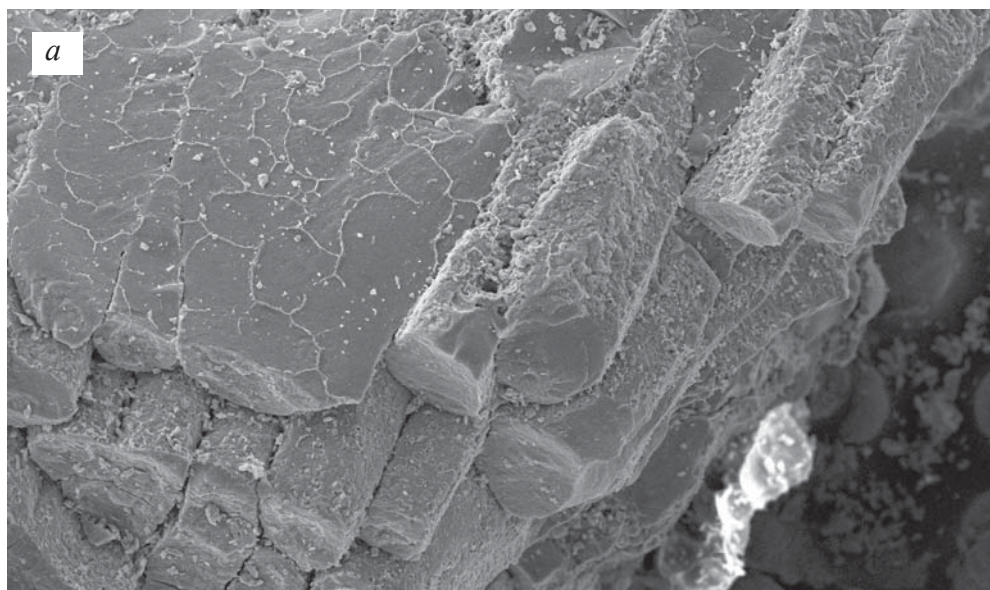


## Раздел II

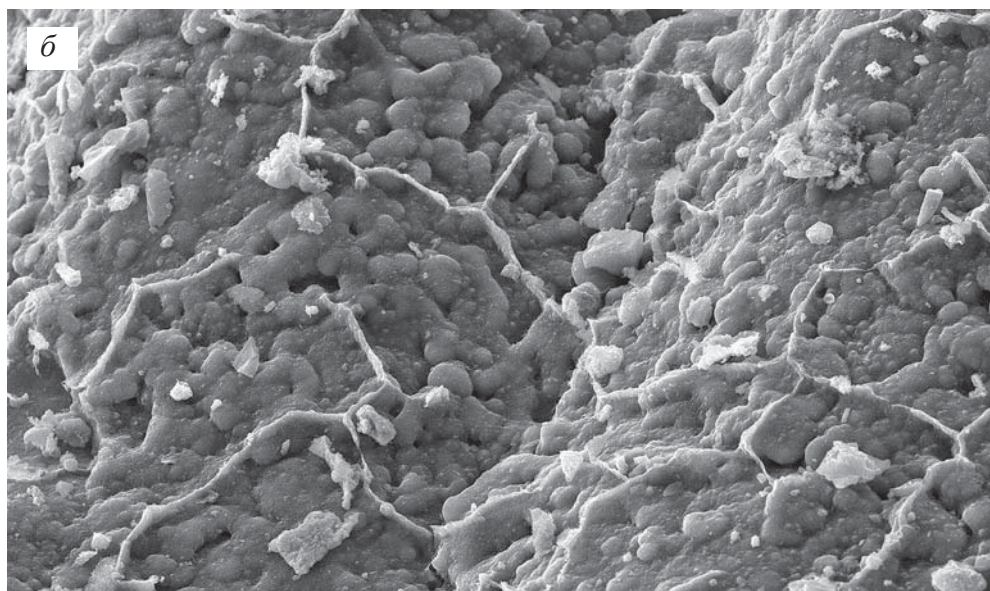
### Строматолиты (фиг. 12-35)



**Фиг. 12.** Общий вид строматолита в сканирующем электронном микроскопе (СКАНе)

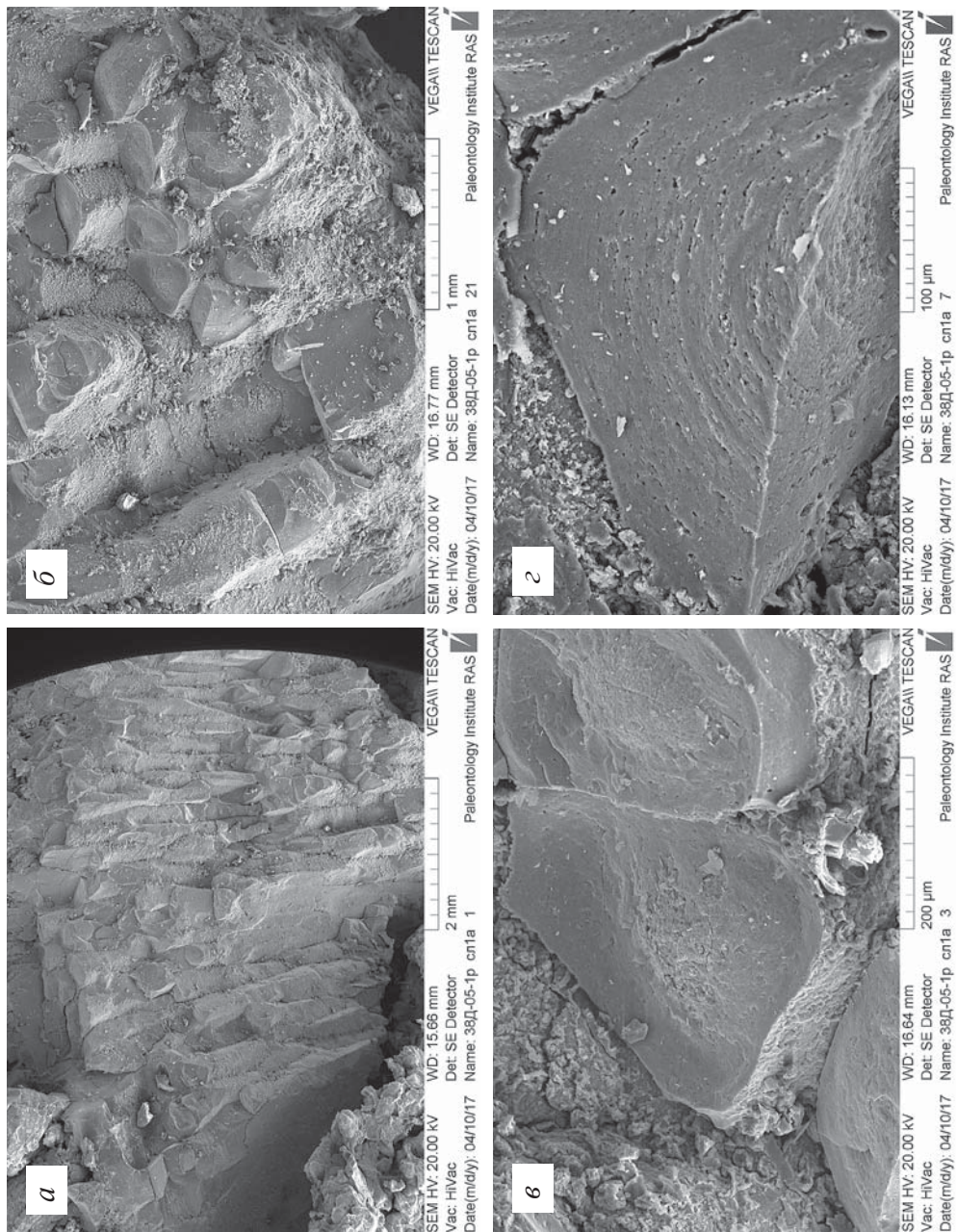


SEM HV: 30.00 kV WD: 18.27 mm 500  $\mu$ m VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector  
Date(m/d/y): 02/13/17 Name: 38D-05-1p 116 Paleontology Institute RAS

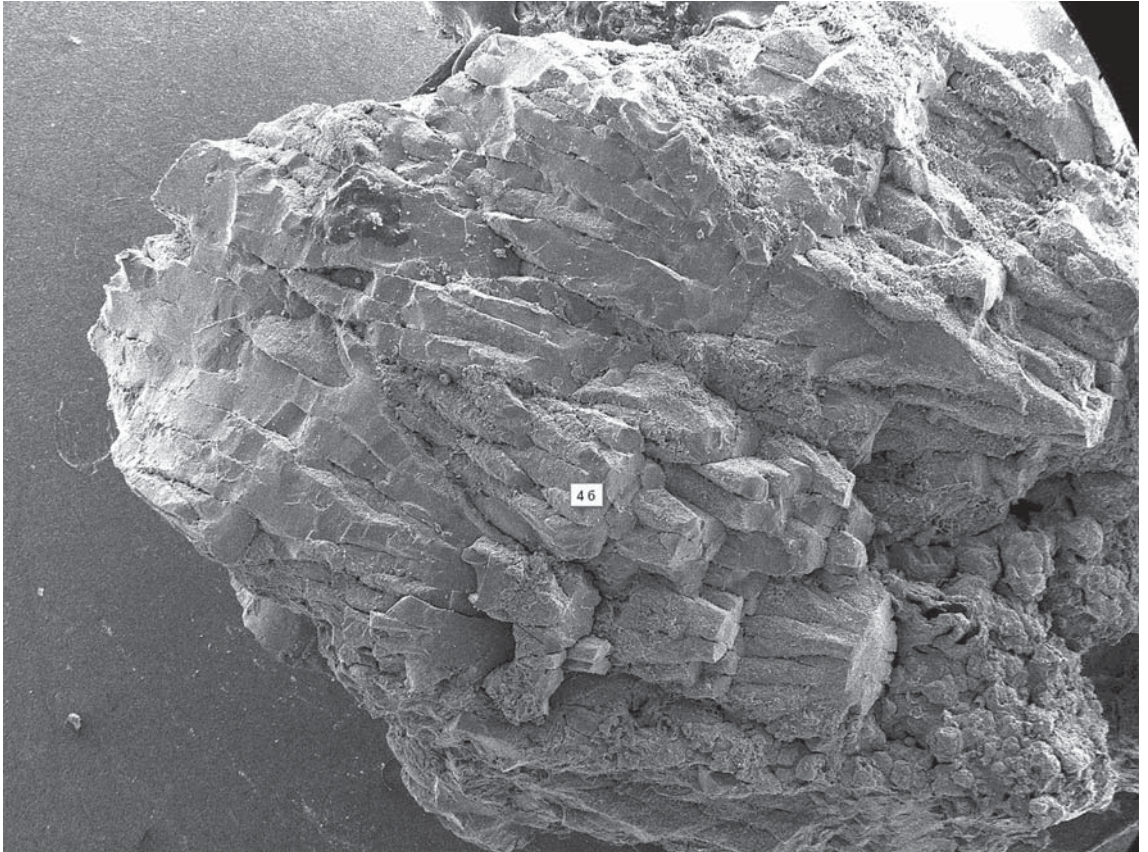


SEM HV: 30.00 kV WD: 18.83 mm 100  $\mu$ m VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector  
Date(m/d/y): 02/13/17 Name: 38D-05-1p 115 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 13 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – строматолитовые столбики, вид сбоку; *б* – увеличенный фрагмент фиг. а, внешняя поверхность строматолитовых столбиков покрытая биопленкой



**Фиг. 14.** Строматолит: *а* – общий вид; *б* – строматолитовые столбики, вид сверху; *в* и *г* – увеличенные фрагменты *б* – горизонтальные сколы строматолитовых столбиков; *в* – видна рыхлая средняя часть столбика и окружающая её плотная; *г* – видны концентрические слои образующие столбик



SEM HV: 20.00 kV

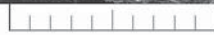
WD: 11.85 mm

SEM MAG: 52 x

Det: SE Detector

Date(m/d/y): 03/18/19

Name: Коцебу 2a 1



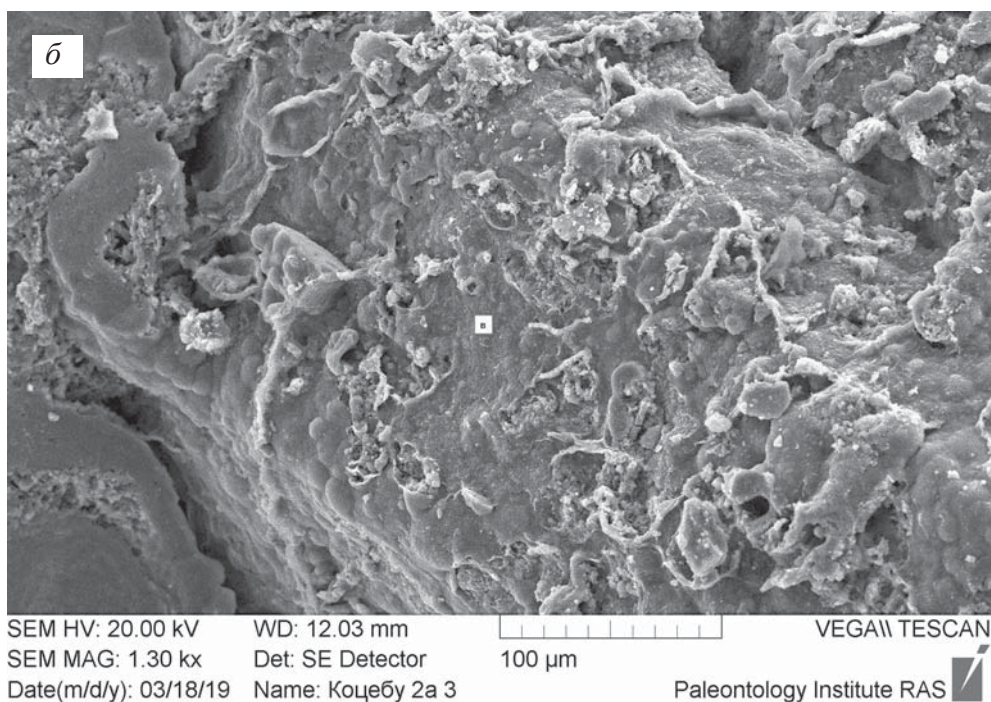
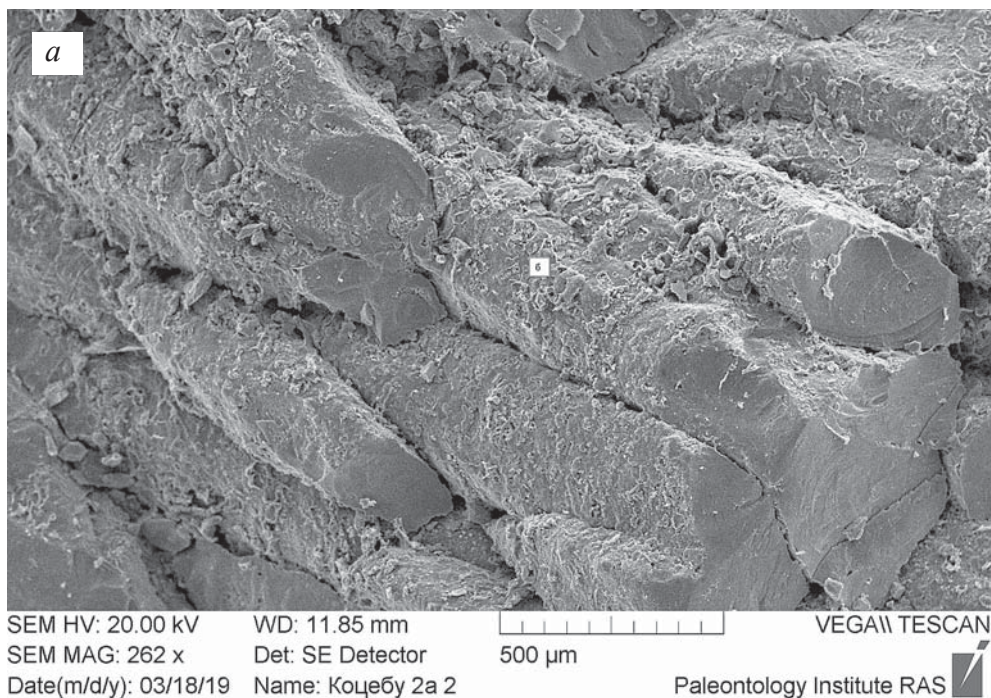
2 mm

VEGA\\ TESCAN

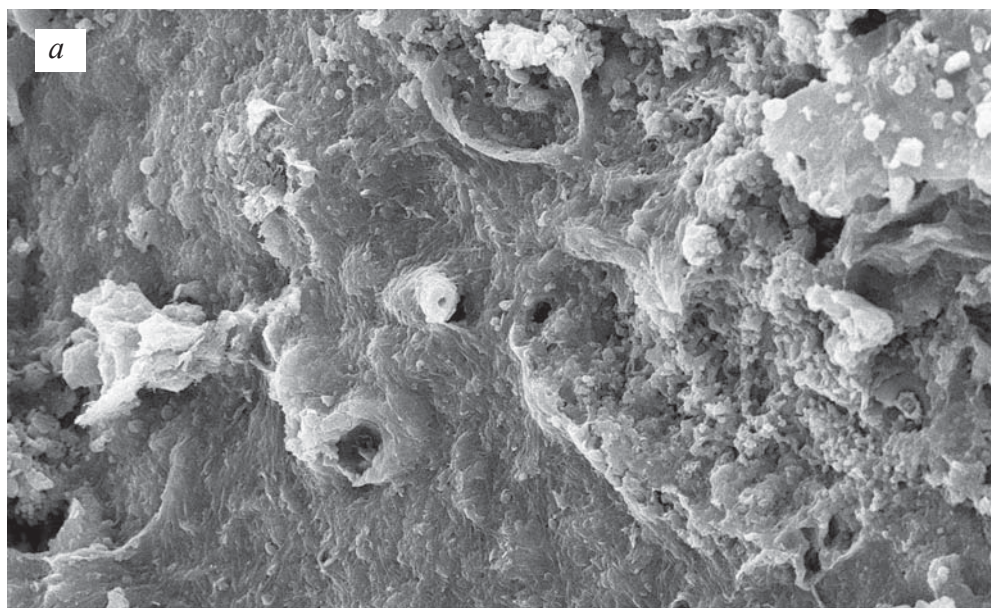
Paleontology Institute RAS





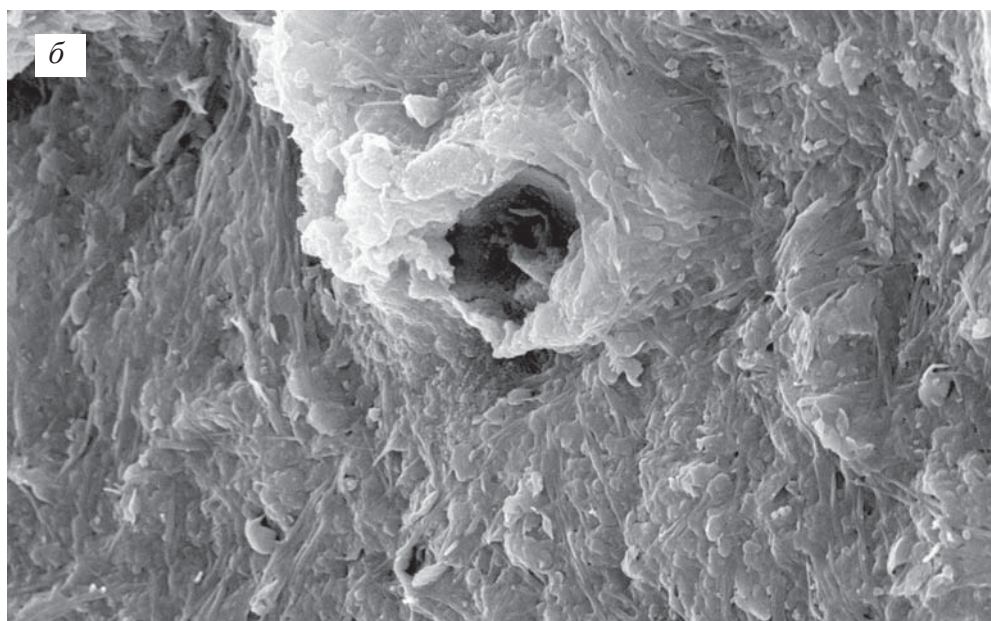
**Фиг. 15.** Общий вид строматолита, в правом нижнем углу его нижняя часть





**Фиг. 16** *a–б*. Увеличенный фрагмент фиг. 15: *a* – столбики строматолита; *б* – боковая поверхность столбика, покрытая фоссилизированной биопленкой

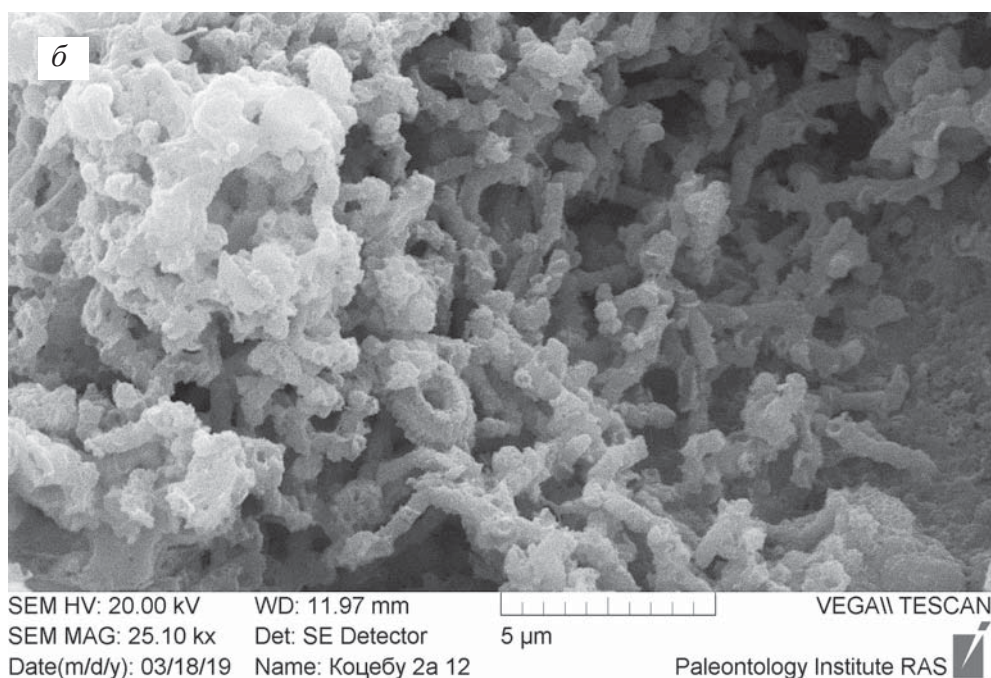
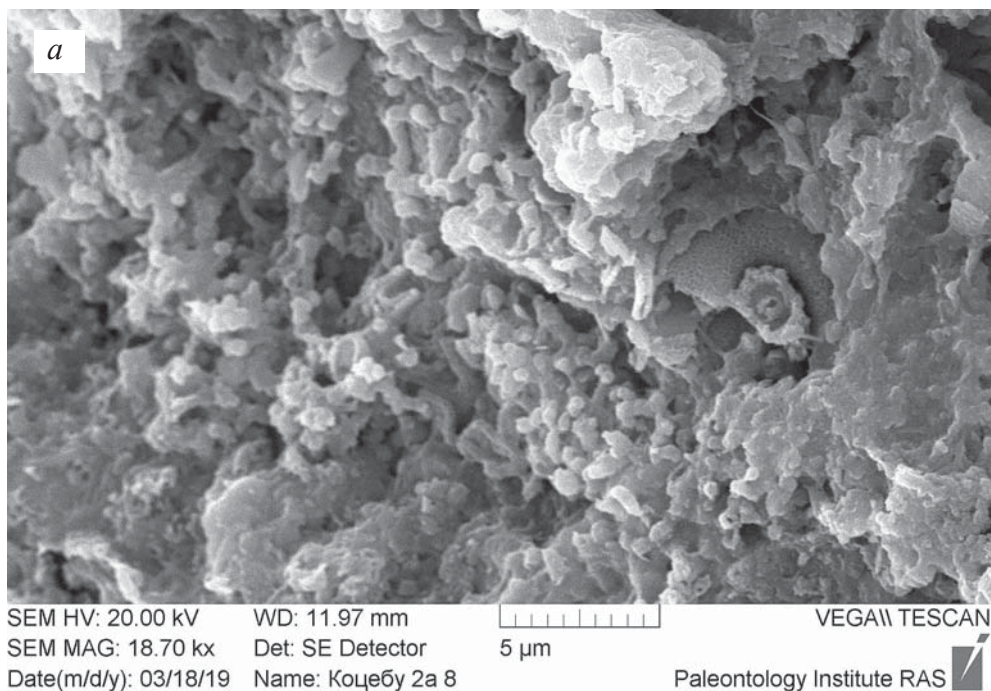


SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.03 mm        VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 6.49 kx    Det: SE Detector    20 µm  
 Date(m/d/y): 03/18/19    Name: Коцебу 2a 4    Paleontology Institute RAS 

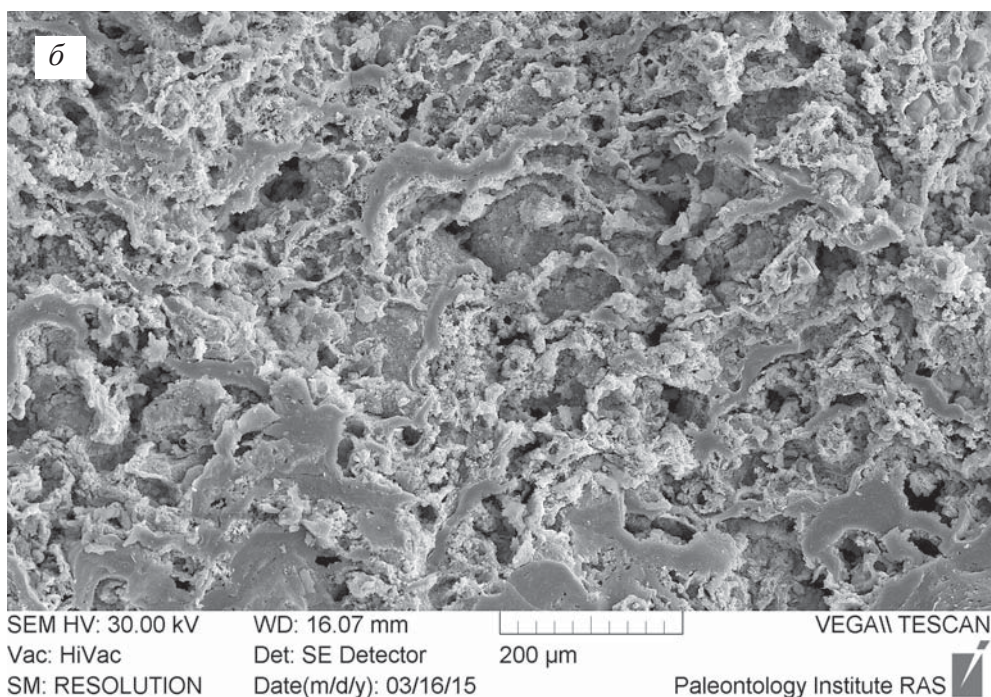
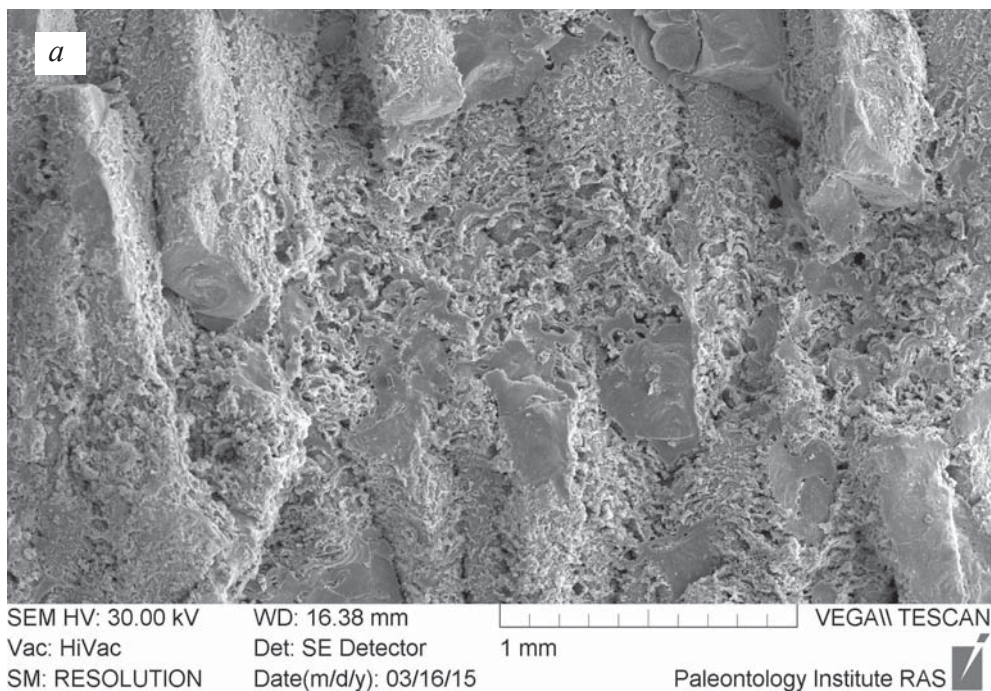


SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.02 mm        VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 18.65 kx    Det: SE Detector    5 µm  
 Date(m/d/y): 03/18/19    Name: Коцебу 2a 7    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 17 а-б.** Увеличенный фрагмент фиг. 16 б: а – общий вид фоссилзированной биопленки; б – деталь биопленки, видны очень тонкие нитчатые бактерии в гликокаликсе

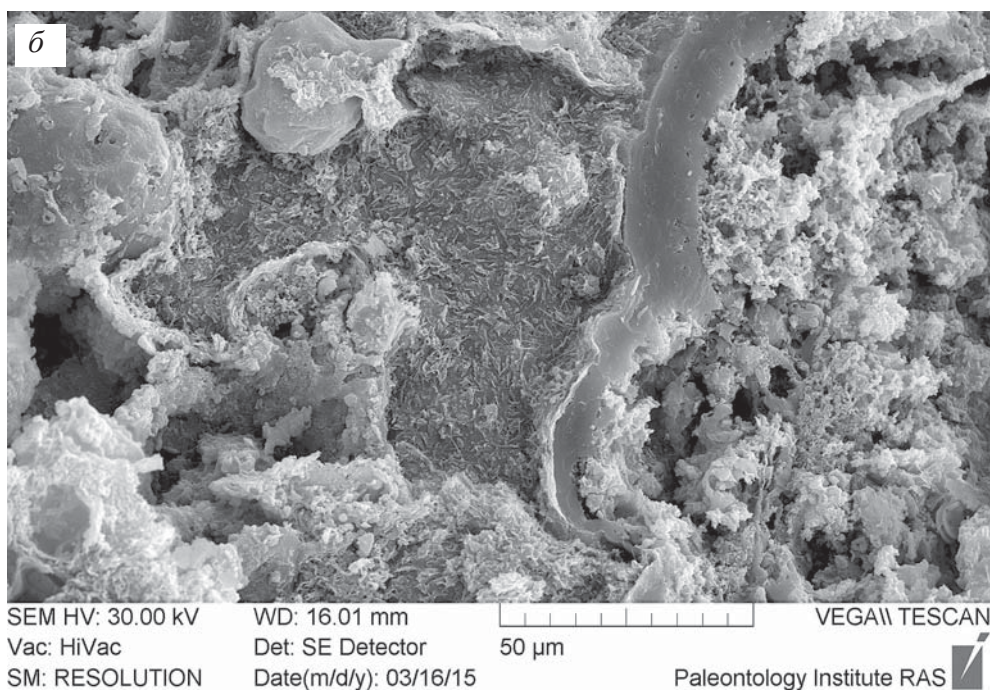
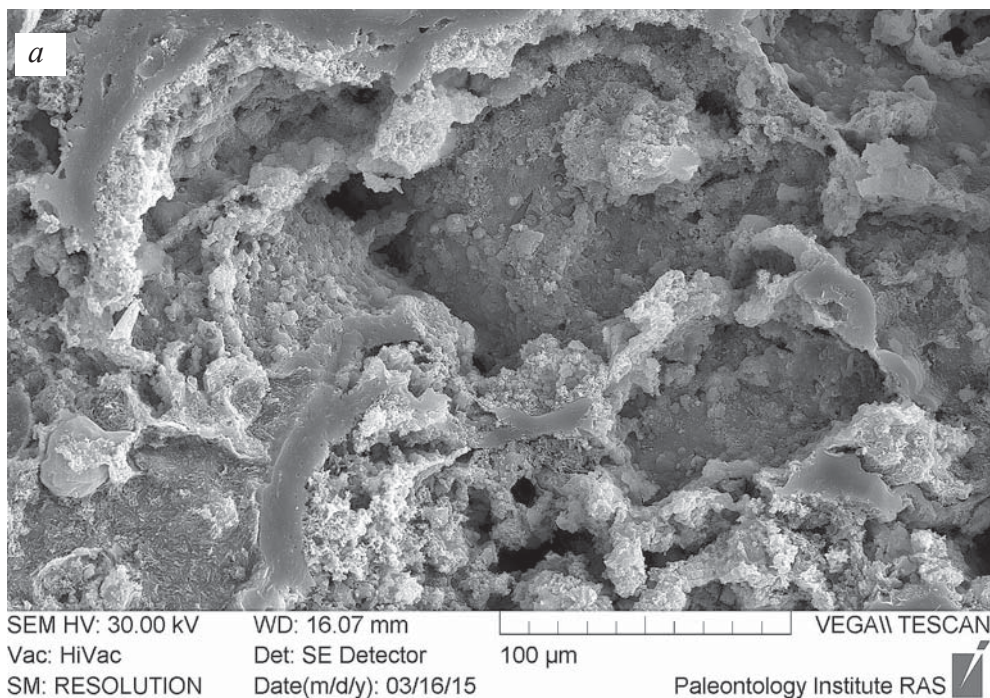


**Фиг. 18 а–б.** Увеличенный фрагмент фиг. 17 б – детали биопленки: а – видны переплетенные полые трубочки – минерализованные нитчатые бактерии; б – минерализованные нитчатые бактерии, в нижней части фотографии среди их – кокколлит

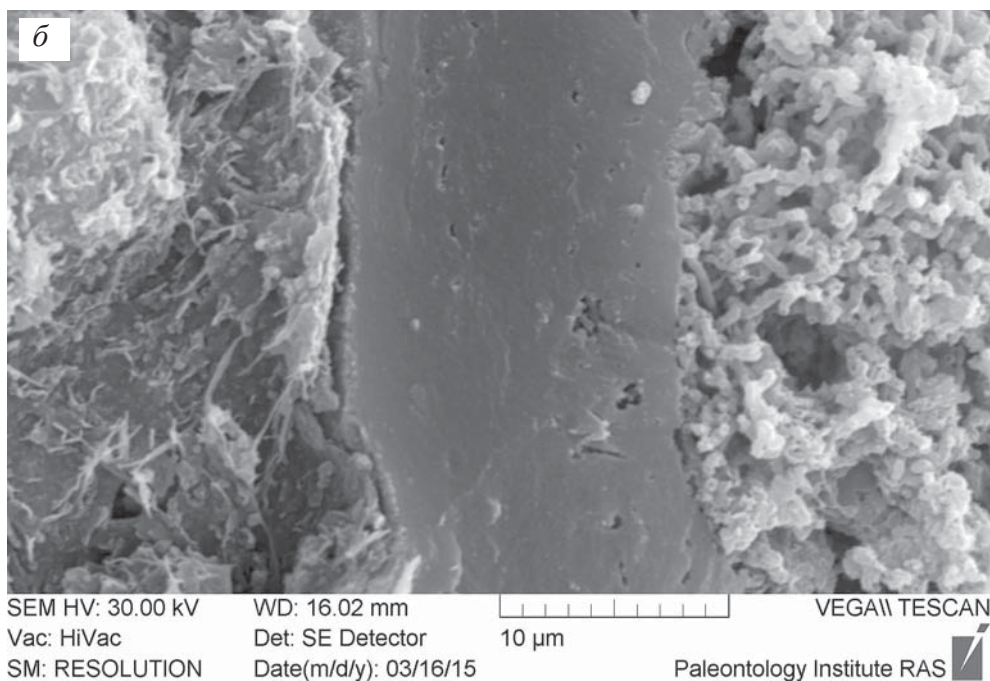
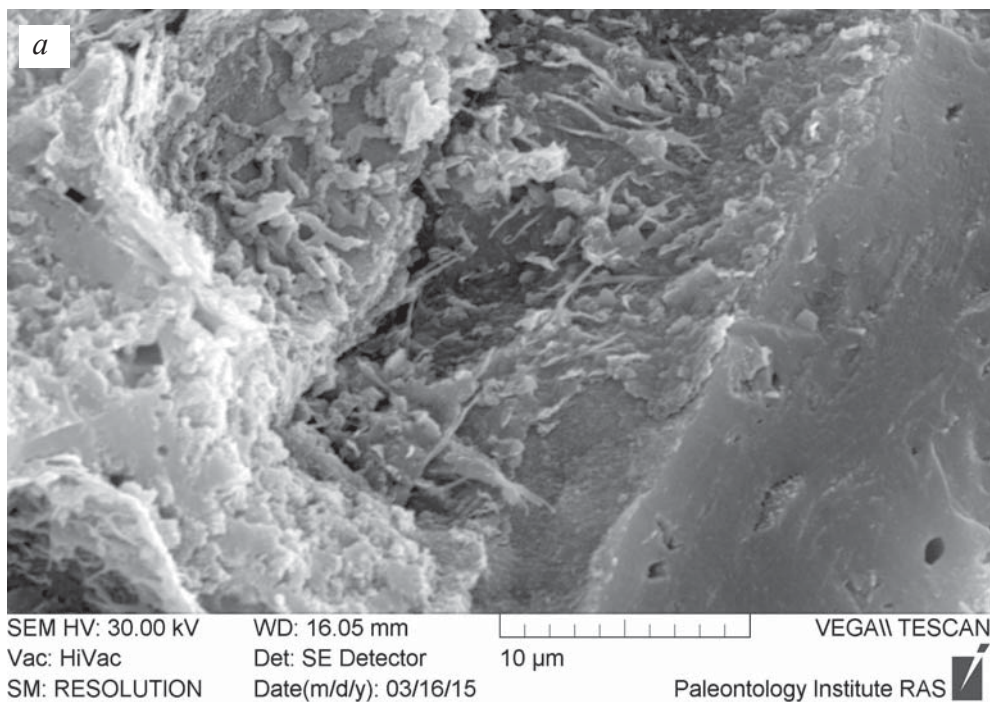


**Фиг. 19 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – строматолитовые столбики, вид сбоку; *б* – увеличенный фрагмент *а*, боковая поверхность столбика, хорошо видна волнистая горизонтальная слоистость, образованная био пленками

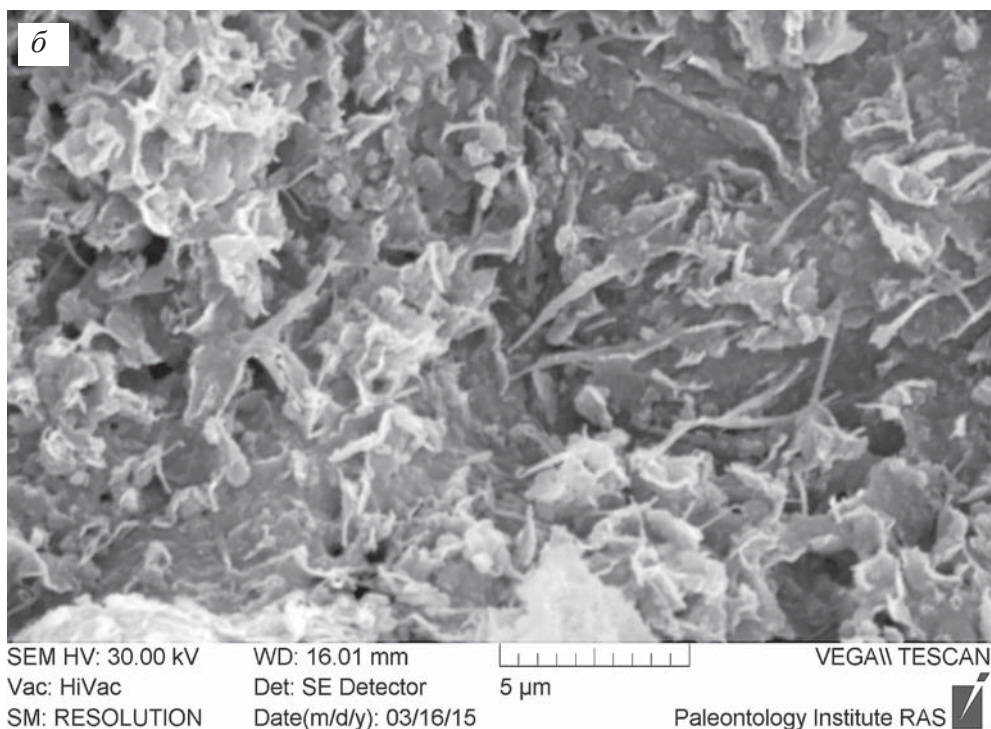
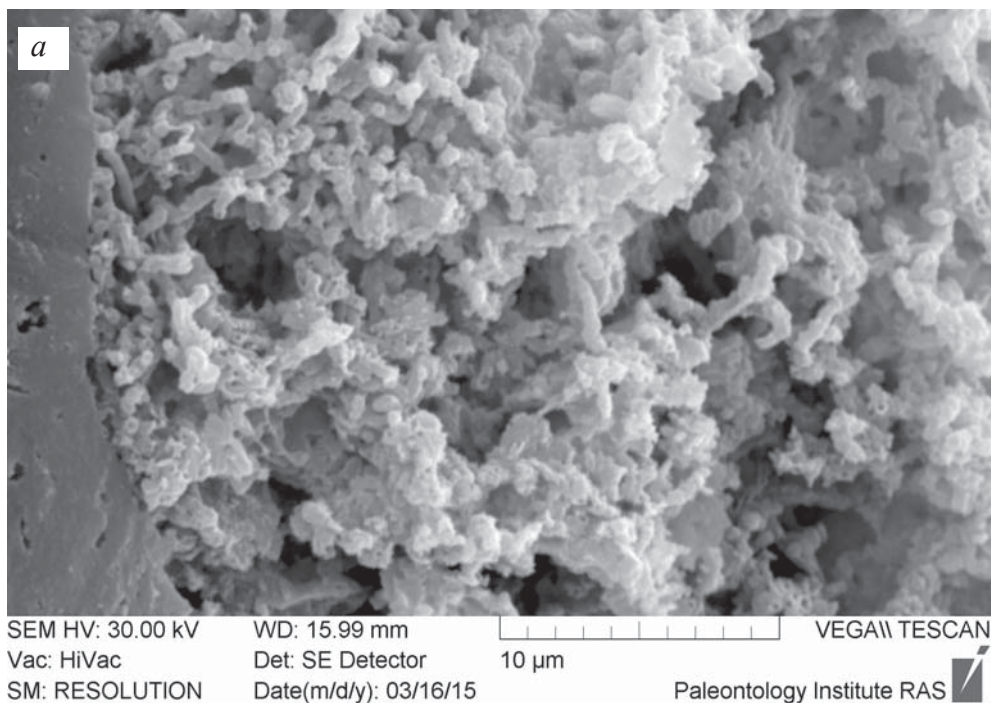




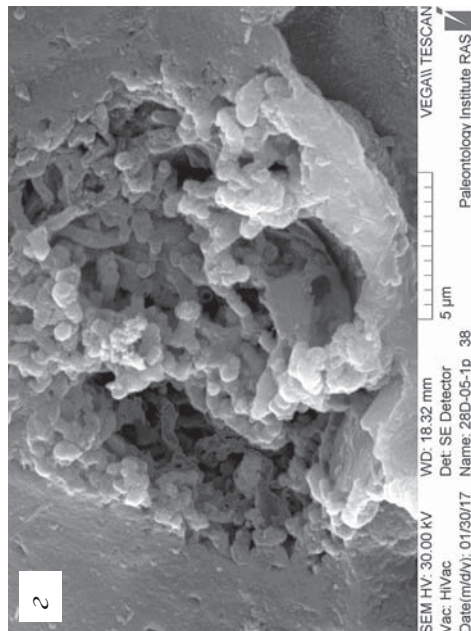
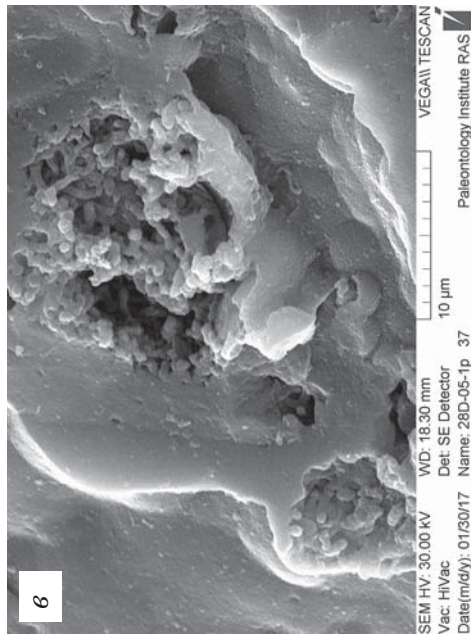
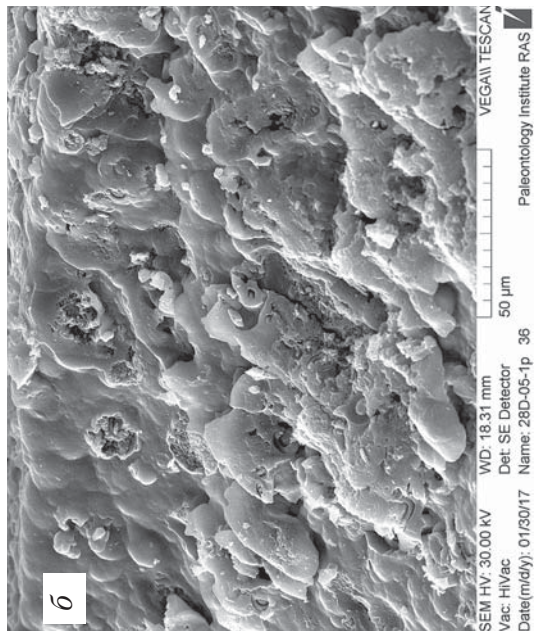
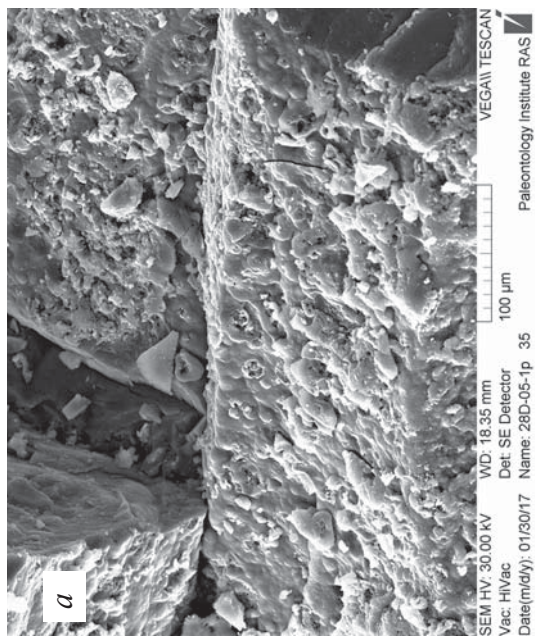
**Фиг. 20 а–б.** Увеличенный фрагмент фиг. 19 б: а – участок волнистой горизонтальной слоистости, образованной плотными и рыхлыми минерализованными биопленками; б – увеличенный фрагмент фиг. б – плотный слой среди рыхлых слоев



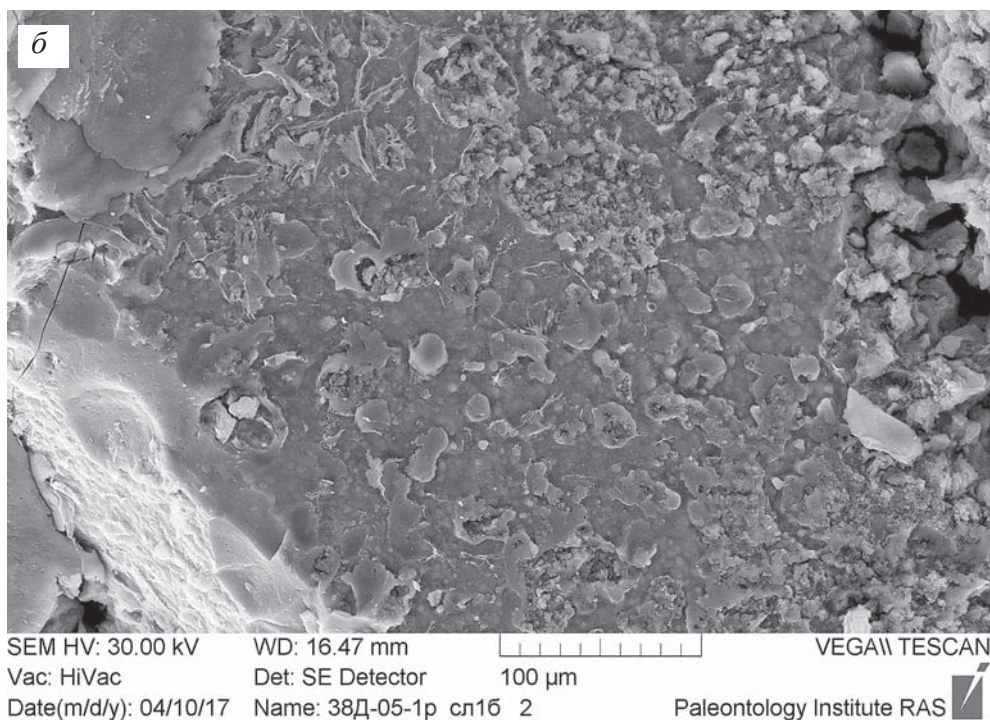
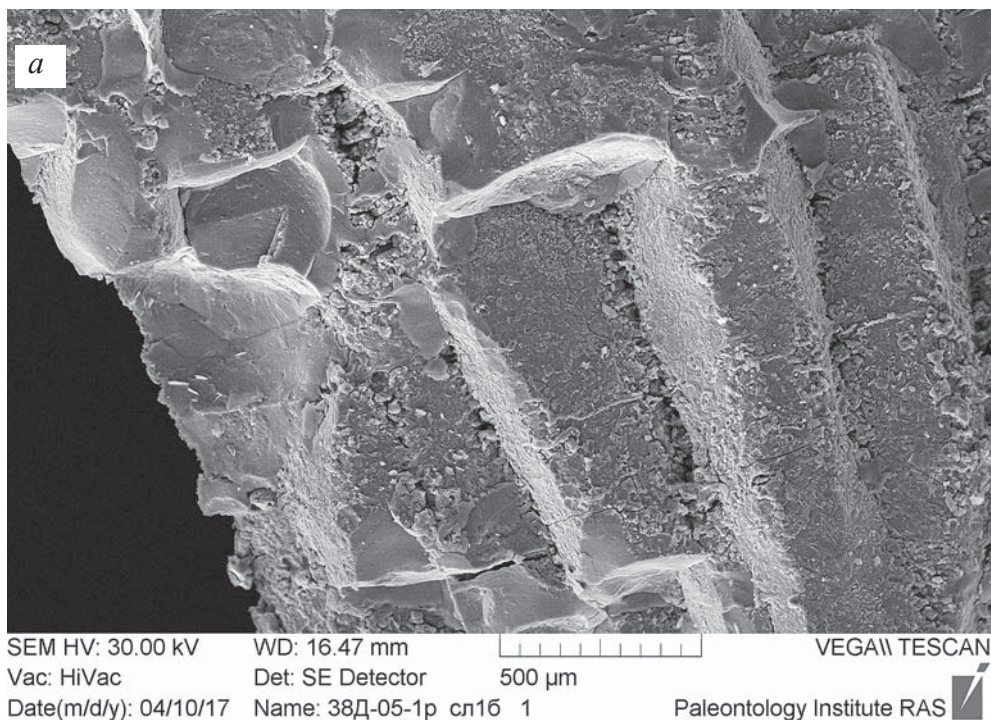
**Фиг. 21 а-б.** Увеличенные фрагменты фиг. 20 б: *а* – на плотном слоеке виден гликокаликс и рыхлый слой с нитчатыми бактериями; *б* – в середине плотный слоек, слева – гликокаликс, справа рыхлый слоек, состоящий их переплетенных нитчатых бактерий



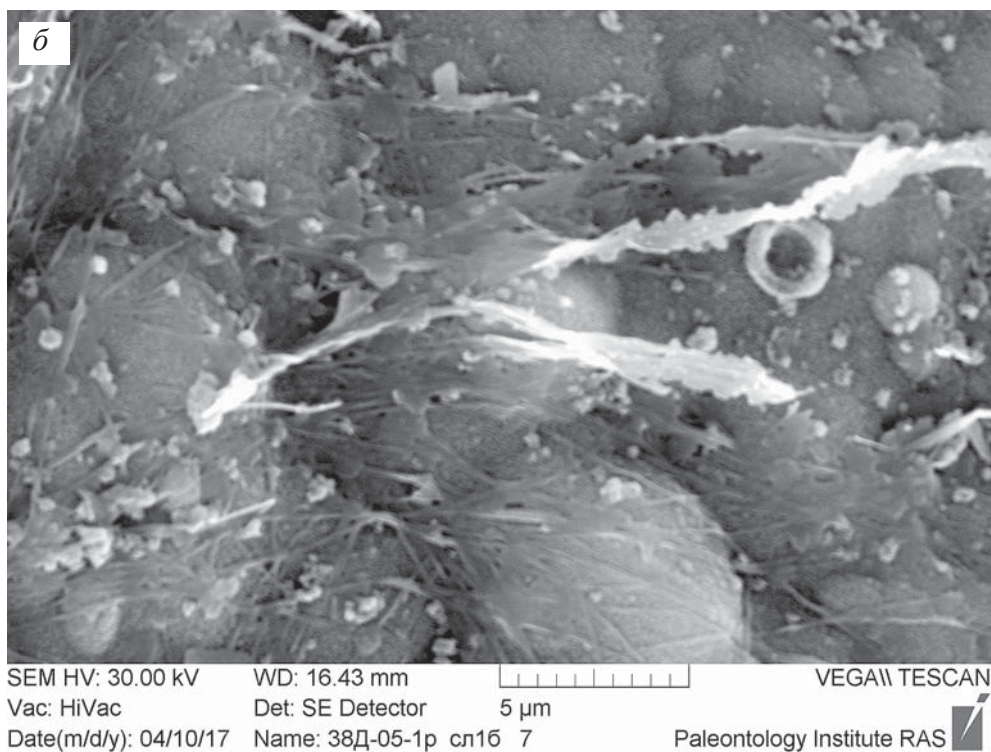
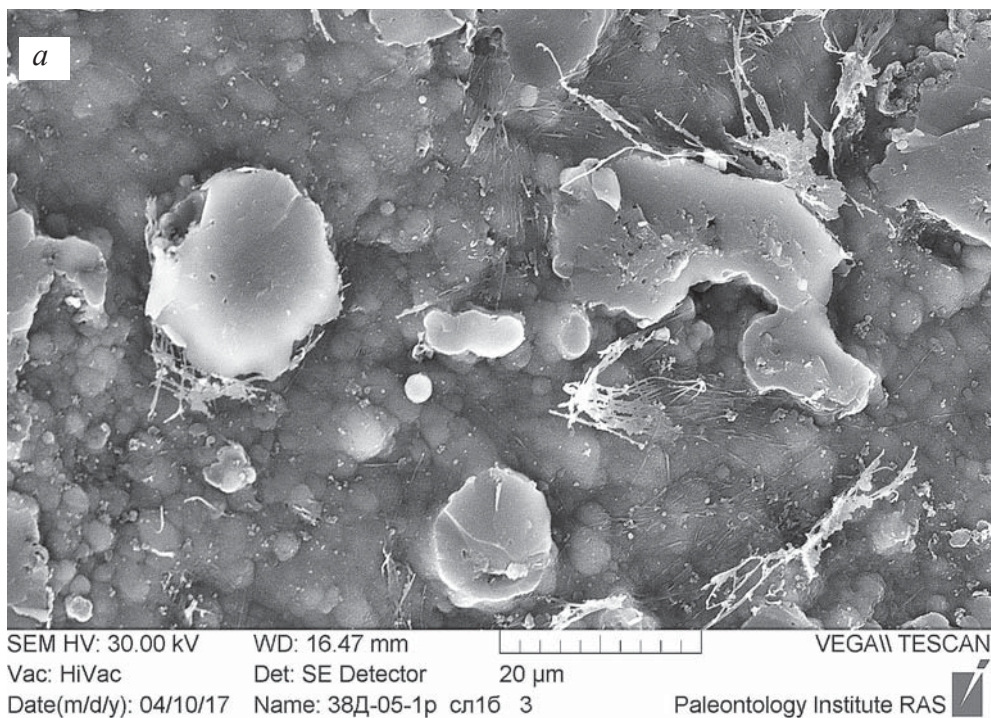
**Фиг. 22 а–б.** Увеличенные фрагменты фиг. 21 б: *а* – рыхлый слой, состоящий из переплетенных нитчатых бактерий; *б* – гликокаликс



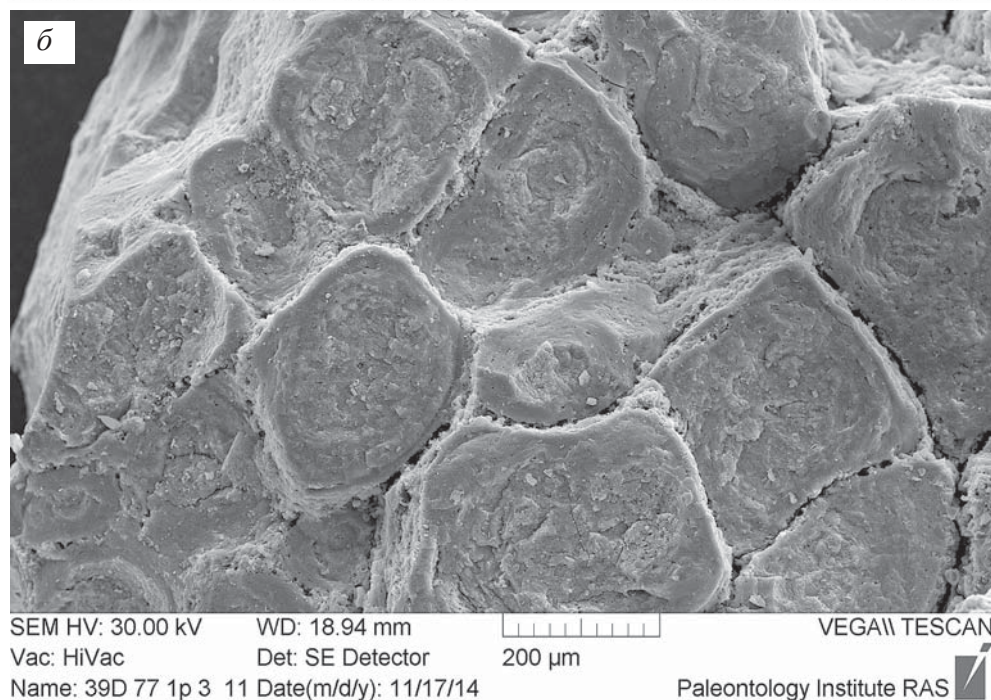
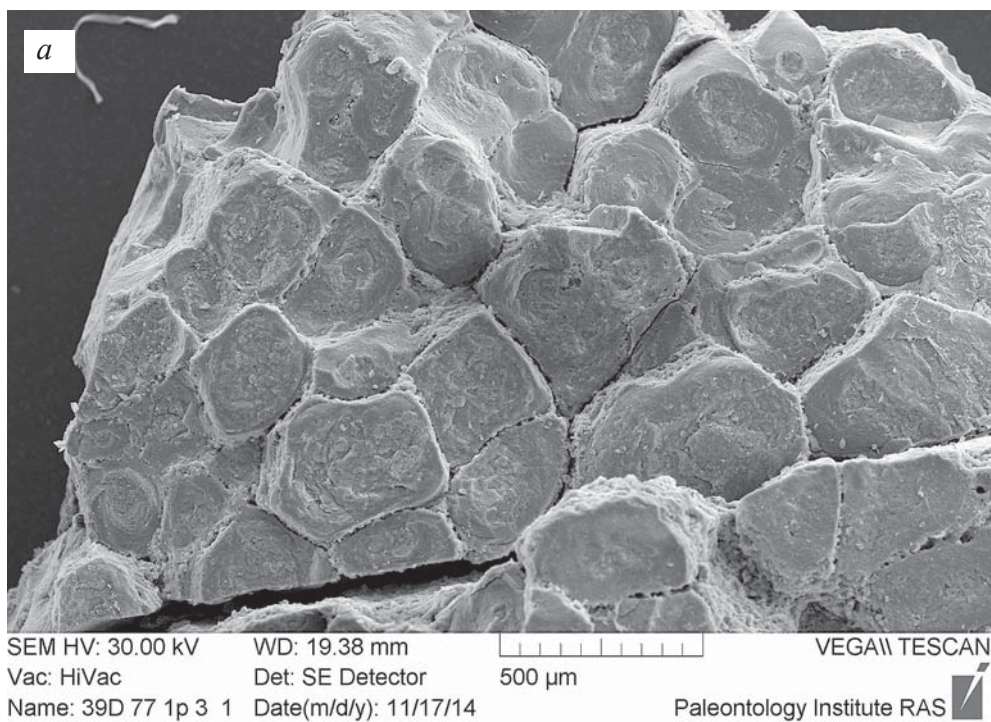
**Фиг. 23 а-г.** Увеличенные фрагменты строматолита: а – боковая часть столбика; б – увеличенный участок фиг. а, покрытый гликокаликсом, местами разрушенным; в и г – увеличенные фрагменты фиг. б, разрушенных местах гликокаликса видны нитчатые бактерии



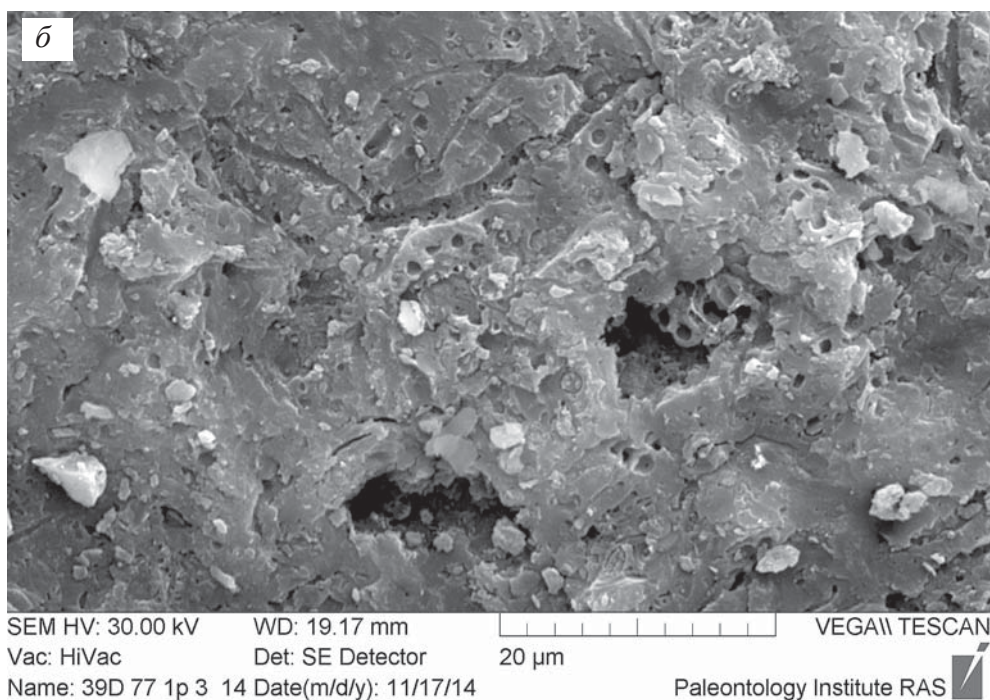
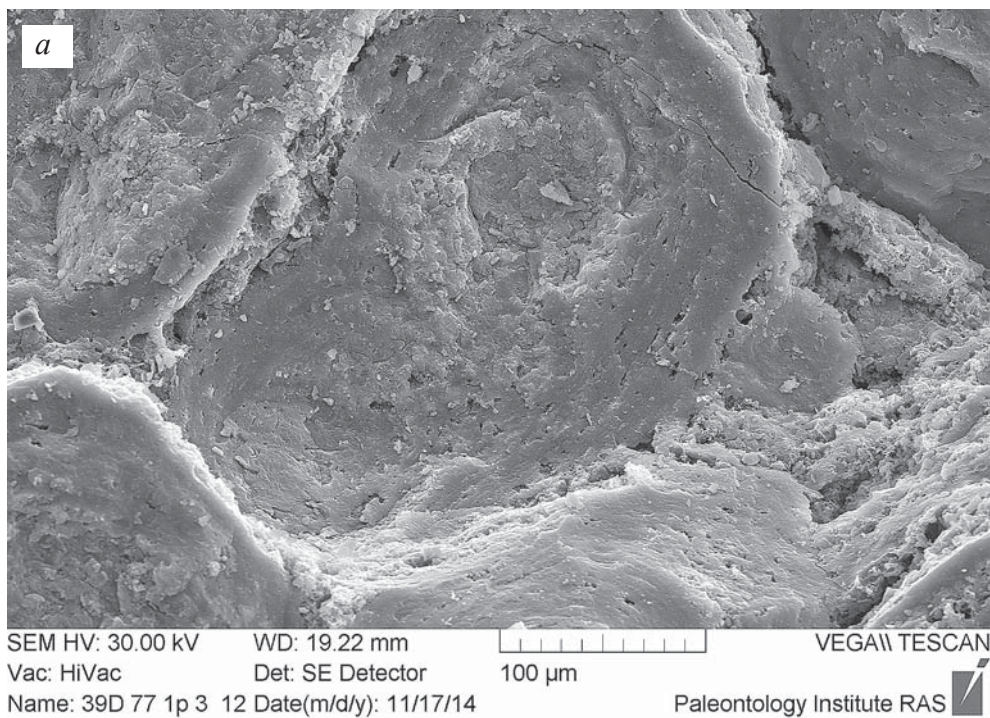
**Фиг. 24 а–б.** Фрагменты строматолита: *а* – вид сбоку на столбики; *б* – увеличенный участок *фиг. а*, покрытый гликокаликсом



**Фиг. 25 а–б.** Увеличенные фрагменты гликокаликса фиг. 24 б.

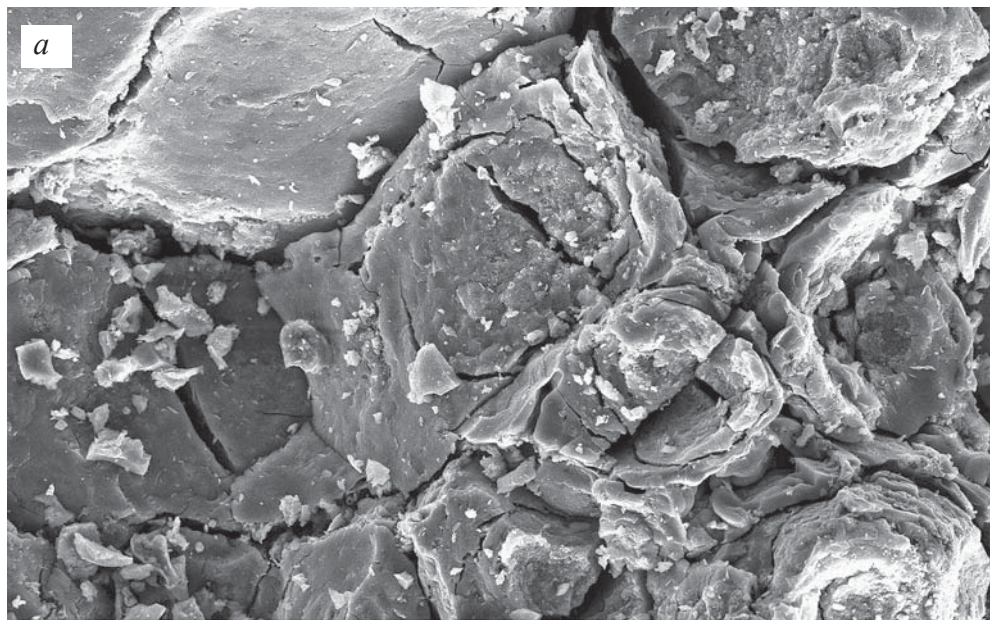


**Фиг. 26 а–б.** Вид строматолита сверху: *a* – поперечные сечения столбиков строматолита; *б* – увеличенный фрагмент *а* – видно неоднородное строение столбиков – более рыхлое внутри и плотное по периферии

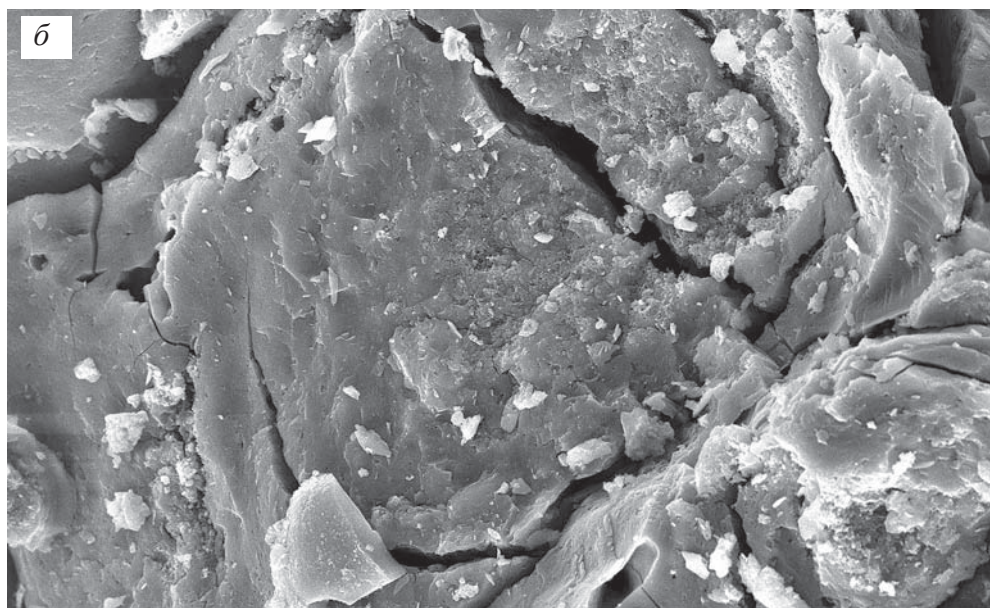


**Фиг. 27 а–б.** Увеличенные фрагменты фиг. 26 а: а – поперечное сечение столбика; б – внутренняя часть столбика фиг. а, видны отпечатки нитчатых и кокковидных бактерий в гликокаликсе



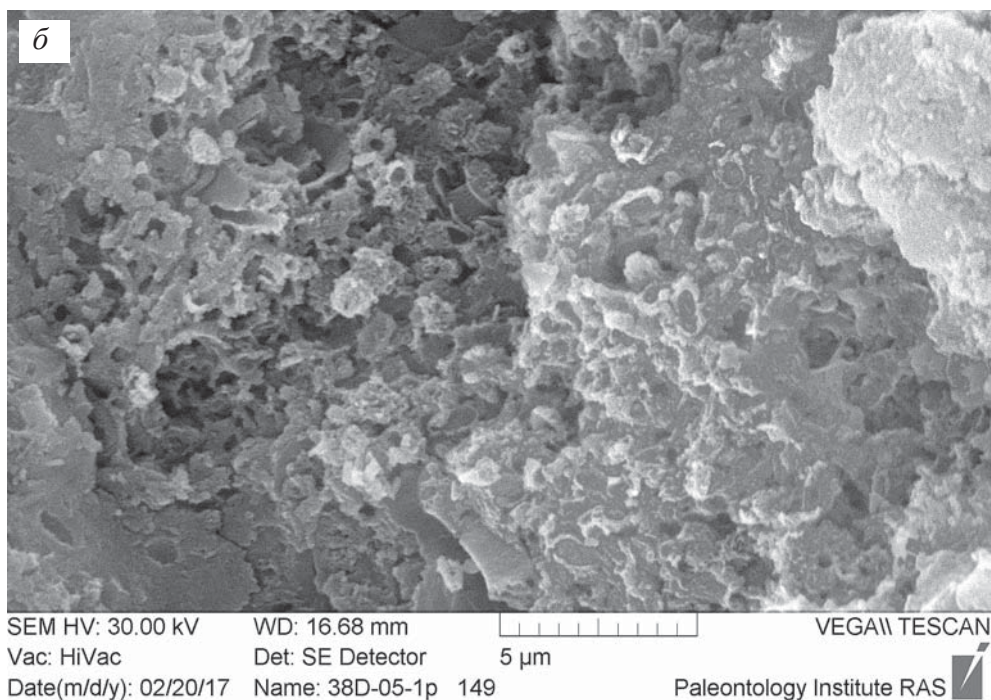
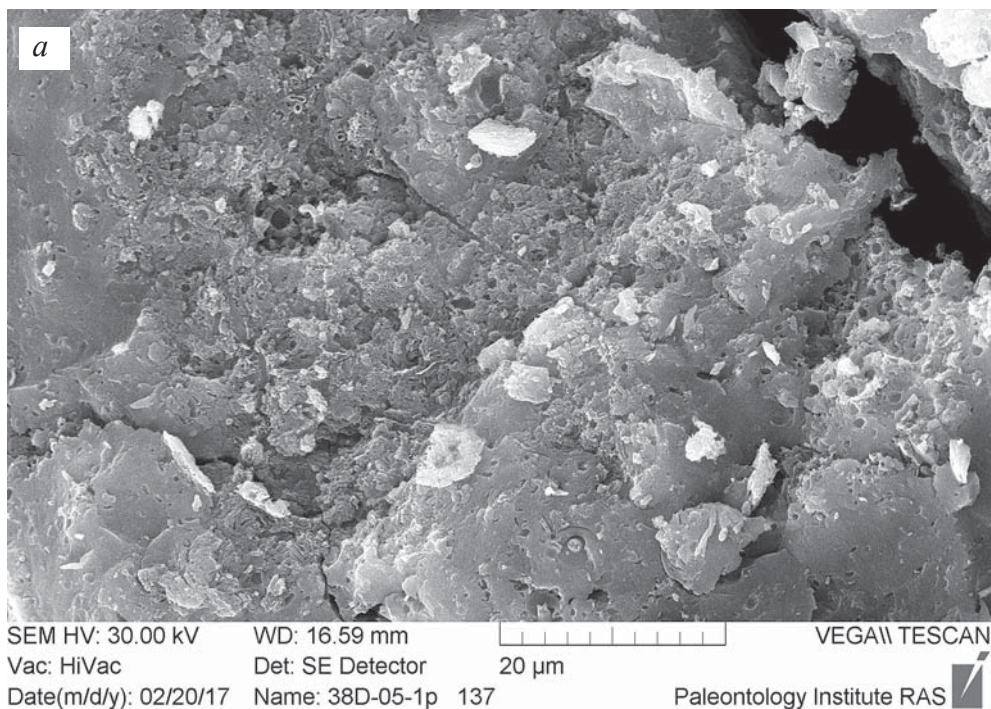


SEM HV: 30.00 kV WD: 16.61 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 200  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/20/17 Name: 38D-05-1p 135 Paleontology Institute RAS

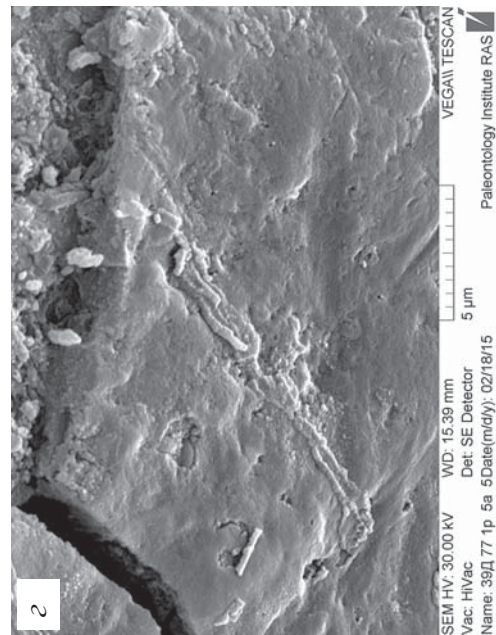
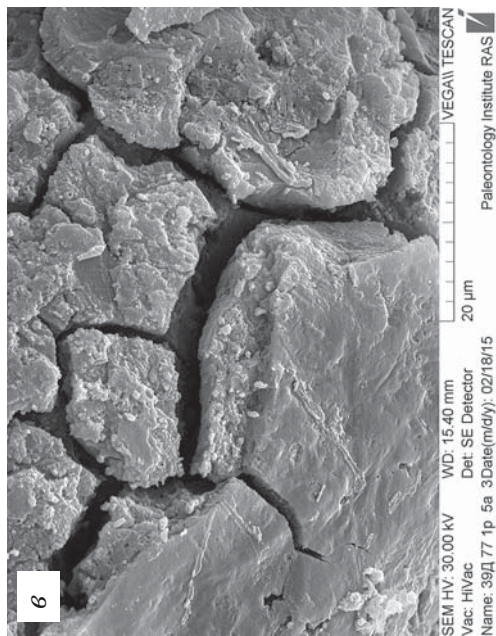
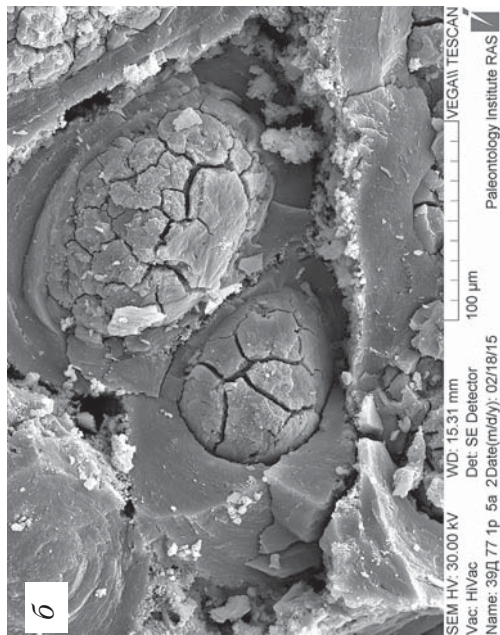


SEM HV: 30.00 kV WD: 16.61 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 50  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/20/17 Name: 38D-05-1p 136 Paleontology Institute RAS

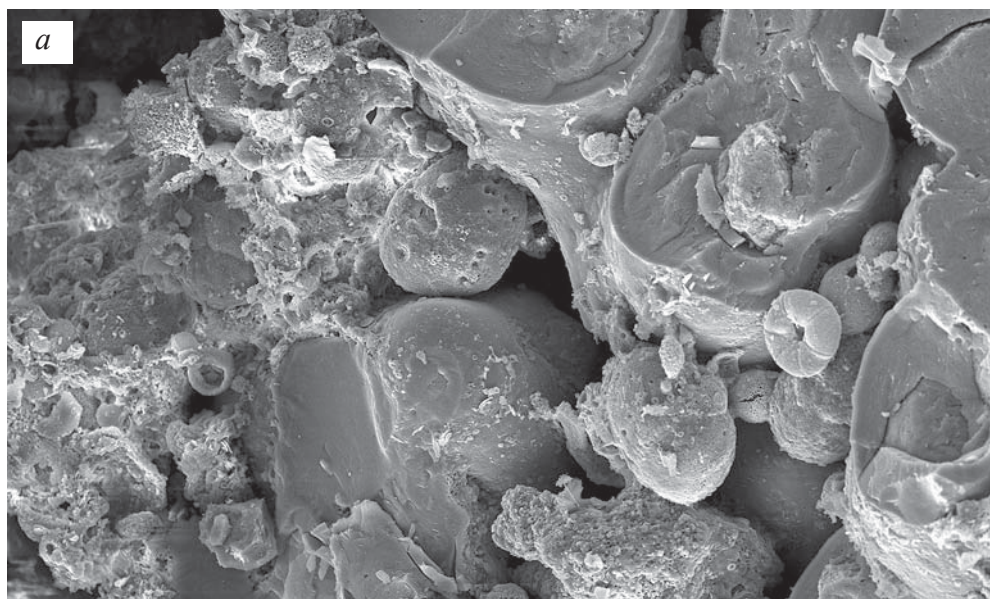
**Фиг. 28 а–б.** Вид строматолита сверху: *а* – поперечные сечения столбиков строматолита; *б* – увеличенный столбик *а*, видно неоднородное строение – более рыхлое внутри и плотное по периферии



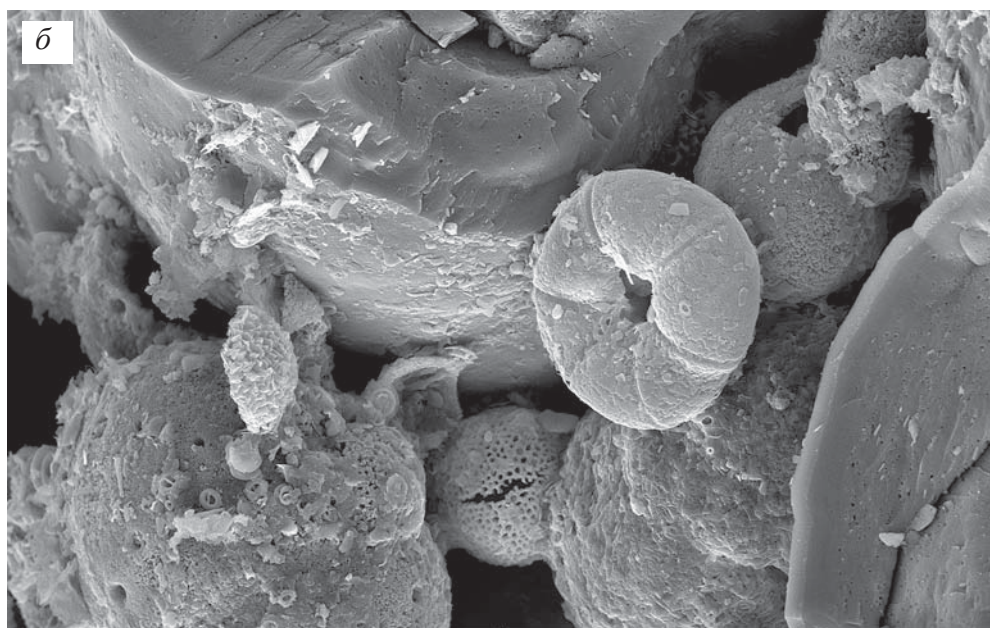
**Фиг. 29 а–б.** Внутренняя часть столбика фиг. 28 б: а – неоднородный рыхлый слой; б – увеличенный фрагмент фиг. а – хорошо видны переплетающиеся полые трубочки – нитчатые бактерии



**Фиг. 30 а-г.** Вид строматолита сверху: а – поперечные сечения столбиков строматолита; б – увеличенные столбики фиг. а; в – увеличенный фрагмент фиг. б – видно неоднородное строение – более рыхлое внутри и плотное по периферии; г – увеличенная часть фиг. в видны нитчатые бактерии

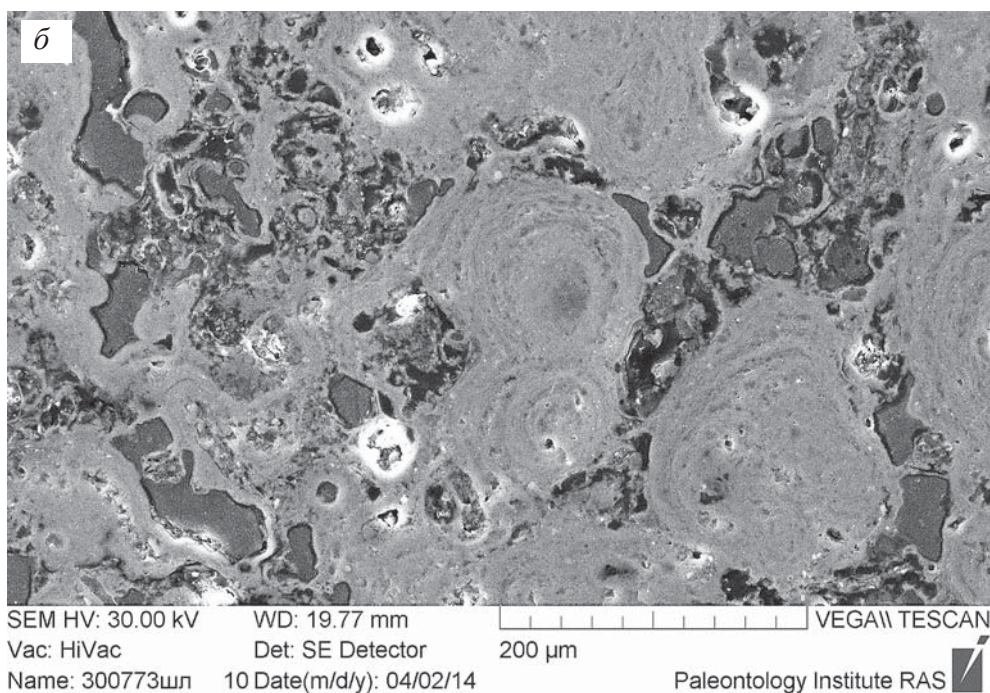
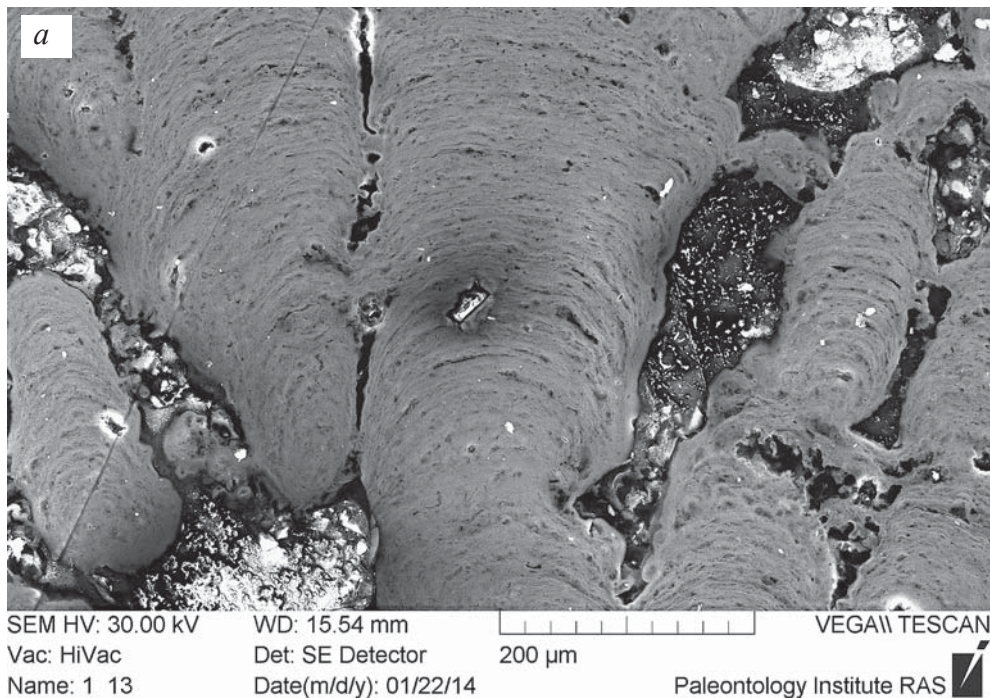


SEM HV: 20.00 kV    WD: 16.42 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    100 μm  
 Date(m/d/y): 04/10/17    Name: 38Д-05-1p сл1а 17    Paleontology Institute RAS

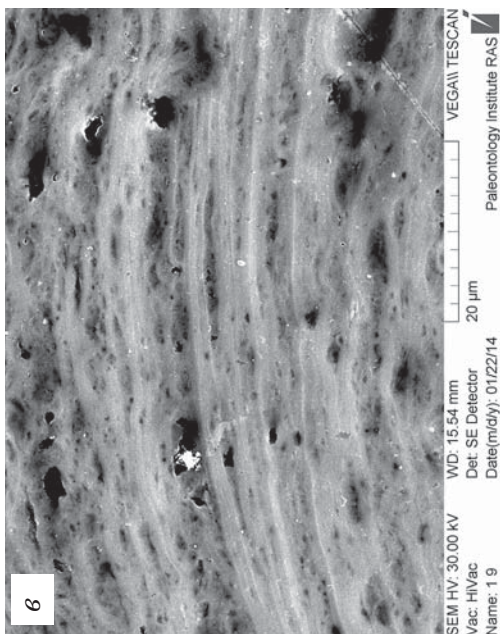
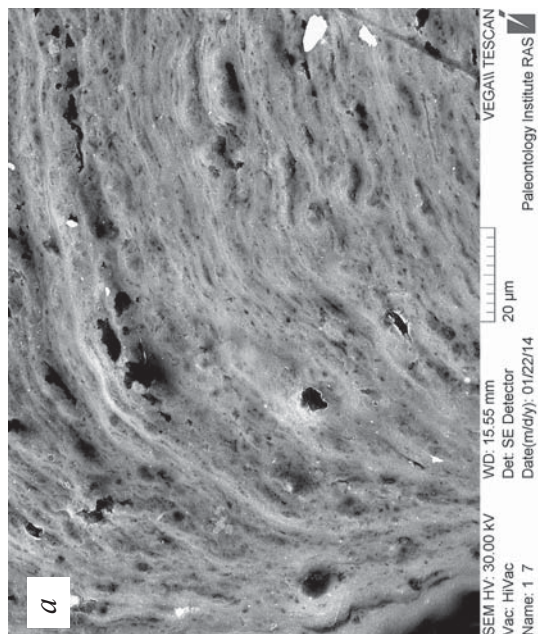
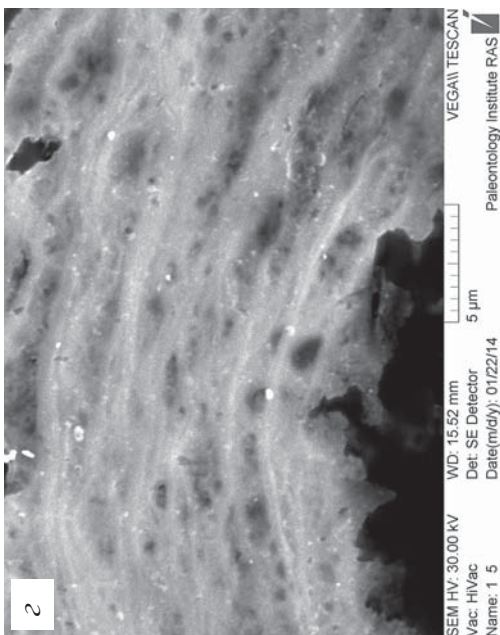
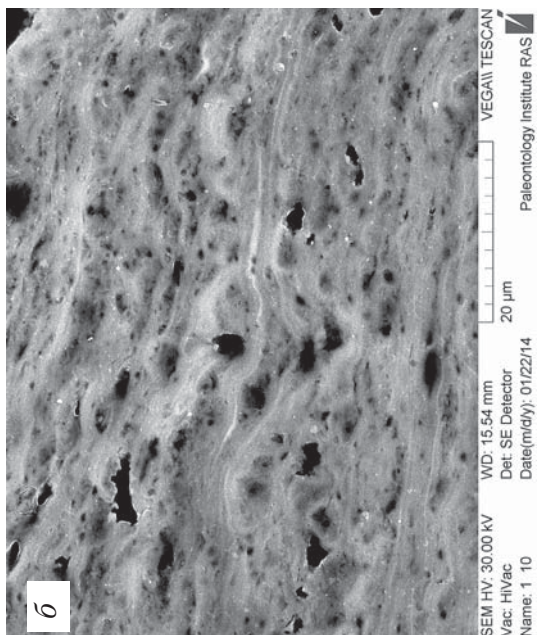


SEM HV: 20.00 kV    WD: 16.26 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    50 μm  
 Date(m/d/y): 04/10/17    Name: 38Д-05-1p сл1а 18    Paleontology Institute RAS

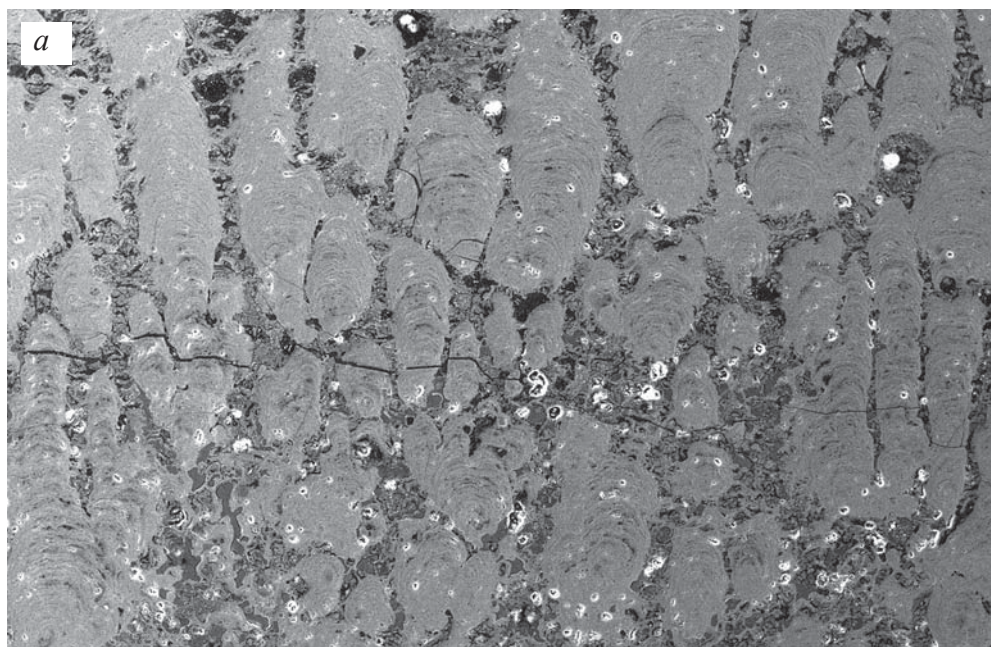
**Фиг. 31 а–б.** Вид строматолита сверху: *а* – поперечные сечения столбиков строматолита; *б* – увеличенные столбики *а*, между столбиками видны раковинки фораминифер, радиолярий, кокколиты



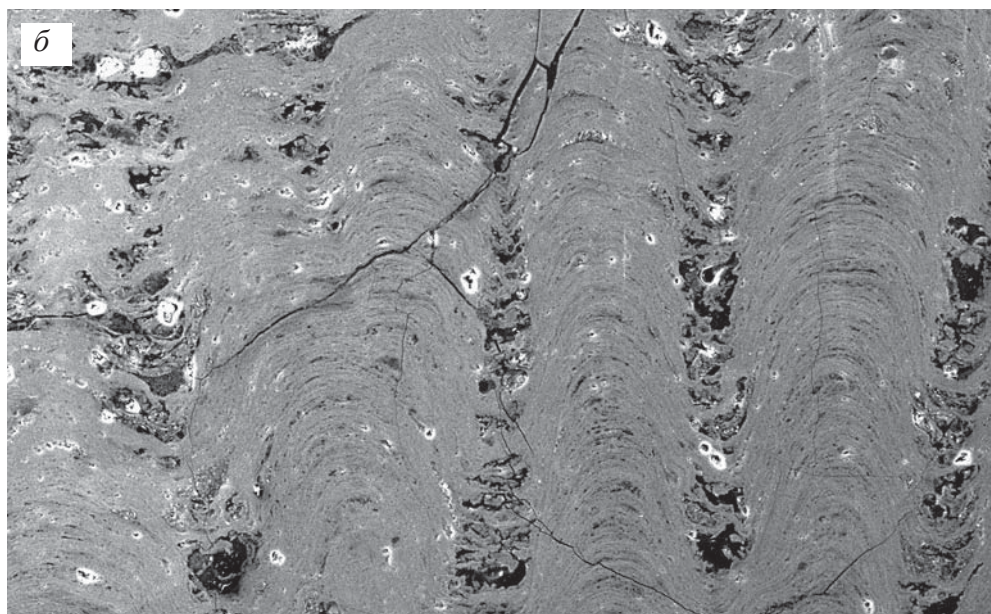
**Фиг 32. а–б.** Общие виды строматолитов: *а* – вертикальный шлиф. Хорошо видно строение столбиков – тонкие чередующиеся слойки; *б* – поперечный шлиф строматолита – видны тонкие concentрические слои столбиков и пространство между столбиков



**Фиг. 33 а-г.** Увеличенные фрагменты строматолита фиг. 32 а, на всех фотографиях хорошо видно тонкую слоистость, обусловленную последовательным нарастанием биопленок

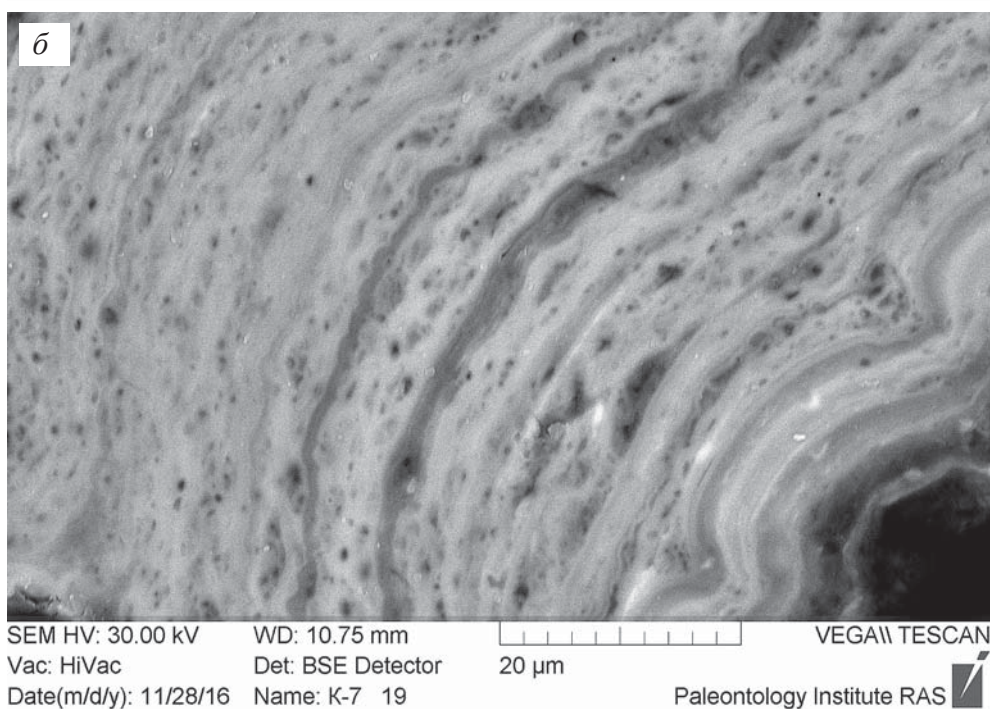
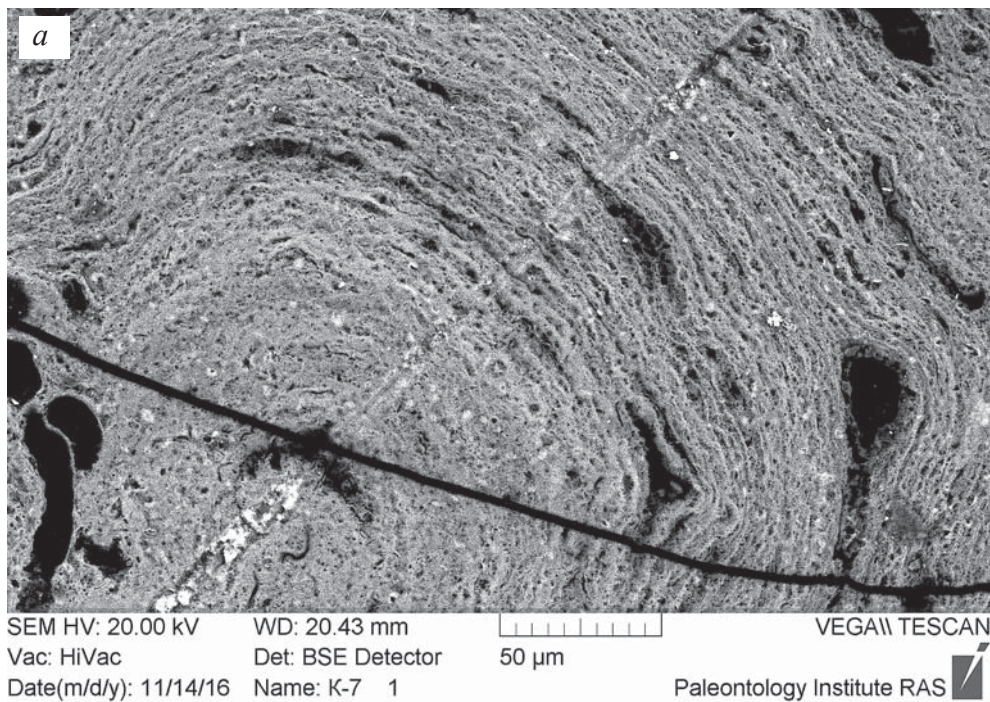


SEM HV: 30.00 kV    WD: 19.64 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    1 mm  
Name: 300773шл 9    Date(m/d/y): 04/02/14    Paleontology Institute RAS



SEM HV: 30.00 kV    WD: 19.81 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    500 μm  
Name: 300773шл 3    Date(m/d/y): 04/02/14    Paleontology Institute RAS

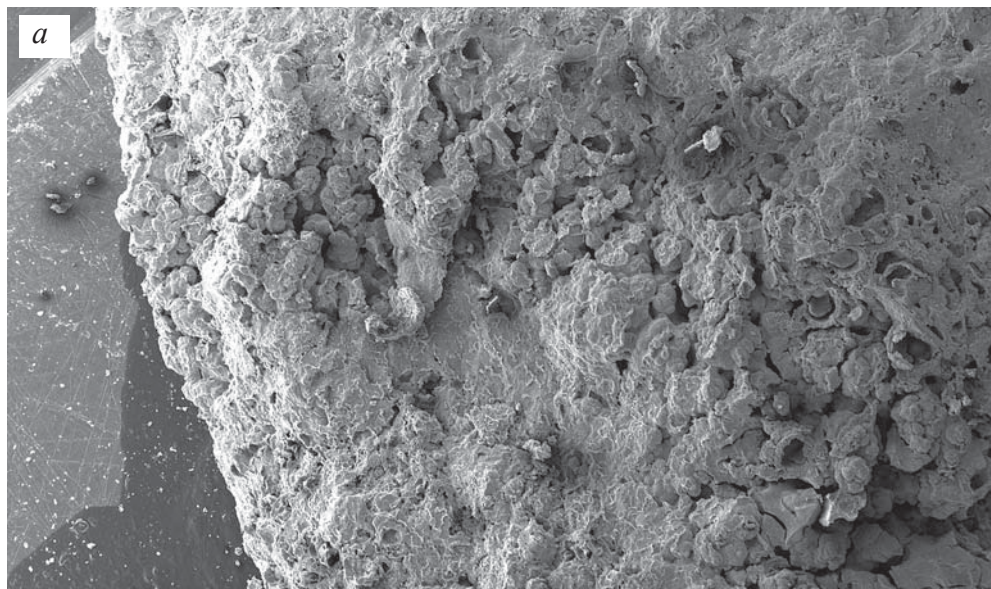
**Фиг. 34 а-б.** Строматолиты в вертикальных шлифах: а – общий вид; б – увеличенный фрагмент фиг. а



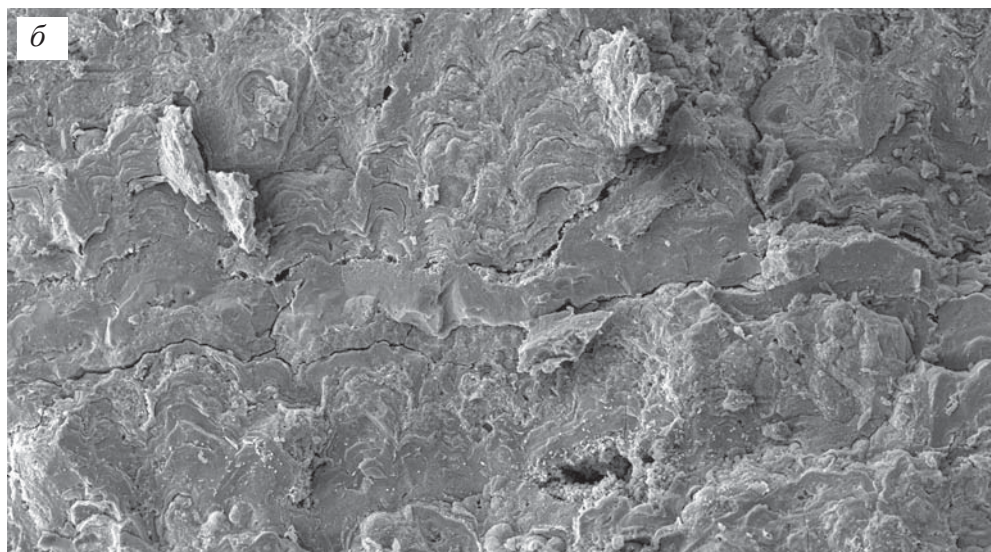
**Фиг. 35 а–б.** Увеличенные фрагменты строматолита в шлифах, на фотографиях хорошо видно тонкую слоистость, обусловленную последовательным нарастанием биопленок



### Раздел III Онколиты (фиг. 36–47)

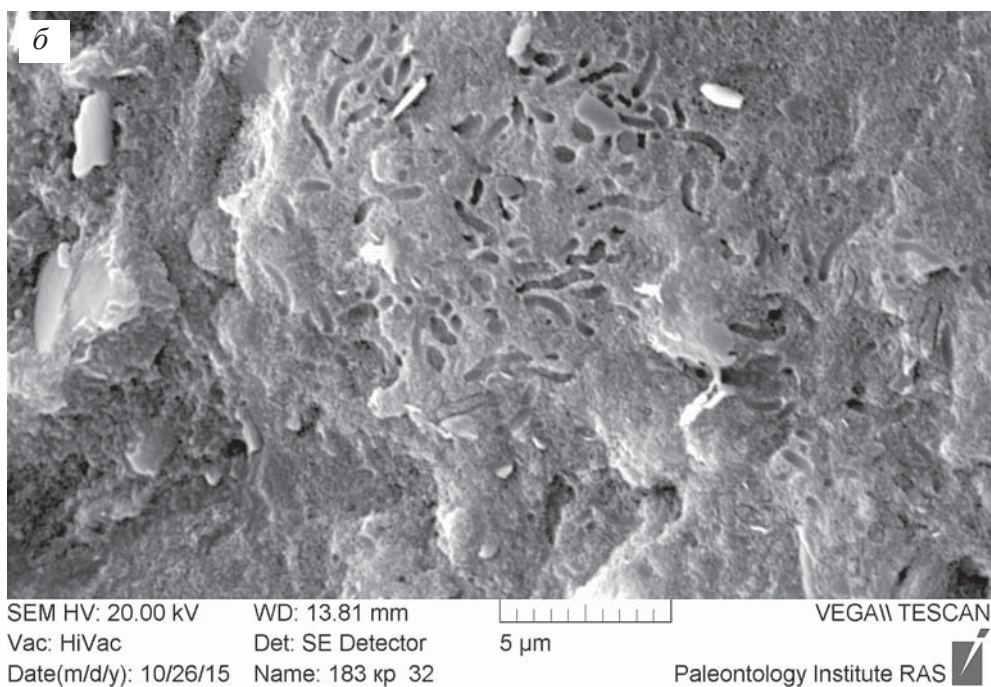
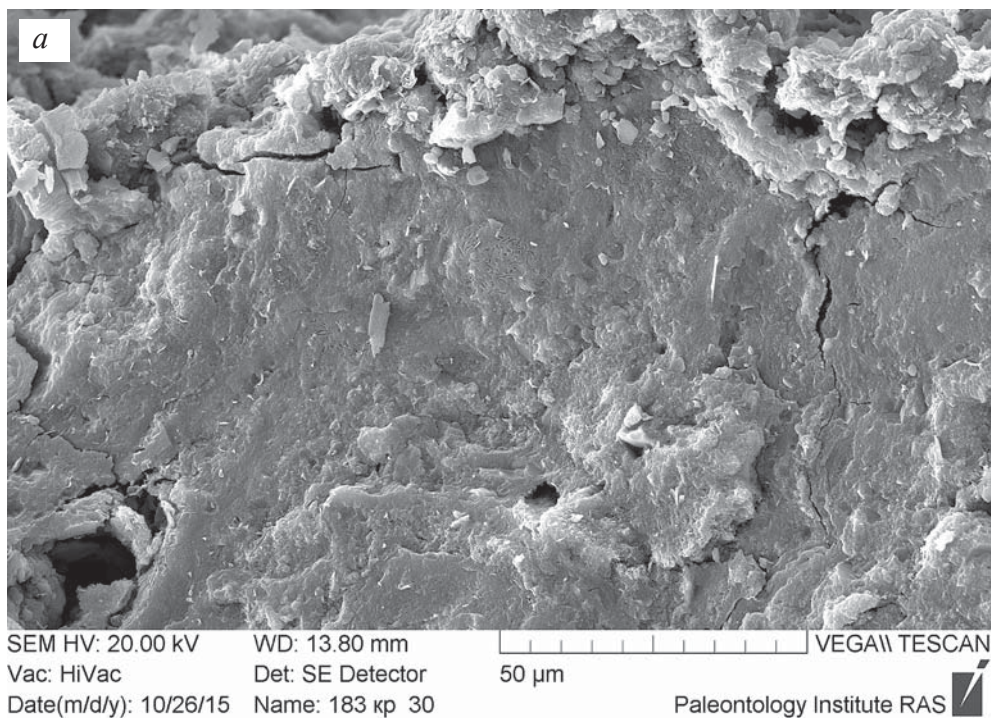


SEM HV: 20.00 kV WD: 42.99 mm  
Vac: HiVac Det: SE Detector 5 mm  
Date(m/d/y): 10/26/15 Name: 183 кр 27  
VEGA\\ TESCAN  
Paleontology Institute RAS

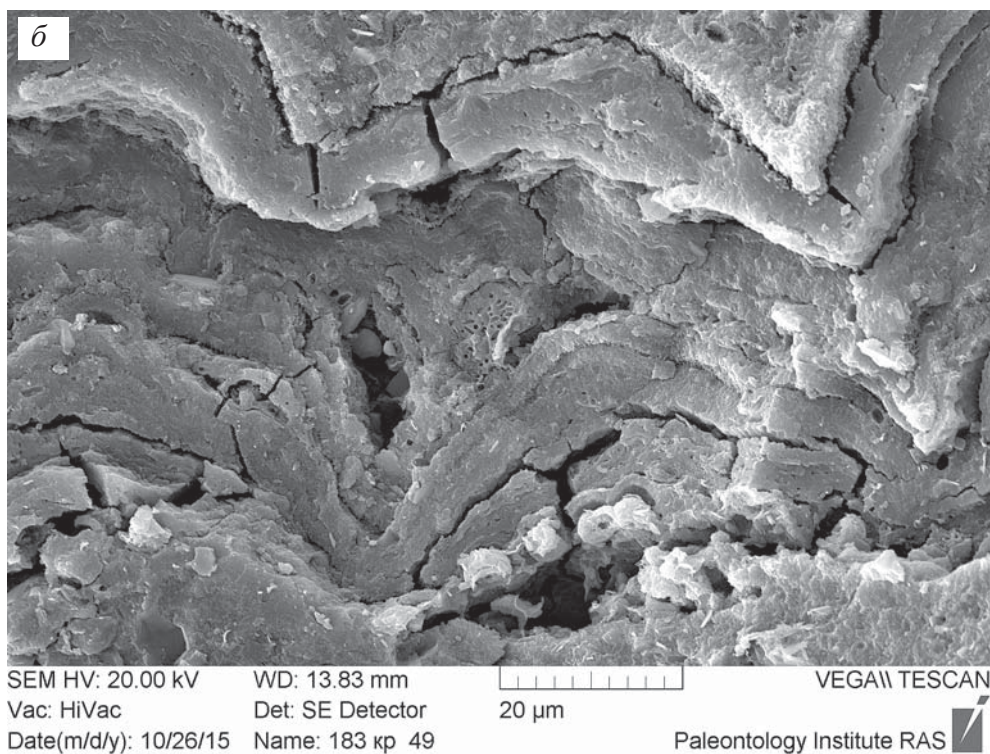
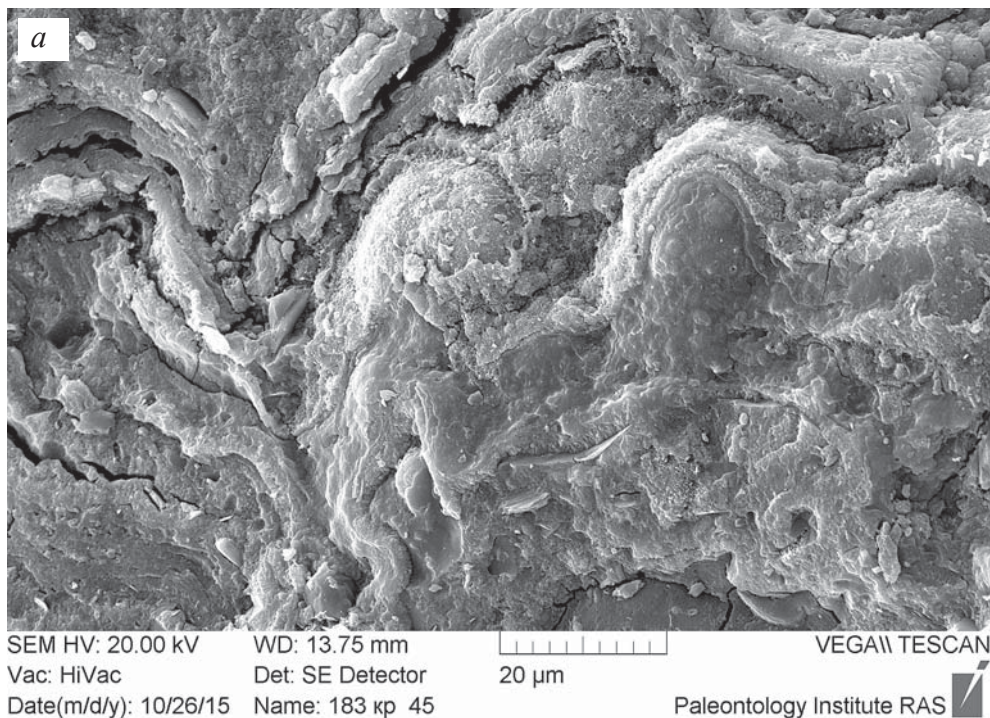


SEM HV: 20.00 kV WD: 13.74 mm  
Vac: HiVac Det: SE Detector 200 μm  
Date(m/d/y): 10/26/15 Name: 183 кр 28  
VEGA\\ TESCAN  
Paleontology Institute RAS

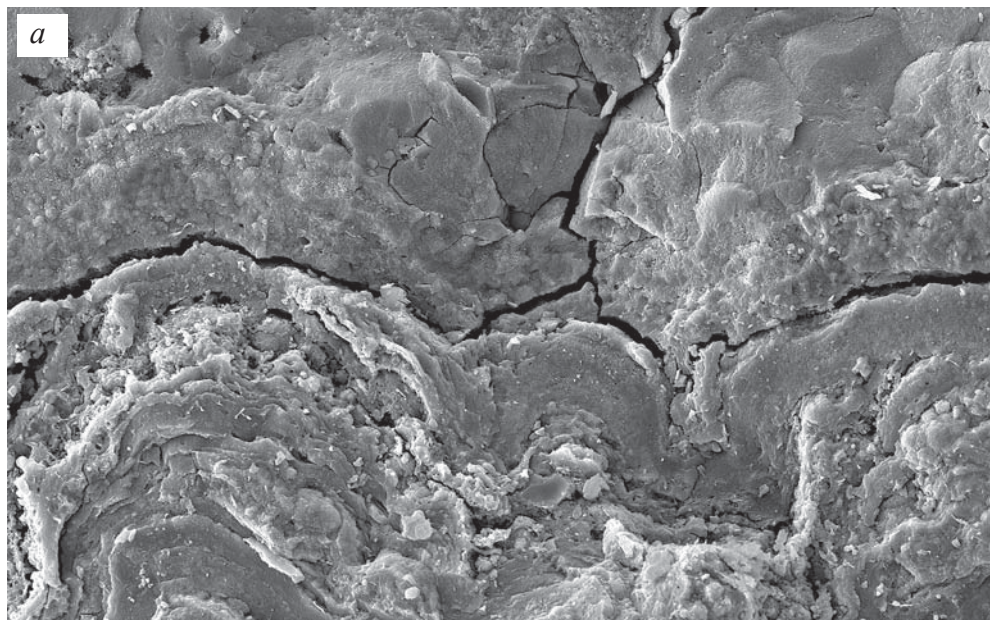
**Фиг. 36 а–б.** Фрагмент конкреции в сканирующем электронном микроскопе:  
а – общий вид; б – увеличенный участок фиг. а



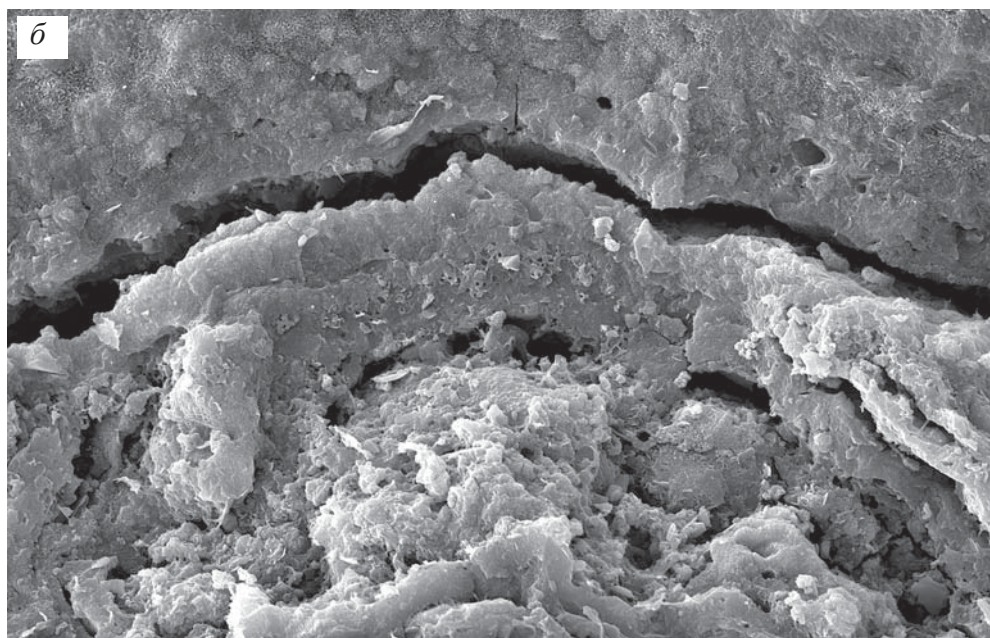
**Фиг. 37.** *а-б.* Конкреция (онколит): *а* – увеличенная плотная часть фиг. 36 *б*; *б* – участок фиг. *а* при большом увеличении, хорошо видны отпечатки нитчатых бактерий



**Фиг. 38 а–б.** Фрагменты фестончатого строения слоев онколита

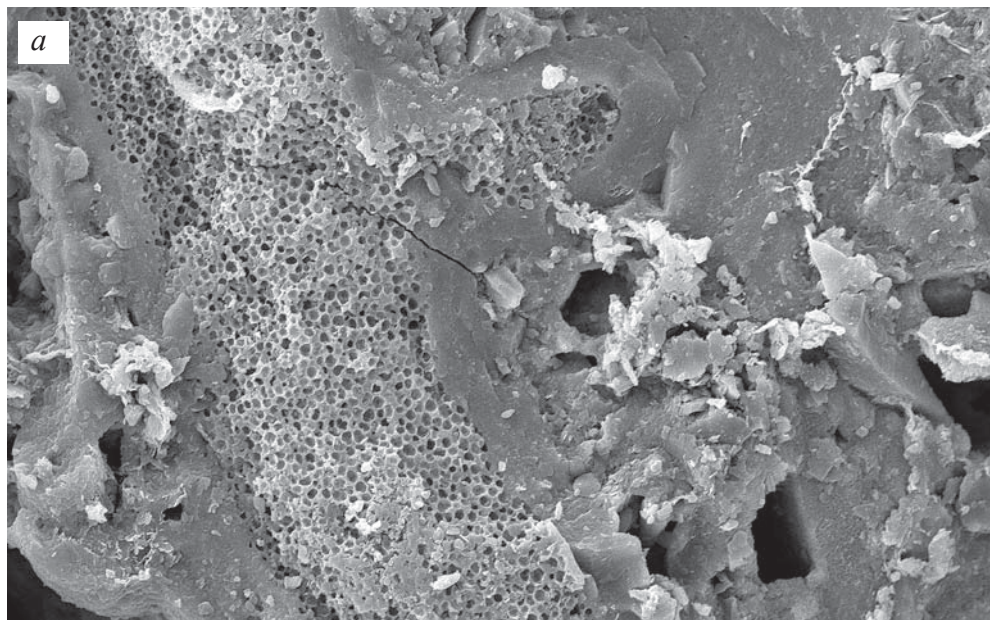


SEM HV: 20.00 kV    WD: 13.80 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    100 μm  
 Date(m/d/y): 10/26/15    Name: 183 кр 51    Paleontology Institute RAS

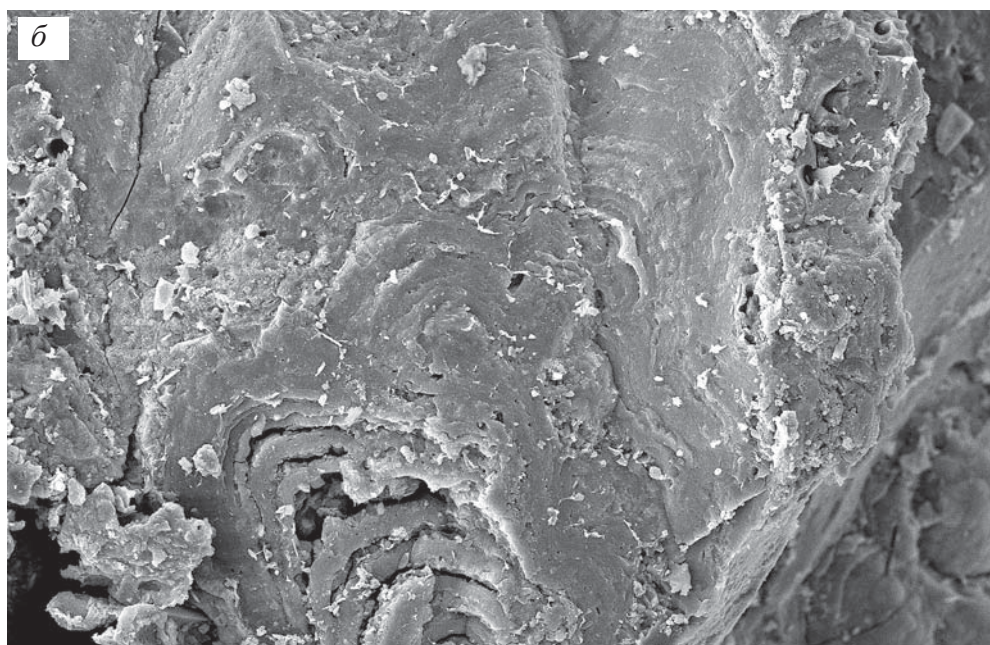


SEM HV: 20.00 kV    WD: 13.76 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    20 μm  
 Date(m/d/y): 10/26/15    Name: 183 кр 57    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 39 а–б.** Фрагменты фестончатого строения слоев онколита при разных увеличениях

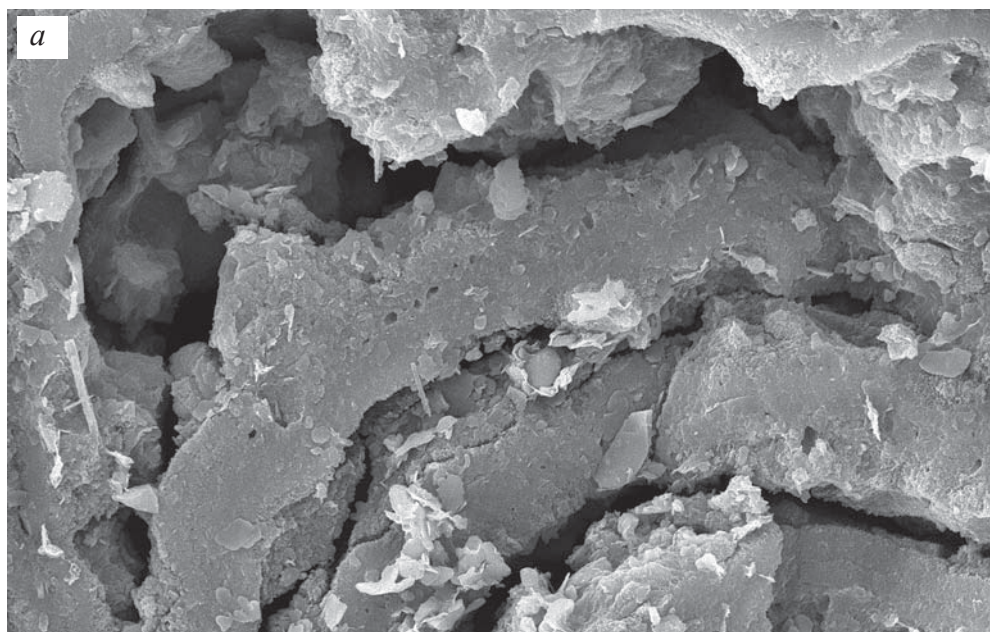


SEM HV: 20.00 kV    WD: 13.06 mm        VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    20 μm  
 Date(m/d/y): 11/02/15    Name: 183 кр 89    Paleontology Institute RAS 

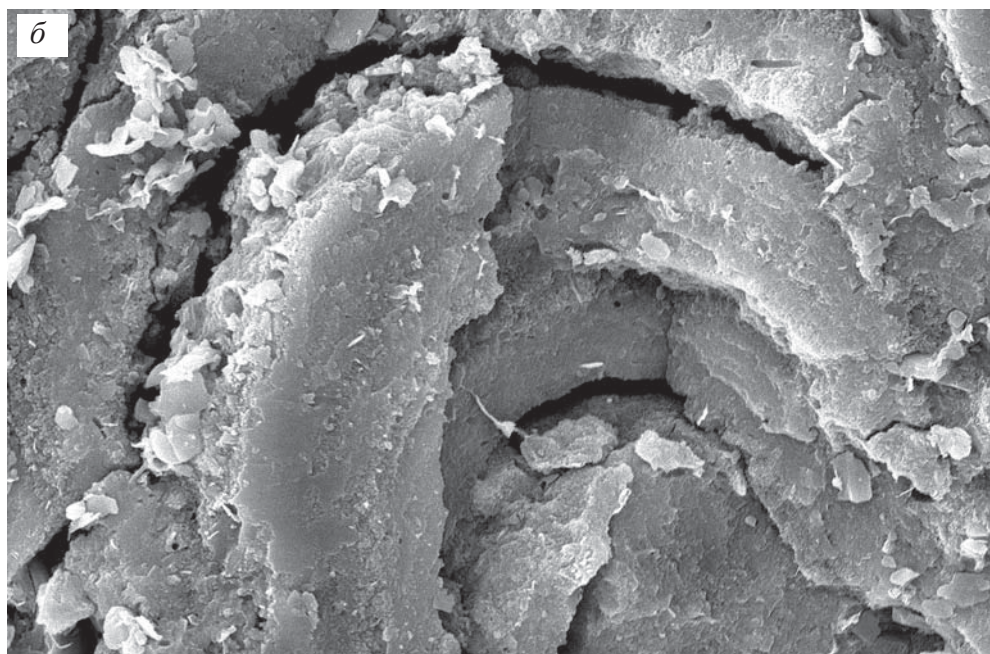


SEM HV: 20.00 kV    WD: 13.39 mm        VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    100 μm  
 Date(m/d/y): 11/02/15    Name: 183 кр 92    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 40 а–б.** Фрагменты онколита: *а* – микро-слоек, образованный коккоидными бактериями; *б* – участок фестончатого строения

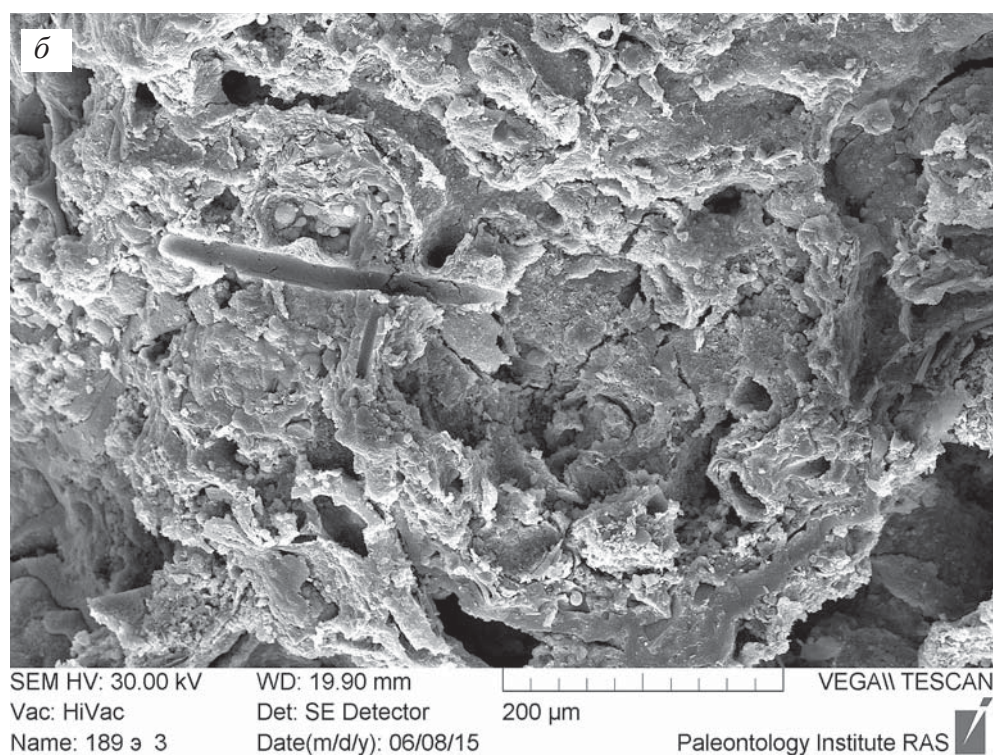
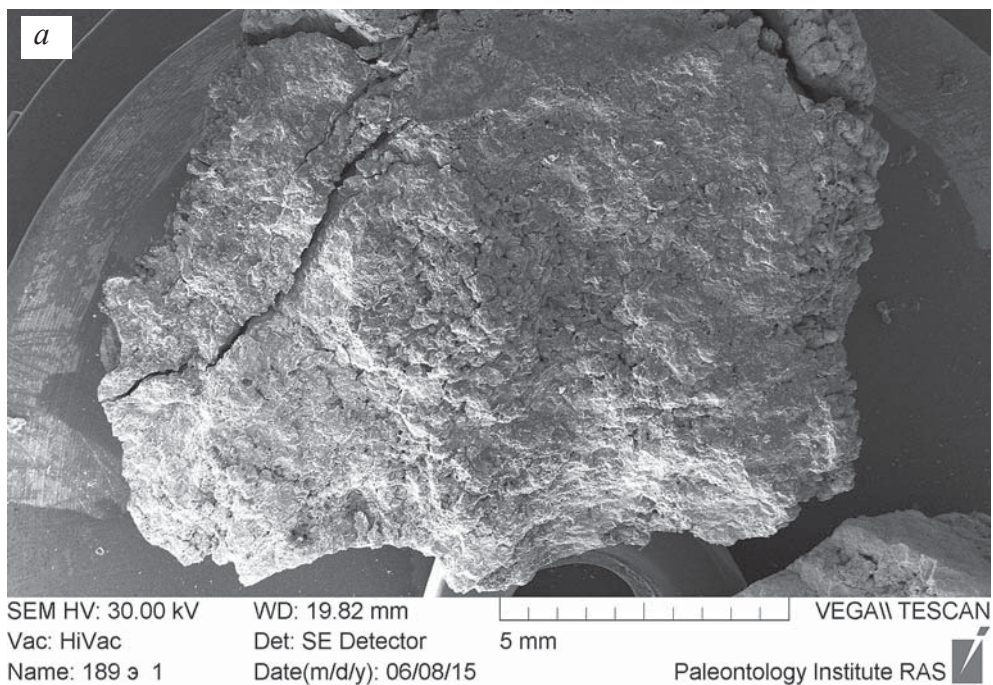


SEM HV: 20.00 kV    WD: 13.39 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 11/02/15    Name: 183 кр 93    Paleontology Institute RAS

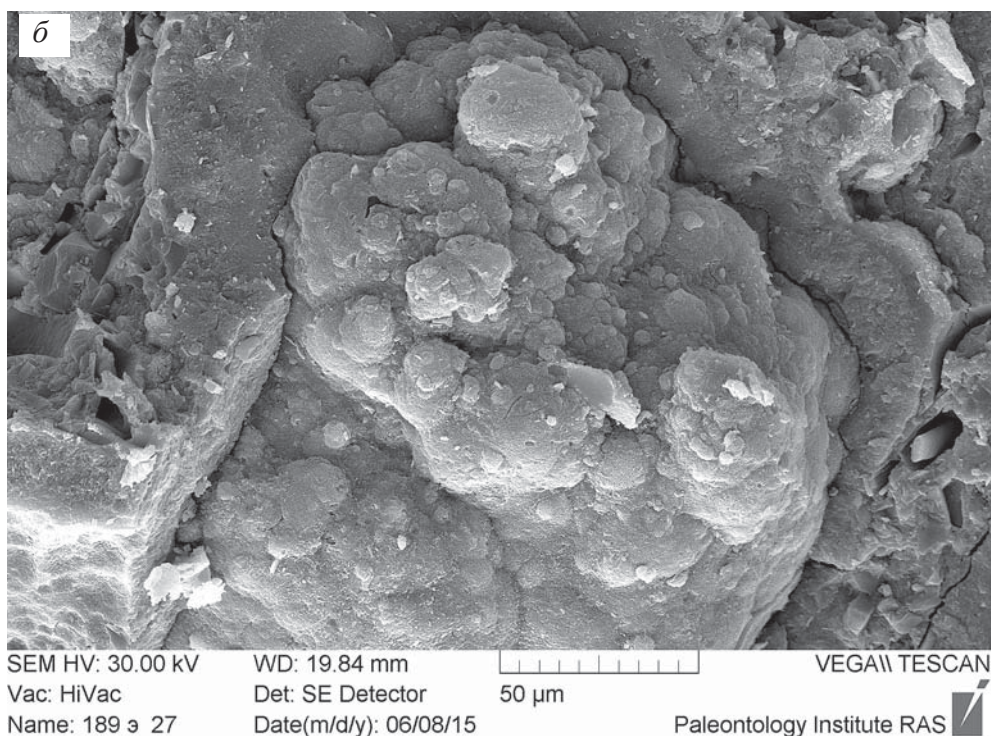
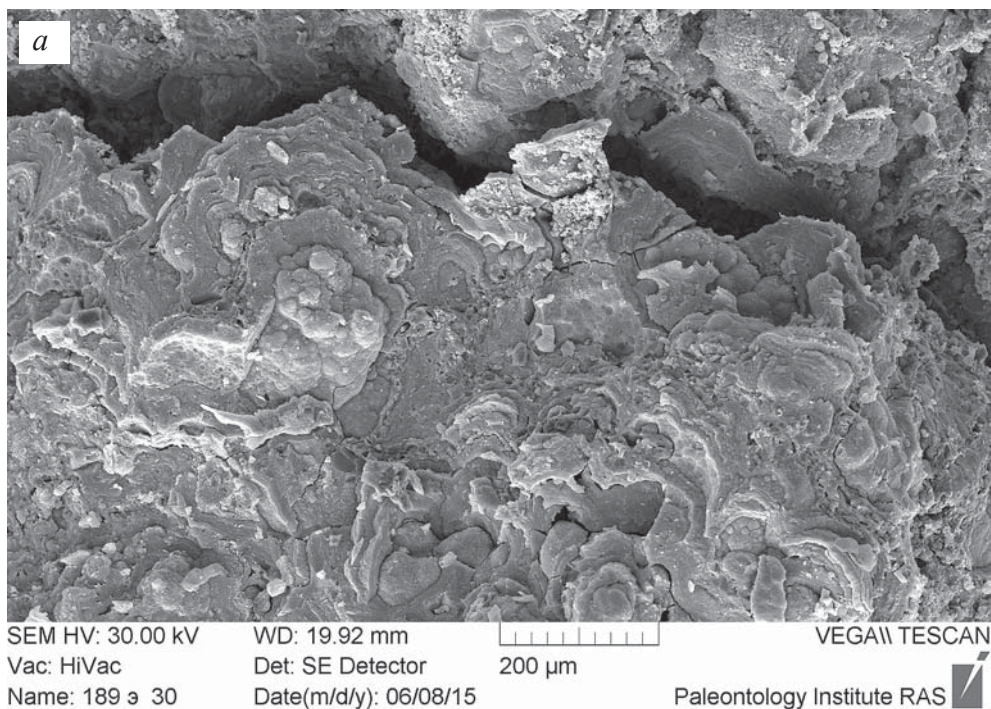


SEM HV: 20.00 kV    WD: 13.39 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 11/02/15    Name: 183 кр 94    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 41 а–б.** Увеличенные участки фиг. 40 б.

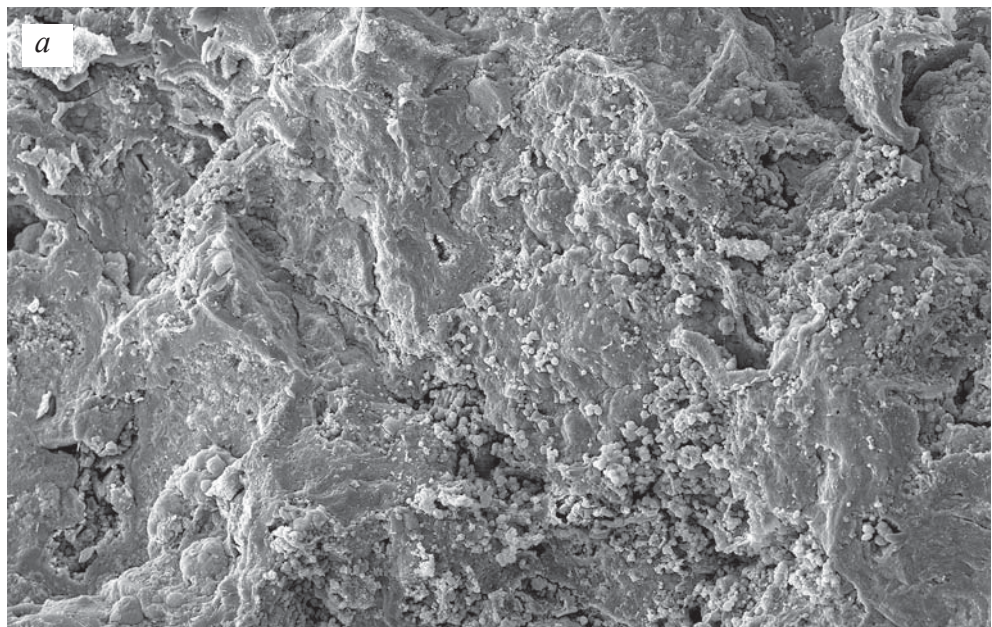


**Фиг. 42 а–б.** Онколит: *а* – общий вид фрагмента; *б* – увеличенный участок *фиг. а*, видны отпечатки спикул губок, фрагменты фауны

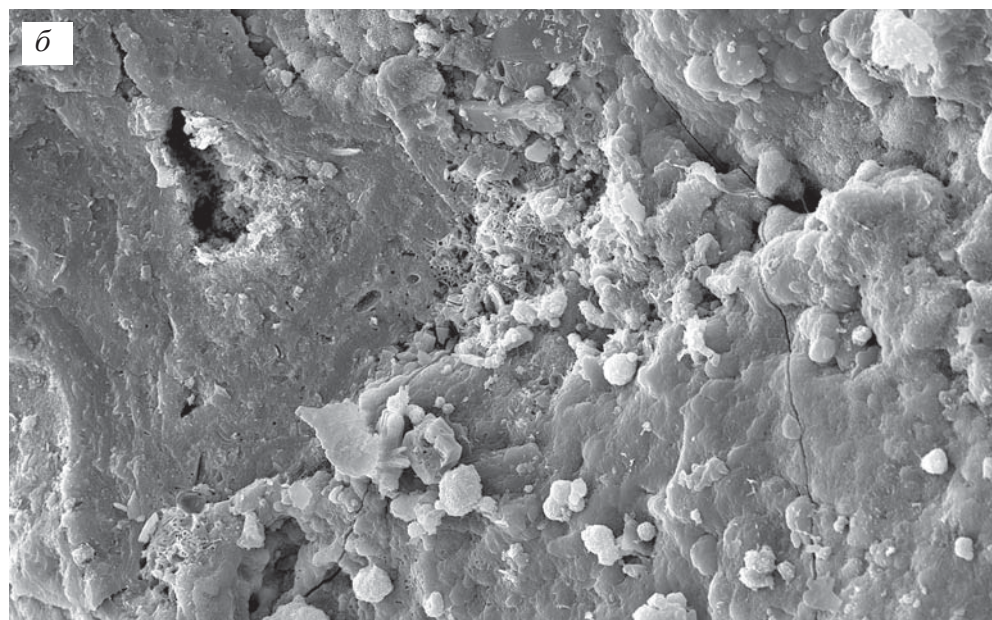


**Фиг. 43 а-б.** Онколит: а – общий вид фрагмента, хорошо видно фестончатое строение; б – увеличенный участок фиг. а, видна спикула губки



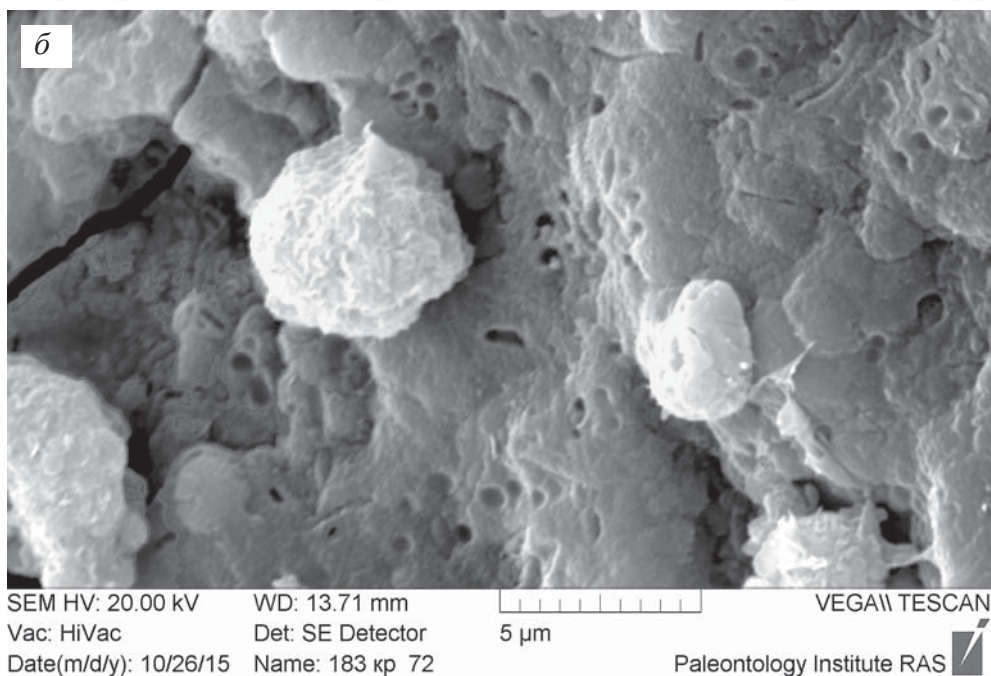
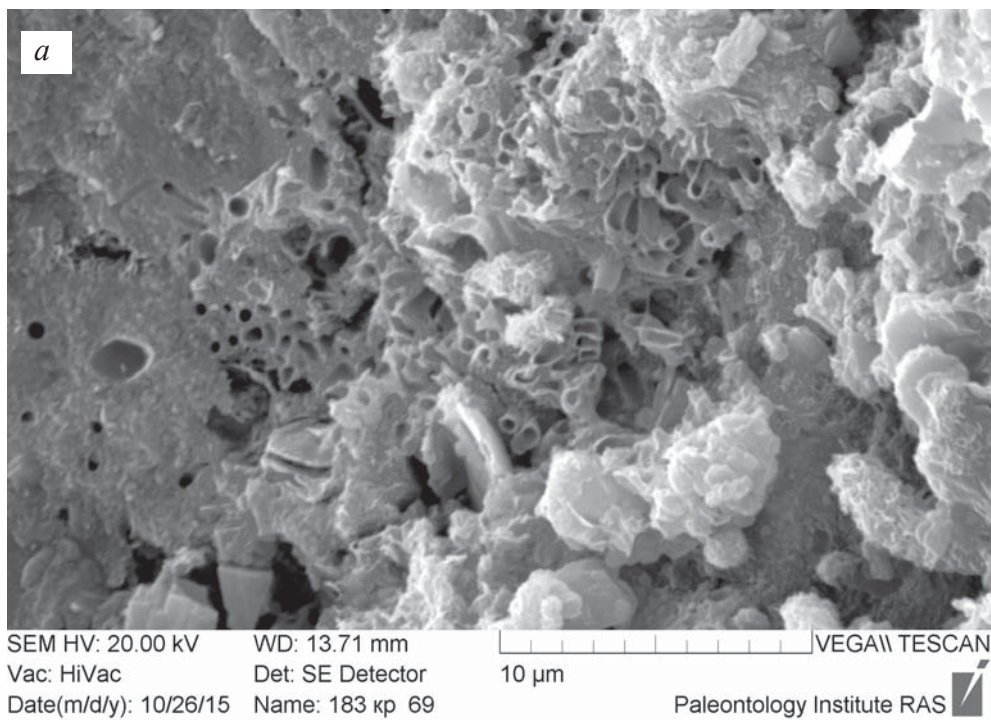


SEM HV: 20.00 kV WD: 13.72 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 200  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 10/26/15 Name: 183 кр 67 Paleontology Institute RAS

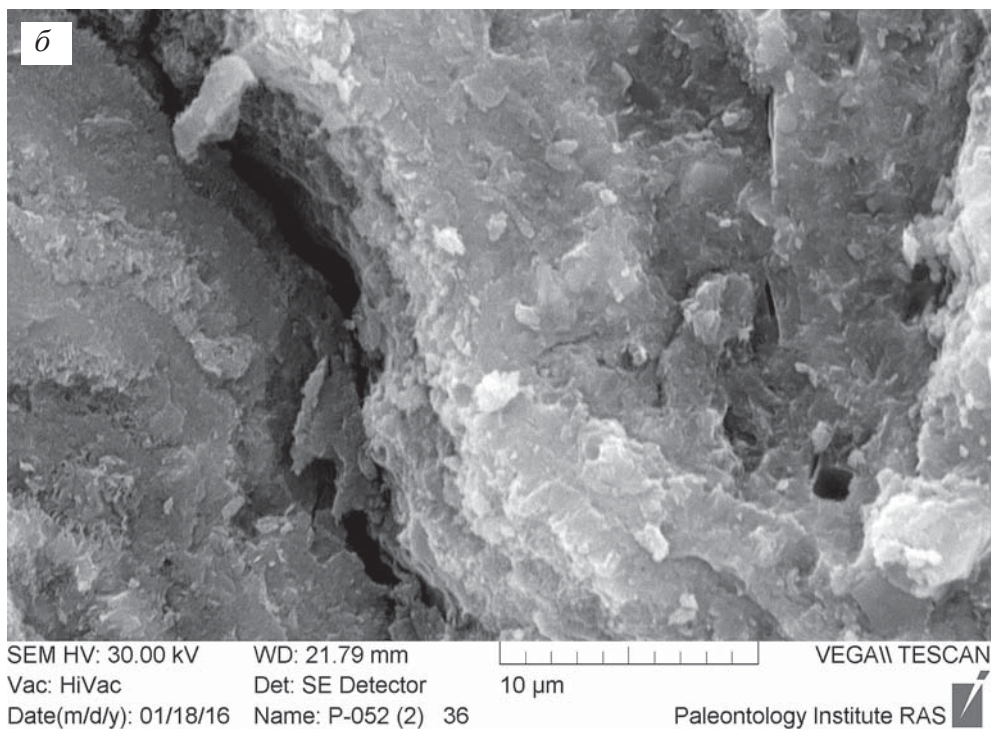
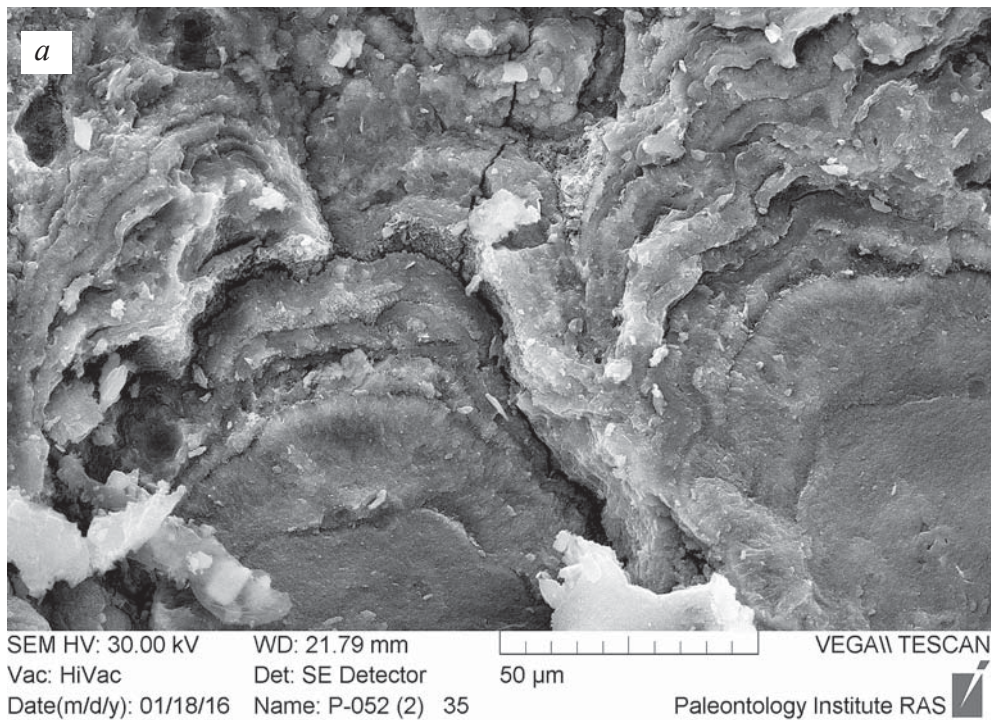


SEM HV: 20.00 kV WD: 13.72 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 10/26/15 Name: 183 кр 68 Paleontology Institute RAS

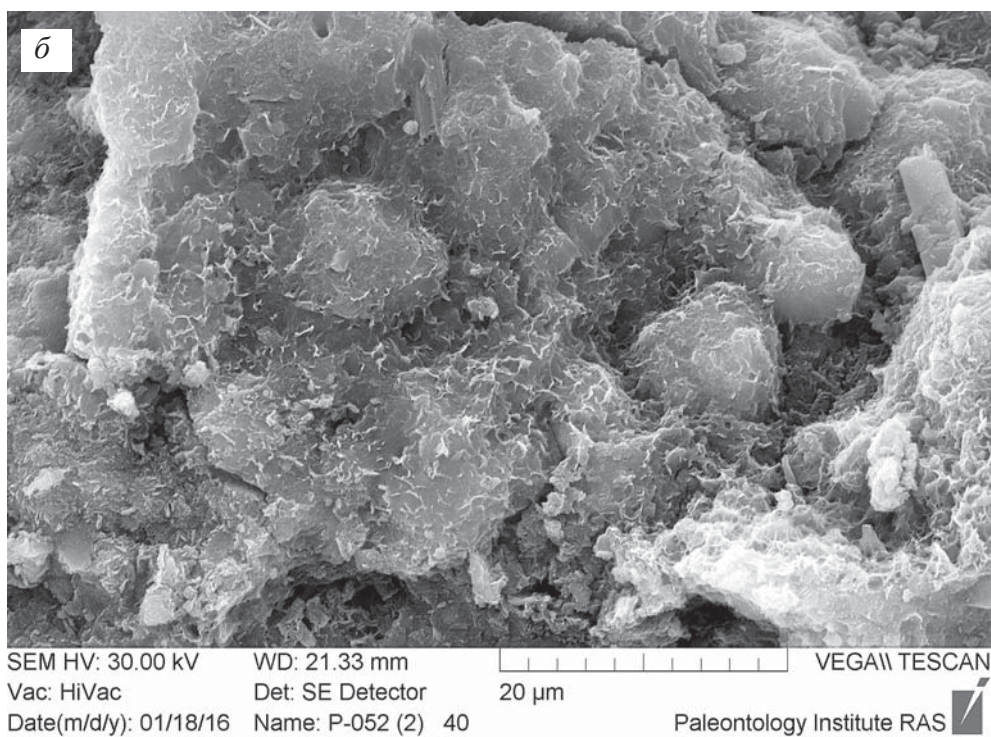
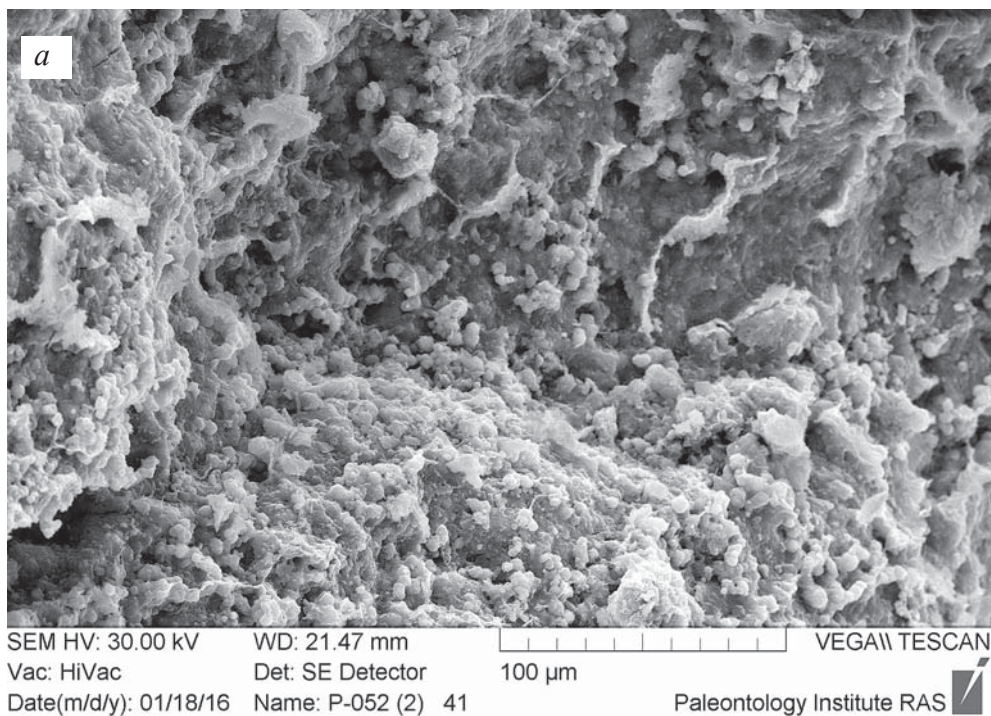
**Фиг. 44 а–б.** Онколит: а – общий вид фрагмента; б – увеличенный участок фиг. а, видны отдельные коккоидные бактерии



**Фиг. 45 а-б.** Увеличенные фрагменты фиг.44 б, на которых можно увидеть бактериальные формы: *а* – переплетение тоненьких полых трубочек – минерализованных нитчатых бактерий, частично от них остались только отпечатки; *б* – отпечатки нитчатых бактерий на плотной поверхности

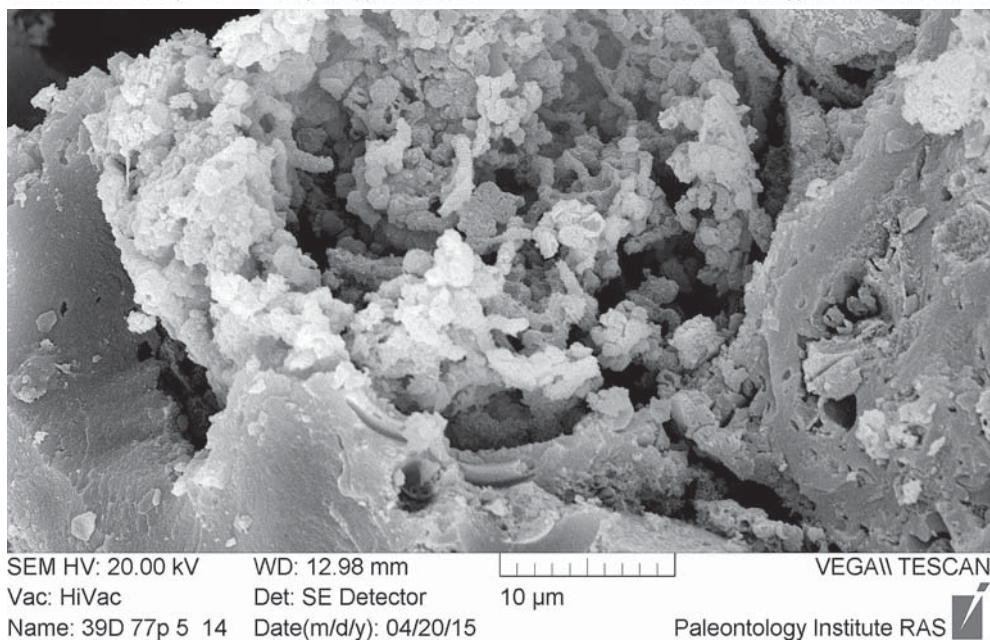
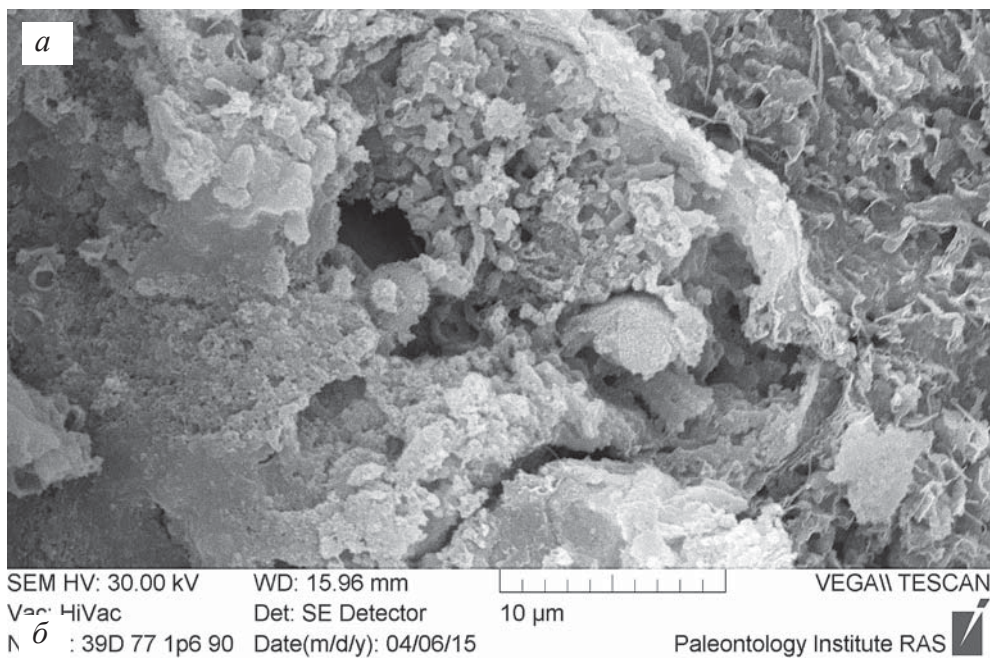


**Фиг. 46 а-б.** Увеличенный фрагмент строения онколита: *a* – фестончатое строение слоев; *б* – деталь фиг. *a*

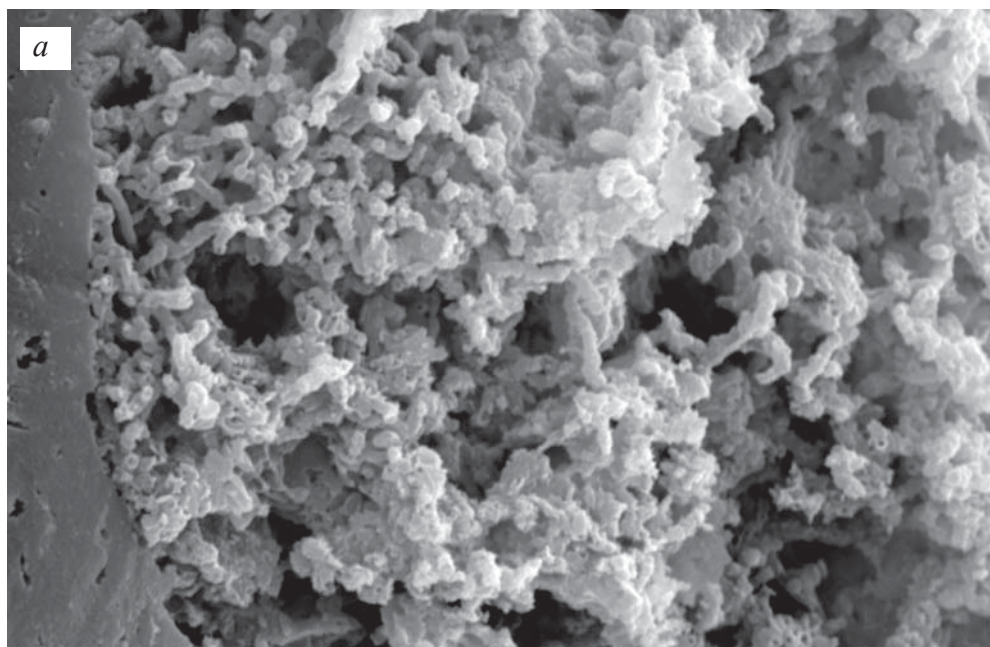


**Фиг. 47 а–б.** Фрагмент строения онколита: *а* – в центральной части фотографии – биопленка с коккоидными бактериями; *б* – гликокаликс в онколите

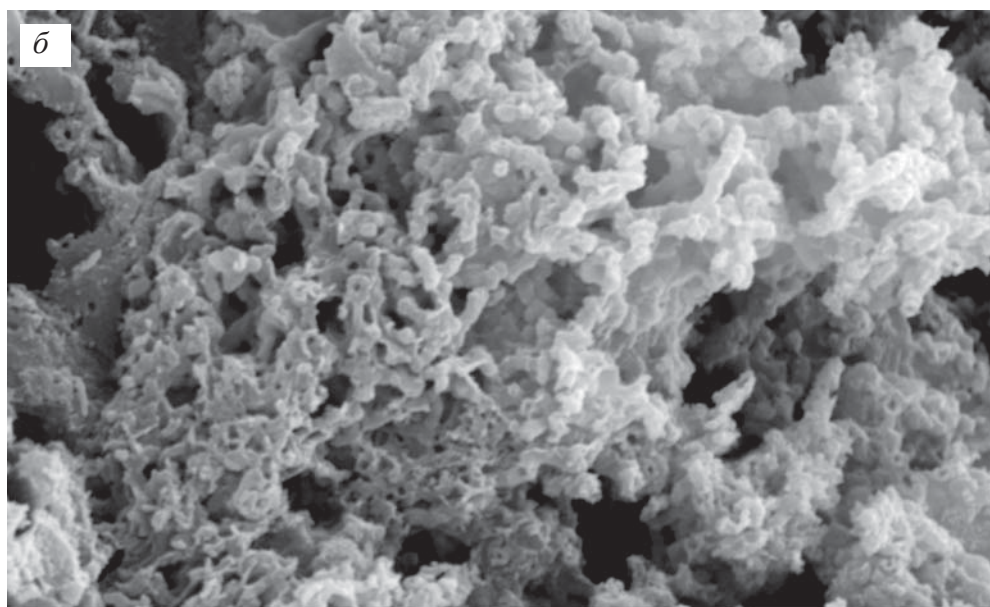
Раздел IV. Биопленки строматолитов и онколитов.  
Нитчатые бактерии (фиг. 48–59 – строматолиты,  
60–66 – онколиты)



**Фиг. 48 а–б.** Фрагменты строматолита: *а* – фрагмент фоссилизированной биопленки, в центре находятся мелкие переплетенные полые трубочки – нитчатые бактерии, их справа и с веру окружает гликокаликс; *б* – Фрагменты плотного слоя строматолита

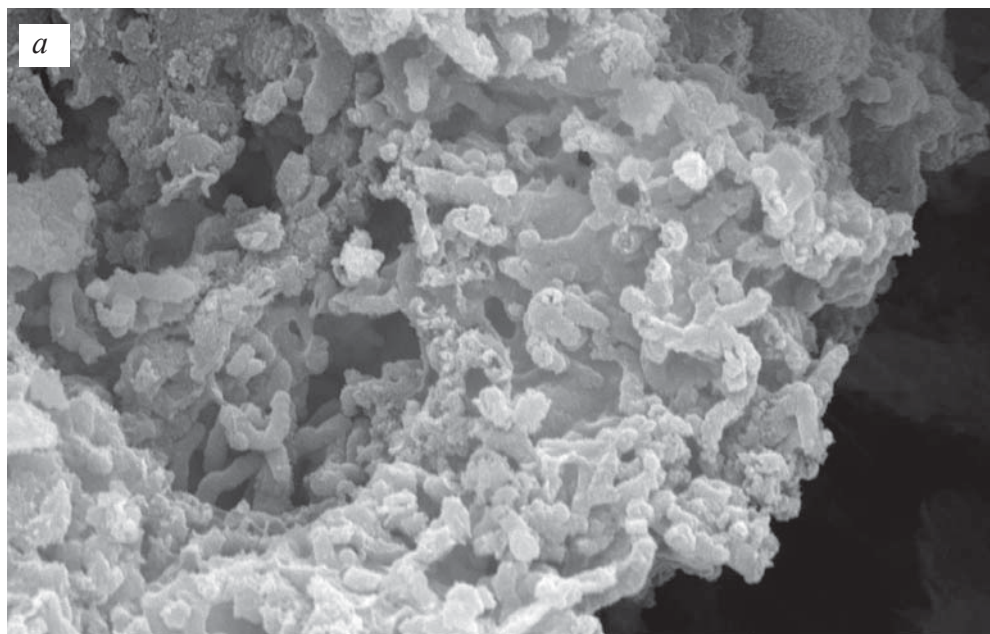


SEM HV: 30.00 kV    WD: 15.99 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
SM: RESOLUTION    Date(m/d/y): 03/16/15    Paleontology Institute RAS

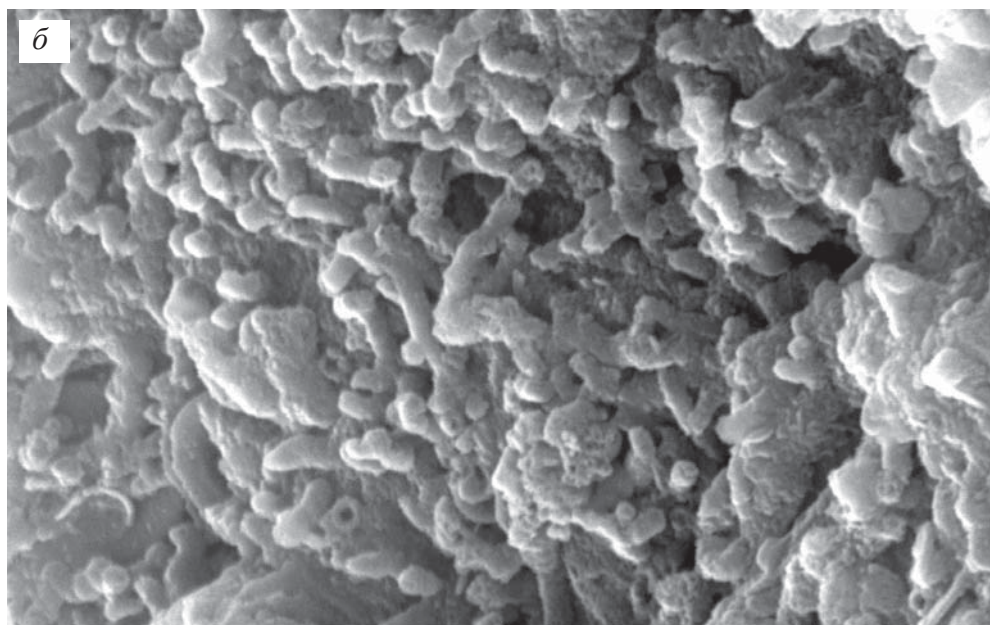


SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.02 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
SM: RESOLUTION    Date(m/d/y): 03/16/15    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 49 а–б.** Увеличенные участки рыхлого слоя, состоящие переплетения нитчатых бактерий – мелких коротких полых трубочек

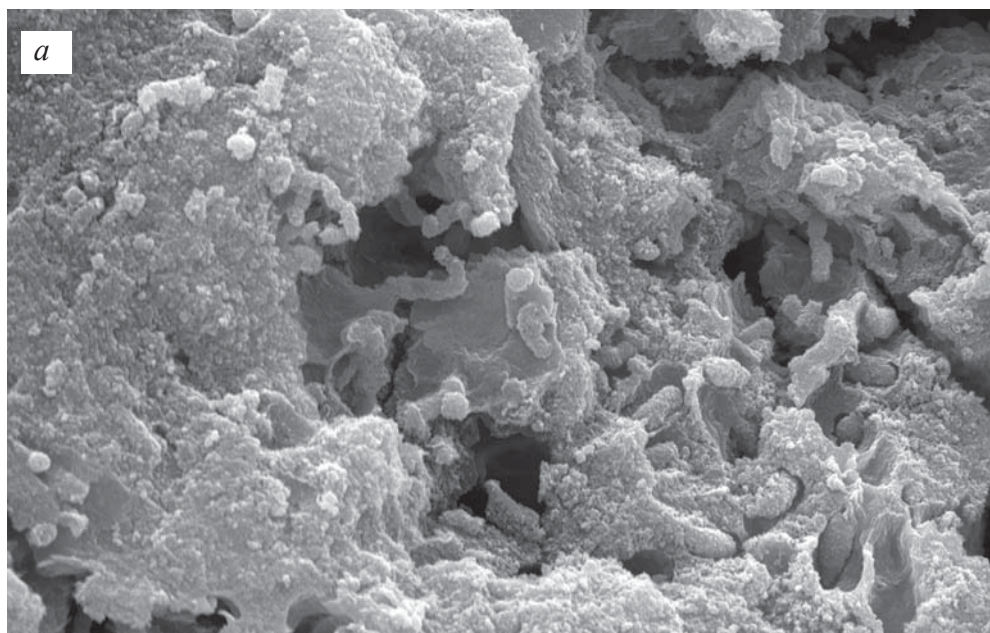




SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.01 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Name: 39D 77 1p6 63    Date(m/d/y): 03/30/15    Paleontology Institute RAS

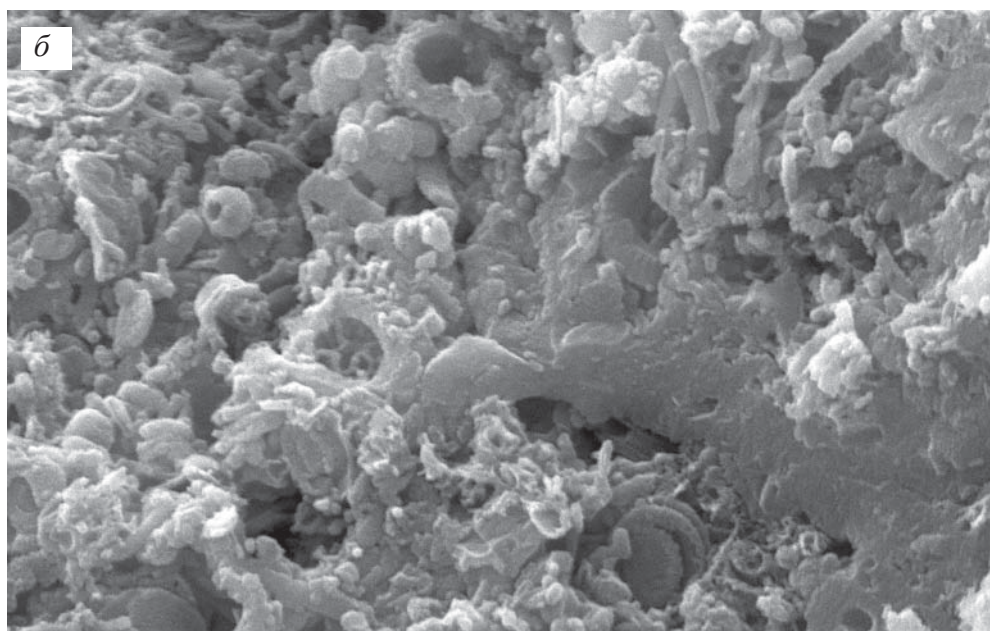




SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.55 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 01/16/17    Name: 390-051p 27    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 50 а–б.** Увеличенные участки рыхлого слоя, состоящие переплетения нитчатых бактерий – мелких коротких трубочек полых или заполненных внутри



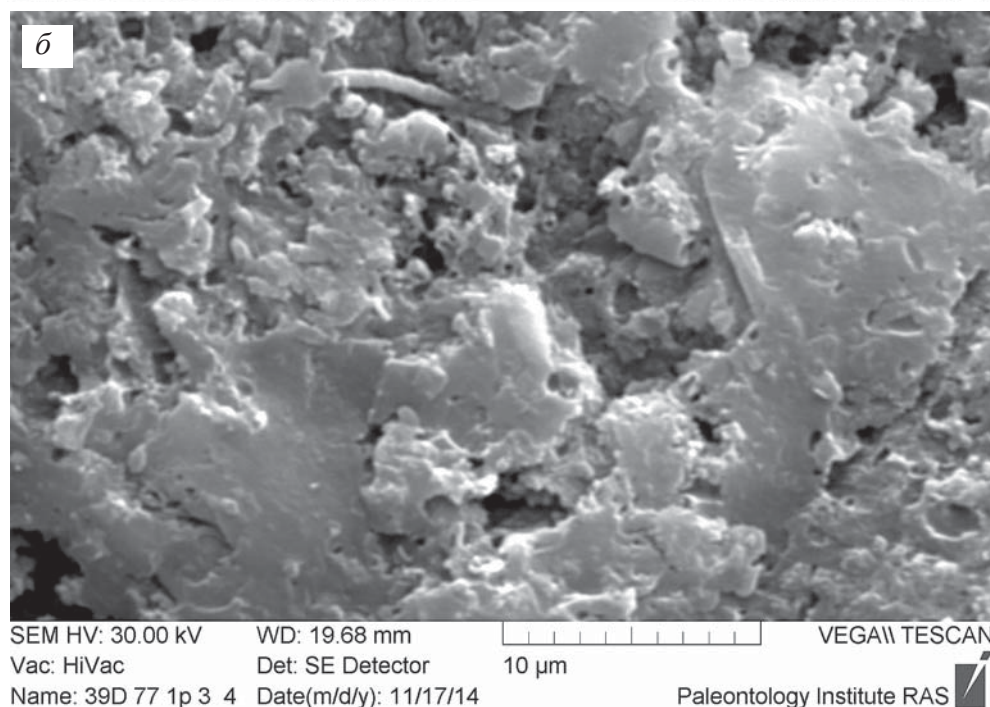
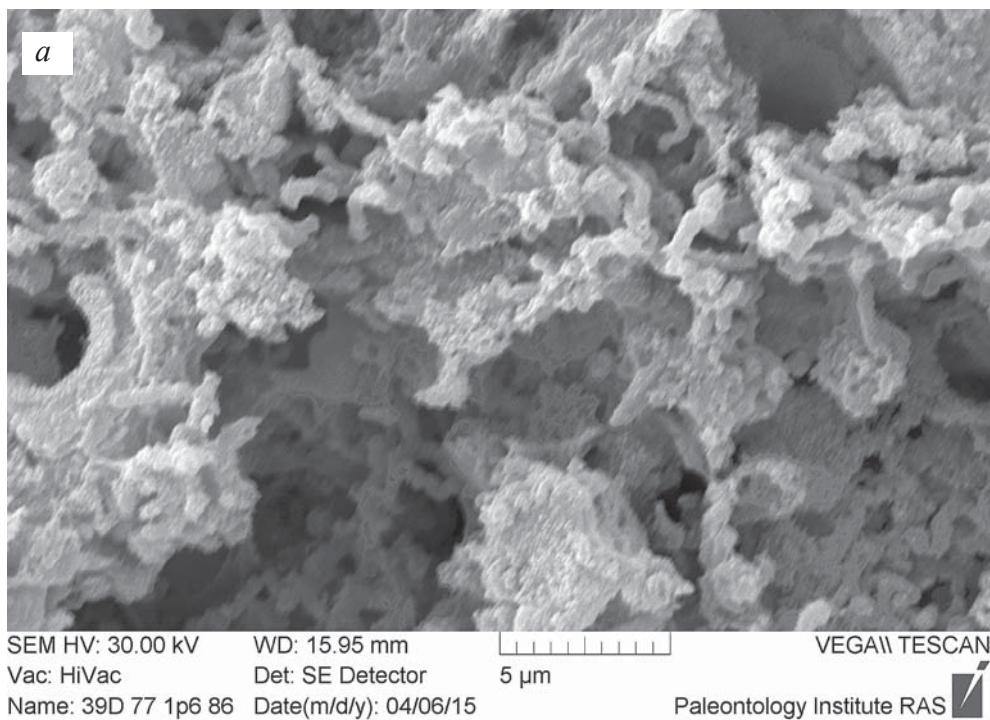
SEM HV: 30.00 kV    WD: 15.89 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 µm  
Name: 39D 77 1p6 67    Date(m/d/y): 03/30/15    Paleontology Institute RAS 



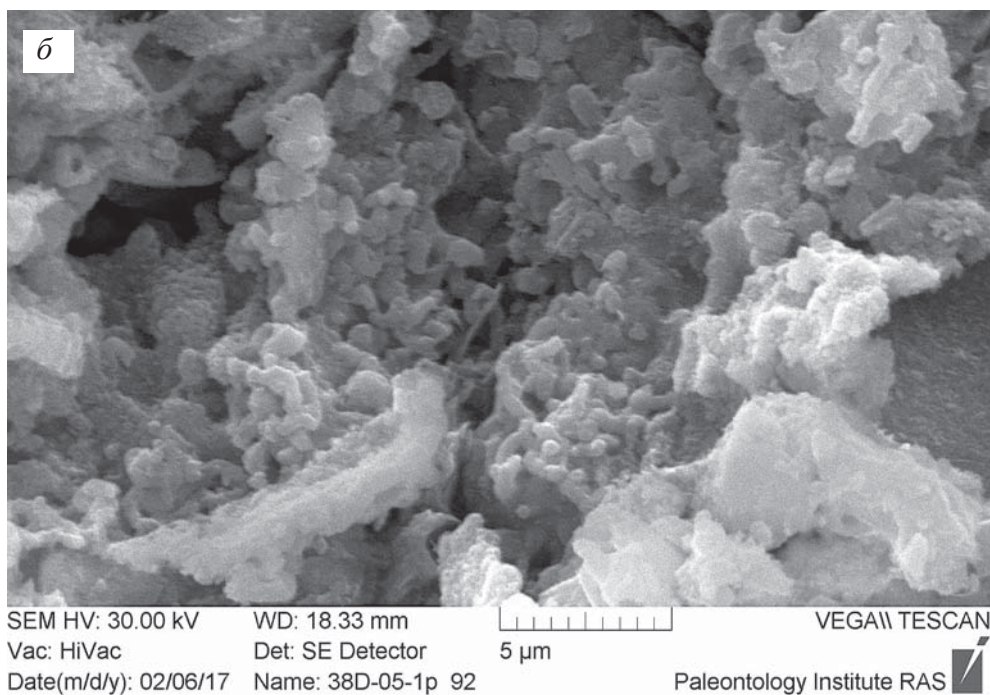
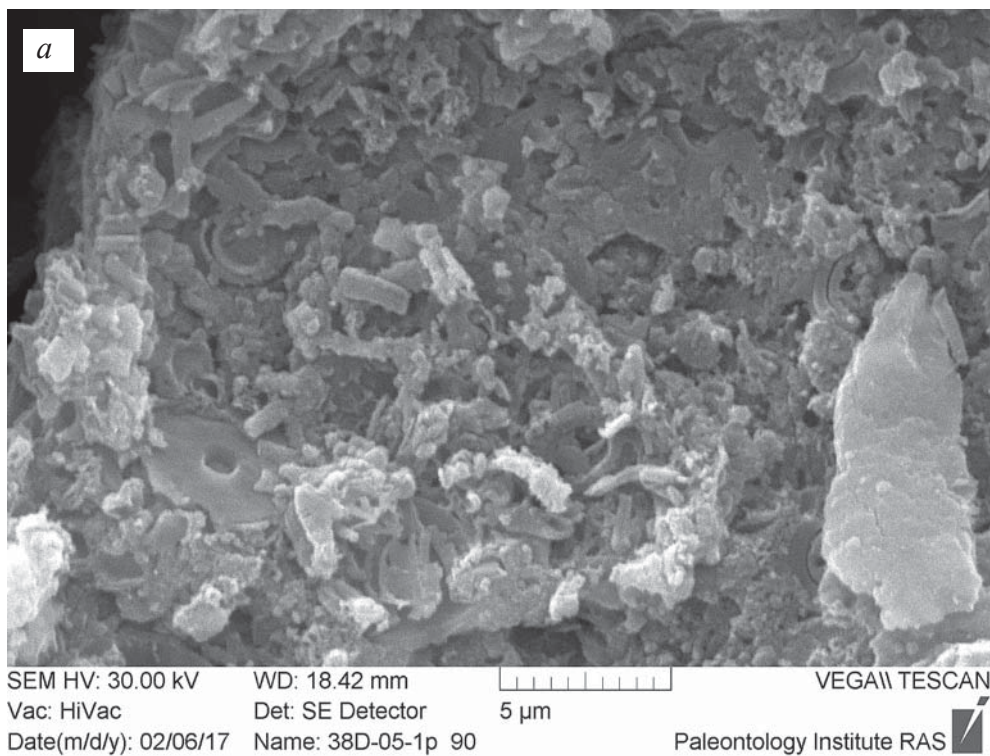
SEM HV: 30.00 kV    WD: 18.38 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 µm  
Date(m/d/y): 02/06/17    Name: 38D-05-1p 89    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 51 а–б.** Увеличенные участки рыхлого слоя с нитчатыми бактериями, на фиг. б кроме нитчатых бактерий видны кокколиты

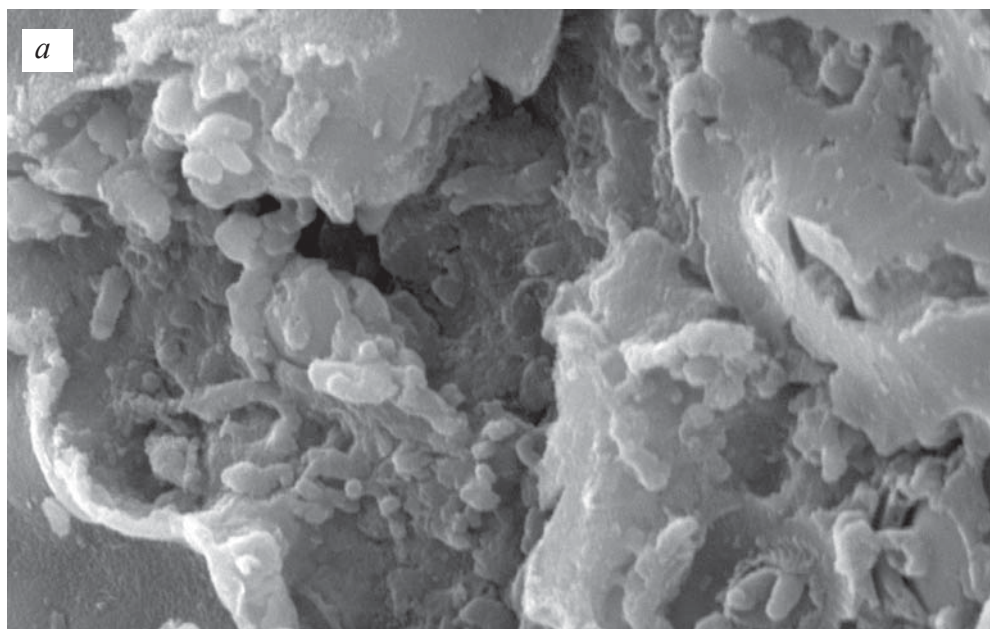




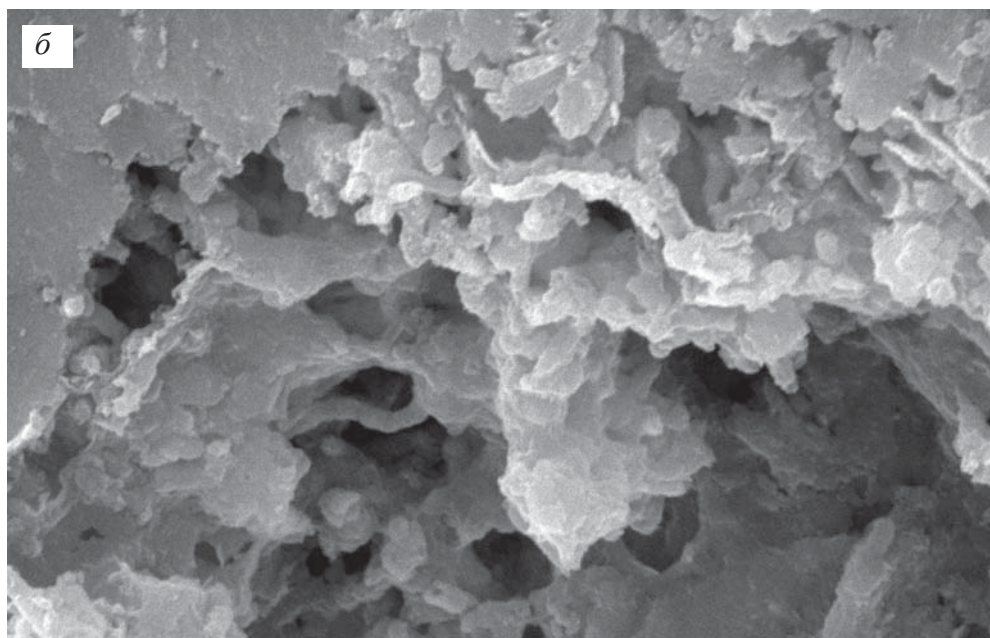
**Фиг. 52. а–б.** Увеличенные участки рыхлого слоя – биопленки с нитчатыми бактериями, на фиг. б кроме мелких нитчатых бактерий видны две длинные нитчатые формы



**Фиг. 53 а–б.** Увеличенные участки рыхлого слоя – биопленки с нитчатými бактериями

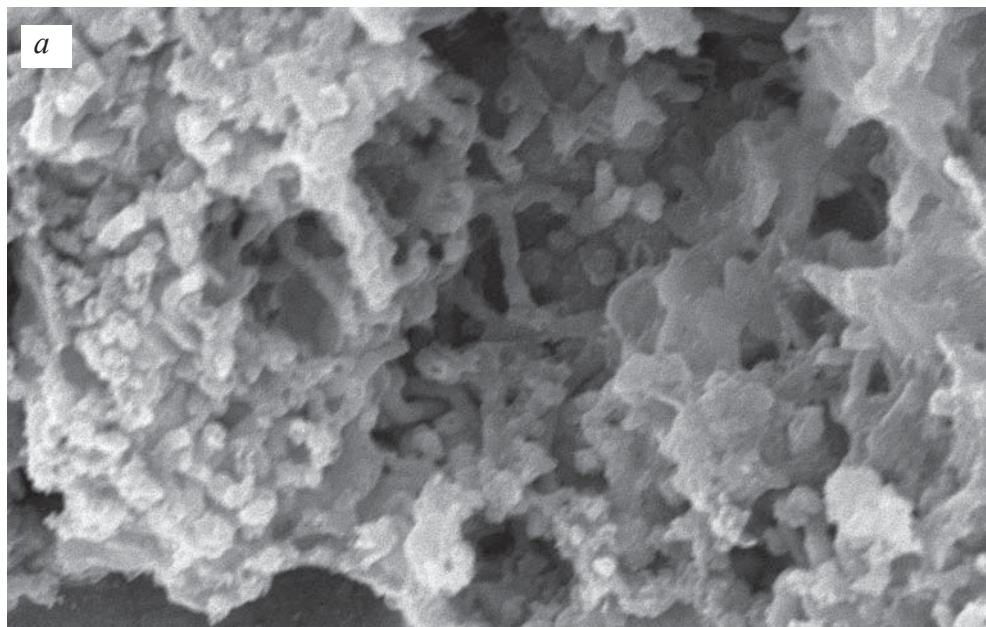


SEM HV: 30.00 kV    WD: 18.03 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 01/30/17    Name: 38D-05-1p 47    Paleontology Institute RAS

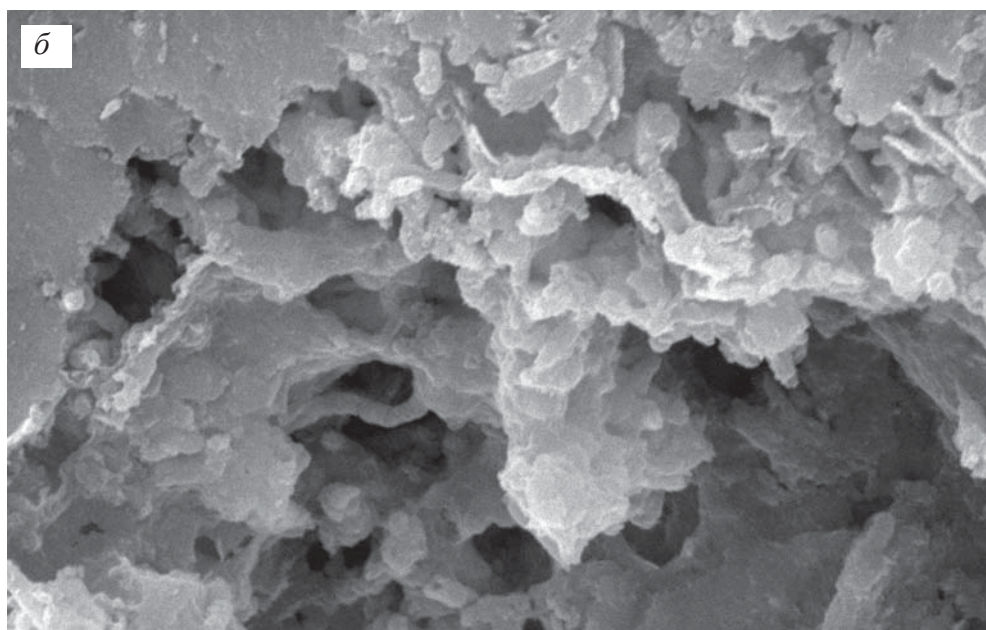


SEM HV: 20.00 kV    WD: 14.19 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 29.09 kx    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/13/19    Name: Коцебу 4 28    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 54 а–б.** Увеличенные участки рыхлого слоя – биопленки с нитчатými бактериями

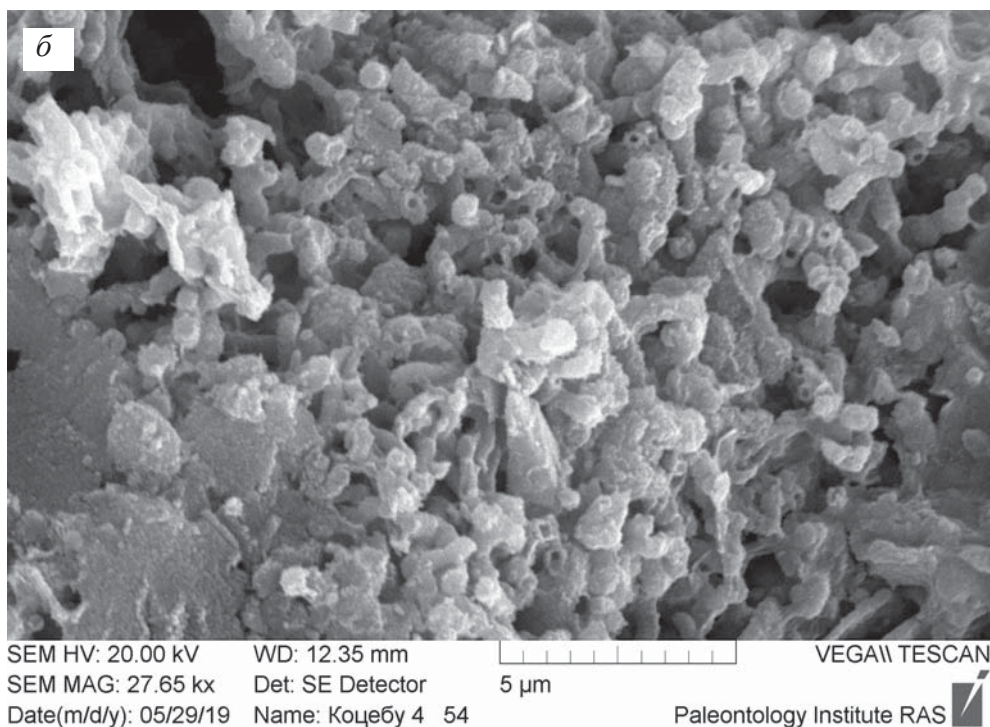
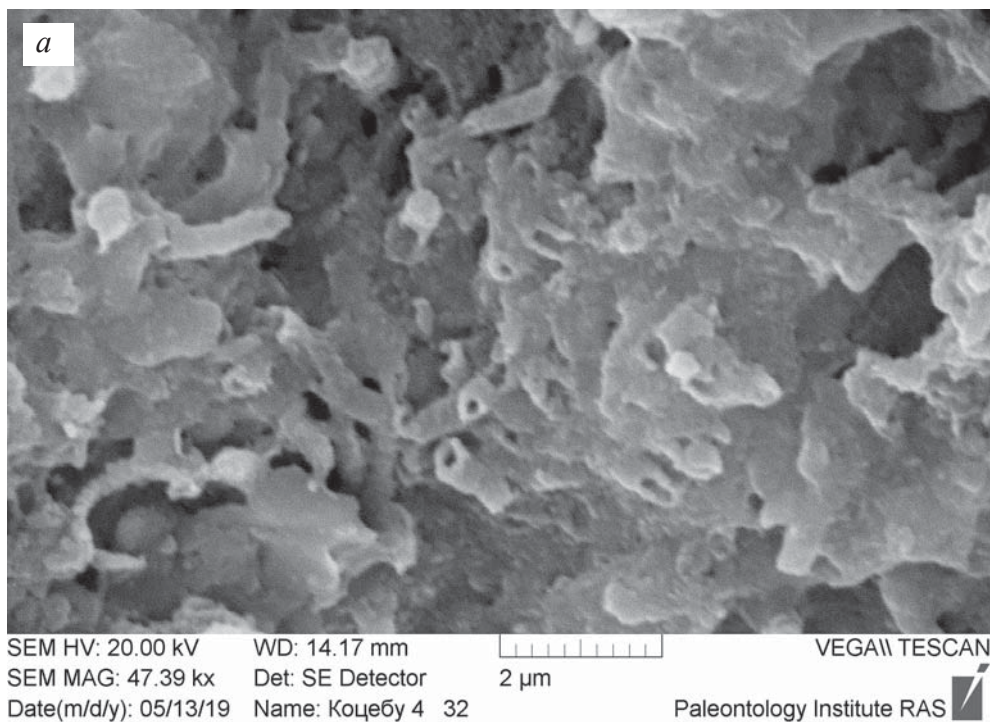


SEM HV: 20.00 kV WD: 14.21 mm VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 28.71 kx Det: SE Detector 5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/13/19 Name: Коцебу 4 30 Paleontology Institute RAS

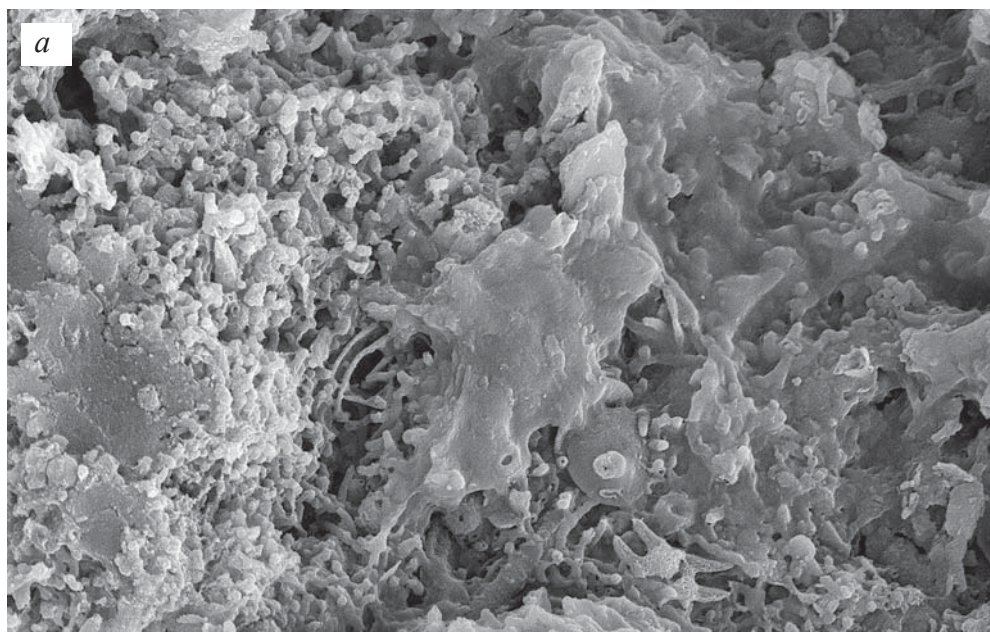



SEM HV: 20.00 kV WD: 14.19 mm VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 29.09 kx Det: SE Detector 5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/13/19 Name: Коцебу 4 28 Paleontology Institute RAS

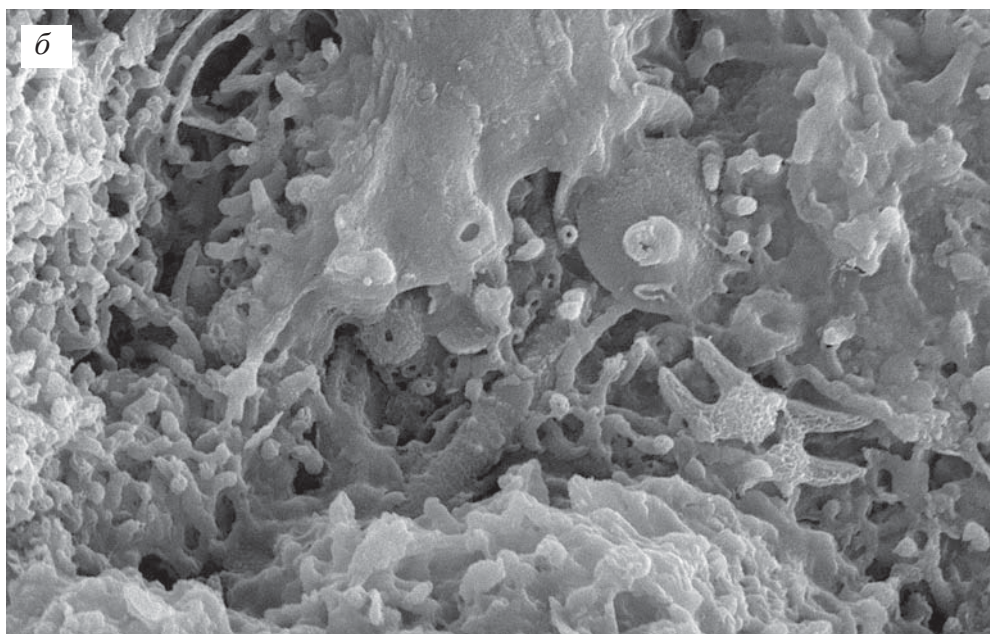
**Фиг. 55 а–б.** Увеличенные участки рыхлого слоя – биопленки с нитчатými бактериями: б – увеличенный фрагмент фиг. а




**Фиг. 56 а–б.** Увеличенные участки рыхлого слоя – биопленки с нитчатными бактериями

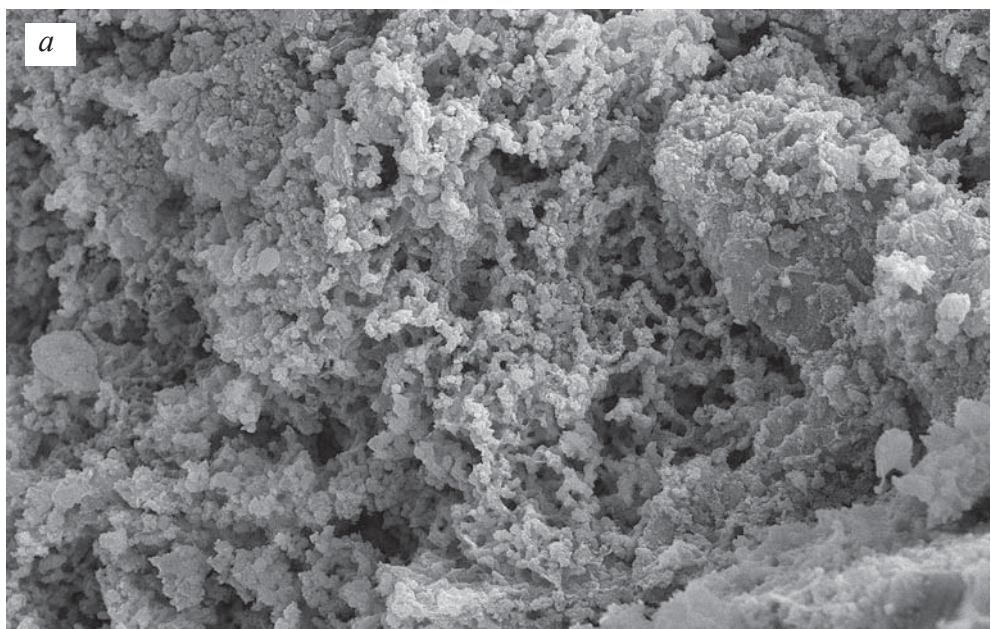




SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.35 mm        VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 11.63 kx    Det: SE Detector    10 µm  
 Date(m/d/y): 05/29/19    Name: Коцебу 4 53    Paleontology Institute RAS

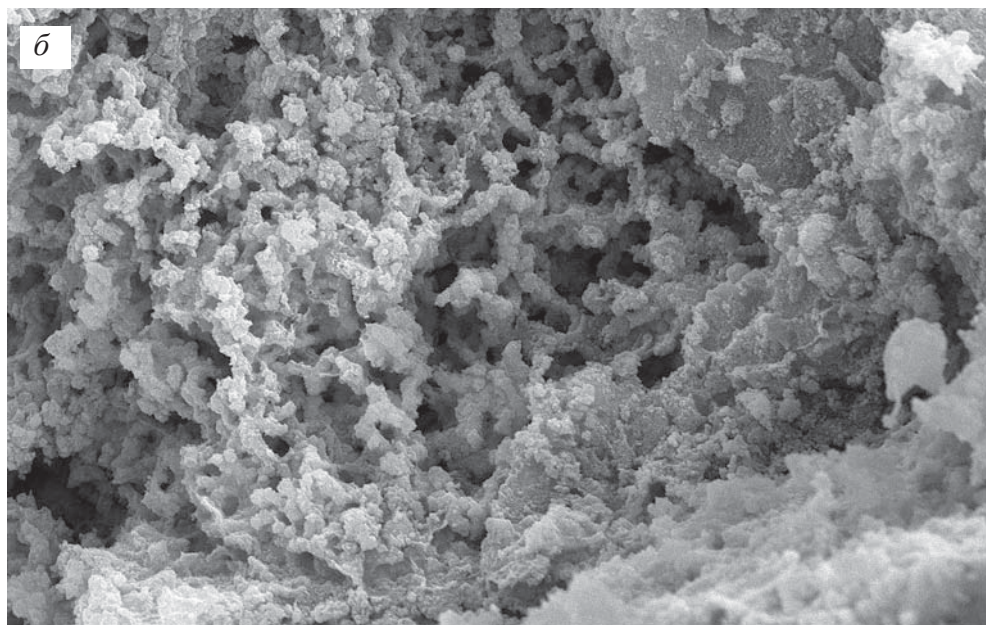




SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.35 mm        VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 20.71 kx    Det: SE Detector    5 µm  
 Date(m/d/y): 05/29/19    Name: Коцебу 4 56    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 57 а–б.** Увеличенный участок рыхлого слоя: *а* – биопленка с нитчатыми бактериями и гликокаликсом; *б* – увеличенный фрагмент фиг. *а*

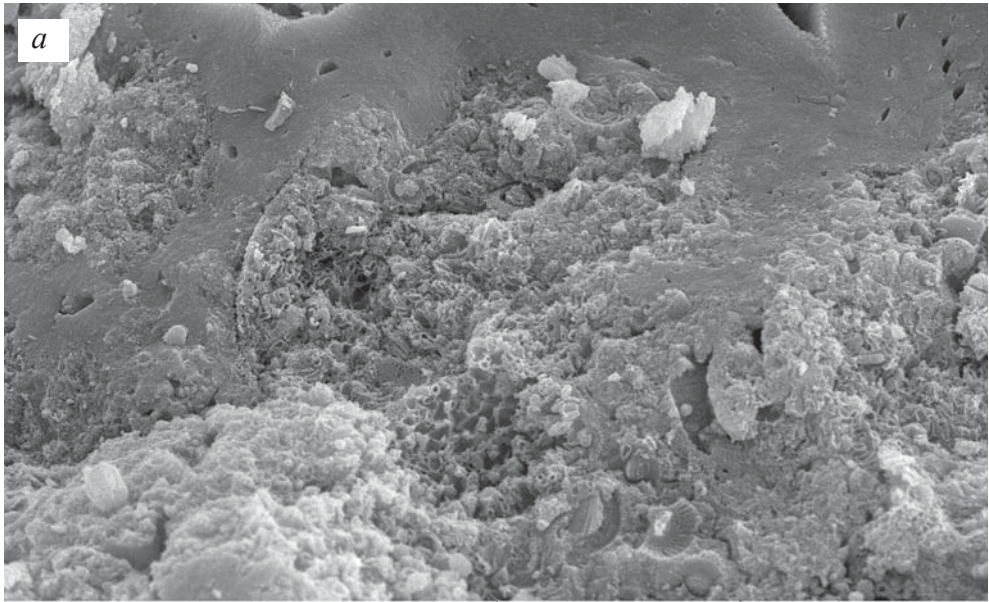


SEM HV: 20.00 kV    WD: 8.576 mm        VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 9.28 kx    Det: SE Detector    10 μm  
Date(m/d/y): 05/22/18    Name: 38Д-05 1р сл ДИ а 8    Paleontology Institute RAS 

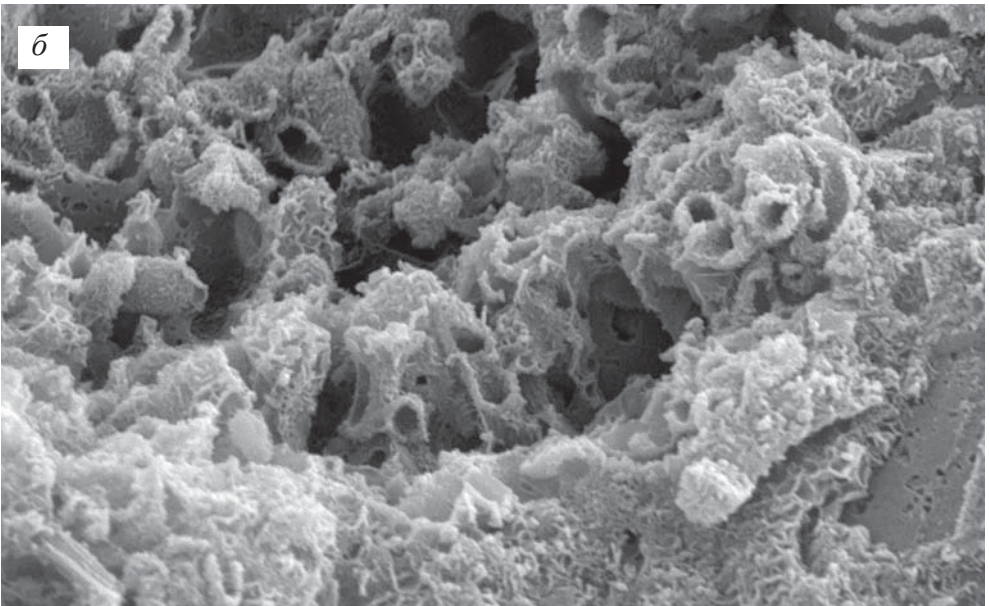


SEM HV: 20.00 kV    WD: 8.576 mm        VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 15.42 kx    Det: SE Detector    10 μm  
Date(m/d/y): 05/22/18    Name: 38Д-05 1р сл ДИ а 9    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 58 а–б.** Увеличенный участок рыхлого слоя: *а* – биопленка с нитчатыми бактериями; *б* – увеличенный фрагмент фиг. *а*



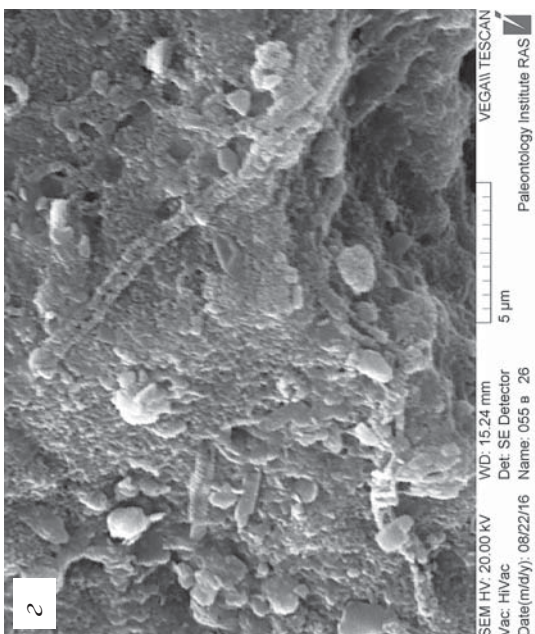
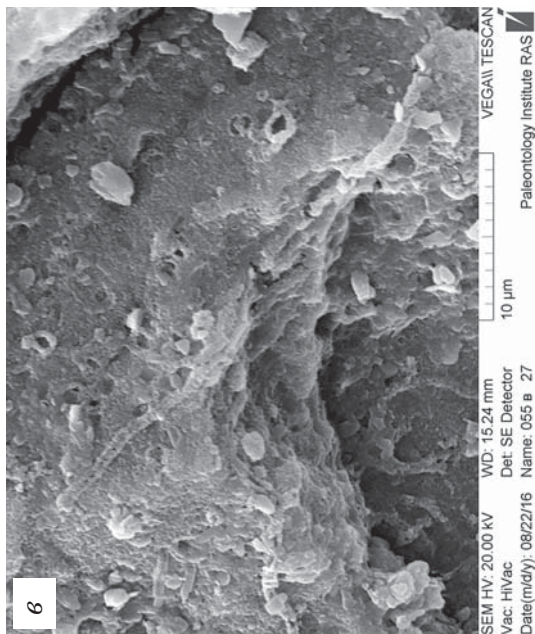
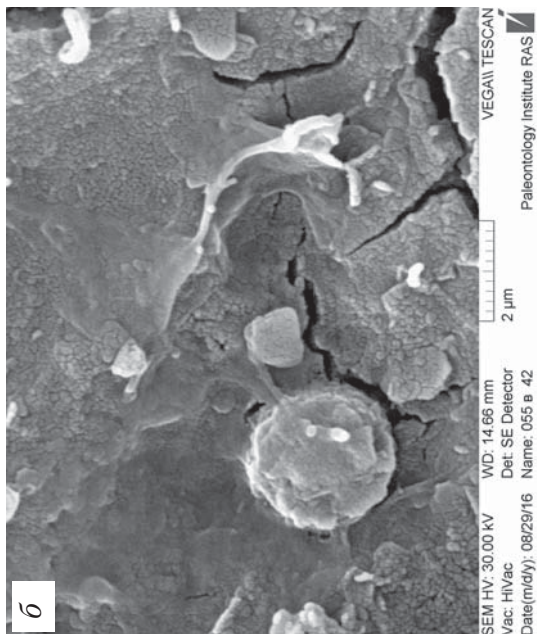
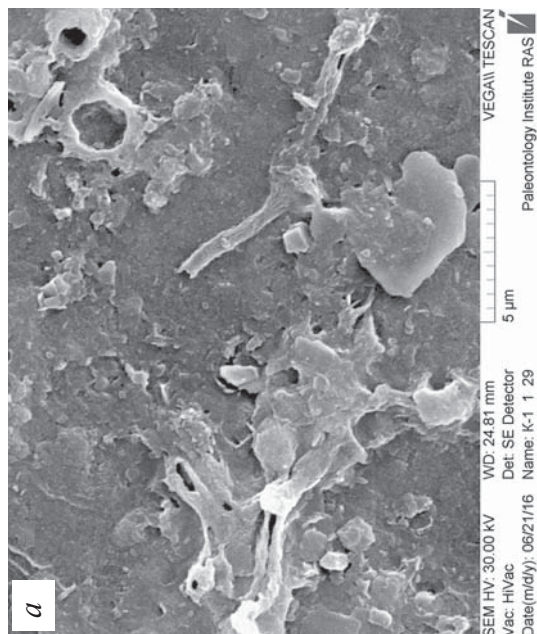
SEM HV: 20.00 kV    WD: 9.806 mm    VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 7.13 kx    Det: SE Detector    20 μm  
 Date(m/d/y): 05/22/18    Name: 38Д-05 1р сл ДИІ б 9    Paleontology Institute RAS



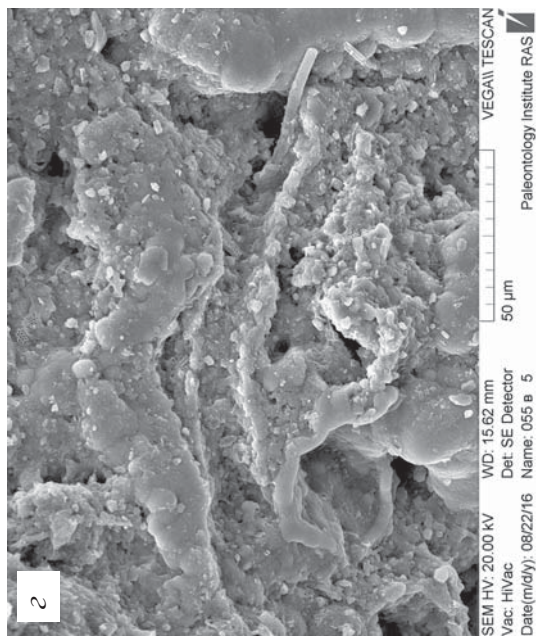
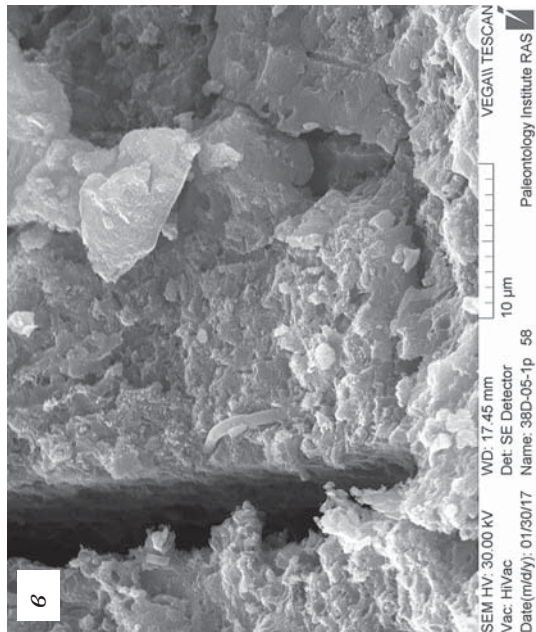
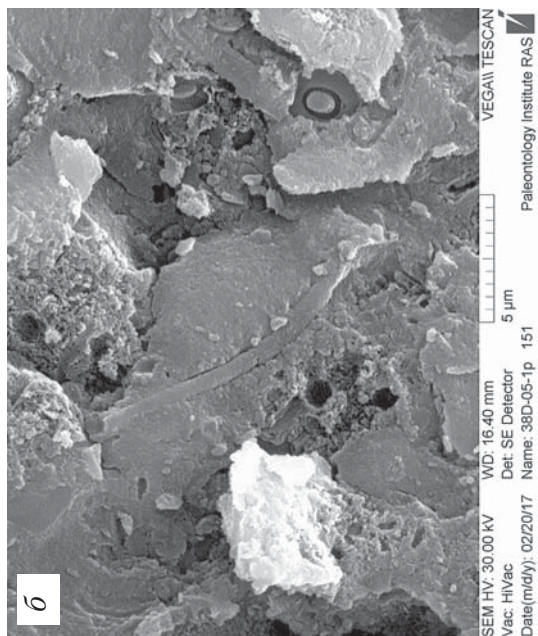
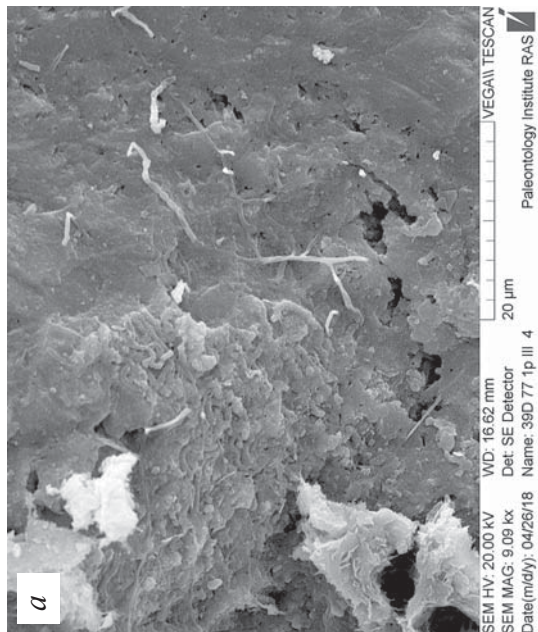
SEM HV: 20.00 kV    WD: 9.778 mm    VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 42.48 kx    Det: SE Detector    2 μm  
 Date(m/d/y): 05/22/18    Name: 38Д-05 1р сл ДИІ б 9    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 59 а-б.** Фрагмент внутреннего строения строматолита (поперечное сечение): *а* – четко выделяются слои – плотный по краю столбика и внутренний – рыхлый, состоящий из нитчатых и коккоидных бактерий в гликокаликсе и кокколитах; *б* – увеличенный участок фиг. *а* – нитчатые бактерии с гликокаликсом

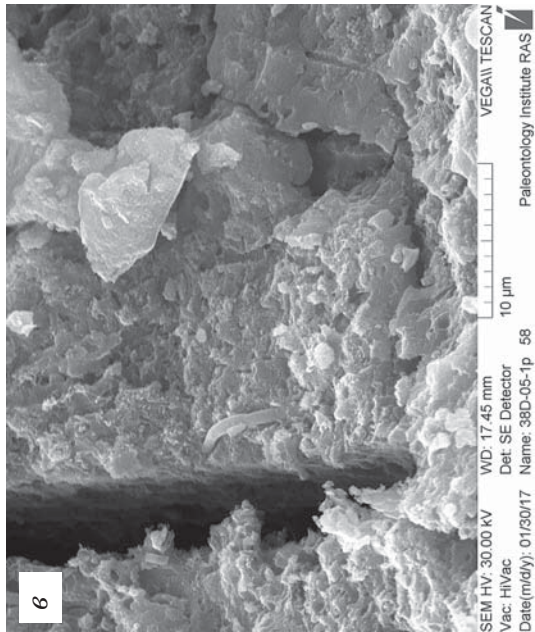
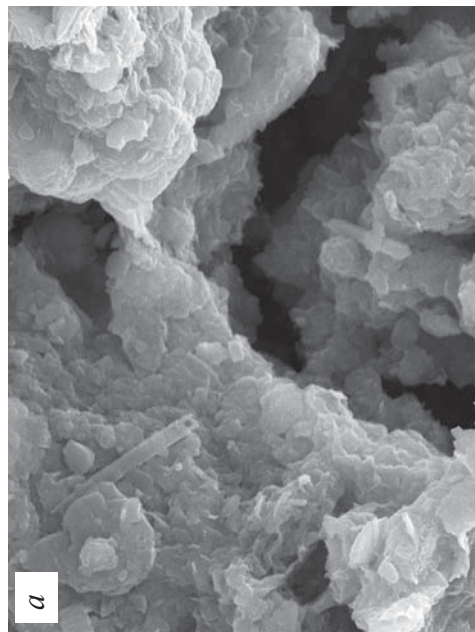
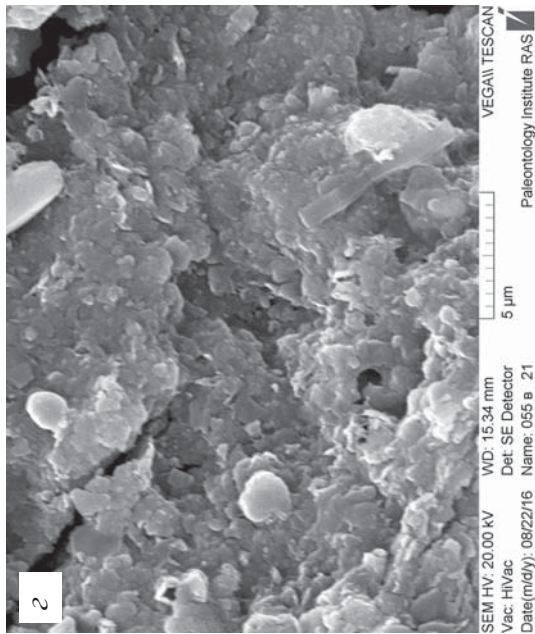
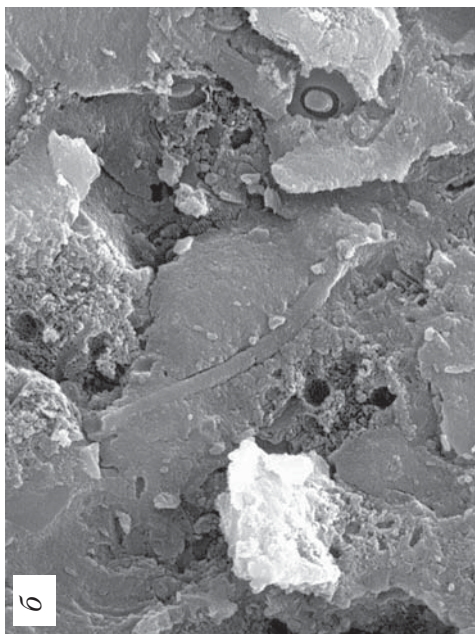




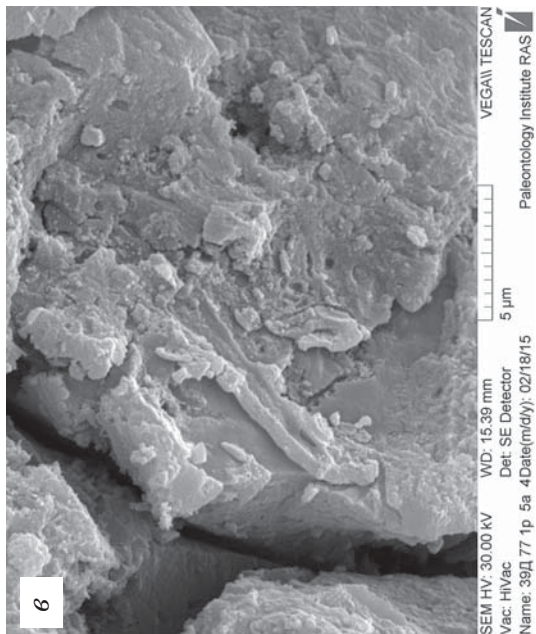
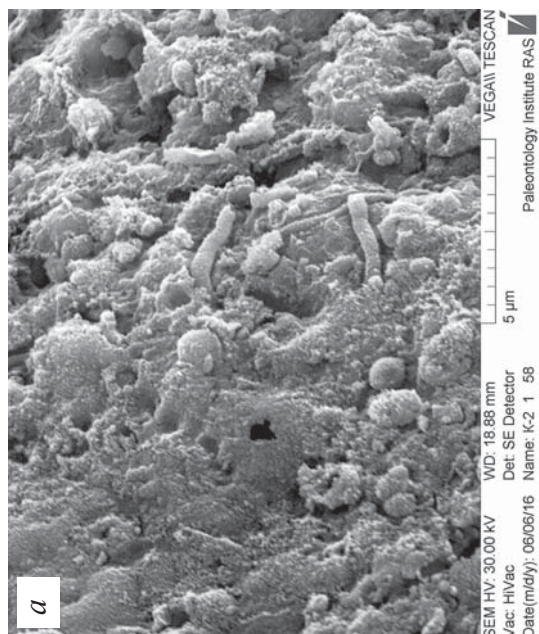
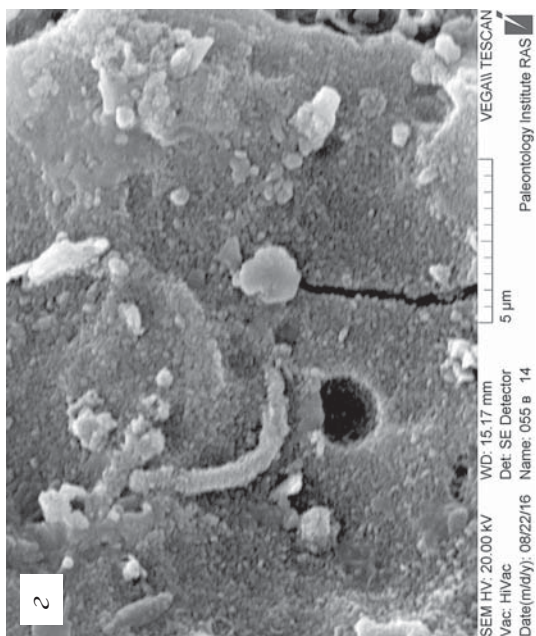
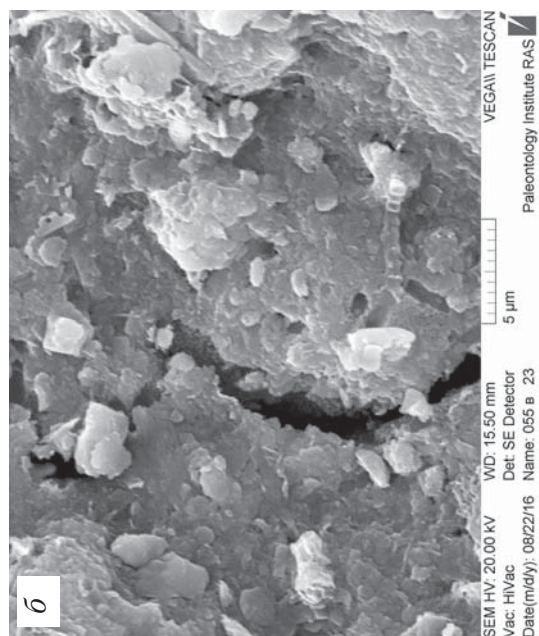
Фиг. 60 а-г. Одиночные длинные нитчатые бактерии в строматолитах



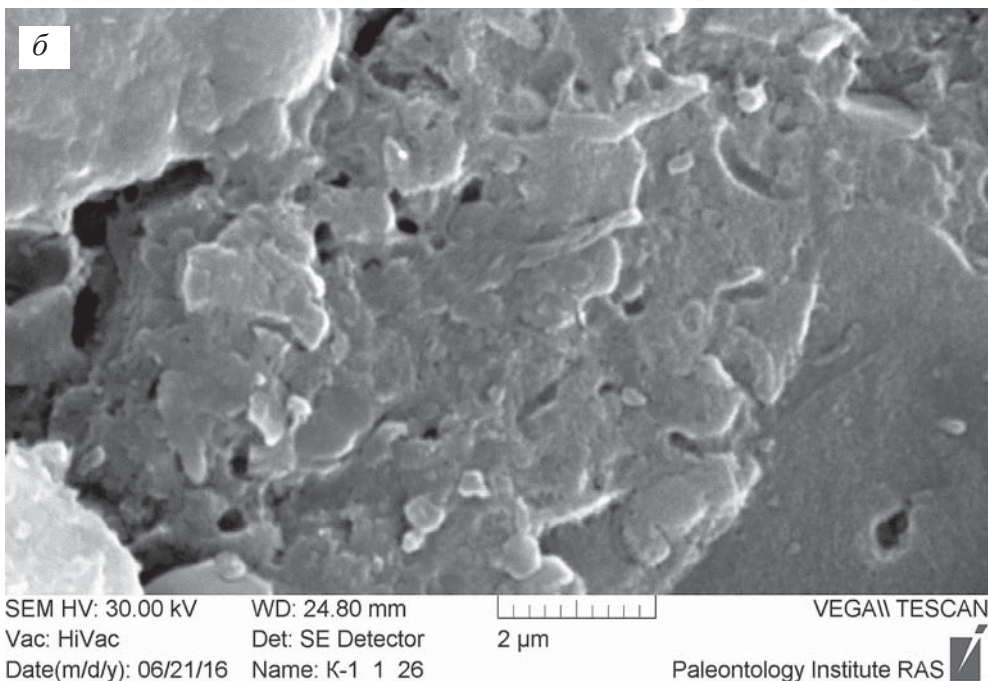
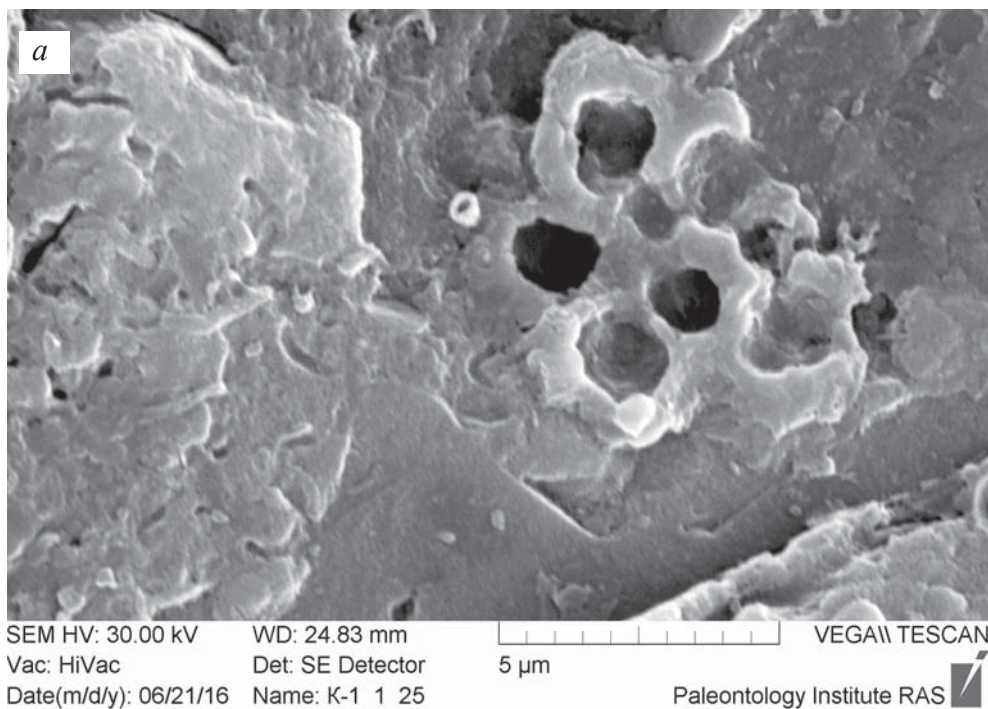
Фиг. 61 а–г. Одиночные длинные нитчатые бактерии в строматолитах



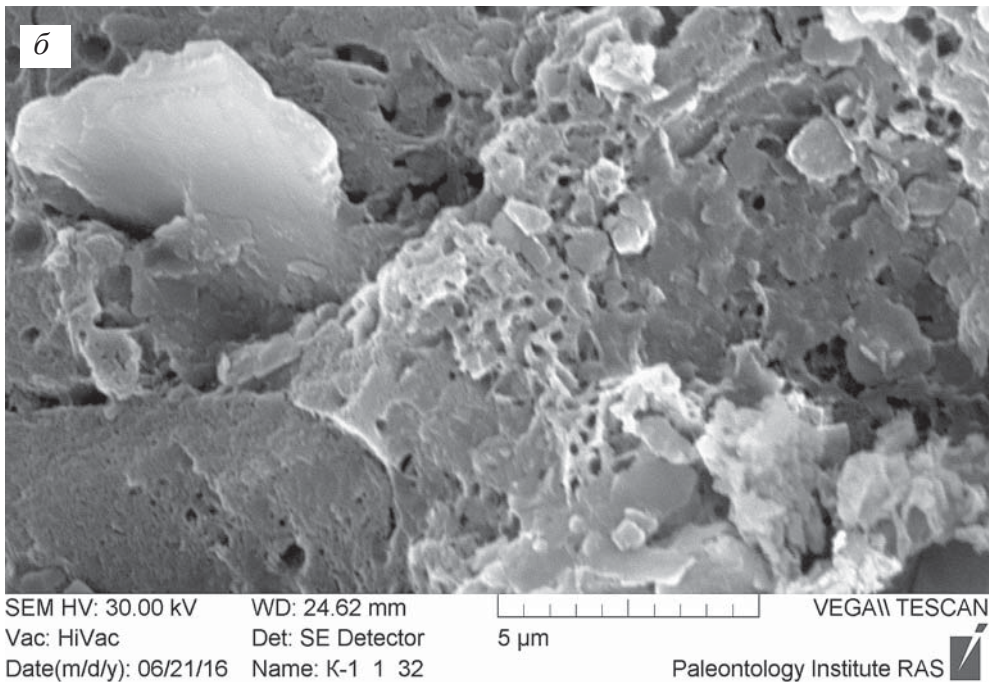
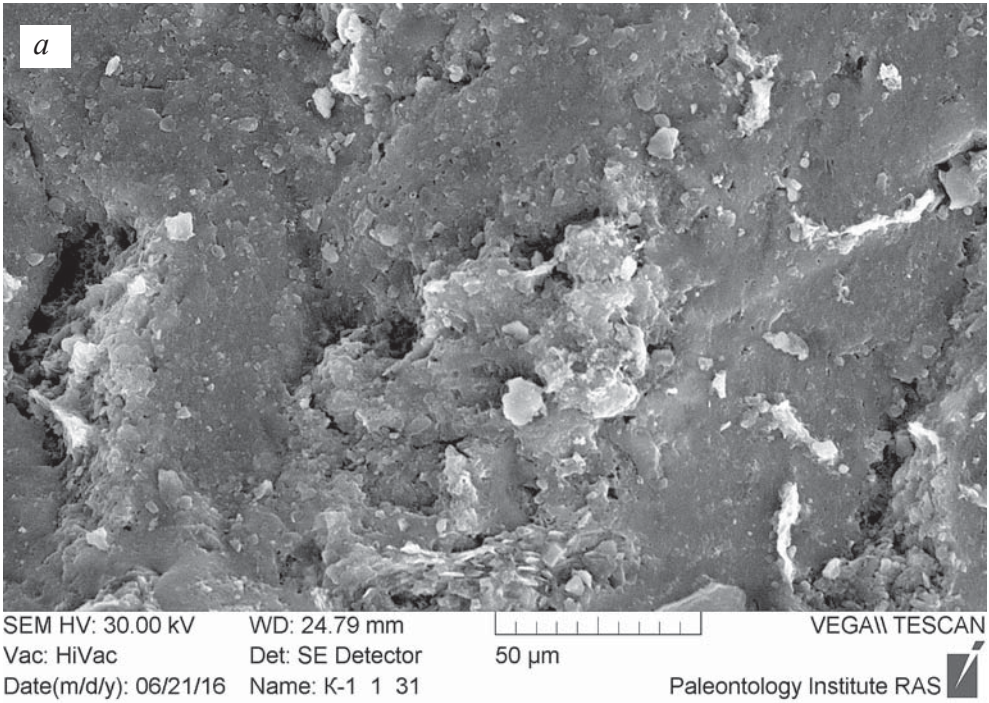
**Фиг. 62 а-г.** Одиночные длинные нитчатые бактерии в строматолитах



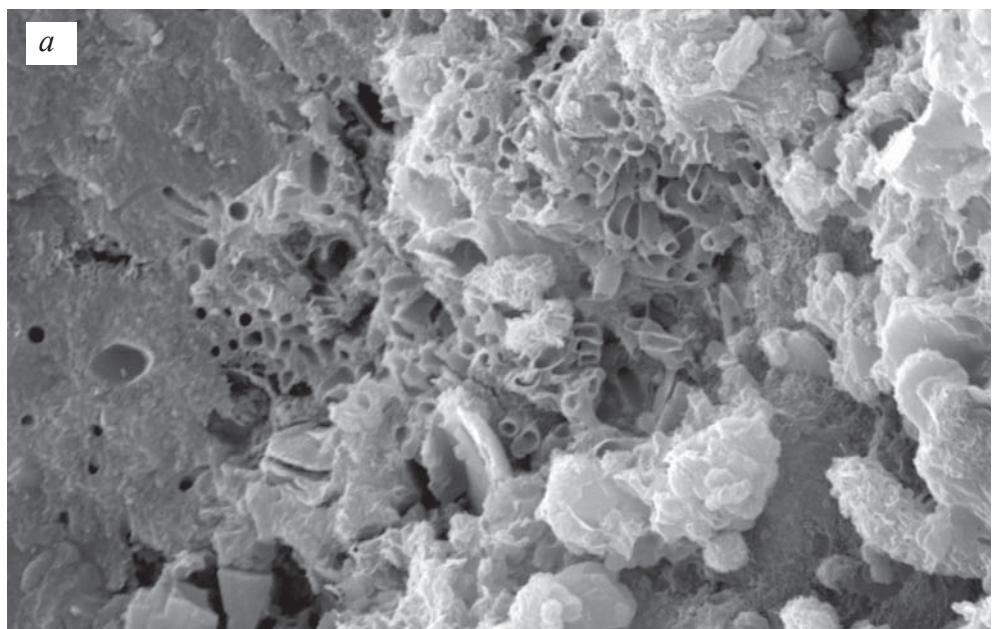
Фиг. 63 а-г. Одиночные длинные нитчатые бактерии в строматолитах



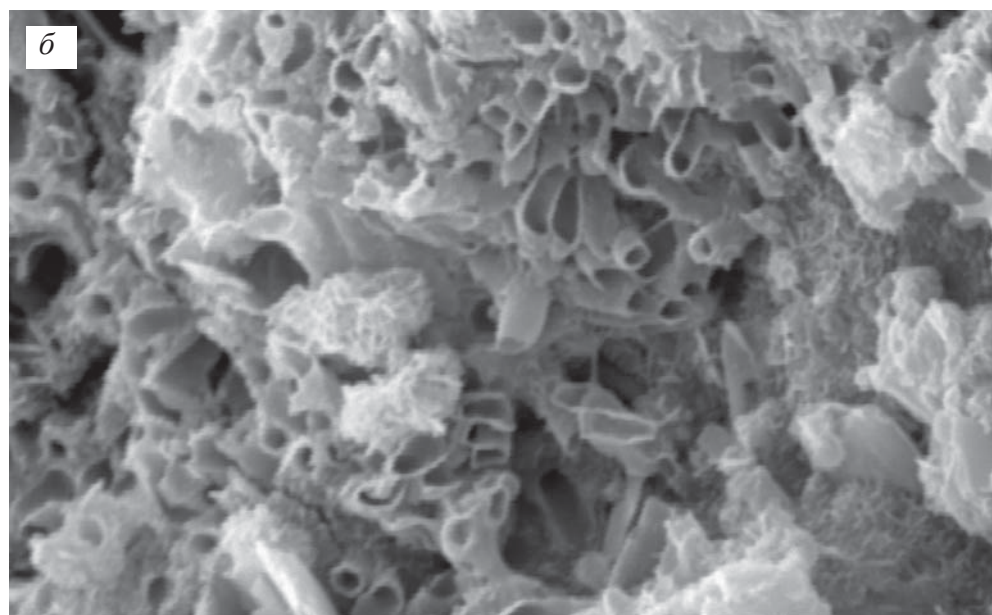
**Фиг. 64 а–б.** Фрагмент плотного слоя строматолита: *а* – в левой части фиг. *а* видны fossilized нитчатые бактерии, их отпечатки и отпечатки коккоидных бактерий; *б* – увеличенный участок фиг. *а* с нитчатыми формами, их отпечатками в виде каналов-полостей в породе



**Фиг. 65 а–б.** Фрагмент онколита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный центральный участок *а* – в центре очень мелкие нитчатые бактерии в виде полых трубочек слившихся вместе, выше в гликокаликсе редкие фрагменты более крупных нитей и их отпечатков



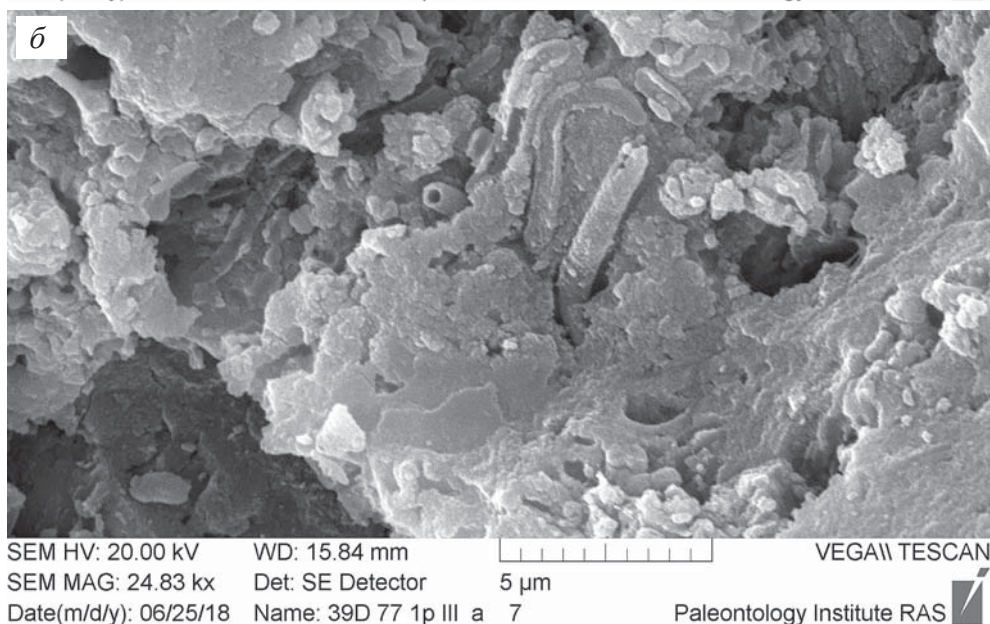
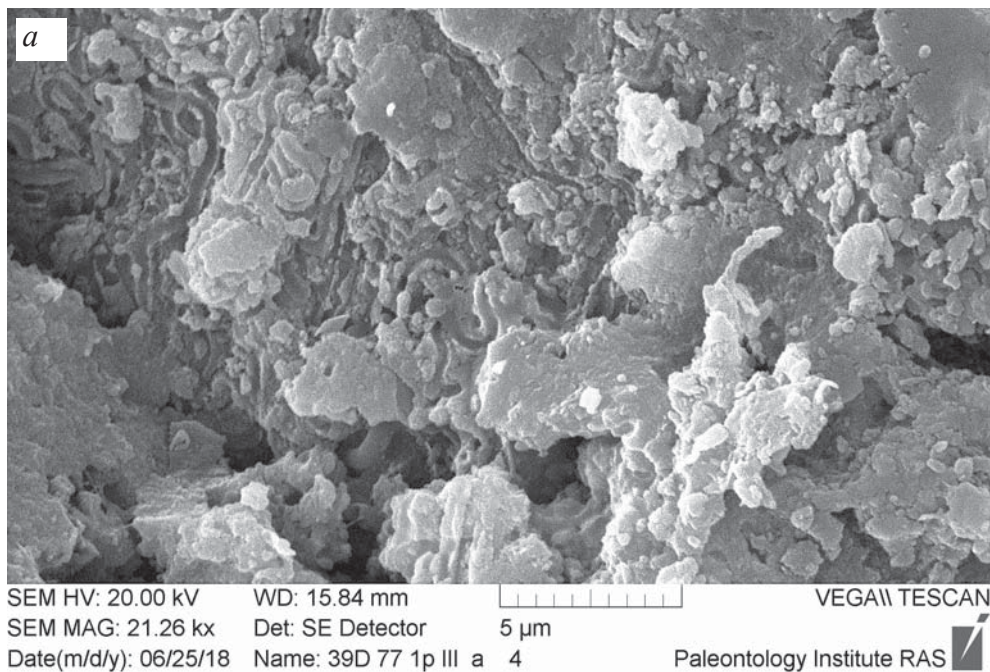
SEM HV: 20.00 kV      WD: 13.71 mm      VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac      Det: SE Detector      10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 10/26/15      Name: 183 кр 69      Paleontology Institute RAS



SEM HV: 20.00 kV      WD: 13.71 mm      VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac      Det: SE Detector      5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 10/26/15      Name: 183 кр 70      Paleontology Institute RAS

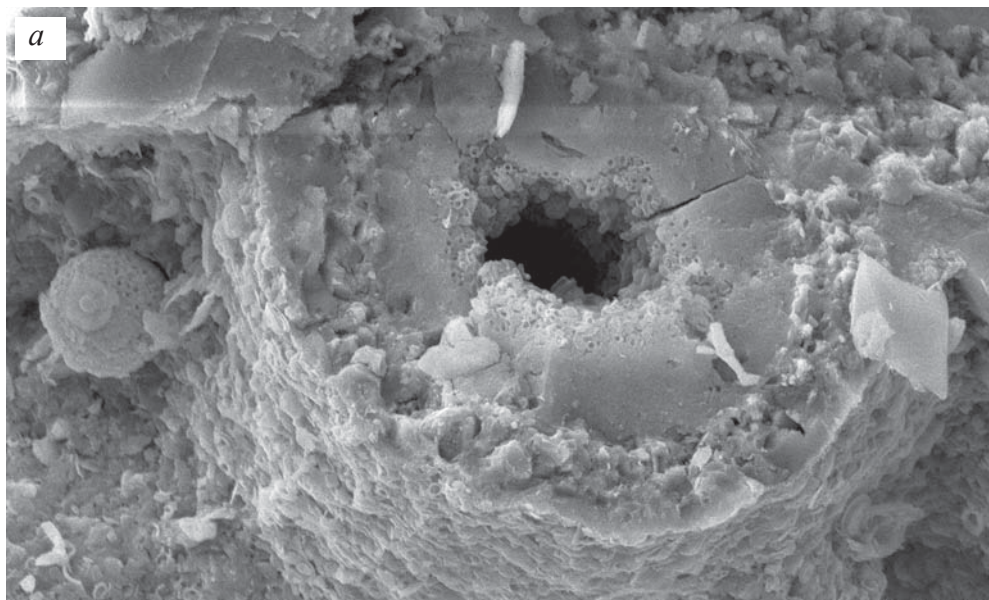
**Фиг. 66 а-б.** Фрагмент онколита: *а* – общий вид – в центре мелкие нитчатые бактерии в виде полых трубочек тесно расположенных или слившихся вместе стенками; *б* – увеличенный центральный участок фиг. *а*



## Раздел V. Биоформы бактериальных матов строматолитов (фиг. 67–99)

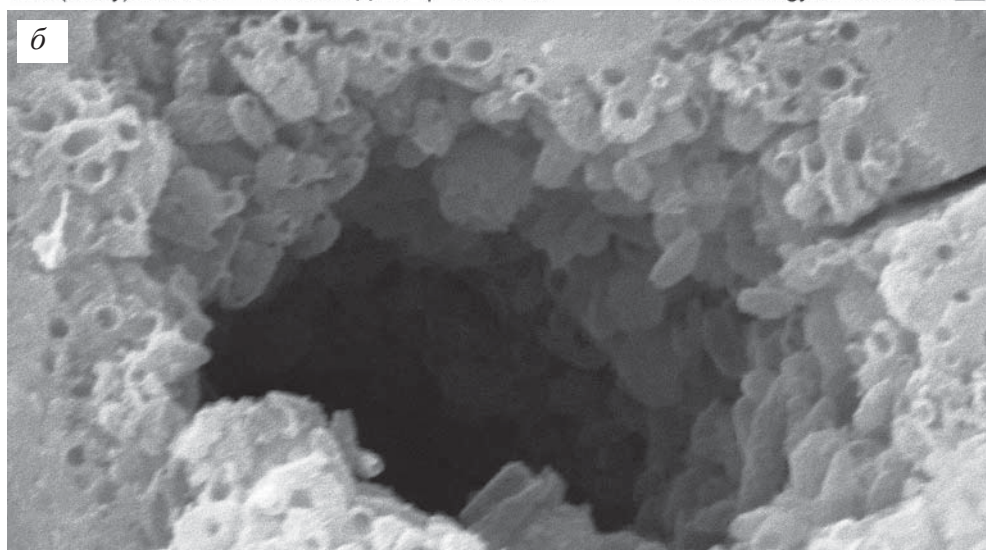




**Фиг. 67 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – в центре и левой части фиг. а видна фоссилизированная биопленка с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, и их отпечатков; *б* – увеличенный участок фиг. *а* с нитчатыми формами в виде полых трубочек, частично разрушенными



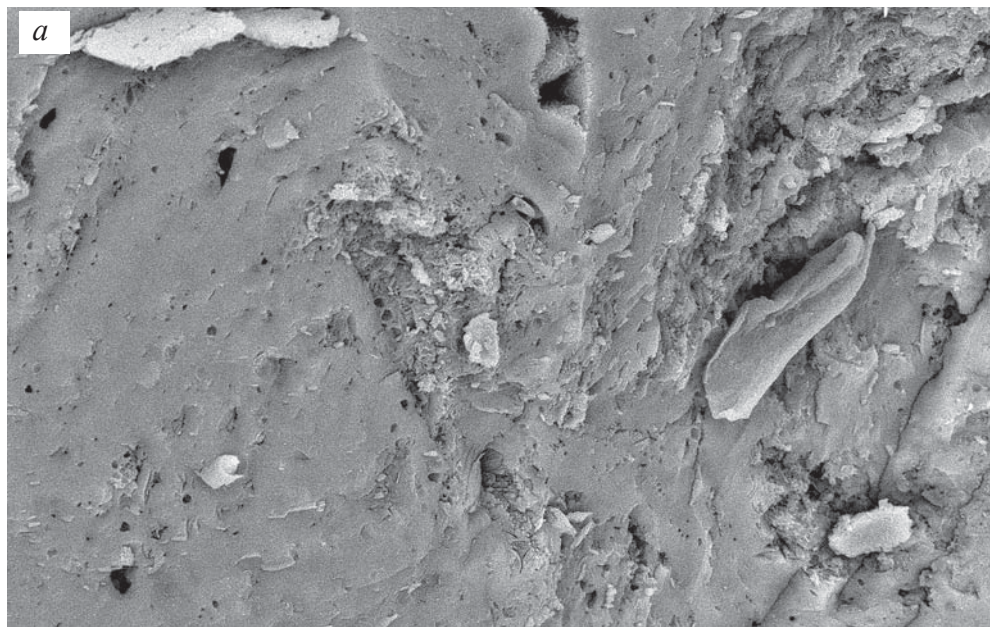




SEM HV: 20.00 kV WD: 24.22 mm  VEGA\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: SE Detector 20 μm  
 Date(m/d/y): 05/15/17 Name: 38Д-05-1р сл2а 47 Paleontology Institute RAS 

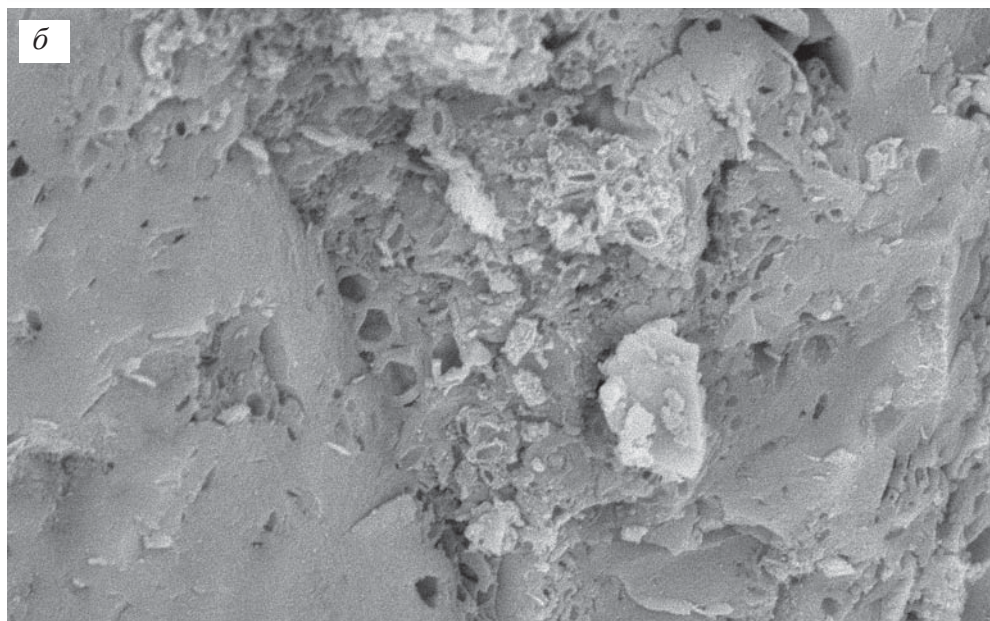




SEM HV: 20.00 kV WD: 24.24 mm  VEGA\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: SE Detector 5 μm  
 Date(m/d/y): 05/15/17 Name: 38Д-05-1р сл2а 50 Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 68 а-б.** Столбик строматолита: *а* – общий вид столбика, вид сверху – горизонтальная поверхность представляет собой круг из плотной породы с небольшим отверстием в середине; *б* – увеличенный фрагмент круга с отверстием, вокруг отверстия располагаются в несколько слоев минерализованные коккоидные бактерии удлиненной формы, они сливаются стенками друг с другом и с породой круга, в результате видно только округлые углубления в породе. Хорошо наблюдается переход от отдельных индивидов к единой массе породы.

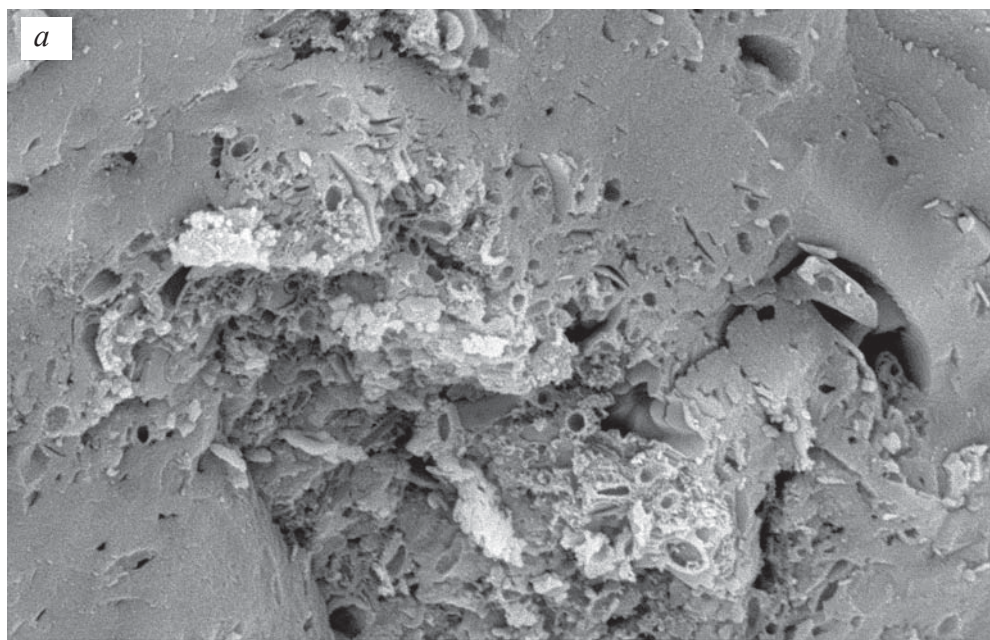


SEM HV: 20.00 kV WD: 22.54 mm  VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: BSE Detector 20 μm  
 Date(m/d/y): 04/24/17 Name: 38Д-05-1р сл2а 20 Paleontology Institute RAS 

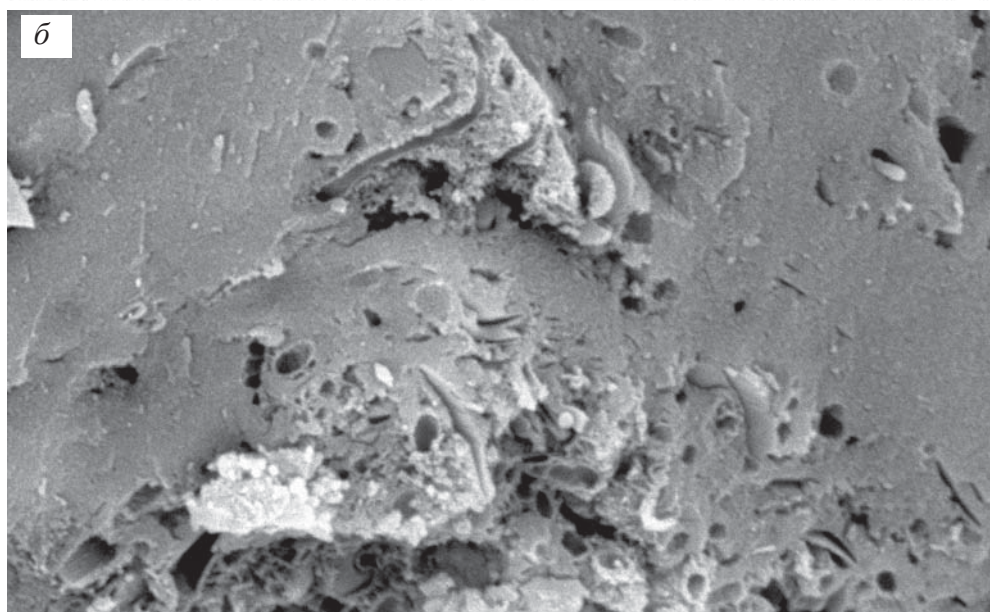


SEM HV: 20.00 kV WD: 22.54 mm  VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: BSE Detector 10 μm  
 Date(m/d/y): 04/24/17 Name: 38Д-05-1р сл2а 22 Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 69 а–б.** Фрагмент плотного слояка строматолита с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек и их отпечатков: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а*

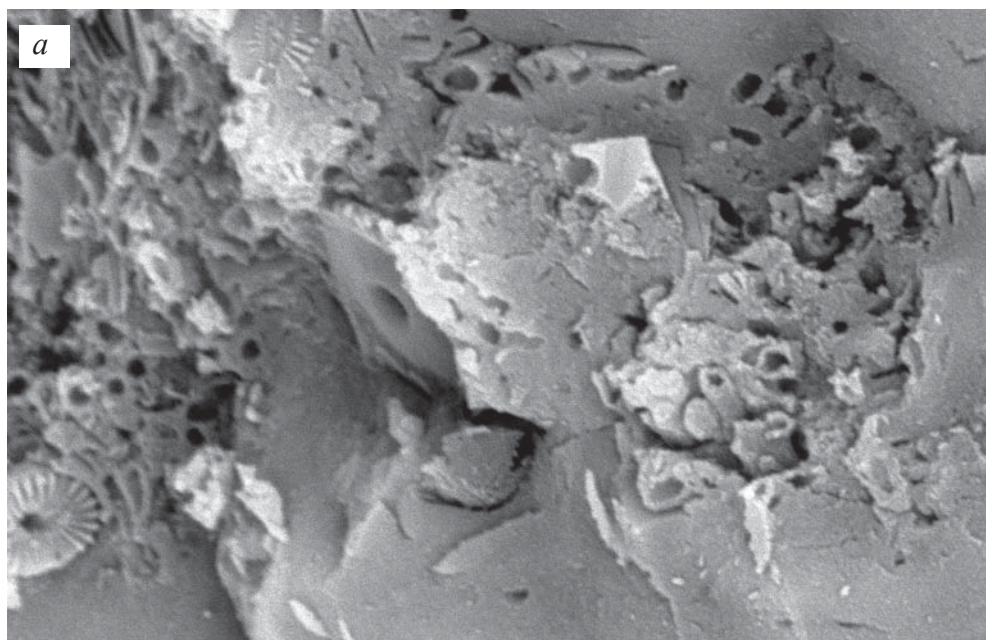




SEM HV: 20.00 kV WD: 22.49 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: BSE Detector 10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 04/24/17 Name: 38Д-05-1р сл2а 23 Paleontology Institute RAS

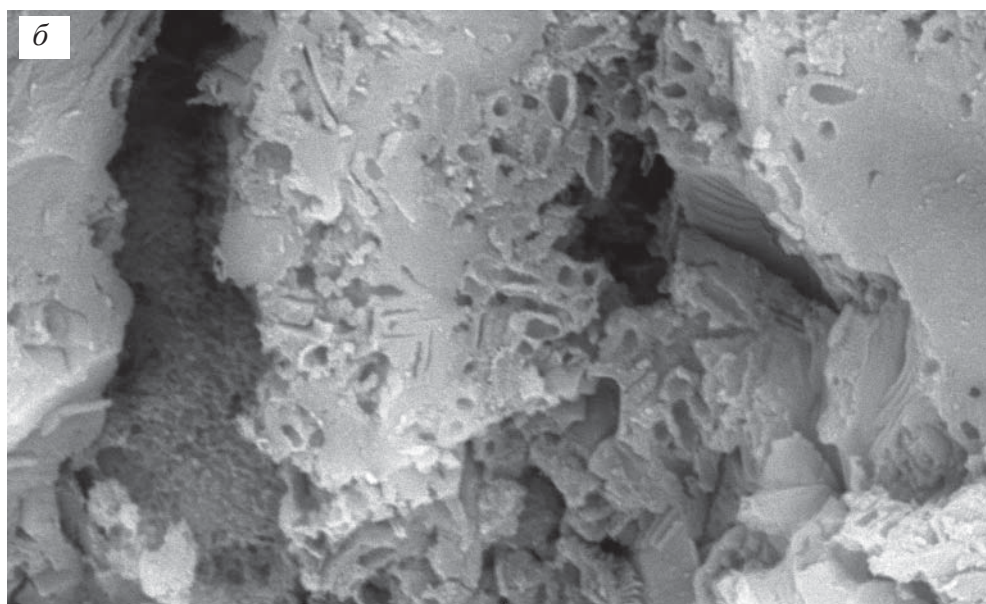




SEM HV: 20.00 kV WD: 22.47 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: BSE Detector 5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 04/24/17 Name: 38Д-05-1р сл2а 24 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 70 а–б.** Фрагмент плотного слоя строматолита с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек и их отпечатков: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а*

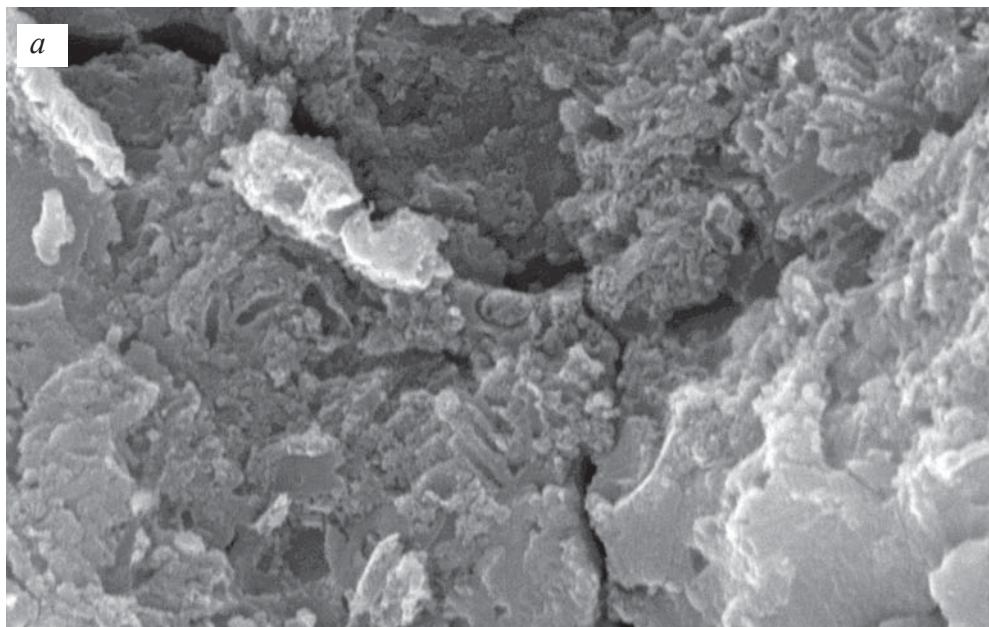


SEM HV: 20.00 kV    WD: 22.53 mm        VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: BSE Detector    5 μm  
 Date(m/d/y): 04/24/17    Name: 38Д-05-1р сл2а 16    Paleontology Institute RAS 

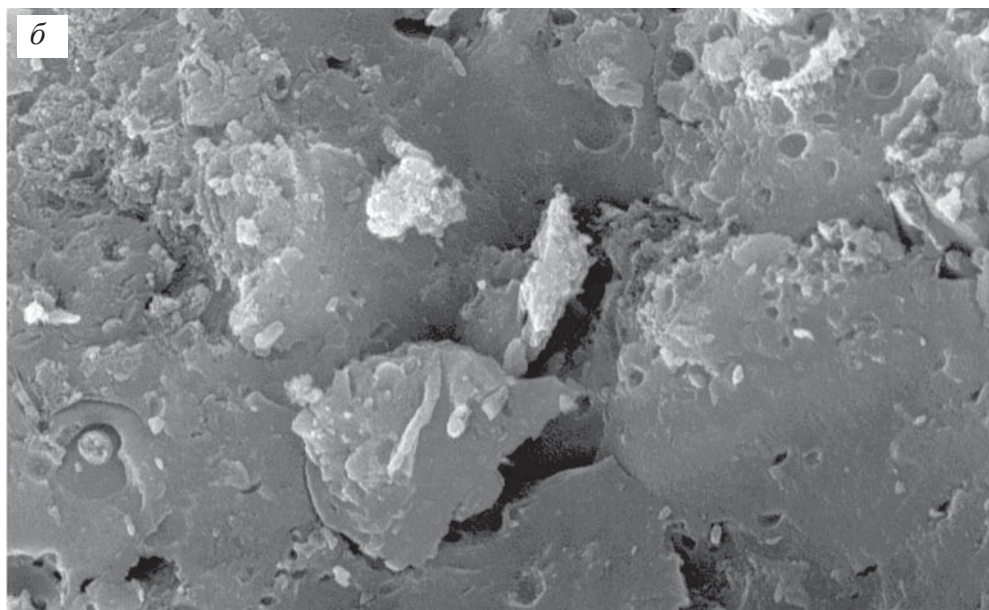


SEM HV: 20.00 kV    WD: 22.58 mm        VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: BSE Detector    5 μm  
 Date(m/d/y): 04/24/17    Name: 38Д-05-1р сл2а 17    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 71 а–б.** Фрагменты плотного слоя строматолита с нитчатými бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, и их отпечатков; на фиг. а – видно кокколит и его отпечаток

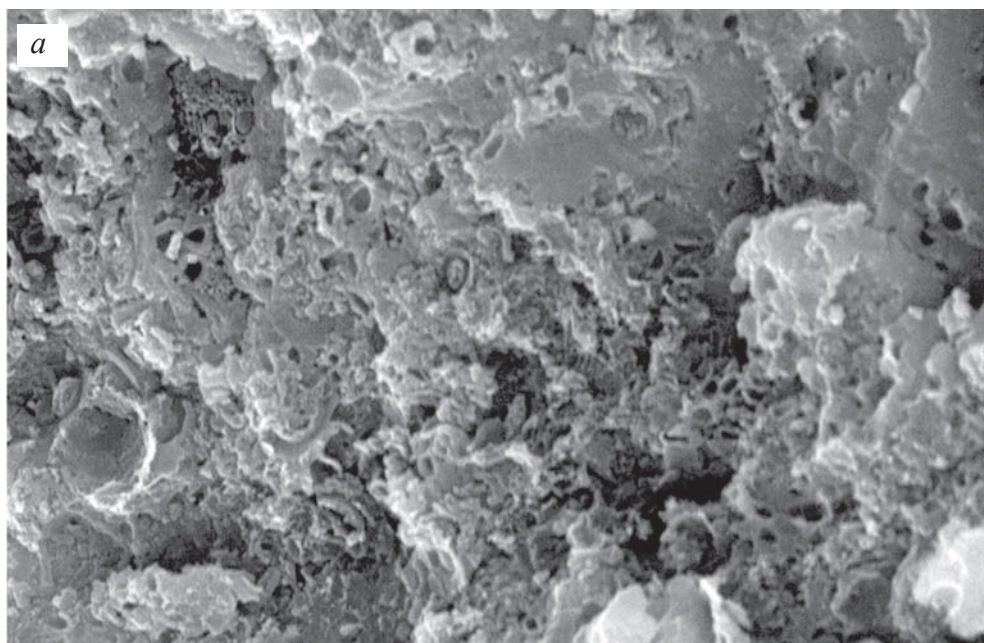


SEM HV: 30.00 kV WD: 16.62 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/20/17 Name: 38D-05-1p 138 Paleontology Institute RAS

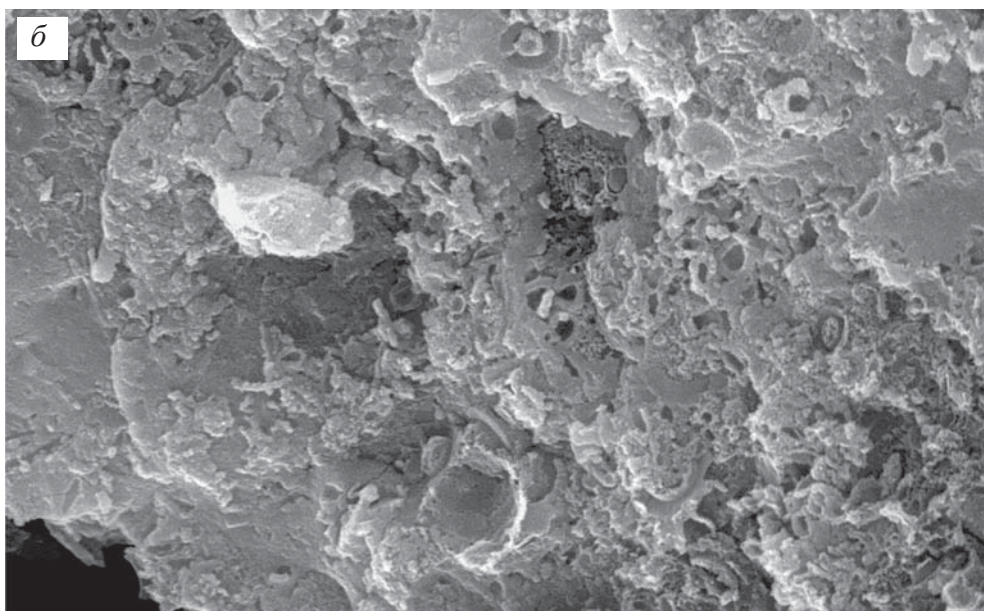


SEM HV: 30.00 kV WD: 16.61 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/20/17 Name: 38D-05-1p 139 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 72 а–б.** Фрагменты плотного слоя строматолита фиг. 29 а с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, и их отпечатков

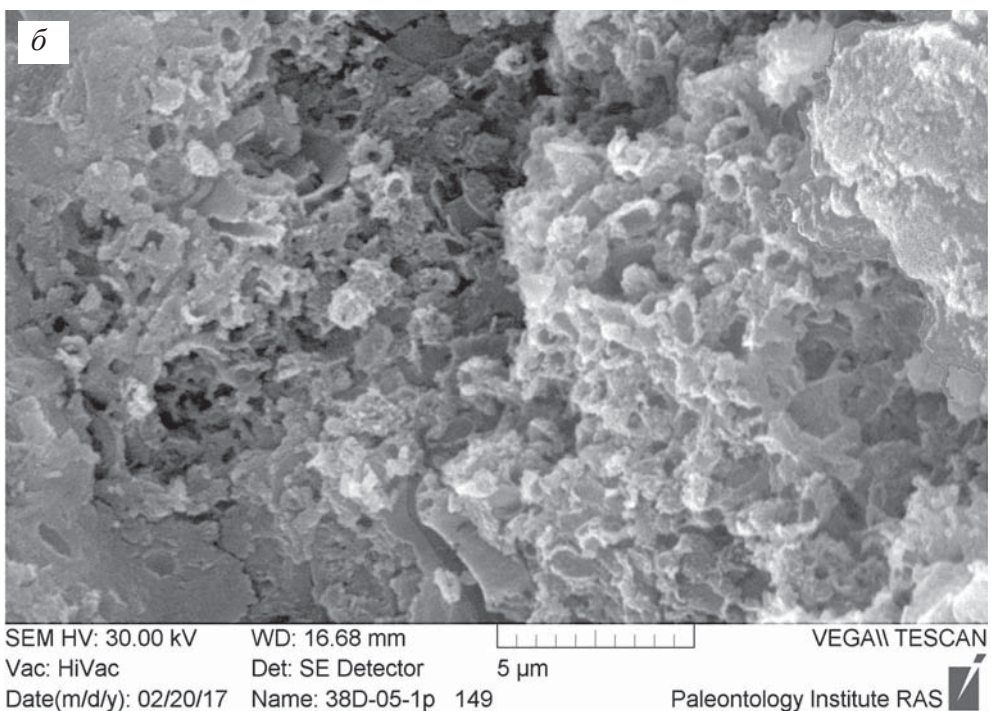
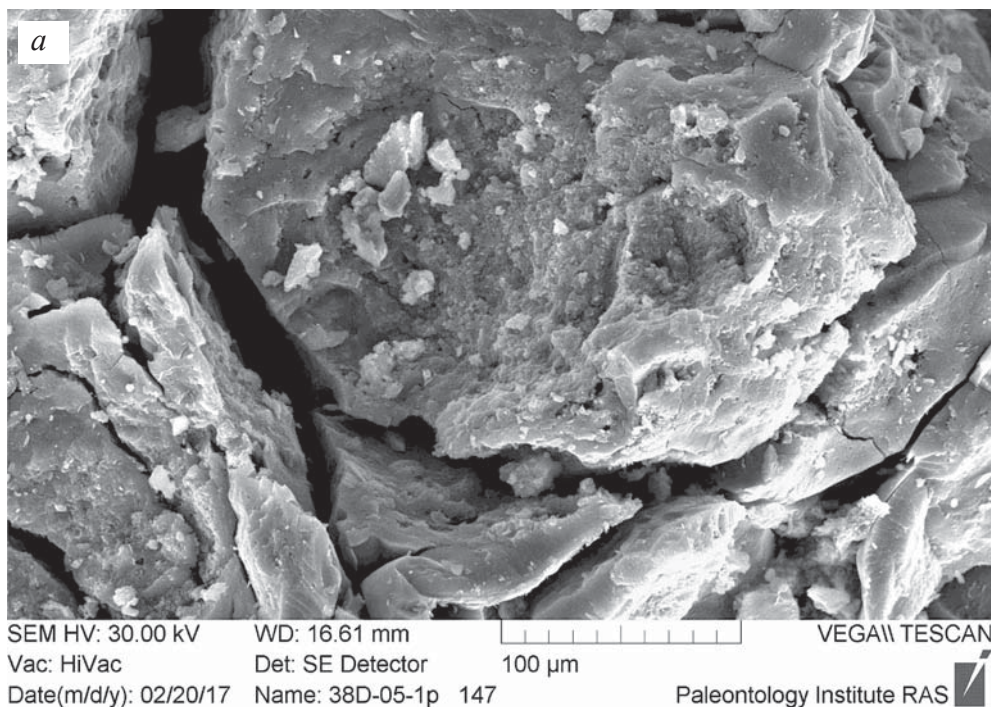


SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.67 mm    VEGA\\TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/20/17    Name: 38D-05-1p 142    Paleontology Institute RAS

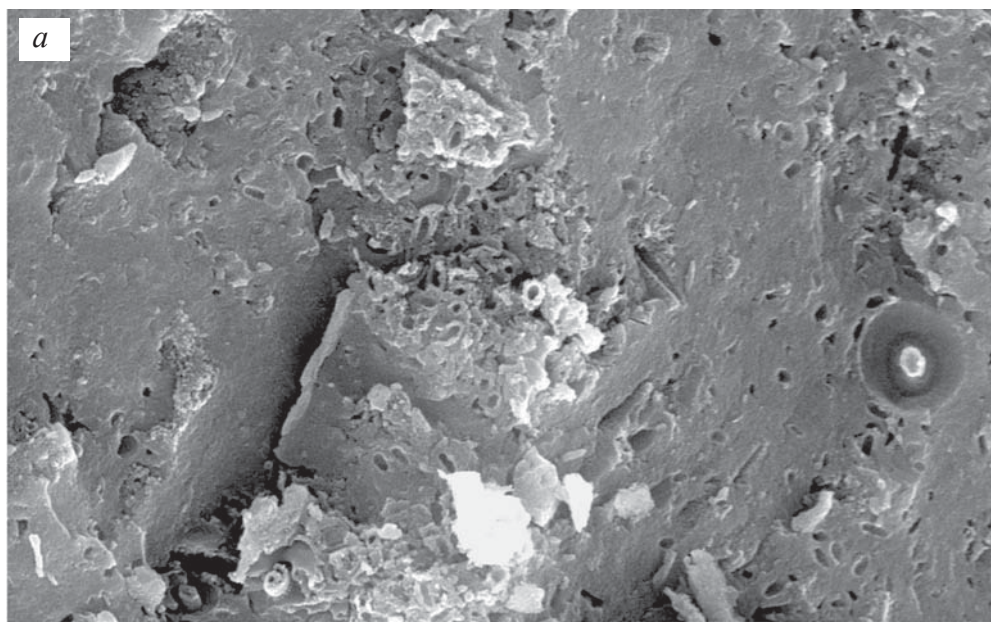




SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.64 mm    VEGA\\TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/20/17    Name: 38D-05-1p 144    Paleontology Institute RAS

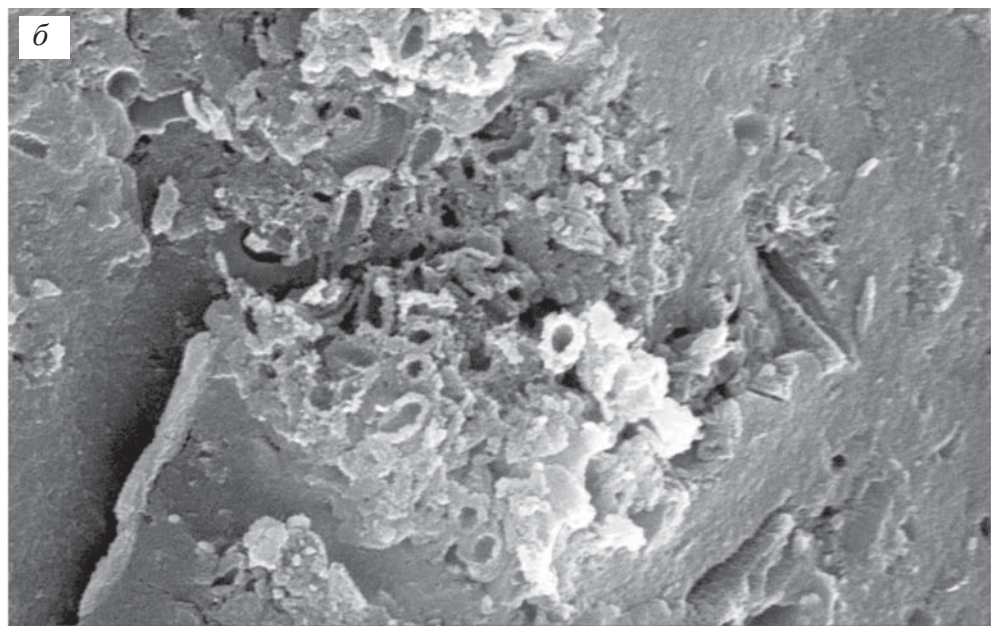
**Фиг. 73 а–б.** Фрагменты строматолита с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, и их отпечатков и кокколитов





**Фиг. 74 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид растресканной верхней поверхности столбика; *б* – увеличенный участок центральной части фиг. *а* – нитчатые бактерии в виде целых и частично разрушенных полых трубочек



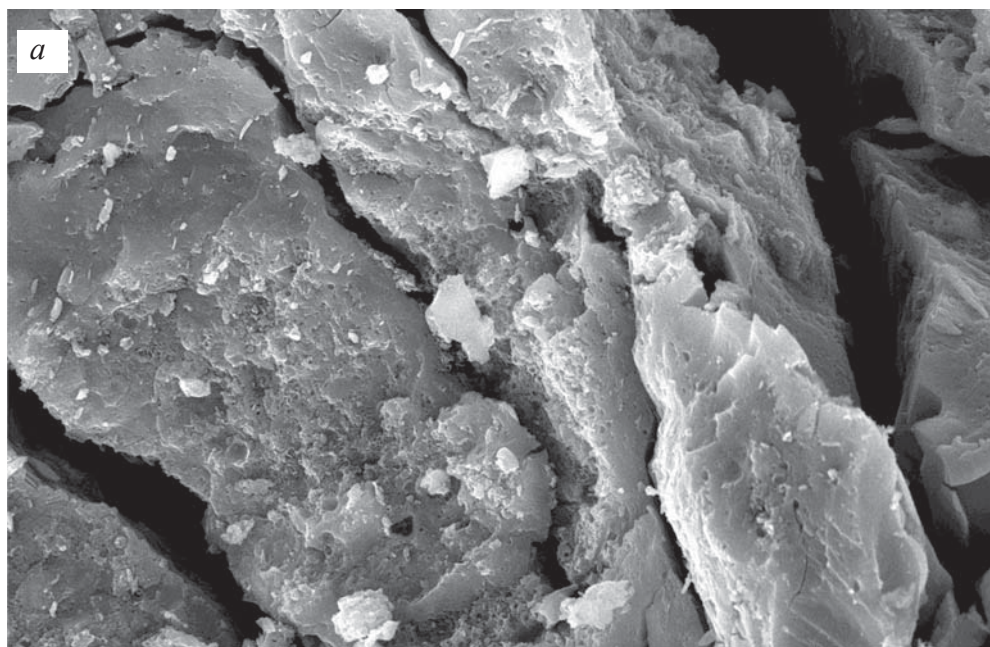
SEM HV: 30.00 kV WD: 16.89 mm  VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: SE Detector 10  $\mu$ m  
 Date(m/d/y): 02/20/17 Name: 38D-05-1p 154 Paleontology Institute RAS 



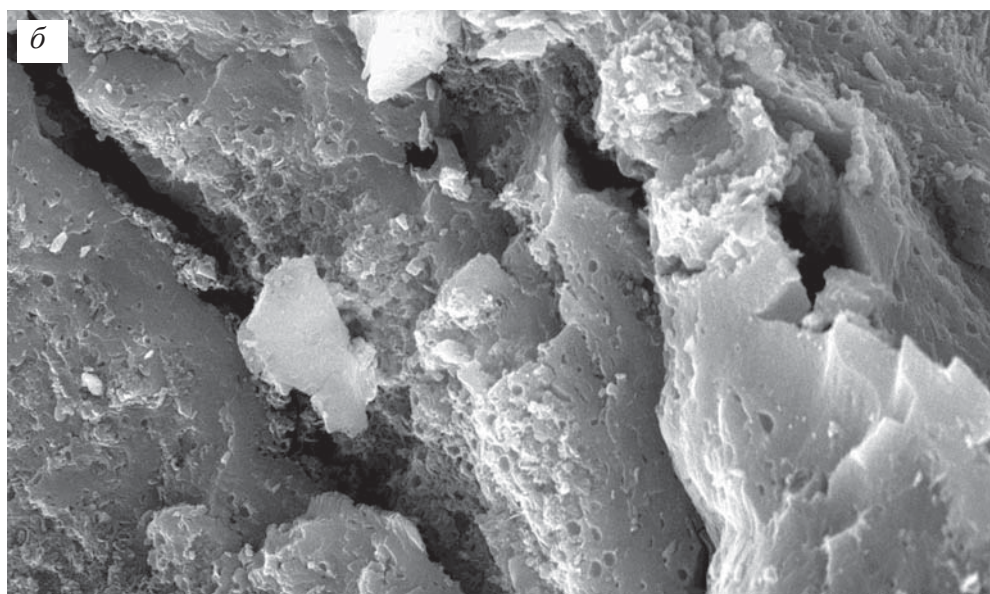
SEM HV: 30.00 kV WD: 16.89 mm  VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: SE Detector 5  $\mu$ m  
 Date(m/d/y): 02/20/17 Name: 38D-05-1p 155 Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 75 а–б.** Увеличенные фрагменты плотного слоя строматолита фиг. 74 а с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, и их отпечатков и кокколитов; фиг. б – увеличенный участок фиг. а



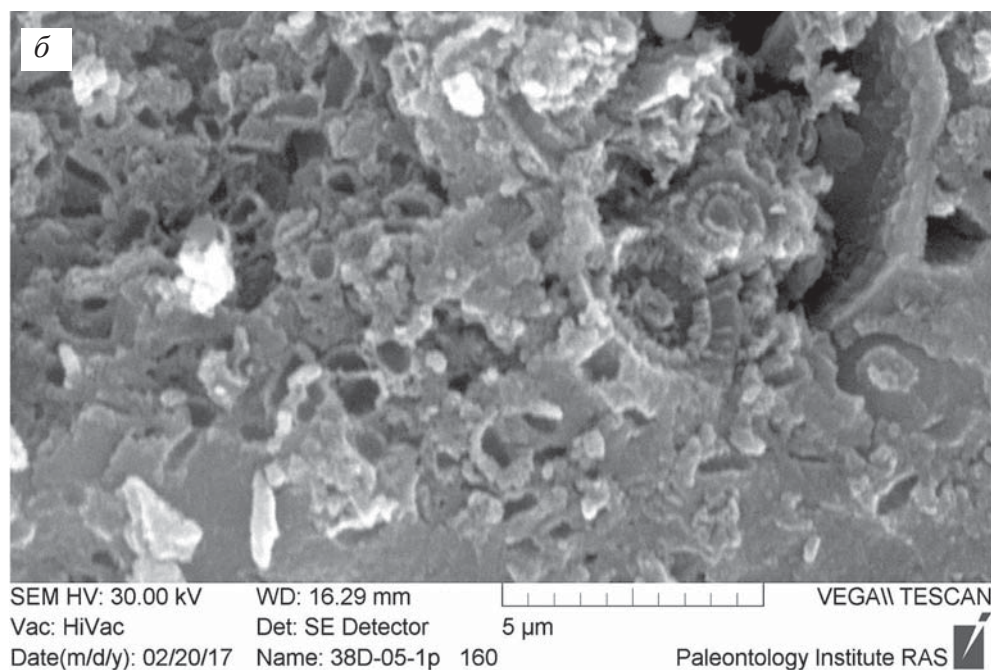
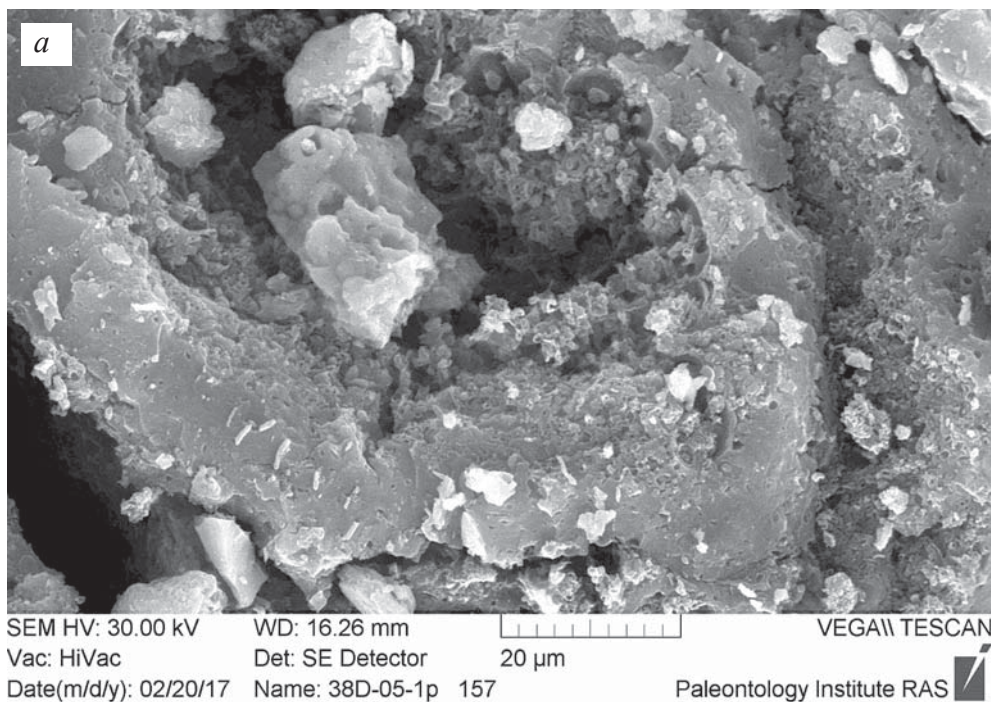


SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.62 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    50  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/20/17    Name: 38D-05-1p 145    Paleontology Institute RAS

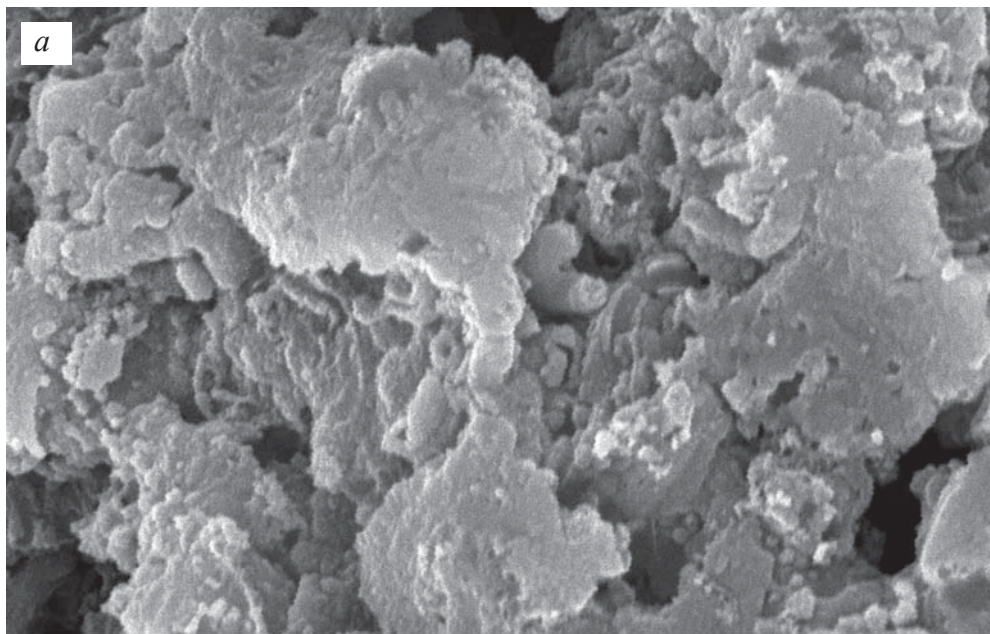


SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.62 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/20/17    Name: 38D-05-1p 146    Paleontology Institute RAS

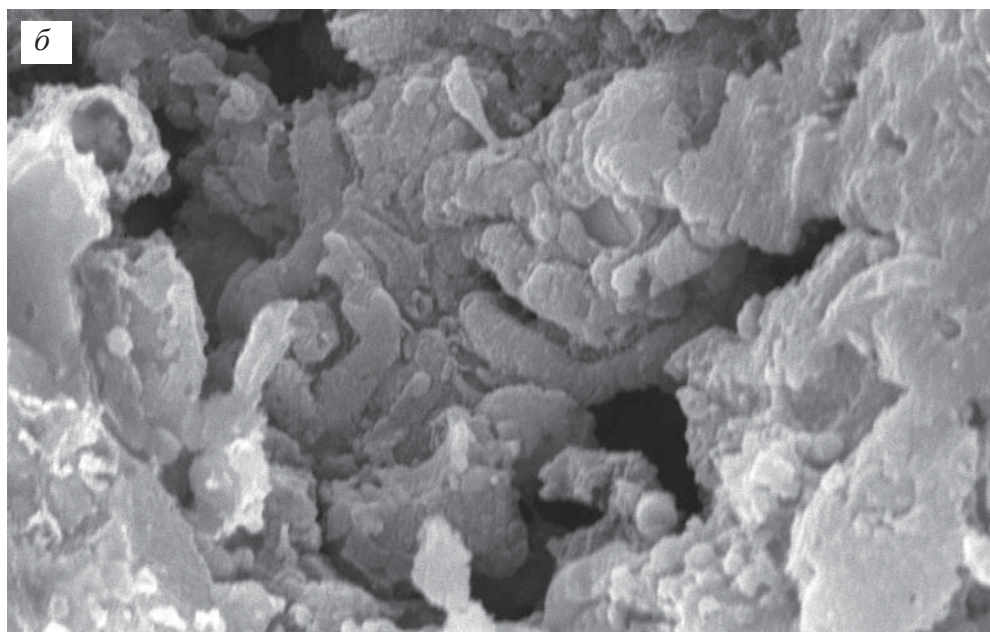
**Фиг. 76 а-б.** Увеличенные фрагменты плотного слоя строматолита фиг. 74 а с полукруглыми отпечатками коккоидных бактерий; фиг. б – увеличенный участок фиг. а



**Фиг. 77 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид верхней поверхности столбика, внутренняя часть – рыхлый слой с нитчатыми бактериями и кокколитами, вокруг него был плотный слой, на котором внизу слева видны белые фрагменты нитчатых бактерий, выпавшие из полостей; *б* – увеличенный участок рыхлого слоя с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, и их отпечатков и кокколитов

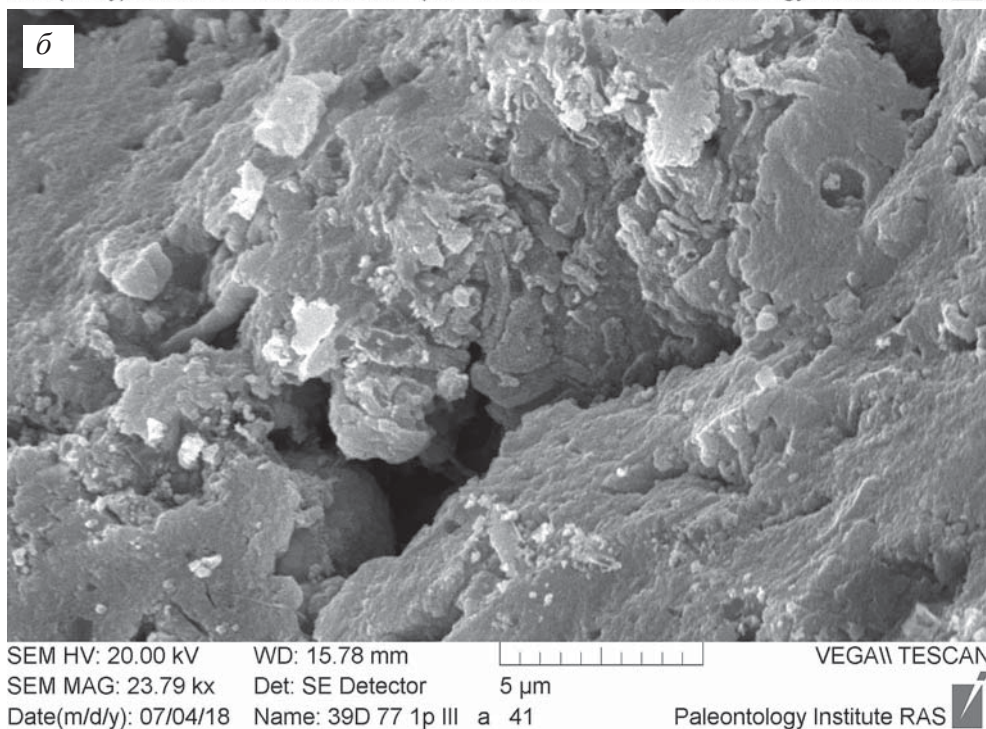
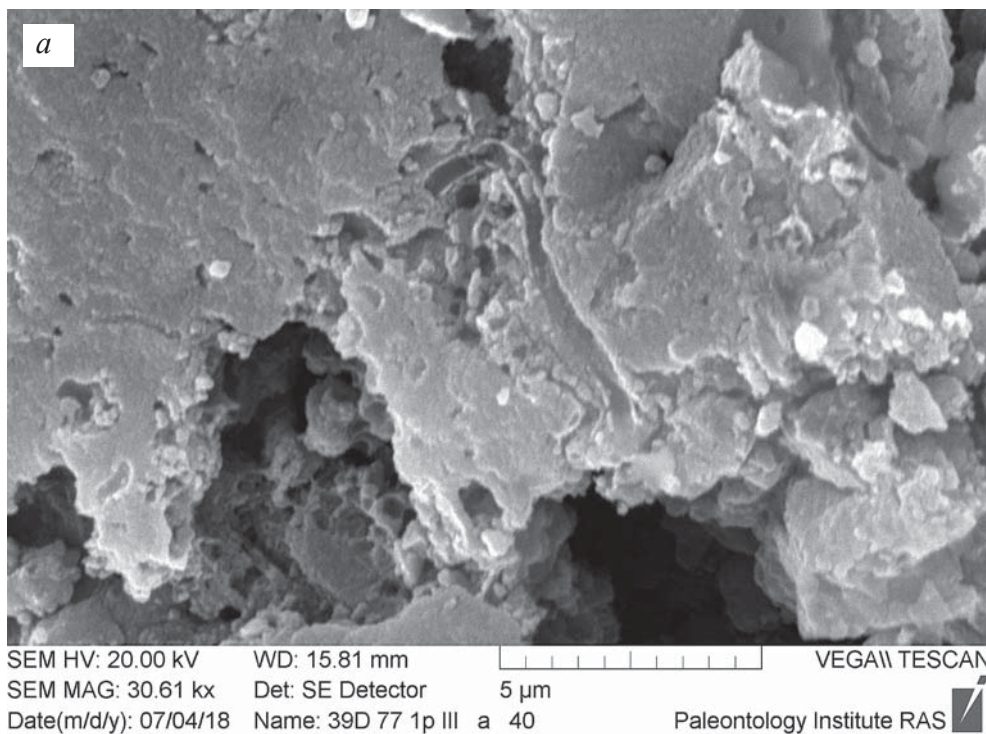


SEM HV: 20.00 kV    WD: 15.83 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 31.89 kx    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 07/04/18    Name: 39D 77 1p III a 37    Paleontology Institute RAS

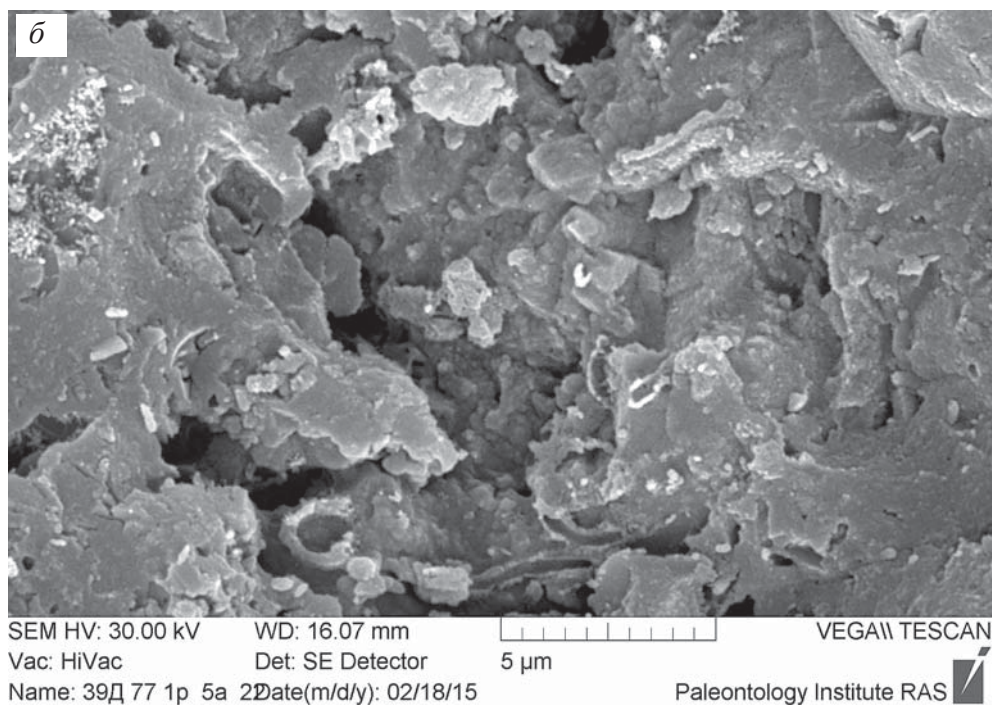
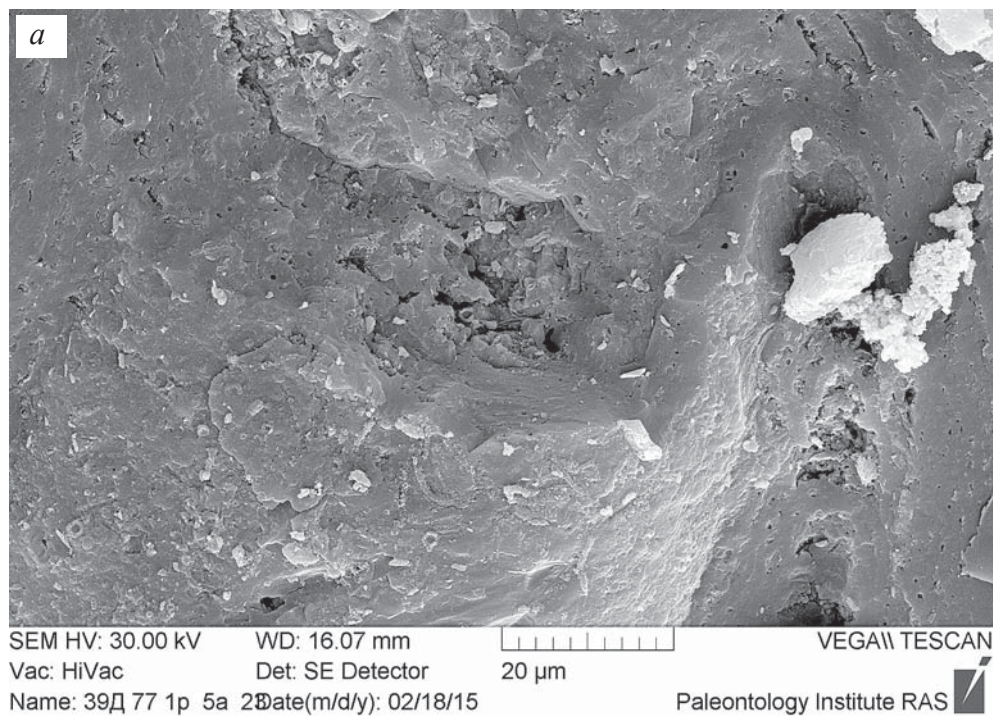


SEM HV: 20.00 kV    WD: 15.82 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 31.89 kx    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 07/04/18    Name: 39D 77 1p III a 39    Paleontology Institute RAS

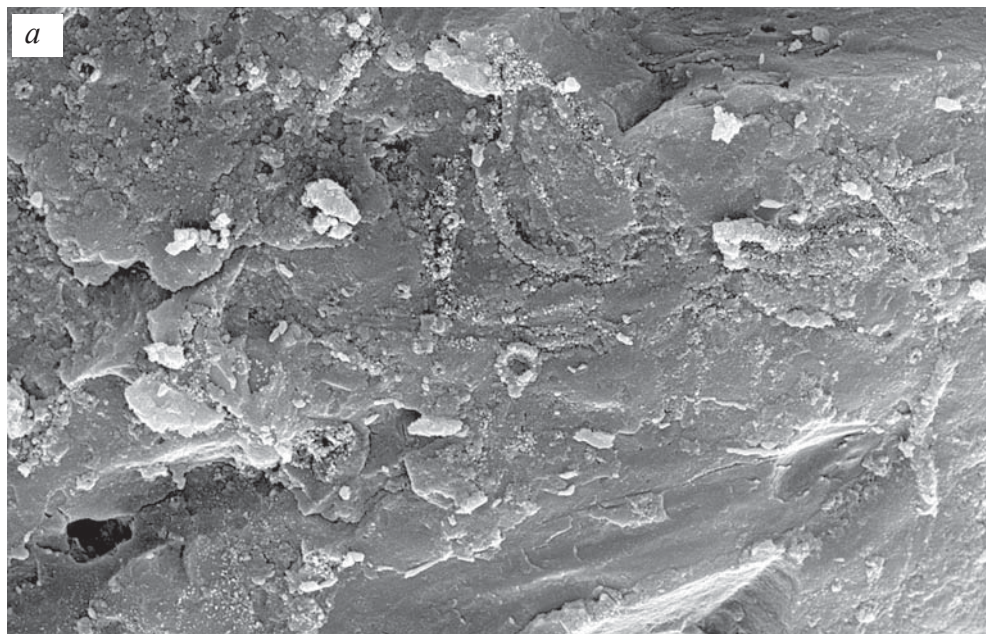
**Фиг. 78 а-б.** Фрагменты строматолита с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, и их отпечатков



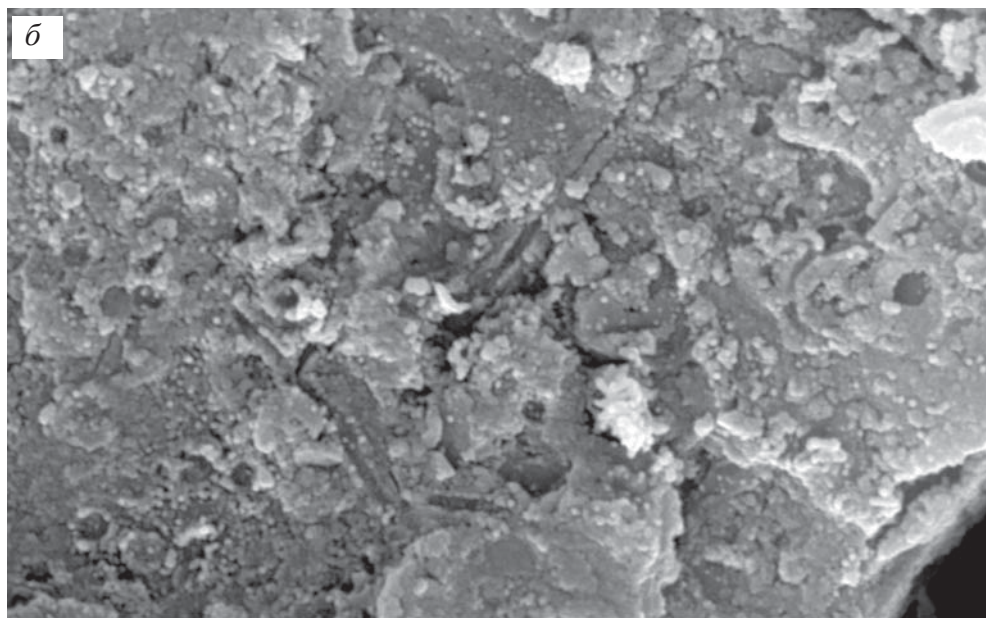
**Фиг. 79 а–б.** Фрагменты строматолита с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек и их отпечатков



**Фиг. 80 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок  
 фиг. *а* – биопленка с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разру-  
 шенных полых трубочек и их отпечатков

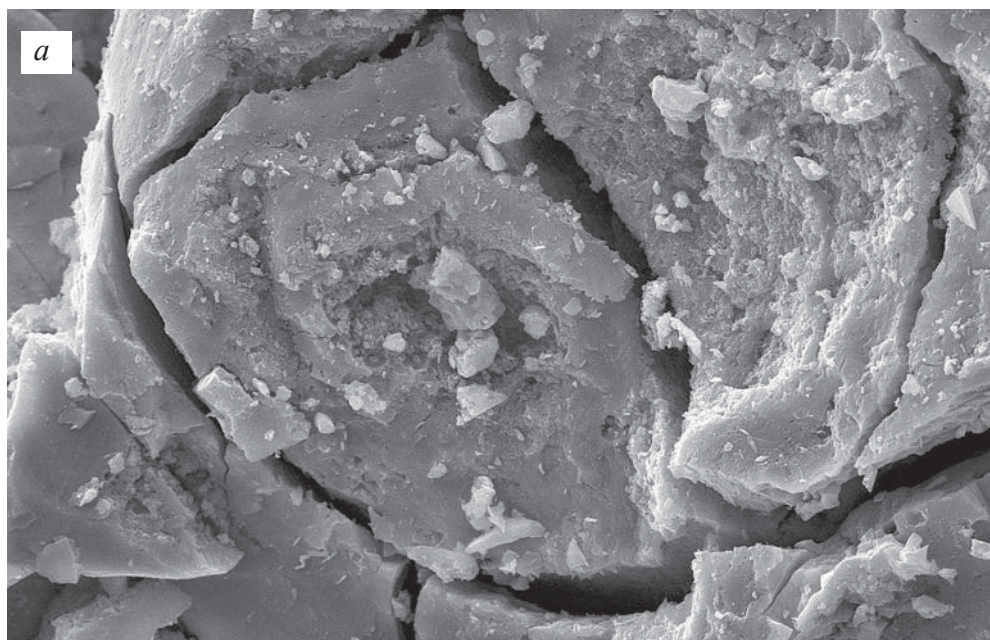




SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.06 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Name: 39Д 77 1р 5а 20    Date(m/d/y): 02/18/15    Paleontology Institute RAS

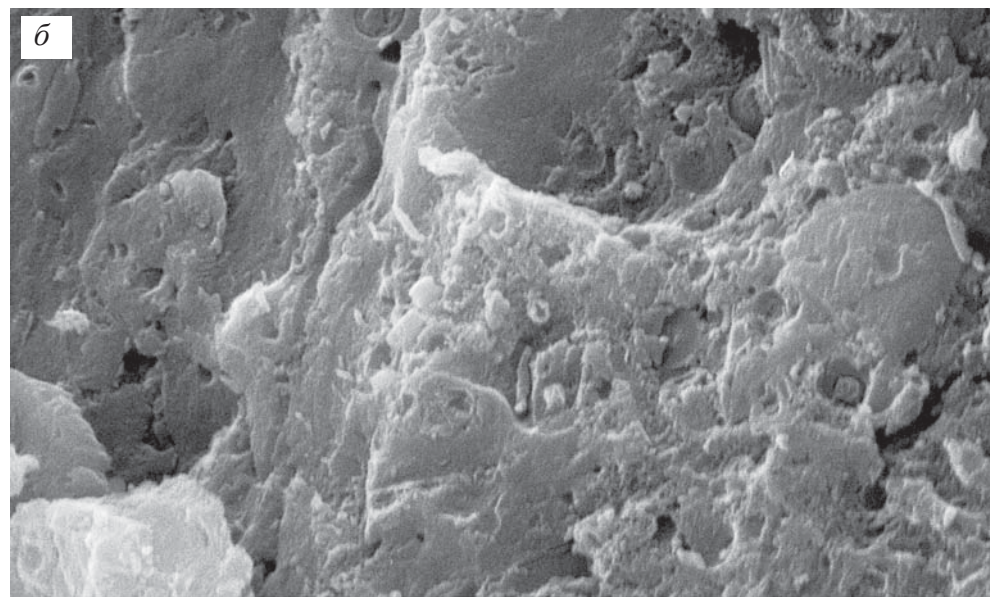


SEM HV: 30.00 kV    WD: 15.40 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Name: 39Д 77 1р 5а 19    Date(m/d/y): 02/18/15    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 81 а–б.** Фрагменты плотного слоя строматолита с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, и их отпечатков

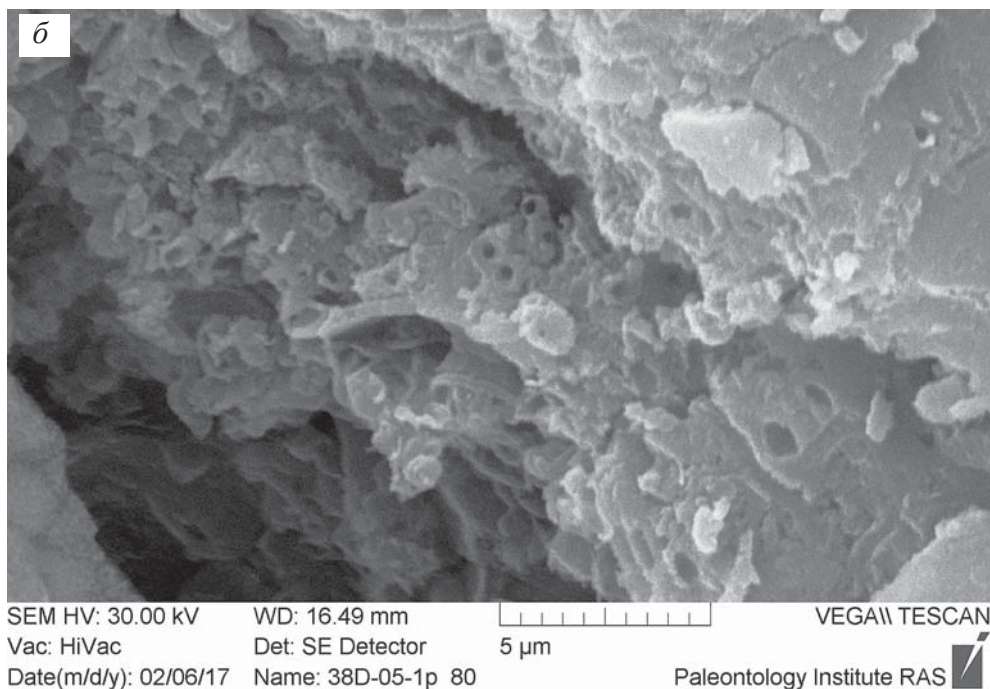
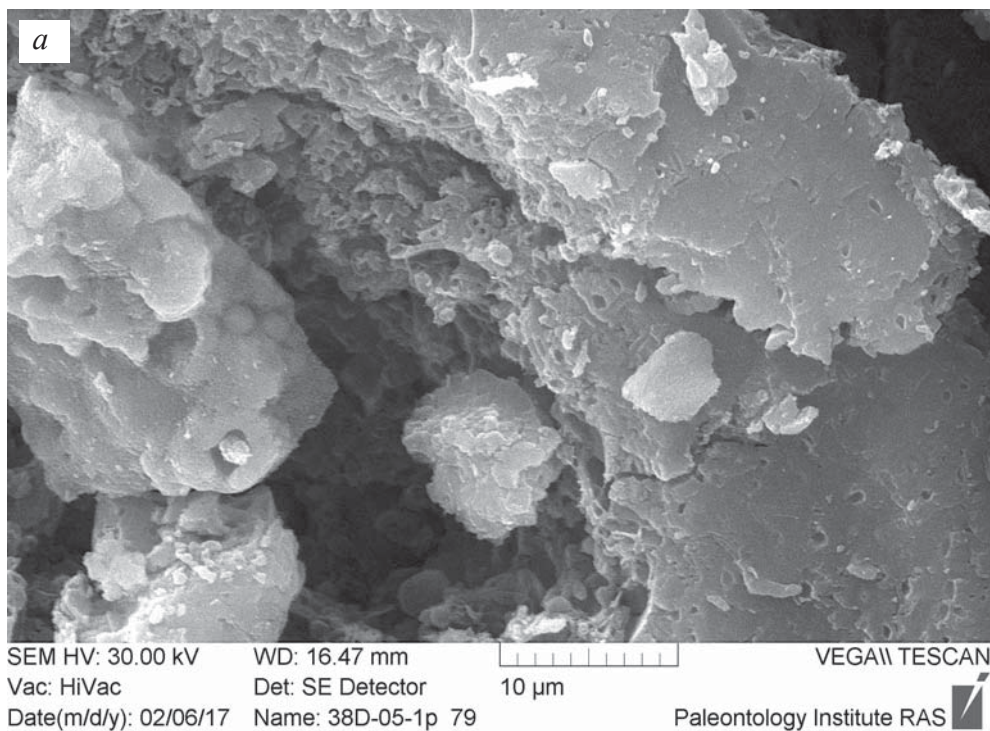


SEM HV: 30.00 kV WD: 16.43 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 50 µm  
Date(m/d/y): 02/06/17 Name: 38D-05-1p 78 Paleontology Institute RAS 



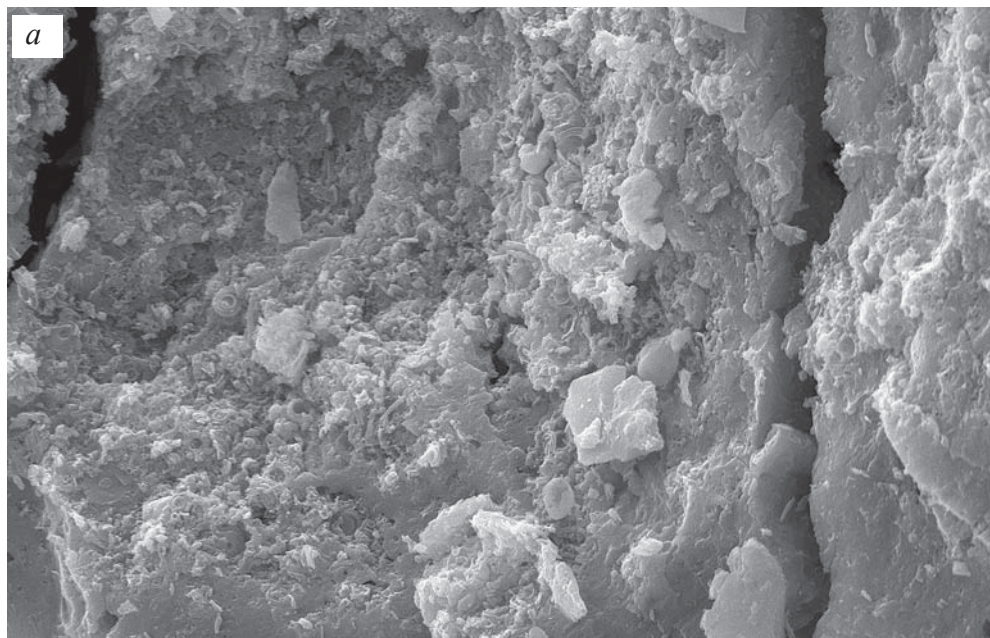
SEM HV: 30.00 kV WD: 18.40 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 10 µm  
Date(m/d/y): 02/06/17 Name: 38D-05-1p 77 Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 82 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид верхней поверхности столбика; *б* – увеличенный участок центральной части фиг. *а* – нитчатые бактерии в виде целых и частично разрушенных полых трубочек и их отпечатков

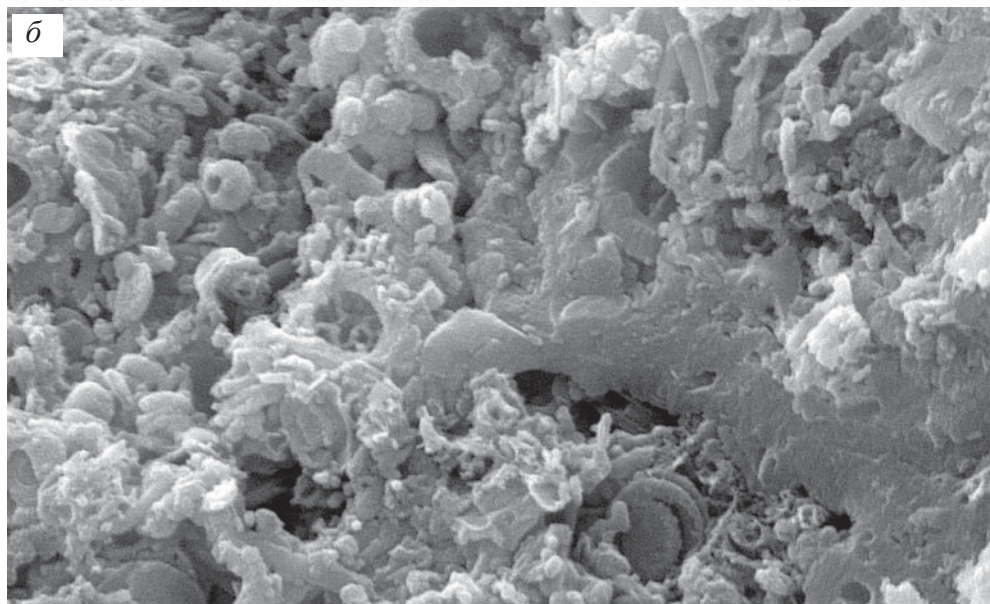




**Фиг. 83 а–б.** Фрагмент центральной части строматолита фиг. 82 а с нитчатými бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, и их отпечатков: а – общий вид; б – увеличенный участок фиг. а



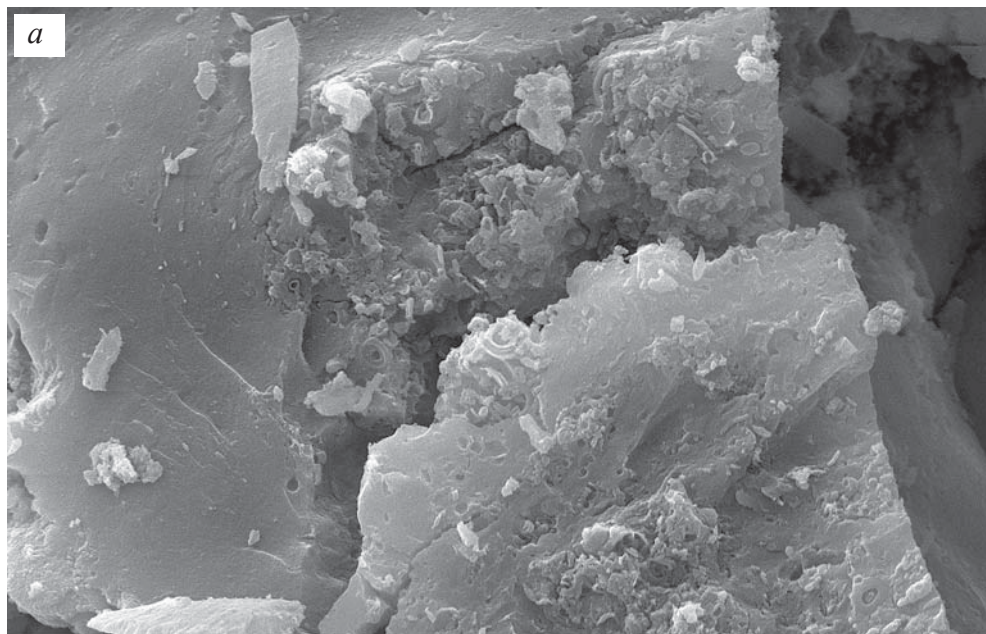




SEM HV: 30.00 kV WD: 18.36 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 20 µm  
Date(m/d/y): 02/06/17 Name: 38D-05-1p 88 Paleontology Institute RAS 

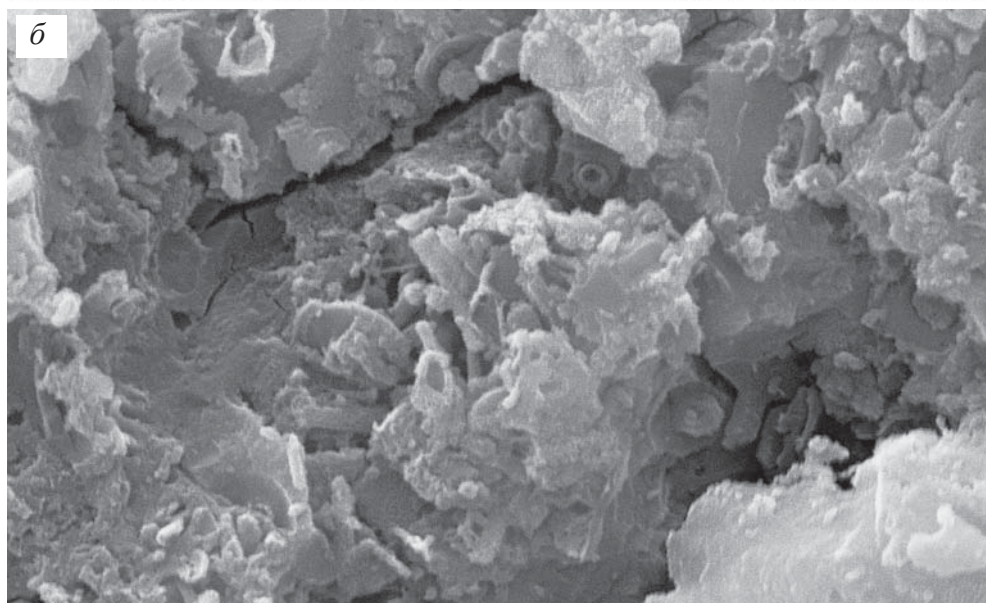




SEM HV: 30.00 kV WD: 18.38 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 5 µm  
Date(m/d/y): 02/06/17 Name: 38D-05-1p 89 Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 84 а–б.** Фрагмент строматолита: а – общий вид; б – увеличенный участок фиг. а – нитчатые бактерии в виде целых и частично разрушенных полых трубочек и большое количество кокколитов

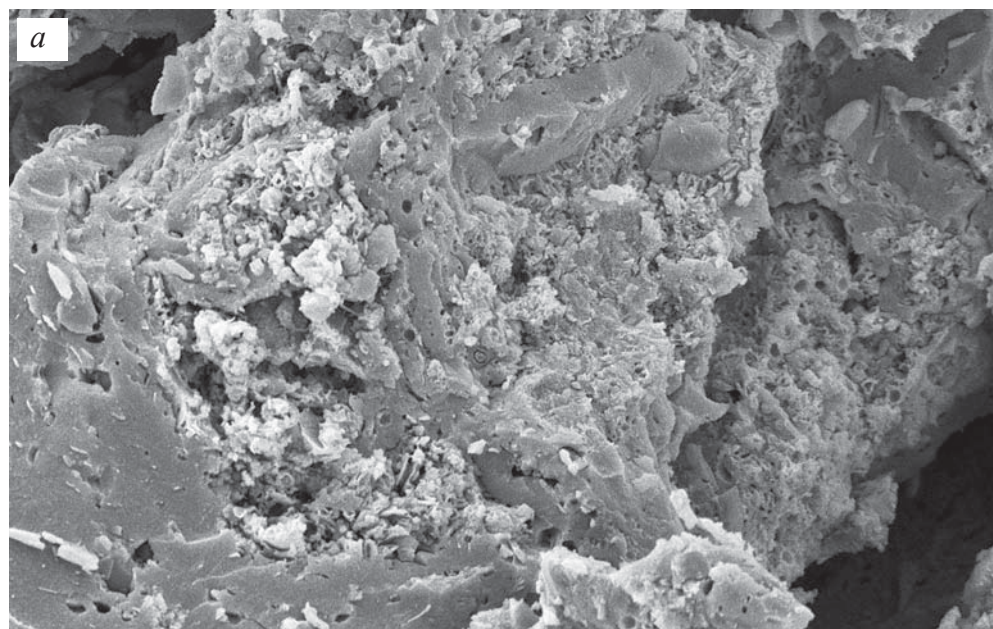


SEM HV: 30.00 kV    WD: 18.20 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu\text{m}$   
Date(m/d/y): 02/06/17    Name: 38D-05-1p 97    Paleontology Institute RAS 

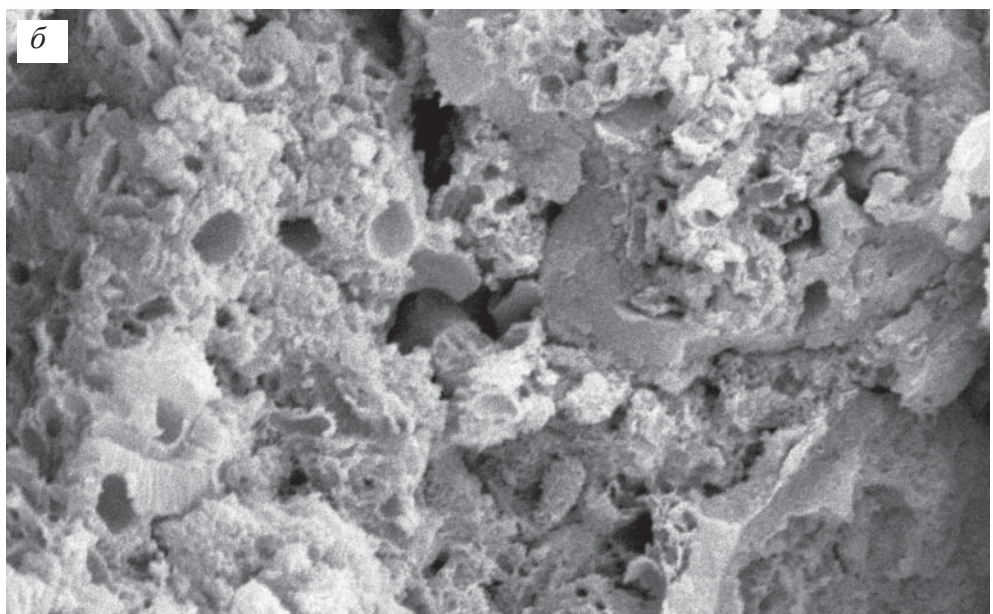


SEM HV: 30.00 kV    WD: 18.21 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu\text{m}$   
Date(m/d/y): 02/06/17    Name: 38D-05-1p 98    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 85 а–б.** Фрагмент плотного слоя строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а* – нитчатые бактерии в виде целых и частично разрушенных полых трубочек

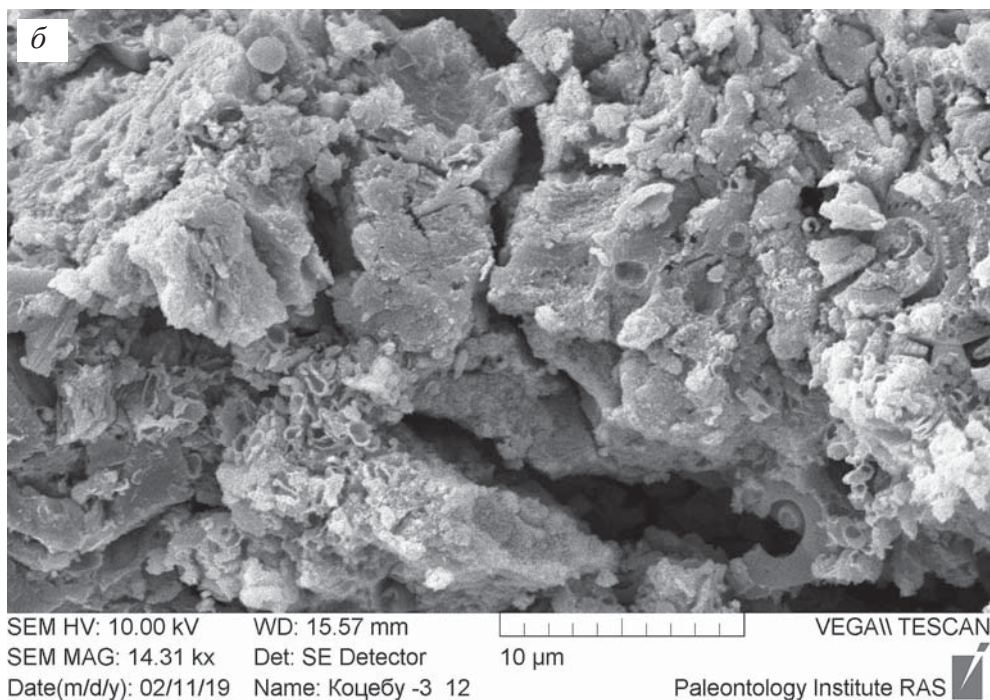
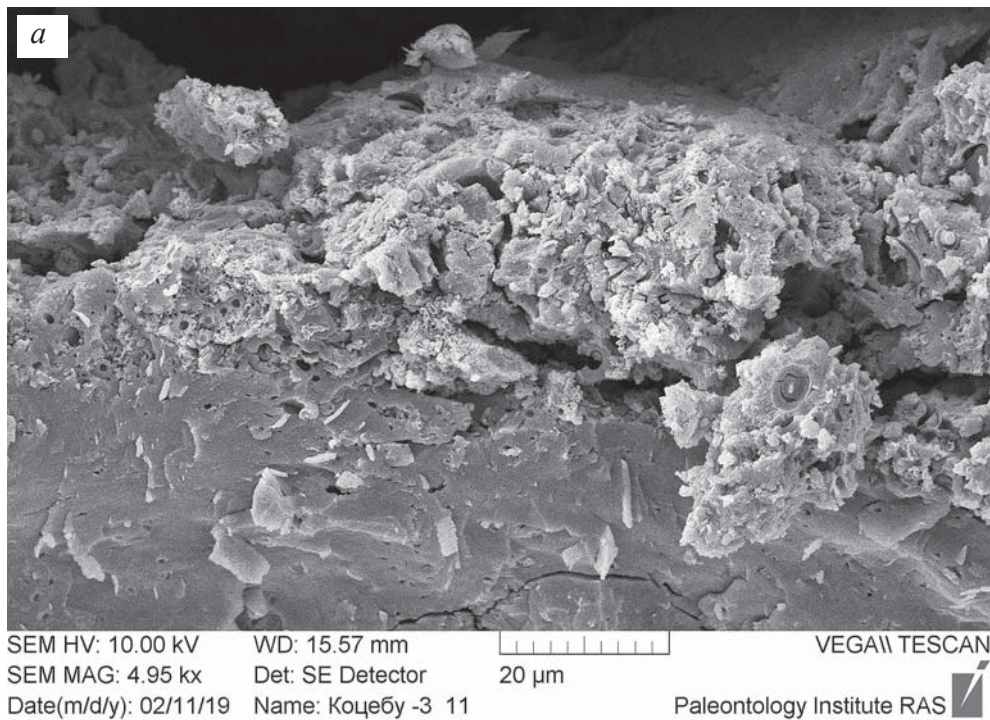


SEM HV: 10.00 kV    WD: 15.42 mm    VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 6.71 kx    Det: SE Detector    20 µm  
 Date(m/d/y): 02/11/19    Name: Коцебу -3 9    Paleontology Institute RAS

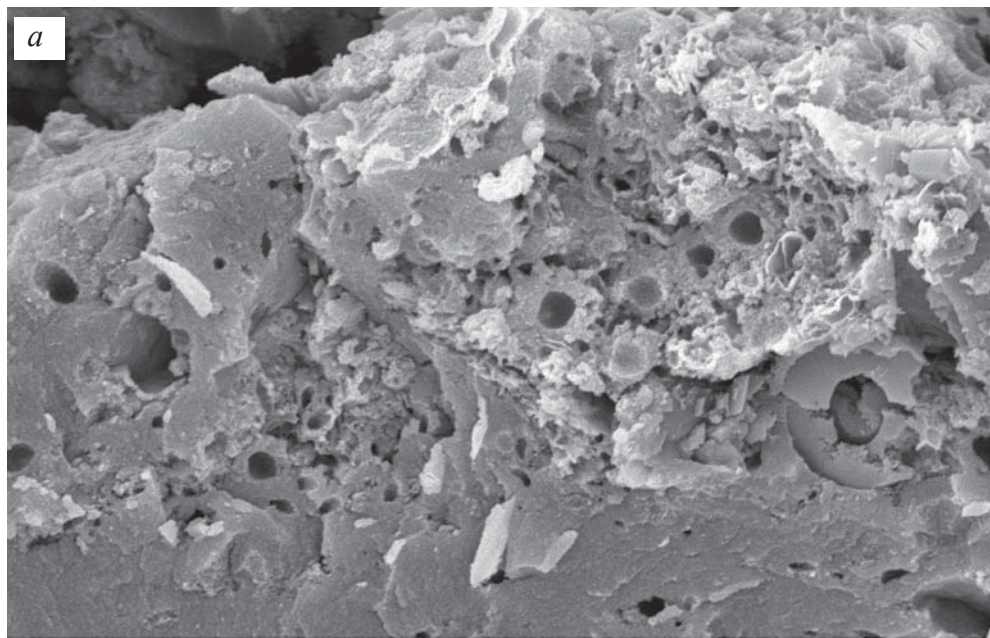


SEM HV: 10.00 kV    WD: 15.44 mm    VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 27.91 kx    Det: SE Detector    5 µm  
 Date(m/d/y): 02/11/19    Name: Коцебу -3 10    Paleontology Institute RAS

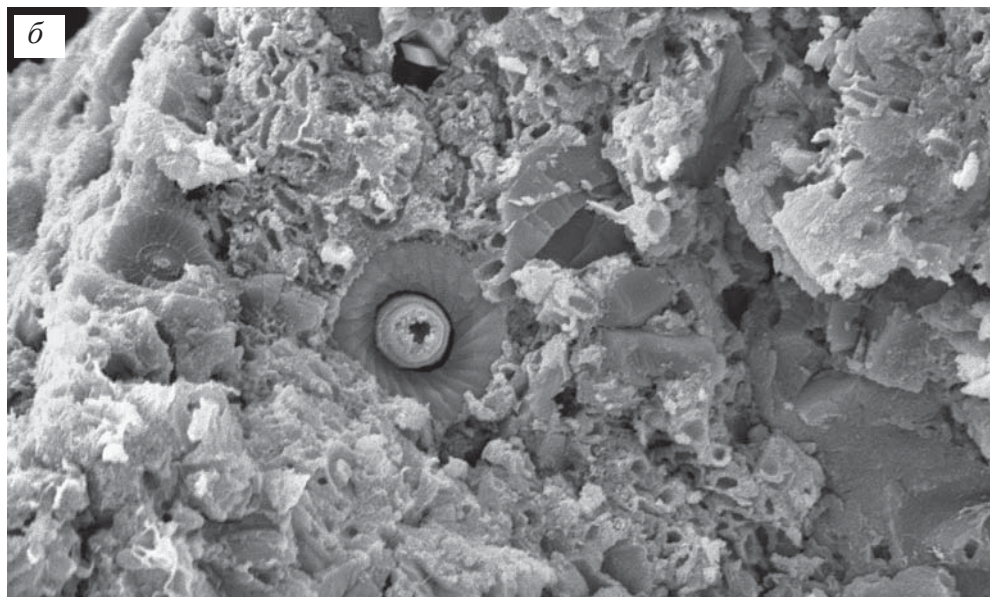
**Фиг. 86 а-б.** Фрагмент строматолита: а – общий вид; б – увеличенный участок фиг. а – нитчатые бактерии в виде целых и частично разрушенных полых трубочек и отпечатков коккоидных бактерий



**Фиг. 87 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок *фиг. а* – нитчатые бактерии в виде частично разрушенных полых трубочек и отпечатки коккоидных бактерий и обломки кокколитов

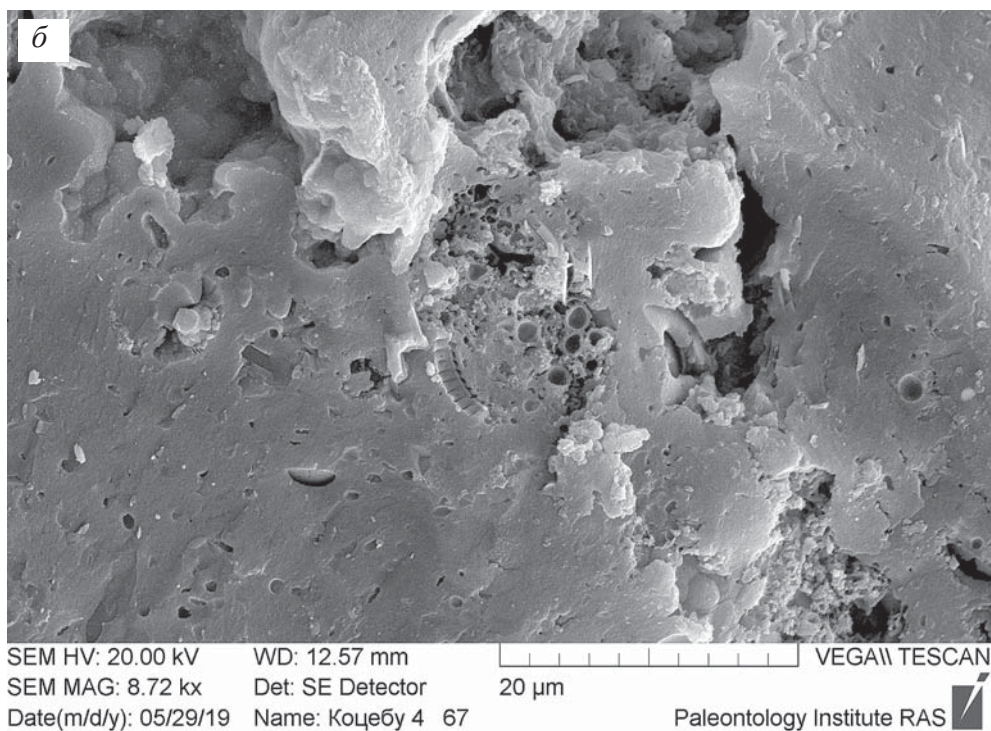
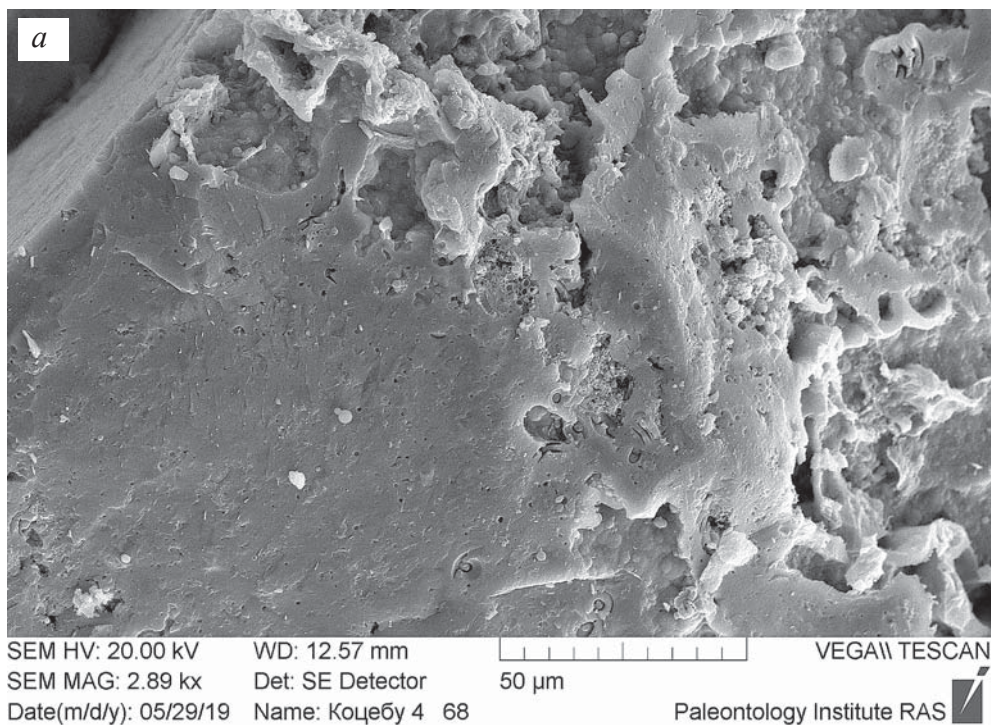


SEM HV: 10.00 kV    WD: 15.58 mm    VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 18.34 kx    Det: SE Detector    10 μm  
 Date(m/d/y): 02/11/19    Name: Коцебы -3 14    Paleontology Institute RAS

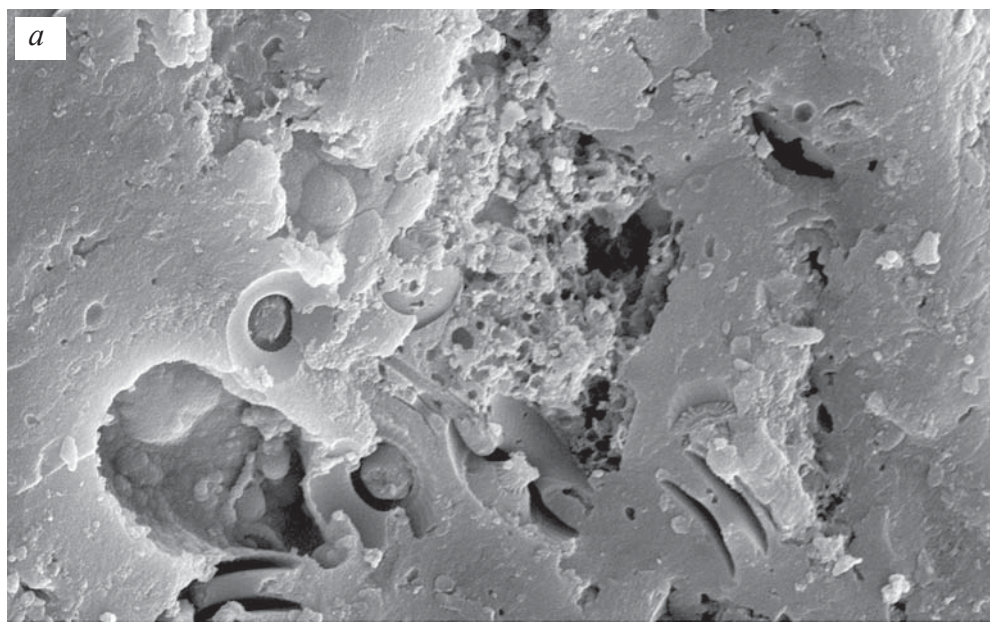


SEM HV: 10.00 kV    WD: 15.53 mm    VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 18.38 kx    Det: SE Detector    5 μm  
 Date(m/d/y): 02/11/19    Name: Коцебы -3 15    Paleontology Institute RAS

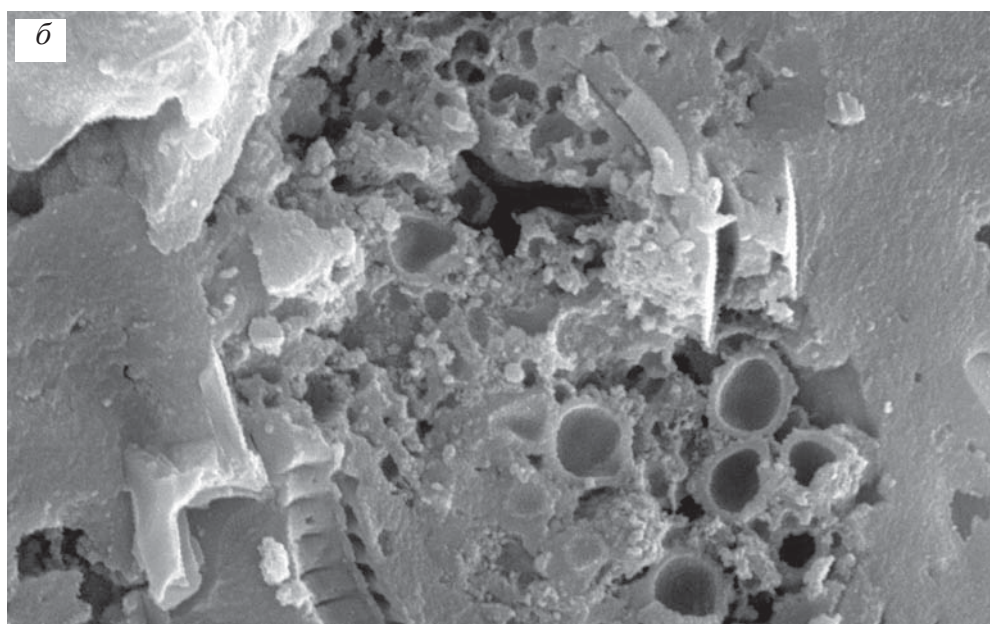
**Фиг. 88 а-б.** Фрагменты строматолита фиг. 87 а, увеличенные участки с нитчатым бактериями в виде целых частично разрушенных полых трубочек с гликокаликсом, отпечатки коккоидных бактерий и кокколиты



**Фиг. 89 а–б.** Фрагмент плотного слоя строматолита с участками видимых органических остатков: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а*

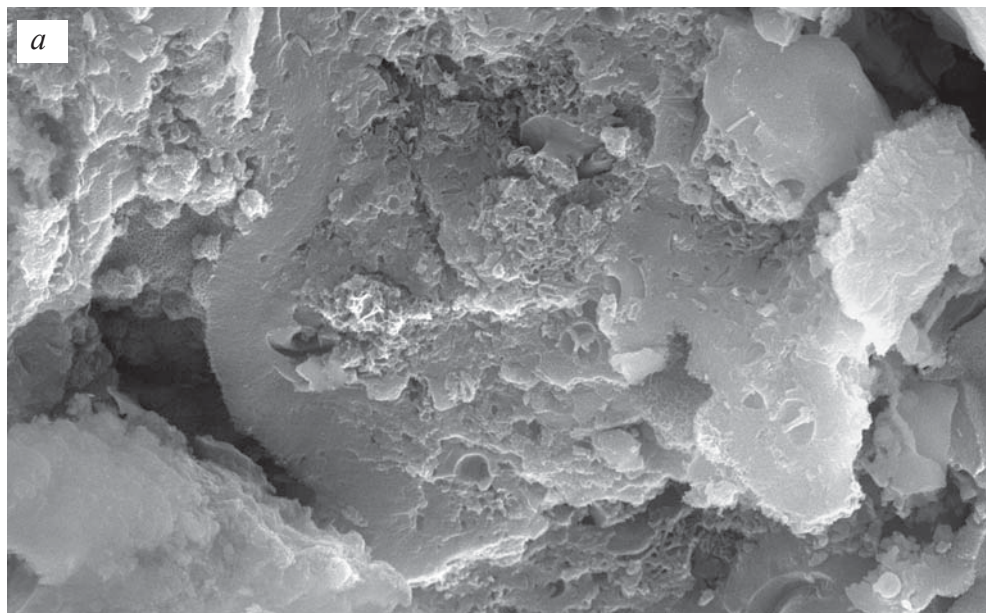


SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.58 mm    VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 15.16 kx    Det: SE Detector    10 µm  
 Date(m/d/y): 05/29/19    Name: Коцебу 4 64    Paleontology Institute RAS

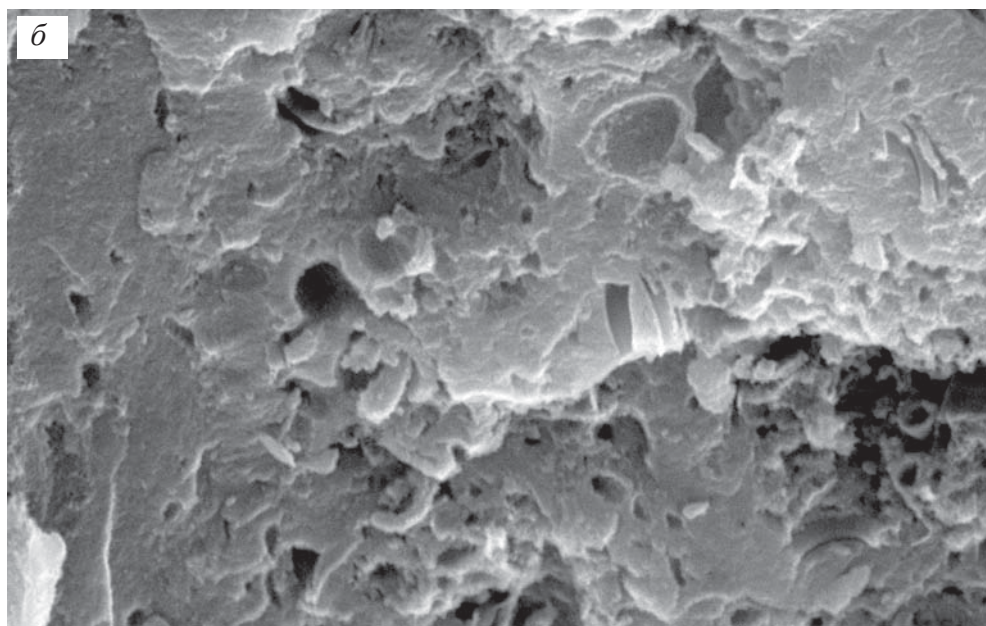


SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.58 mm    VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 28.56 kx    Det: SE Detector    5 µm  
 Date(m/d/y): 05/29/19    Name: Коцебу 4 66    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 90 а-б.** Увеличенные фрагменты фиг. 89 б с видимыми органическими остатками – коккоидными бактериями и кокколитами и редкими нитчатыми бактериями



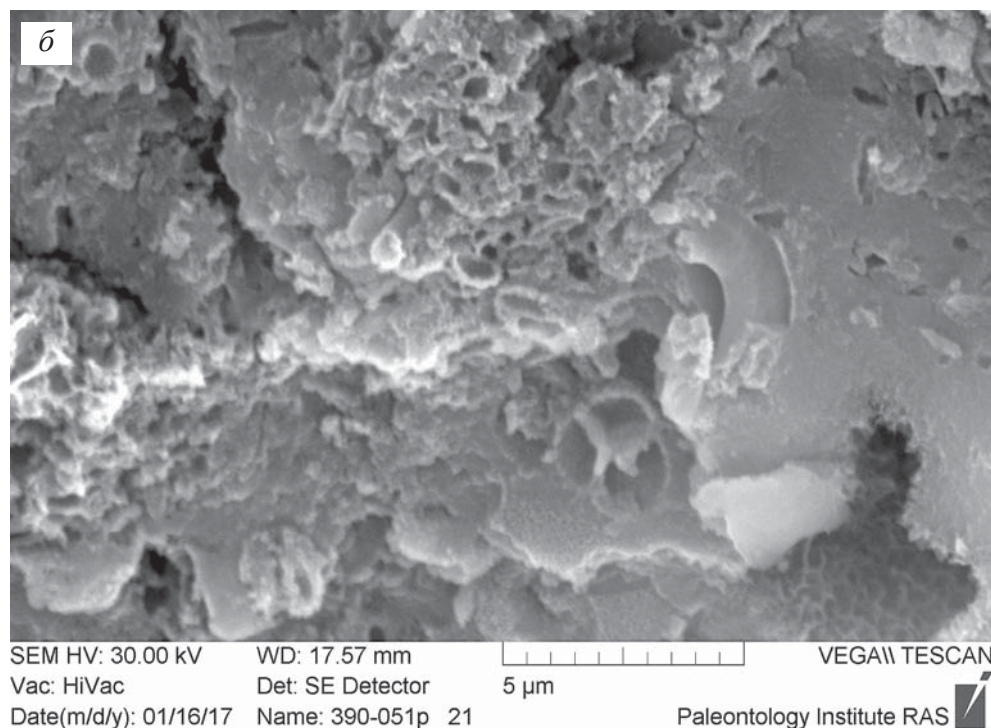
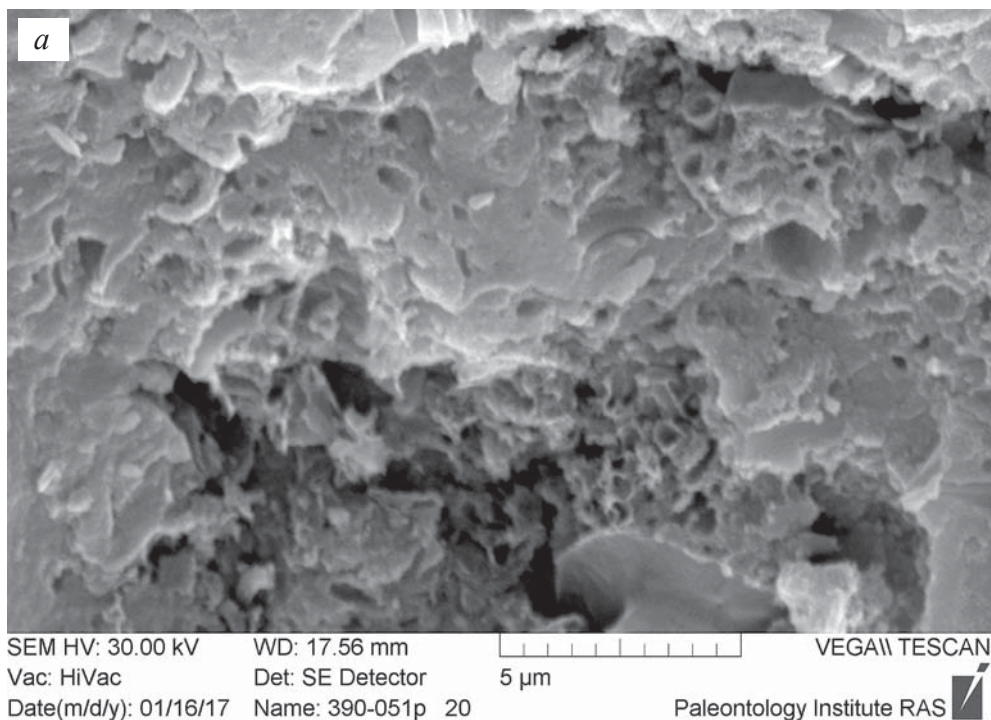
SEM HV: 30.00 kV    WD: 17.55 mm    10  $\mu$ m    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector  
 Date(m/d/y): 01/16/17    Name: 390-051p 18    Paleontology Institute RAS



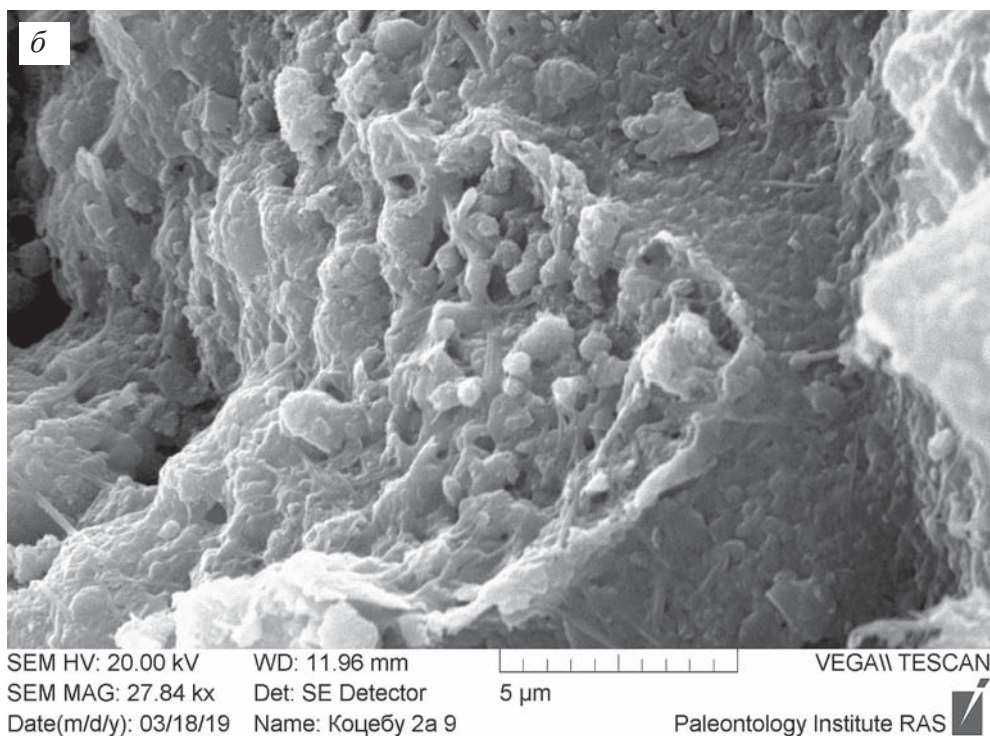
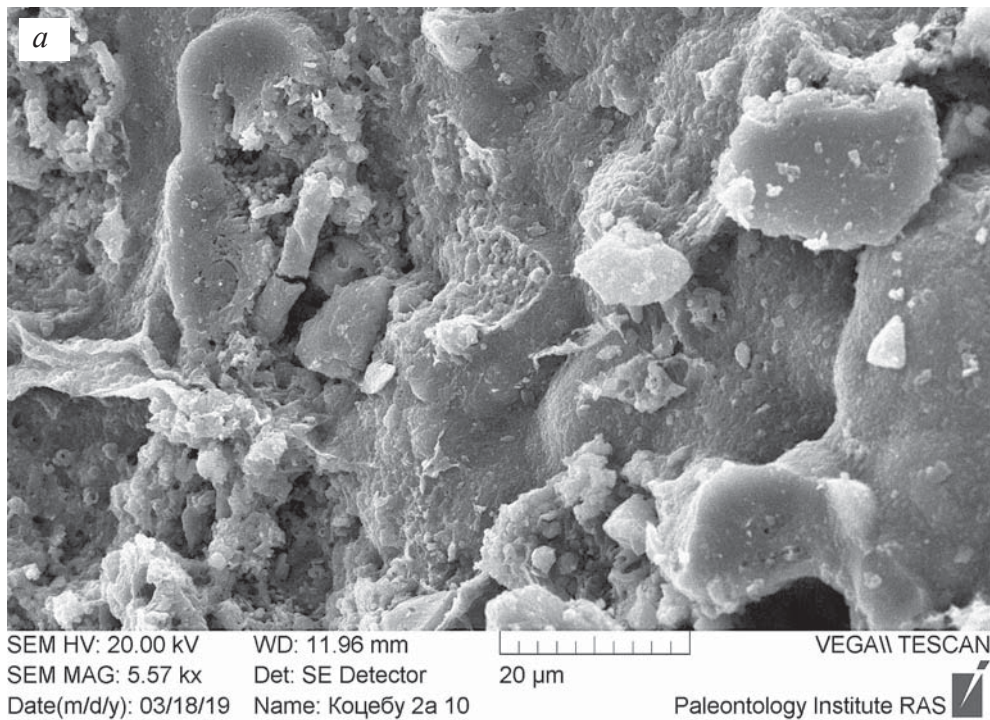
SEM HV: 30.00 kV    WD: 17.54 mm    5  $\mu$ m    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector  
 Date(m/d/y): 01/16/17    Name: 390-051p 19    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 91 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид верхней поверхности столбика; *б* – увеличенный участок центральной части фиг. *а* – нитчатые бактерии в виде целых и частично разрушенных полых трубочек и их отпечатков

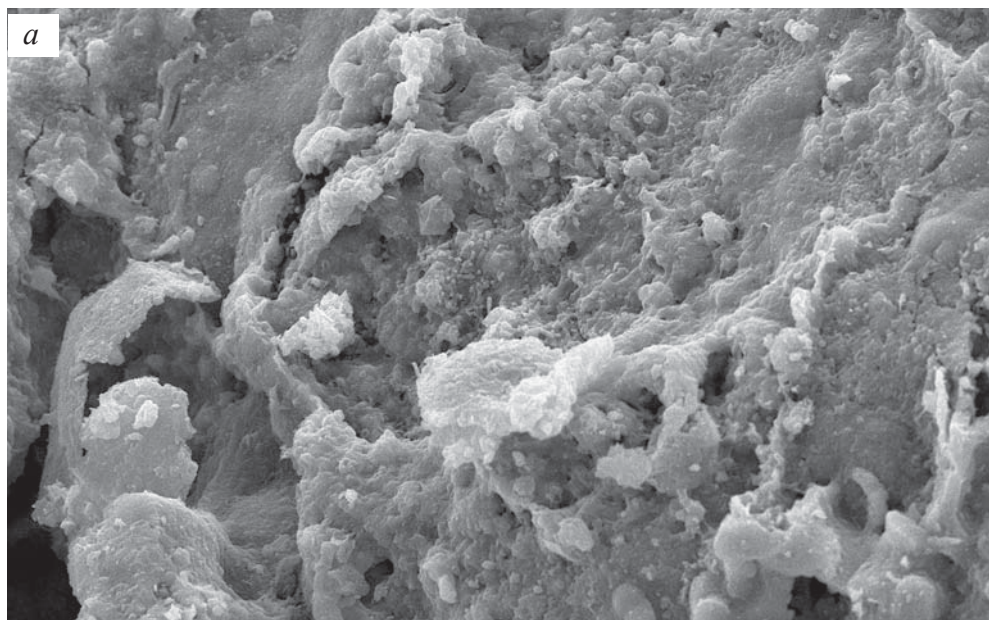




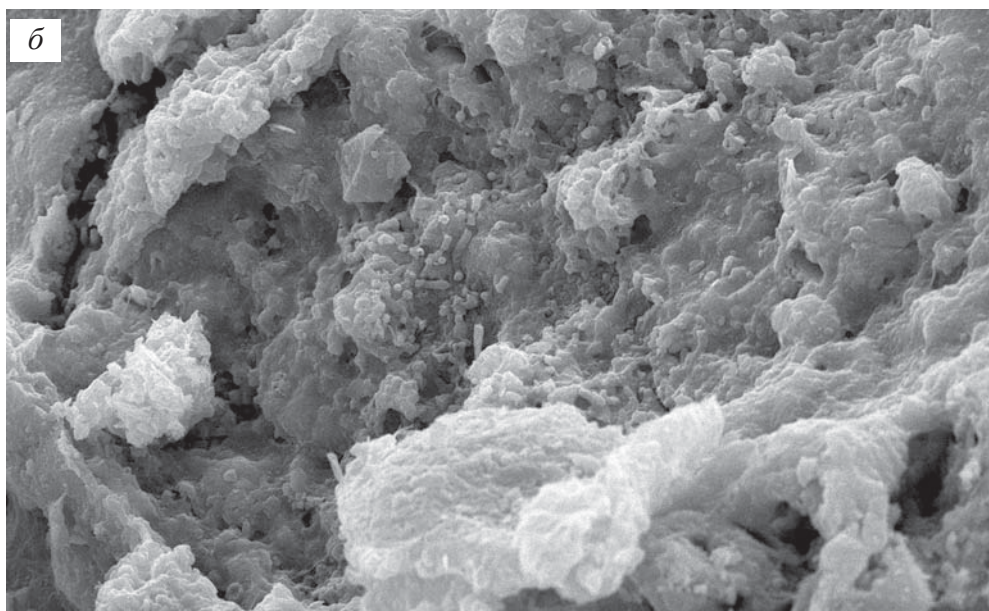
**Фиг. 92 а–б.** Фрагменты строматолита фиг. 91 а с нитчатыми бактериями в виде целых и частично разрушенных полых трубочек и их отпечатков



**Фиг. 93 а-б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок центральной части фиг. *а* – нитчатые и коккоидные бактерии в гликокаликсе

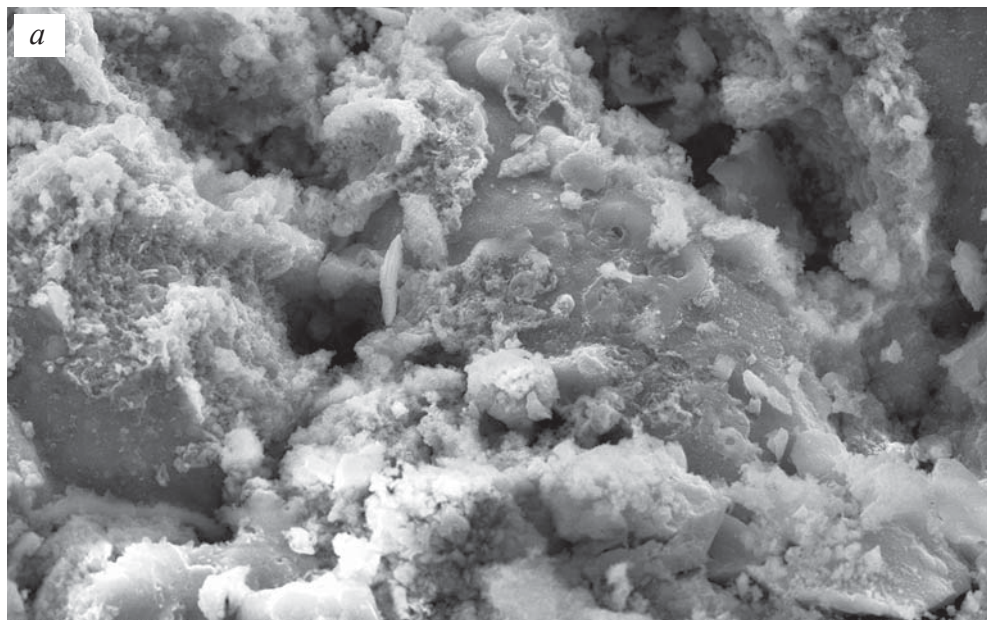


SEM HV: 20.00 kV    WD: 11.85 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 5.13 kx    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 03/18/19    Name: Коцебу 2а 16    Paleontology Institute RAS



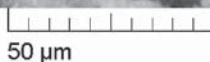
SEM HV: 20.00 kV    WD: 11.85 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 10.06 kx    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 03/18/19    Name: Коцебу 2а 17    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 94 а-б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок центральной части фиг. *а* – нитчатые бактерии в виде коротких целых трубочек в гликокаликсе



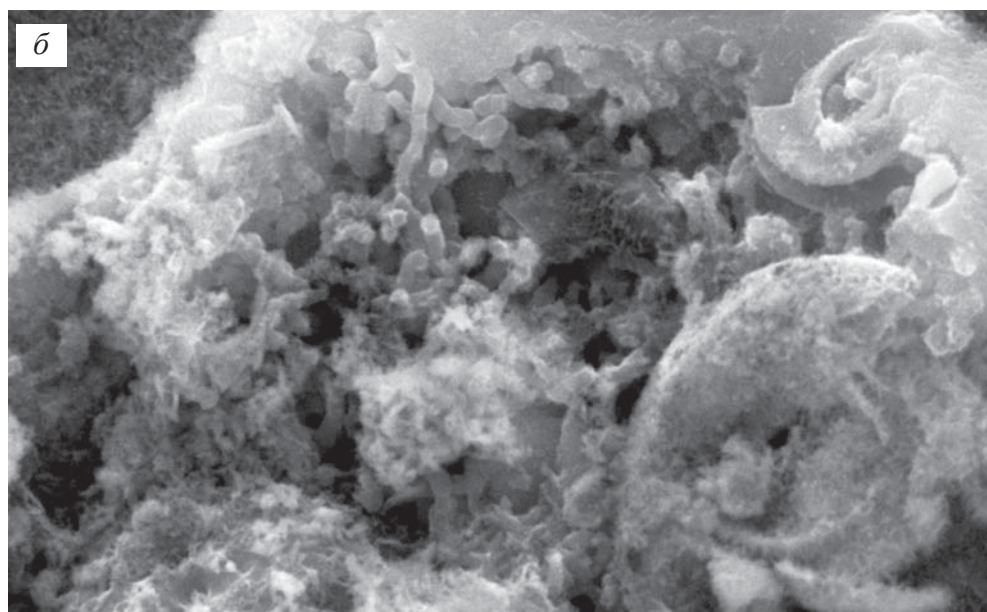
SEM HV: 30.00 kV  
 Vac: HiVac  
 Name: 3 69

WD: 9.673 mm  
 Det: SE Detector  
 Date(m/d/y): 07/28/14



VEGA\\ TESCAN

Paleontology Institute RAS



SEM HV: 30.00 kV  
 Vac: HiVac  
 Name: 3 67

WD: 9.673 mm  
 Det: SE Detector  
 Date(m/d/y): 07/28/14

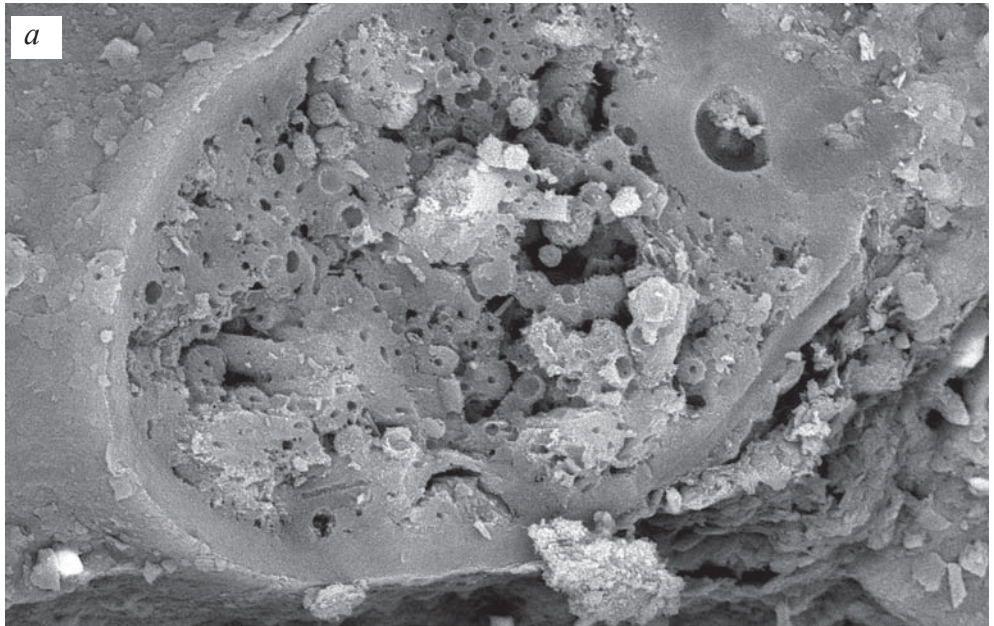


VEGA\\ TESCAN

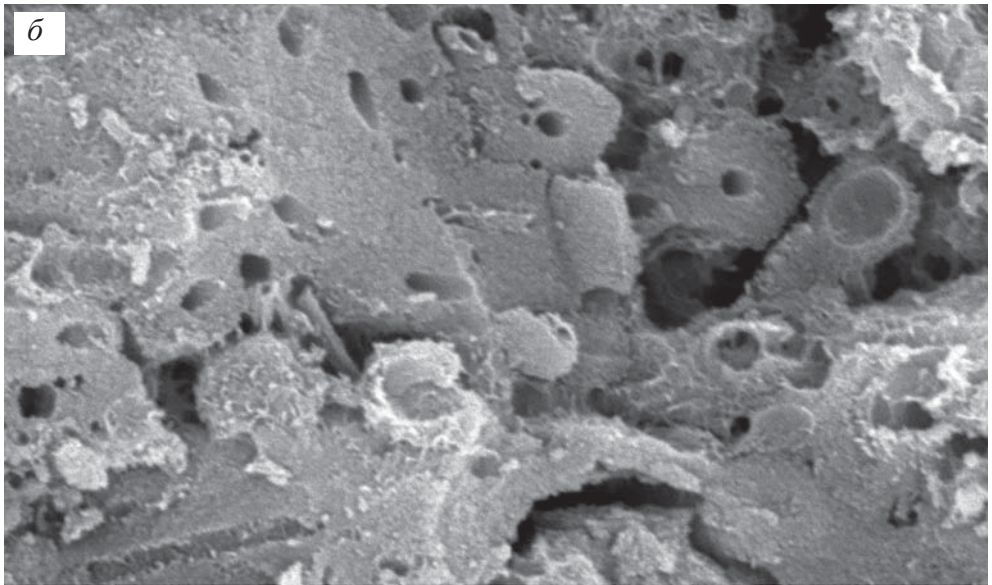
Paleontology Institute RAS



**Фиг. 95 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок центральной части *а* – нитчатые бактерии в виде целых трубочек в гликокаликсе и обломков кокколлитов

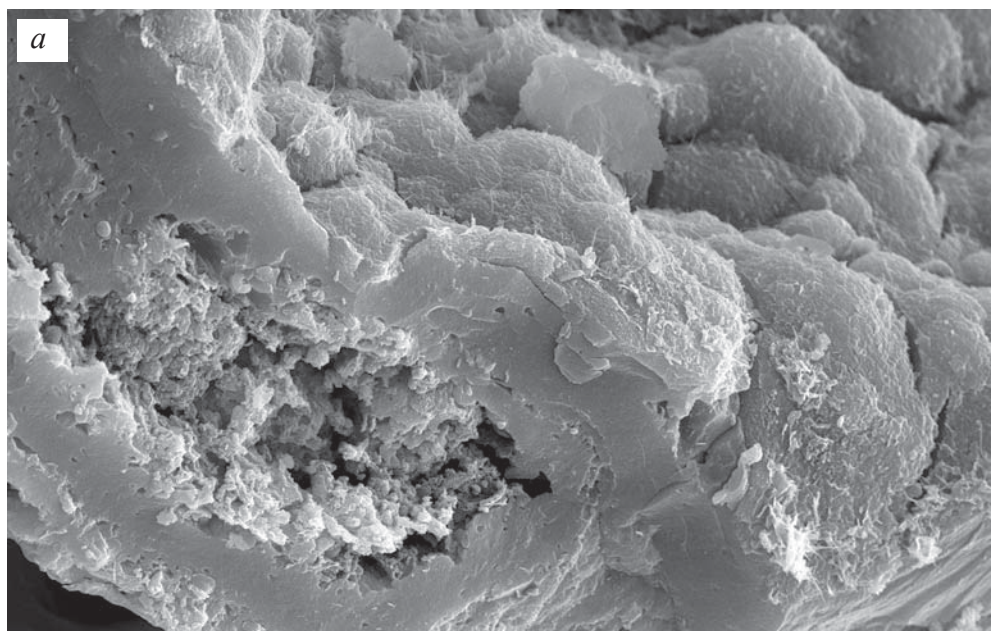


SEM HV: 20.00 kV WD: 22.21 mm VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: BSE Detector 20  $\mu$ m  
 Date(m/d/y): 04/24/17 Name: 38Д-05-1р сл2а 7 Paleontology Institute RAS

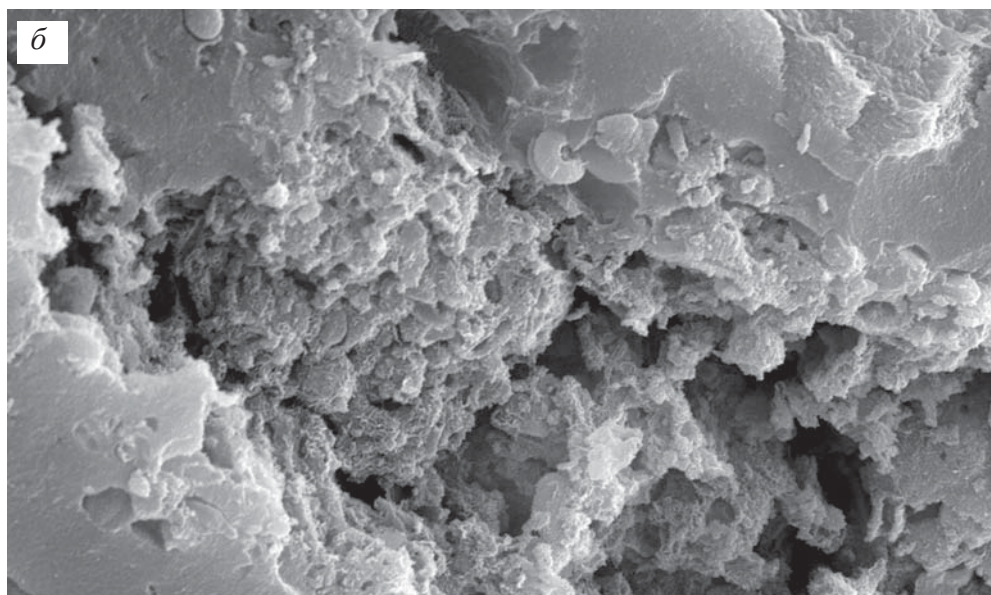


SEM HV: 20.00 kV WD: 22.21 mm VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: BSE Detector 5  $\mu$ m  
 Date(m/d/y): 04/24/17 Name: 38Д-05-1р сл2а 6 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 96 а-б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид верхней поверхности столбика; *б* – увеличенный участок центральной части фиг. *а* – от нитчатых бактерий остались только отпечатки и полости в породе похожие на ходы илоедов, поперечном сечении имеет круглую форму и выглядит как круглая дырка в породе

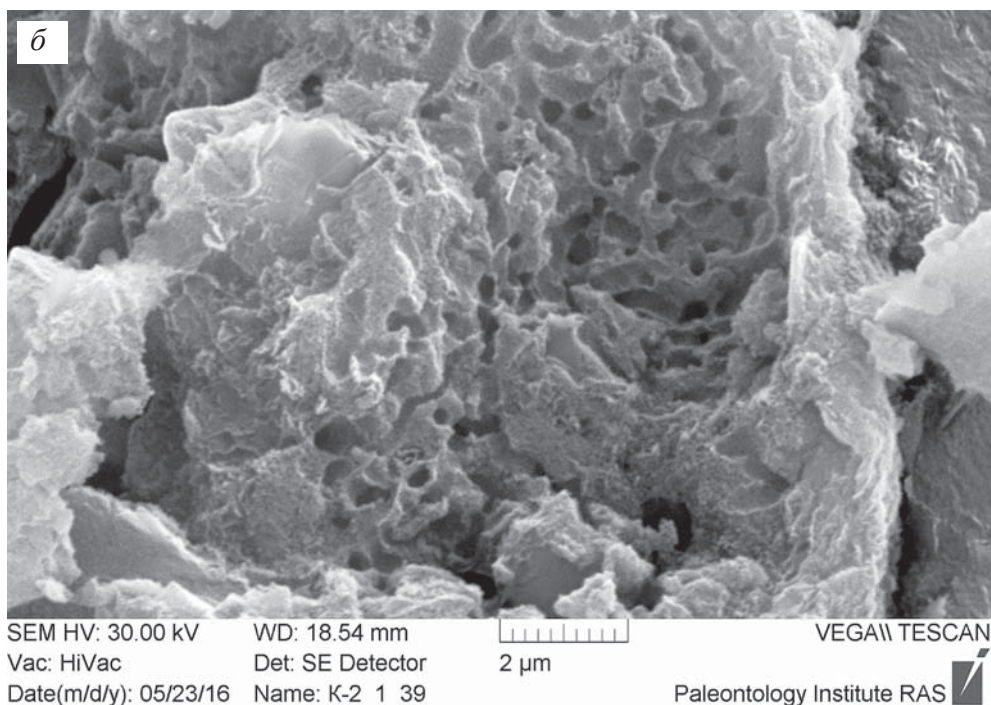
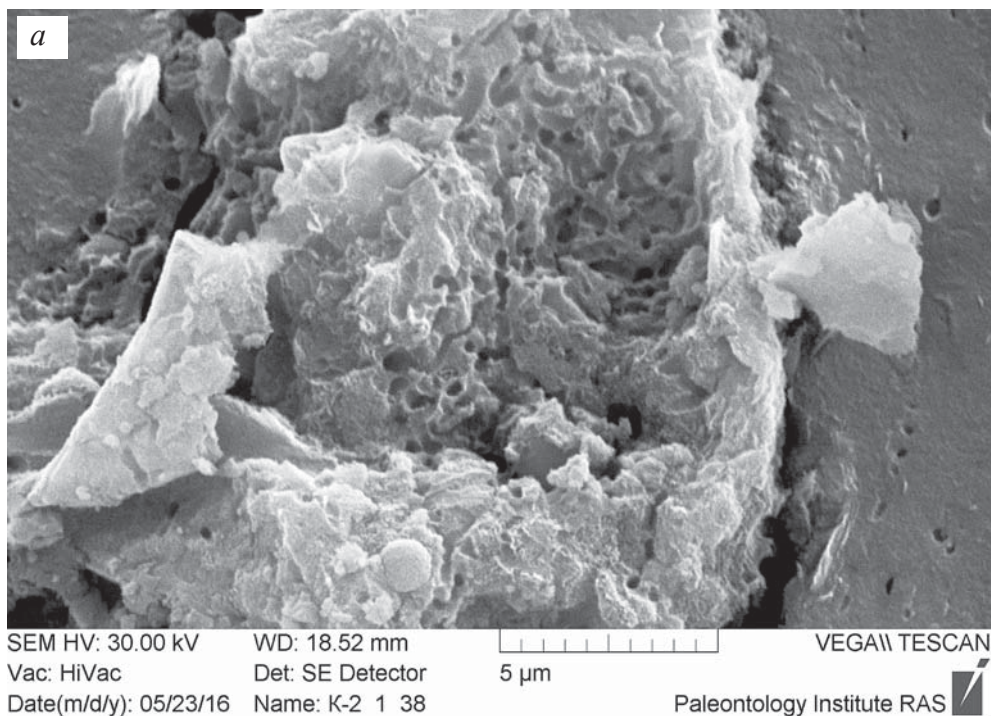


SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.08 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    20 μm  
 Name: 39D 77 1p6 41    Date(m/d/y): 03/25/15    Paleontology Institute RAS

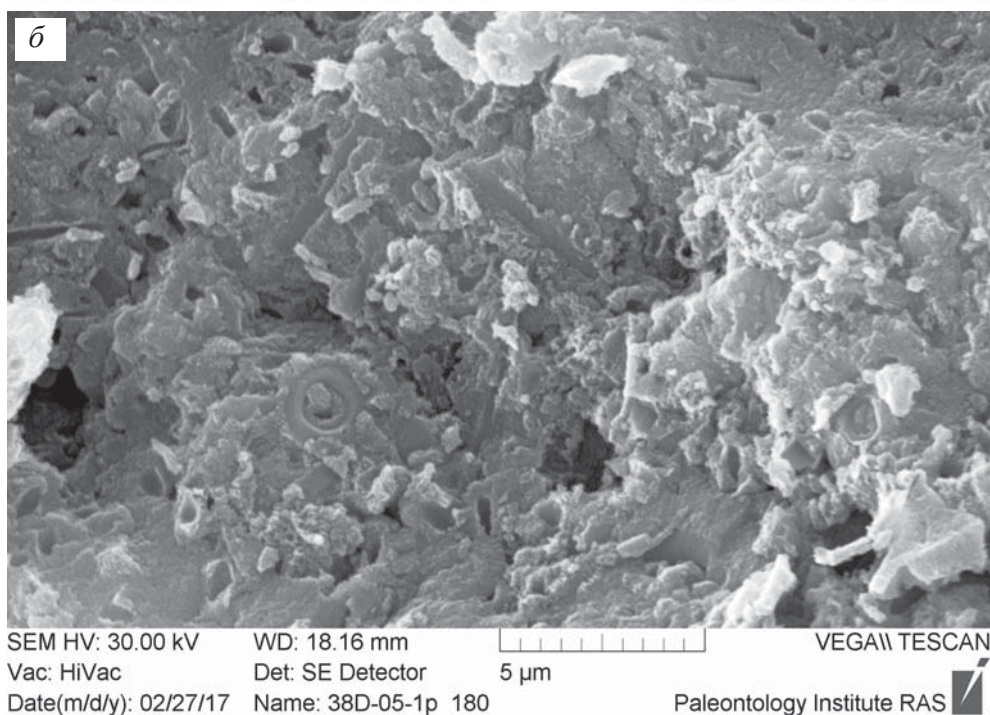
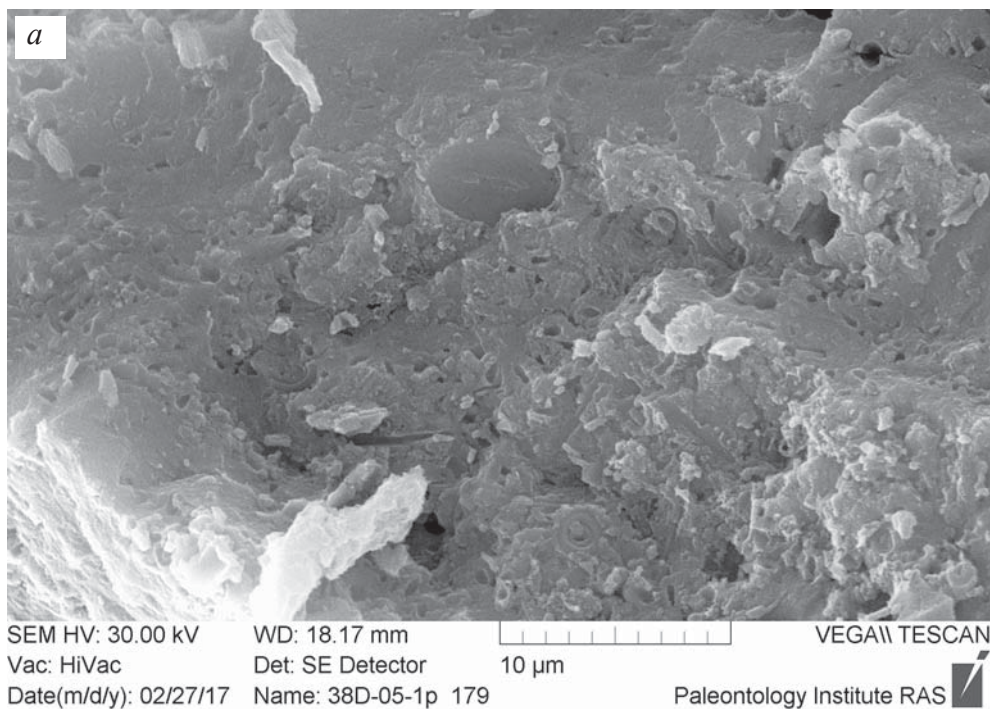


SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.08 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    10 μm  
 Name: 39D 77 1p6 42    Date(m/d/y): 03/25/15    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 97 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок центральной части *а* – одиночные нитчатые и коккоидные бактерии и кокколит



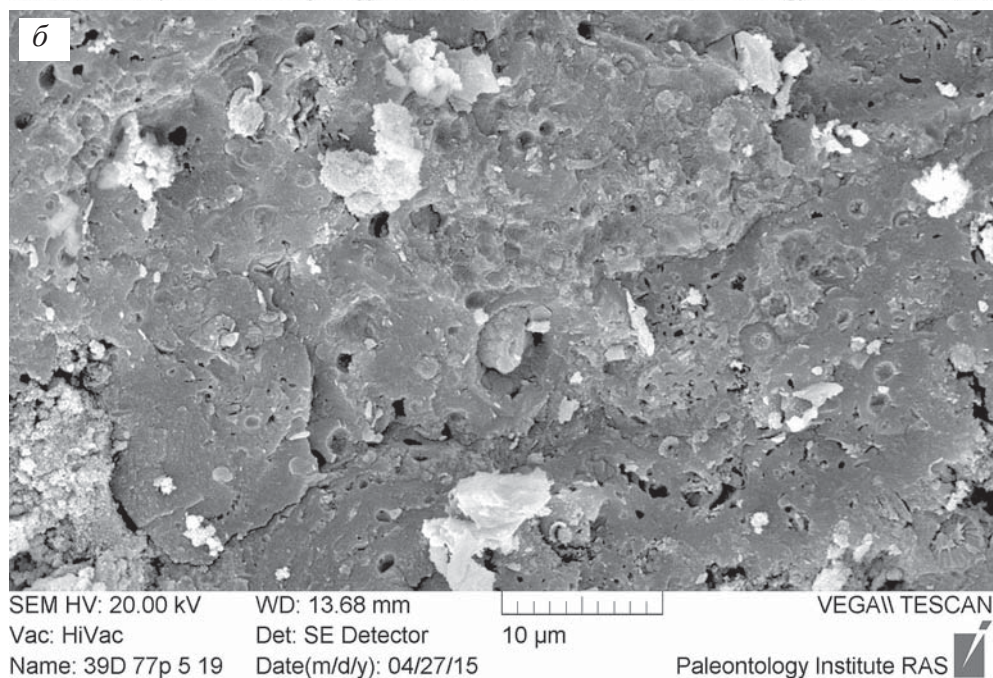
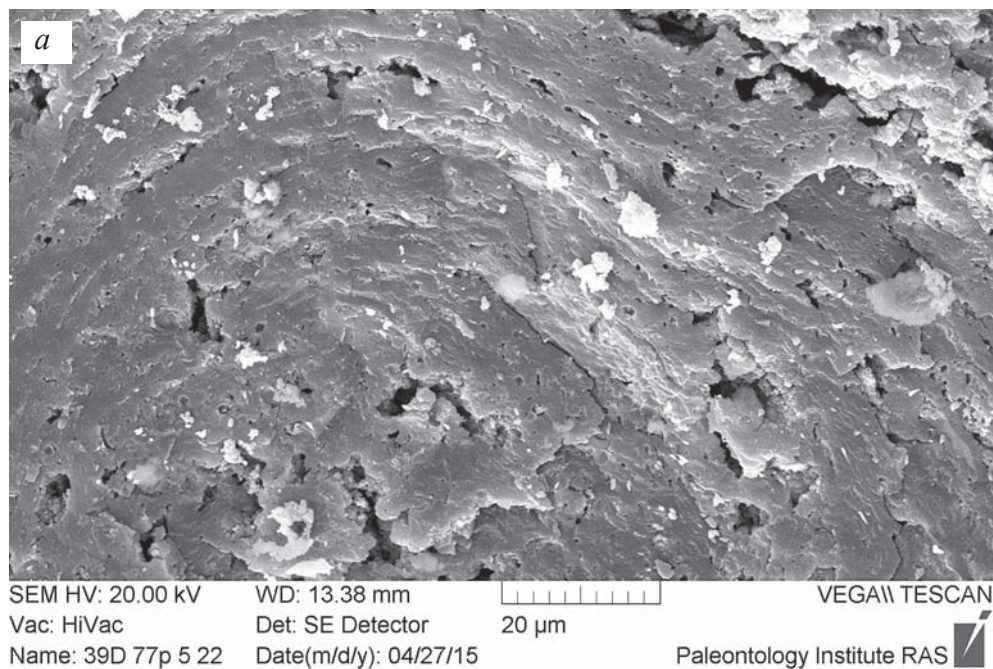
**Фиг. 98 а-б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок центральной части фиг. а весь состоит из отпечатков нитчатых бактерий, напоминает ажурный кусок дерева источенный насекомыми



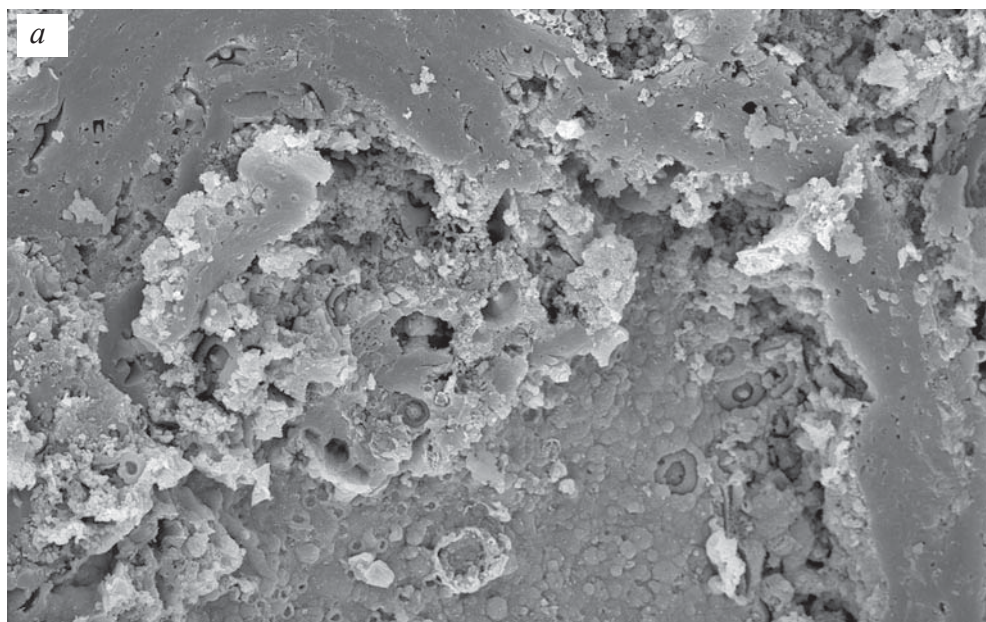
**Фиг. 99 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок *фиг. а* – нитчатые бактерии в виде целых и частично разрушенных полых трубочек, отпечатков и кокколиты



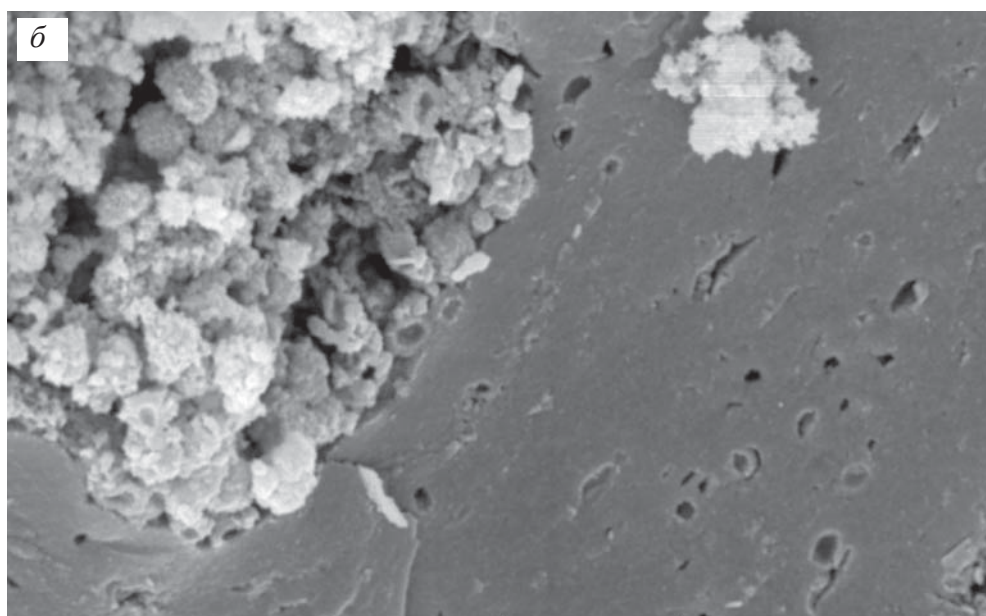
## Раздел VI. Нитчатые бактерии, выпавшие из плотных слоев биопленок (фиг. 100–113).



**Фиг. 100 а–б.** Фрагмент строматолита: *a* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *a* – видны округлые углубления – следы (отпечатки) коккоидных бактерий и круглые глубокие отверстия – полости от нитчатых бактерий

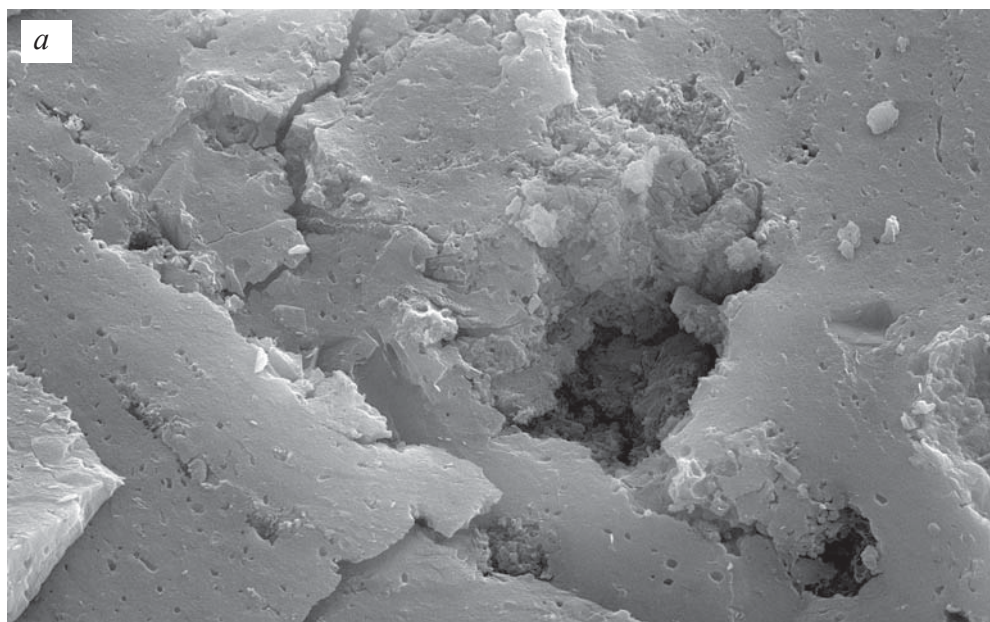


SEM HV: 20.00 kV WD: 14.41 mm  
Vac: HiVac Det: SE Detector  
Name: 39D 77p 5 47 Date(m/d/y): 04/27/15  
VEGA\\ TESCAN  
Paleontology Institute RAS

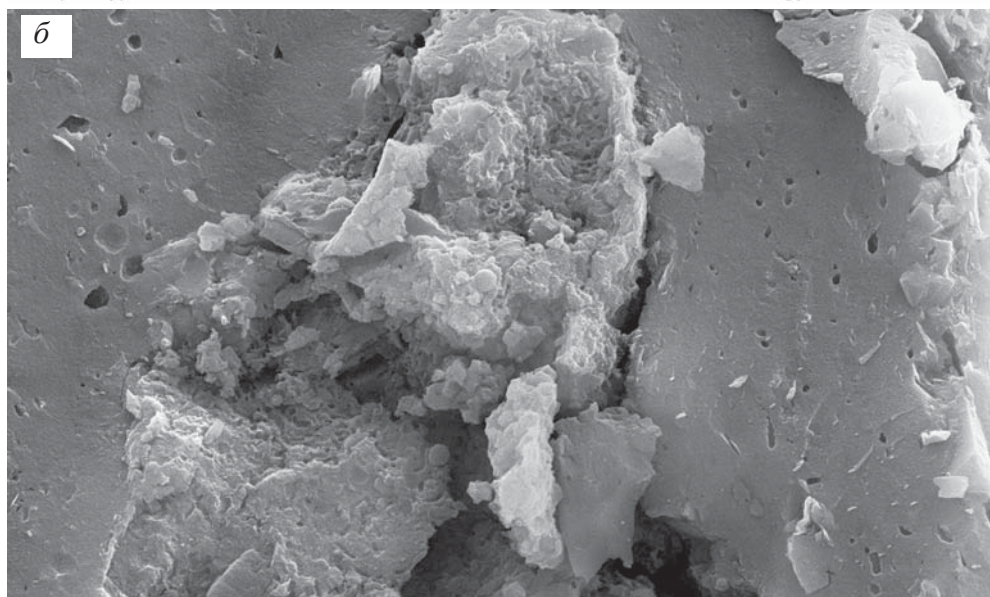


SEM HV: 20.00 kV WD: 14.40 mm  
Vac: HiVac Det: SE Detector  
Name: 39D 77p 5 45 Date(m/d/y): 04/27/15  
VEGA\\ TESCAN  
Paleontology Institute RAS

**Фиг. 101 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок верхнего левого угла фиг. *а*, в плотном слое хорошо видны круглые поперечные сечения полостей, а в ряде случаев трубочек нитчатых бактерий

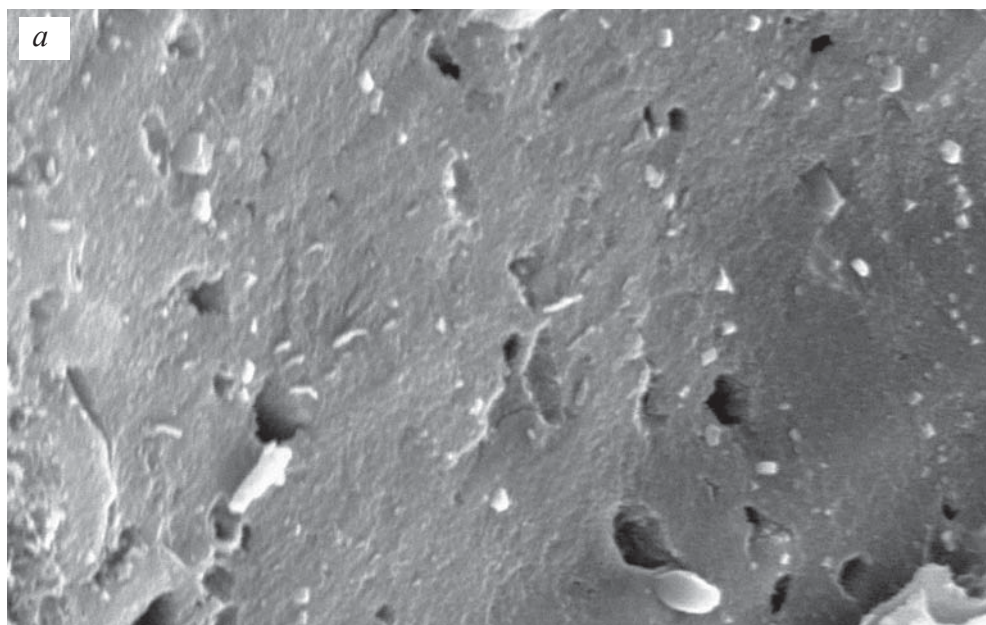




SEM HV: 30.00 kV    WD: 18.48 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/23/16    Name: K-2 1 36    Paleontology Institute RAS

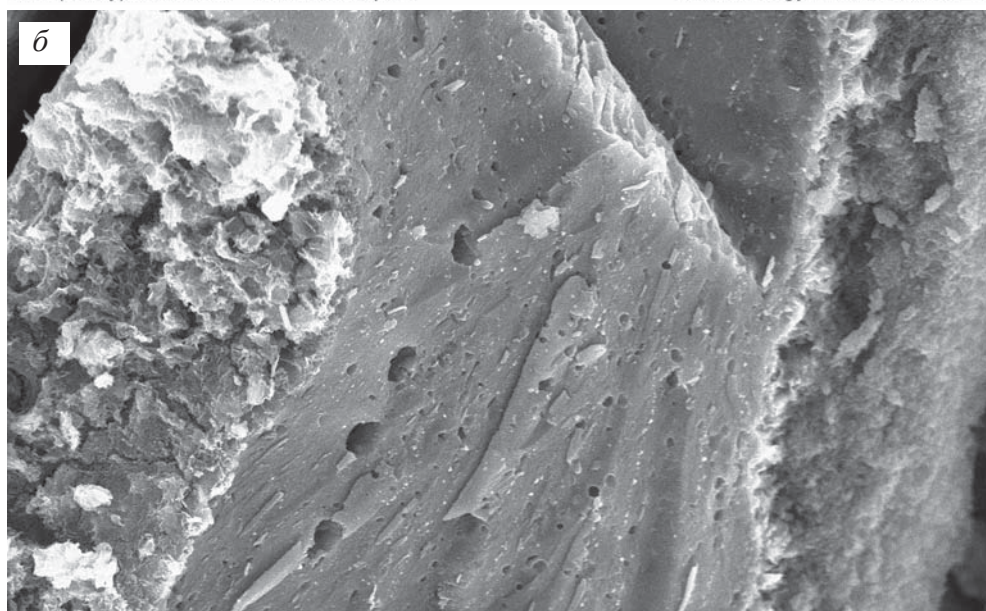




SEM HV: 30.00 kV    WD: 18.54 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/23/16    Name: K-2 1 37    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 102 а-б.** Фрагменты плотных слоев строматолита, на которых хорошо видны круглые поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий, а в ряде случаев поперечные сечения трубочек нитчатых бактерий, а на фиг. б – выпавшие их полости фрагменты нитчатых бактерий белые

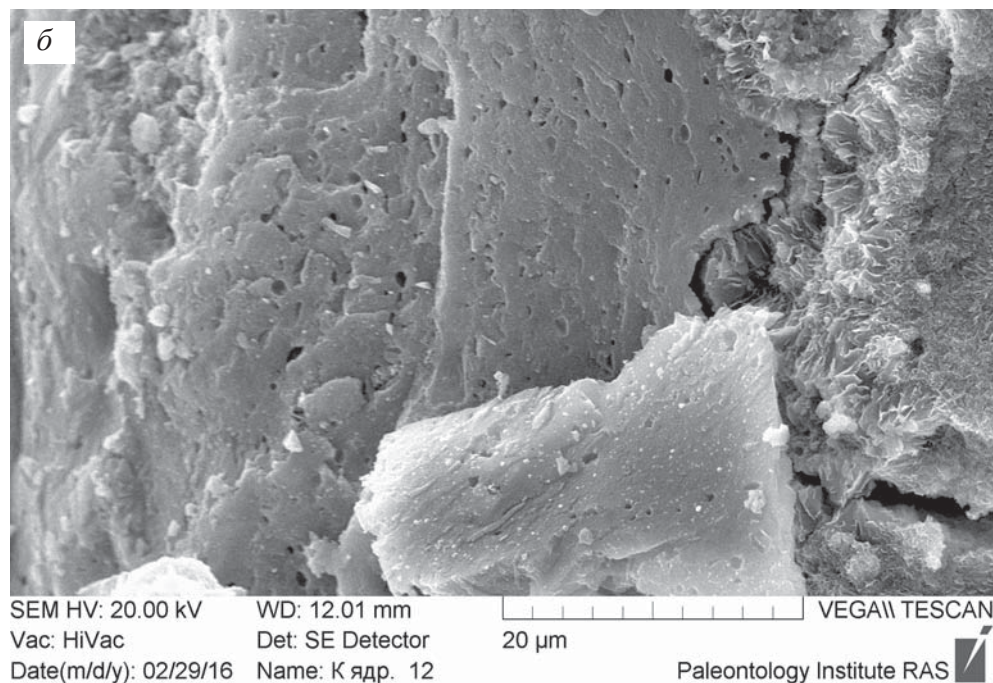
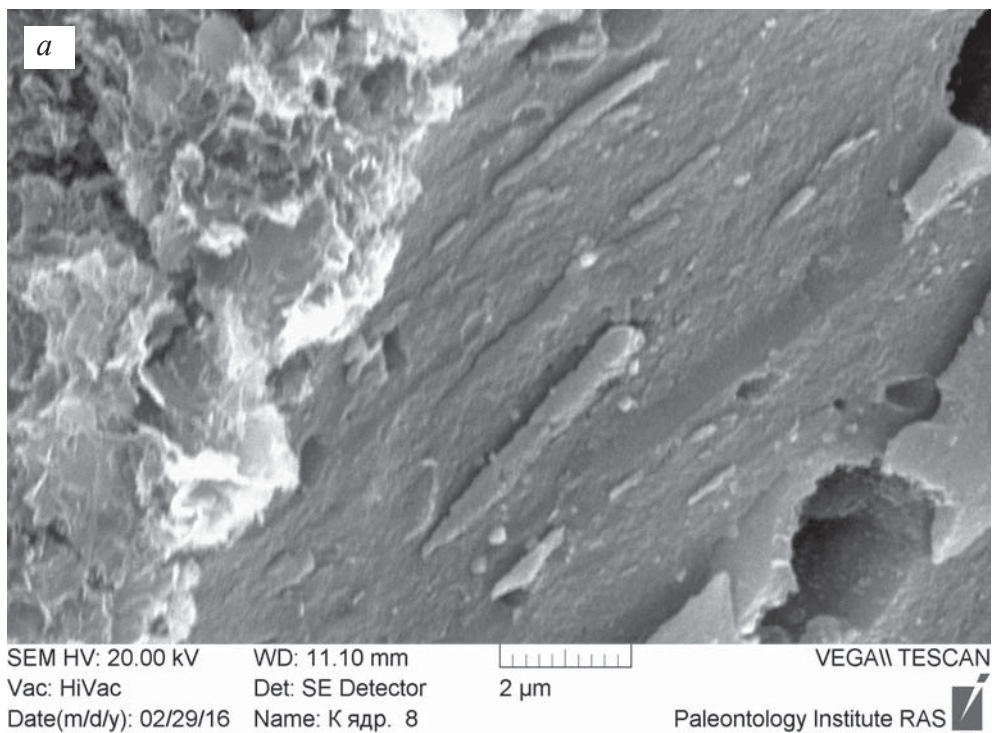


SEM HV: 20.00 kV WD: 11.08 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 2 µm  
Date(m/d/y): 02/29/16 Name: К ядр. 9 Paleontology Institute RAS 

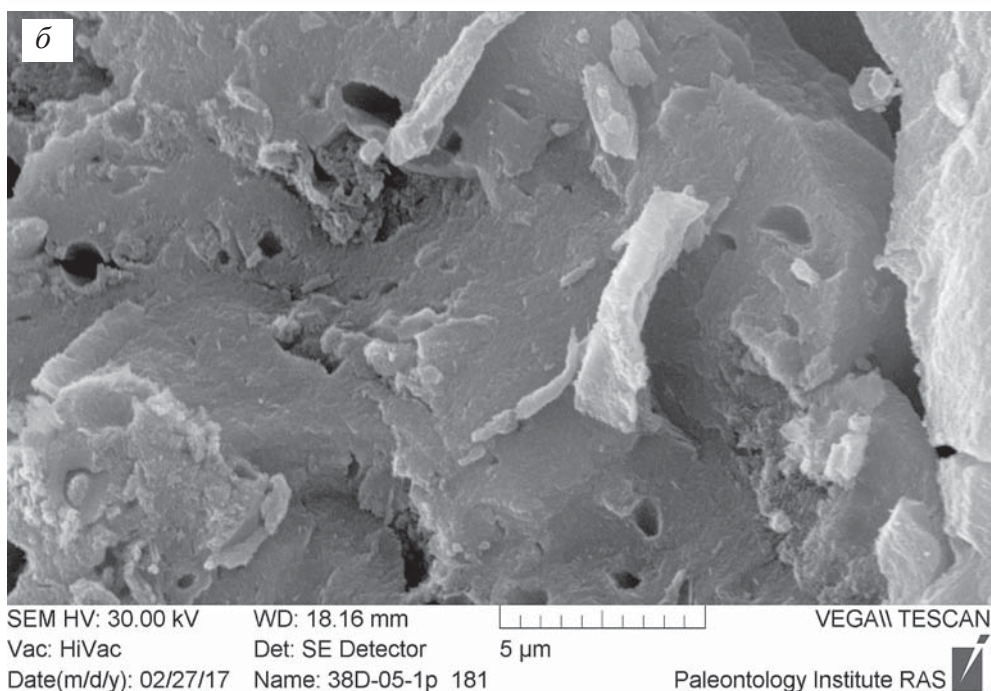
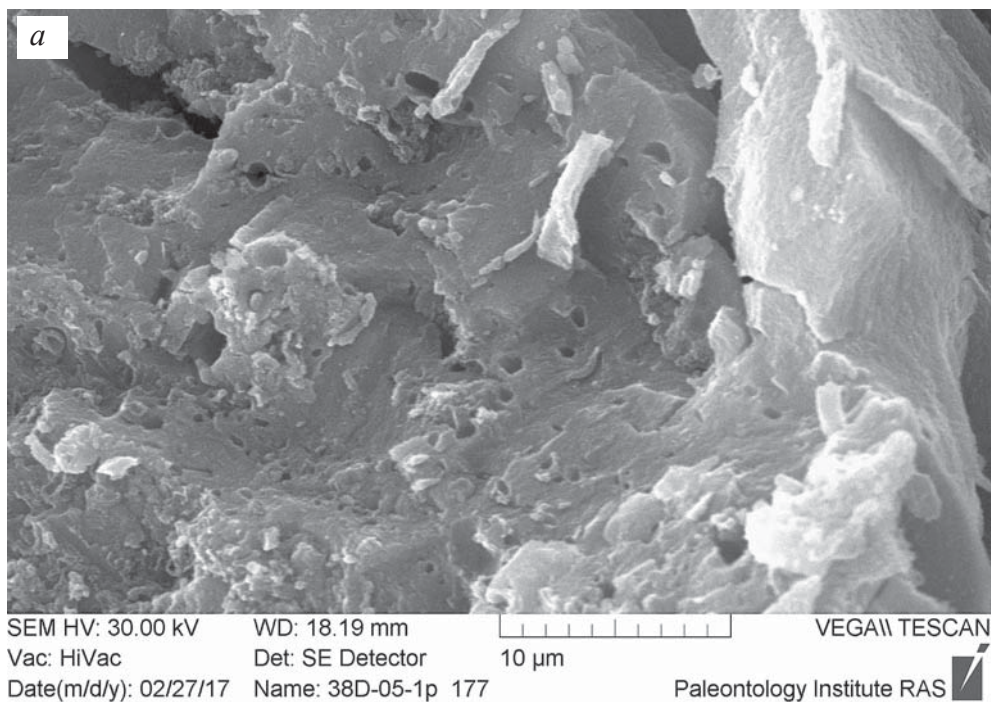


SEM HV: 20.00 kV WD: 11.08 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 20 µm  
Date(m/d/y): 02/29/16 Name: К ядр. 10 Paleontology Institute RAS 

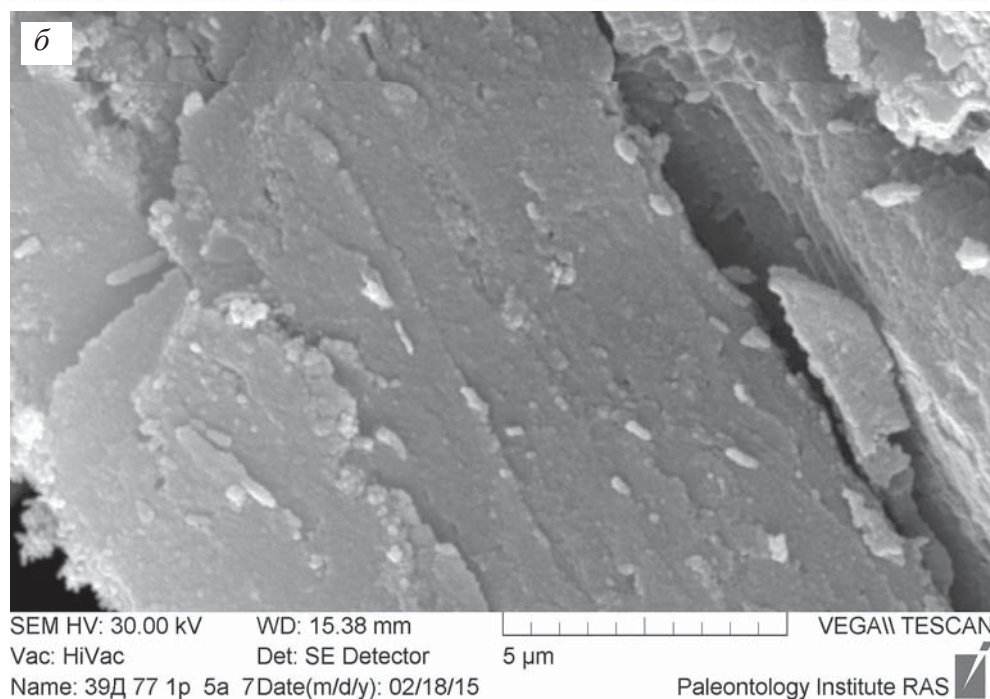
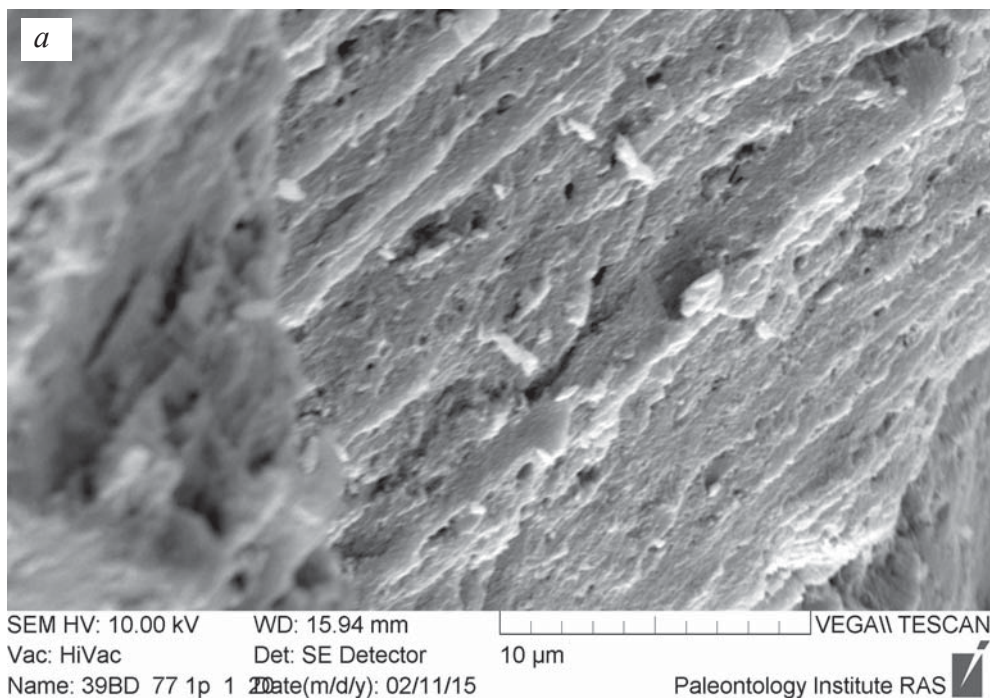
**Фиг. 103 а–б.** Фрагменты плотных слоев строматолита, на которых хорошо видны круглые поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий, а в ряде случаев поперечные сечения трубочек нитчатых бактерий



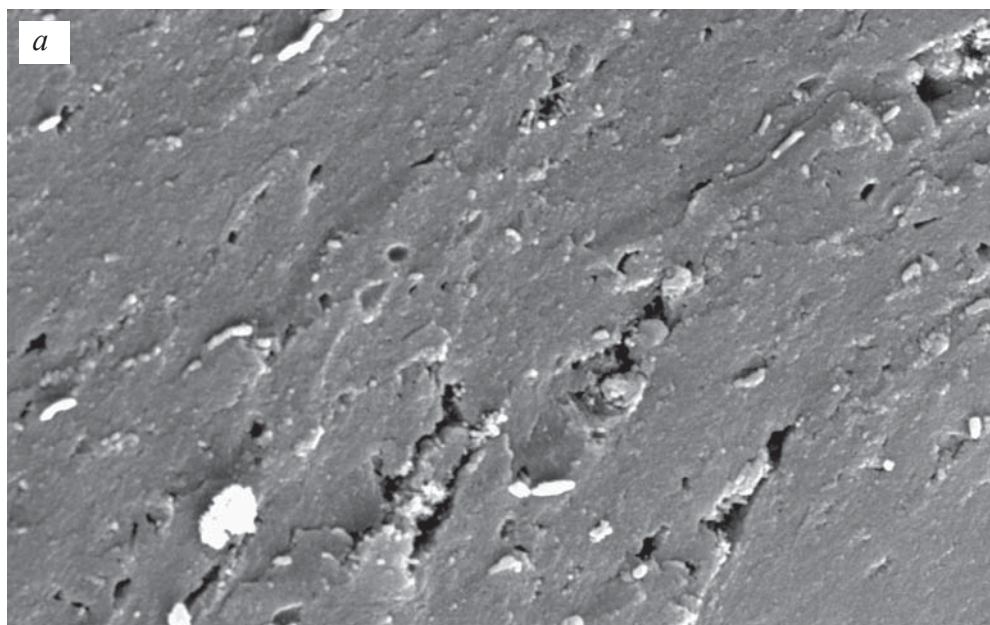
**Фиг. 104 а–б.** Фрагменты плотных слоев строматолита, на которых хорошо видны круглые поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий, а в ряде случаев поперечные сечения трубочек нитчатых бактерий



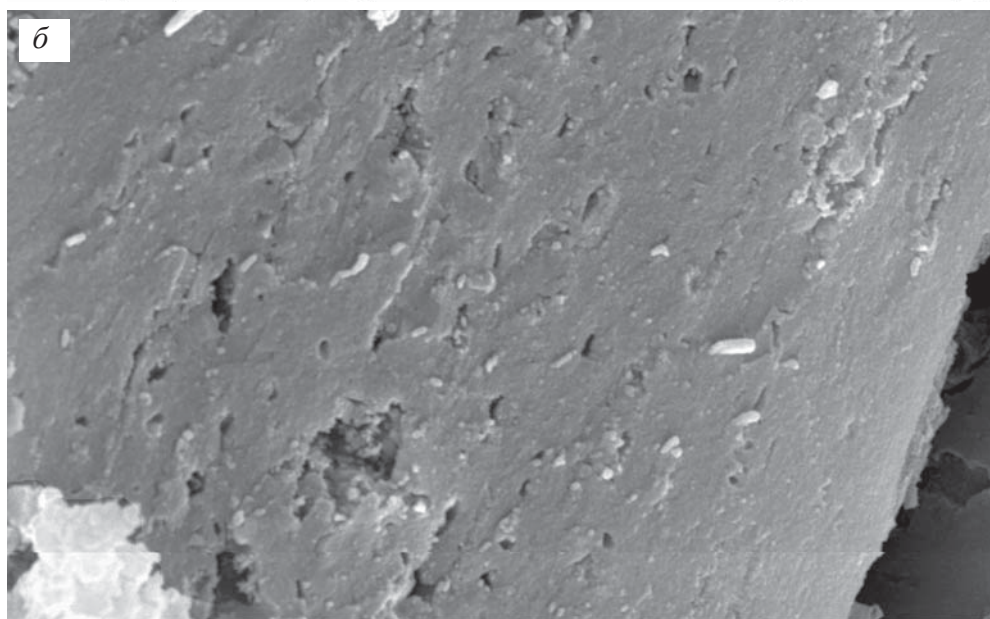
**Фиг. 105 а–б.** Фрагмент плотного слоя строматолита, на котором хорошо видны округлые и овальные поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий и два выпавших фрагмента fossilизированных нитчатых бактерий; б – увеличенный участок фиг. а



**Фиг. 106 а–б.** Фрагменты плотных слоев строматолита: *а* – хорошо видны круглые и овальные поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий; *б* – на поверхности слоя видны выпавшие фрагменты fossilизированных нитчатых бактерий



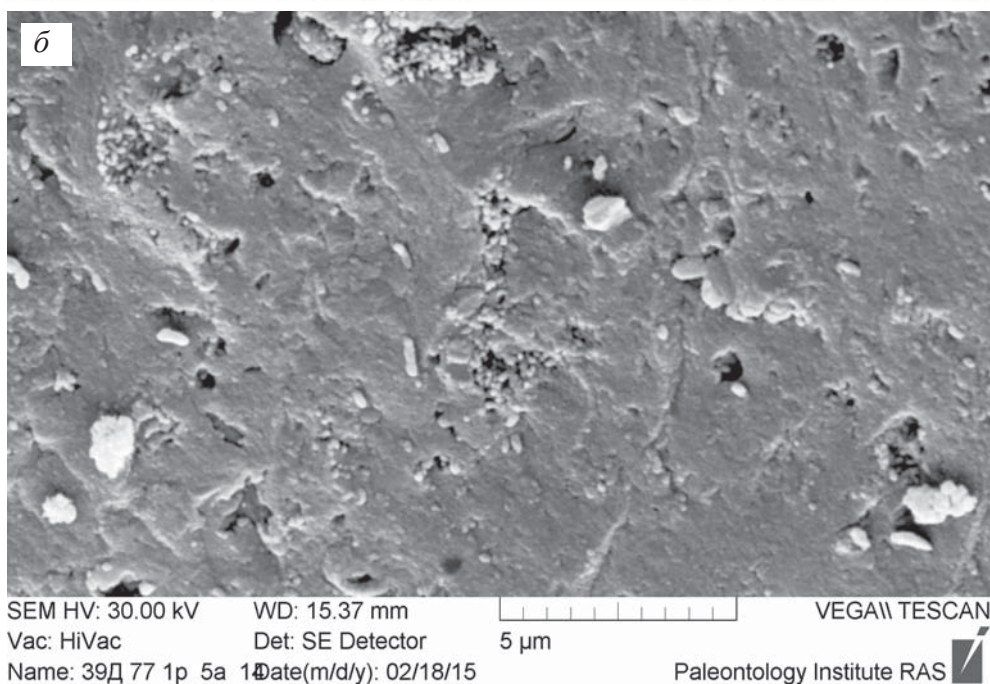
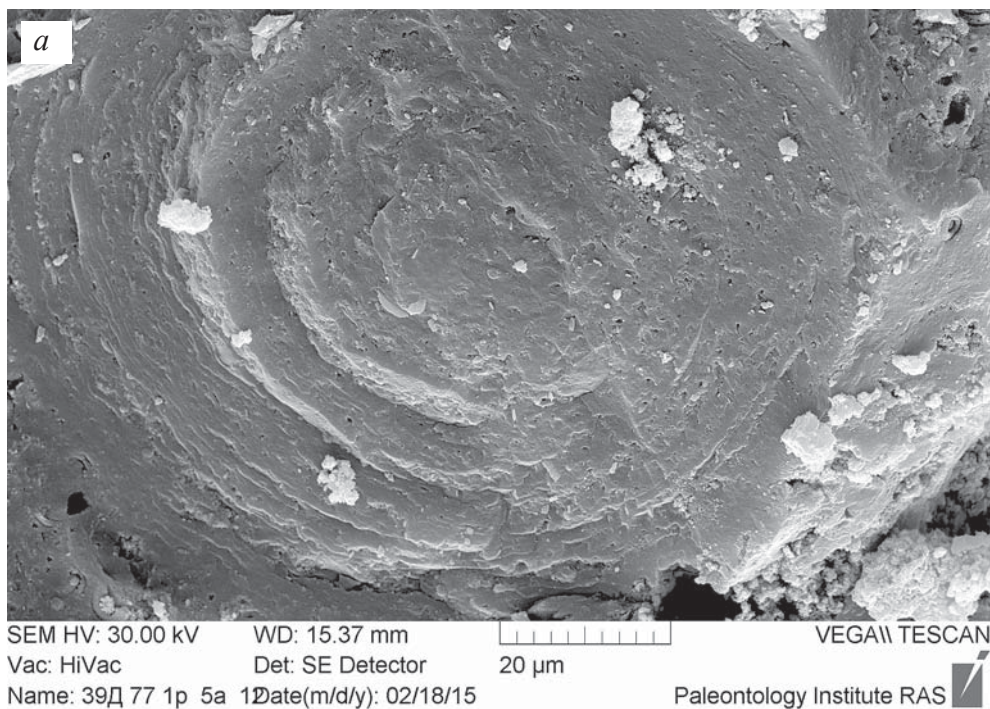
SEM HV: 30.00 kV    WD: 15.42 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Name: 39Д 77 1р 5а 10    Date(m/d/y): 02/18/15    Paleontology Institute RAS



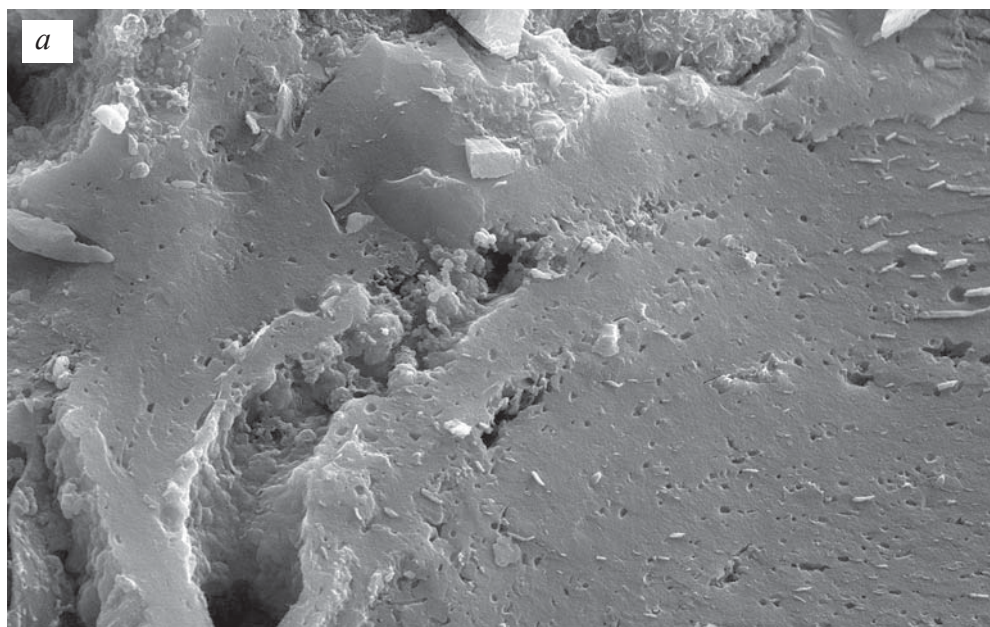
SEM HV: 30.00 kV    WD: 15.41 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Name: 39Д 77 1р 5а 10    Date(m/d/y): 02/18/15    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 107 а–б.** Фрагменты плотных слоев строматолита: *а* – хорошо видны круглые и овальные поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий и выпавшие фрагменты fossilizированных нитчатых бактерий

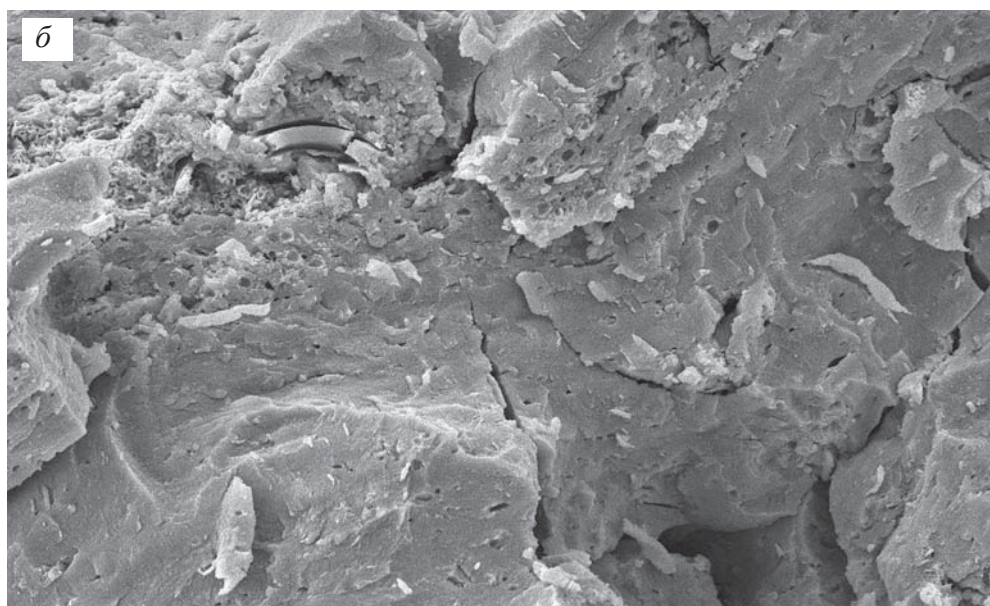




**Фиг. 108 а-б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид верхней поверхности столбика; *б* – увеличенный участок центральной части фиг. *а*, хорошо видны круглые и овальные поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий, в некоторых видны фрагменты нитчатых бактерий

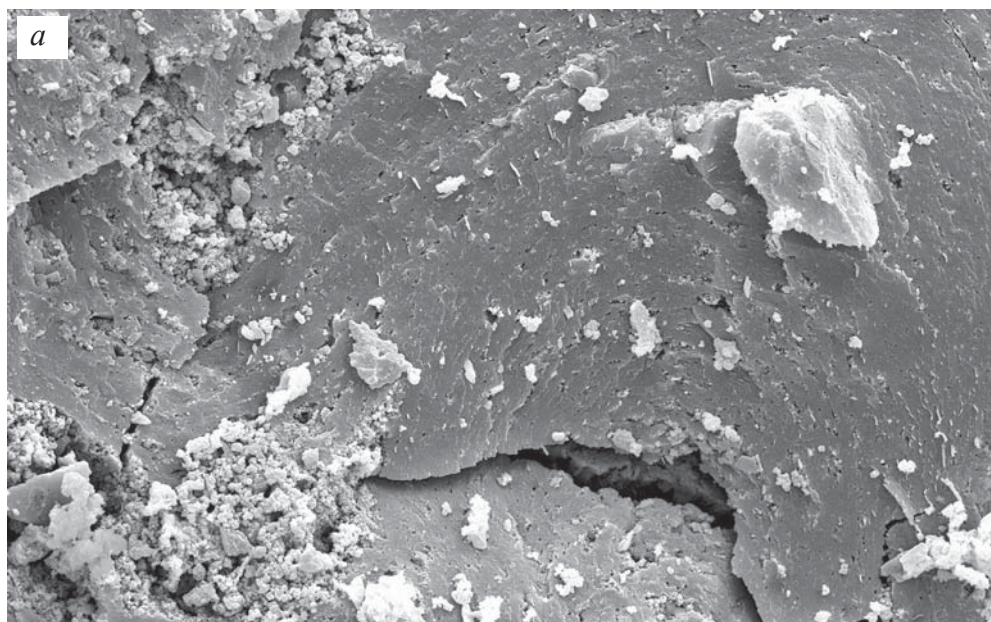


SEM HV: 30.00 kV    WD: 18.60 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    20 μm  
 Date(m/d/y): 05/23/16    Name: K-2 1 44    Paleontology Institute RAS

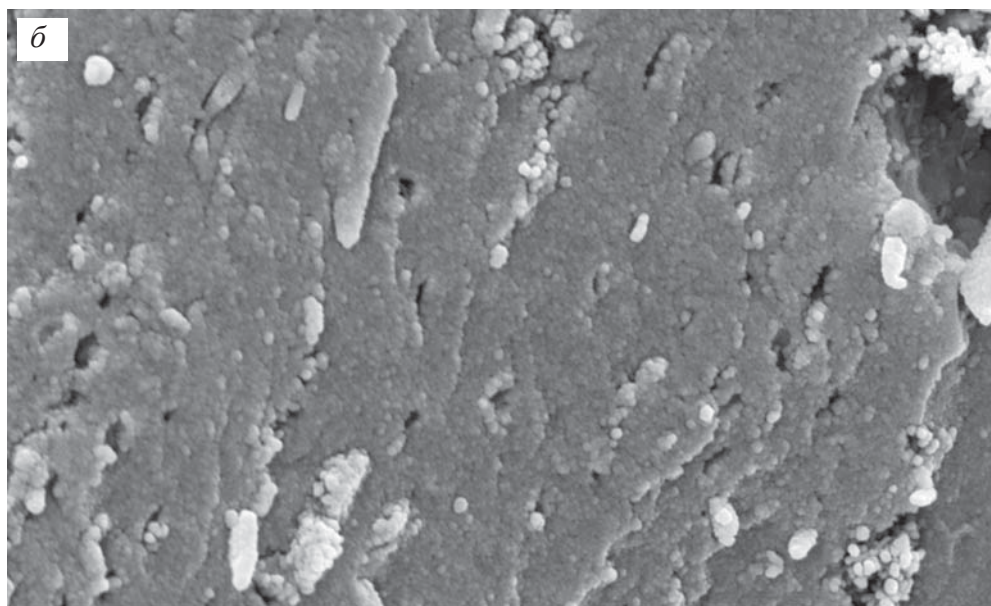


SEM HV: 10.00 kV    WD: 15.49 mm    VEGA\\ TESCAN  
 SEM MAG: 7.05 kx    Det: SE Detector    20 μm  
 Date(m/d/y): 02/11/19    Name: Коцебу -3 19    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 109 а–б.** Фрагменты плотных слоев строматолита, хорошо видны круглые и овальные поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий и выпавшие фрагменты fossilizированных нитчатых бактерий

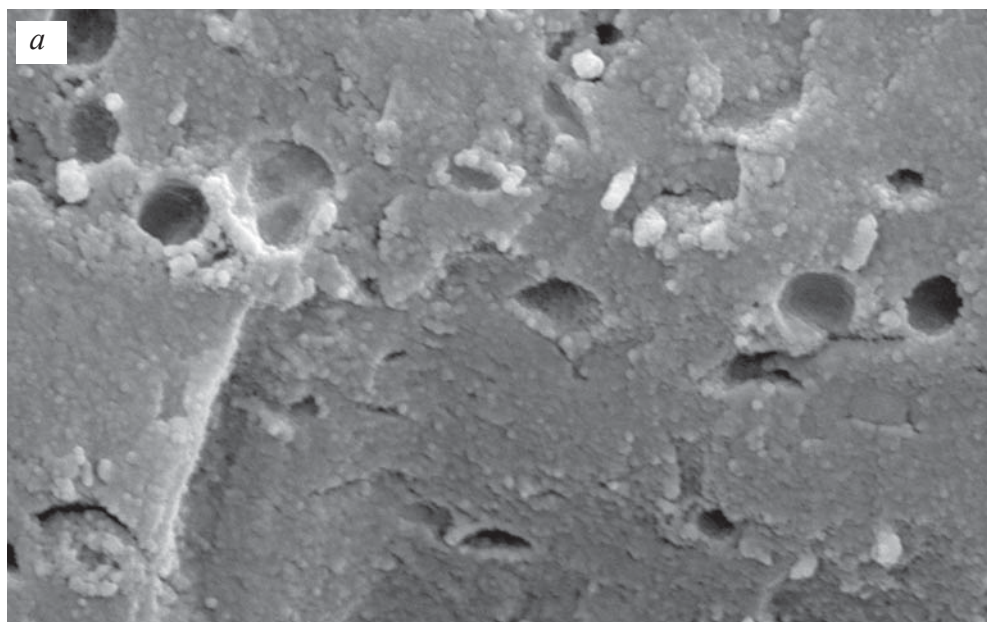


SEM HV: 30.00 kV    WD: 8.602 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    50  $\mu$ m  
Name: 2 2r    Date(m/d/y): 02/04/15    Paleontology Institute RAS

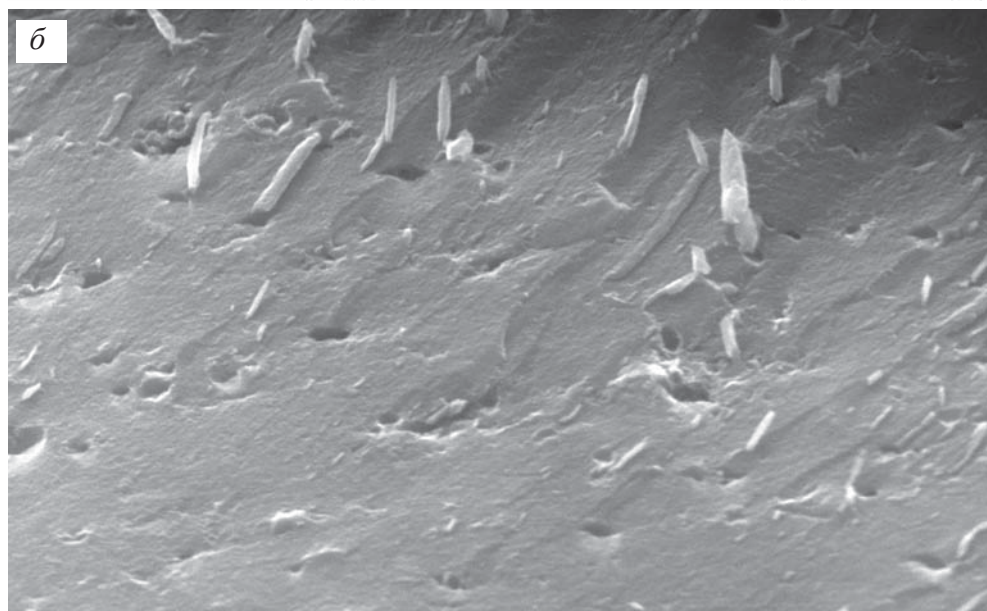




SEM HV: 30.00 kV    WD: 8.602 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Name: 2 26    Date(m/d/y): 02/04/15    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 110 а-б.** Фрагмент плотного слоя строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный фрагмент фиг. *а*, видны овальные поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий и фрагменты fossilизированных нитчатых бактерий

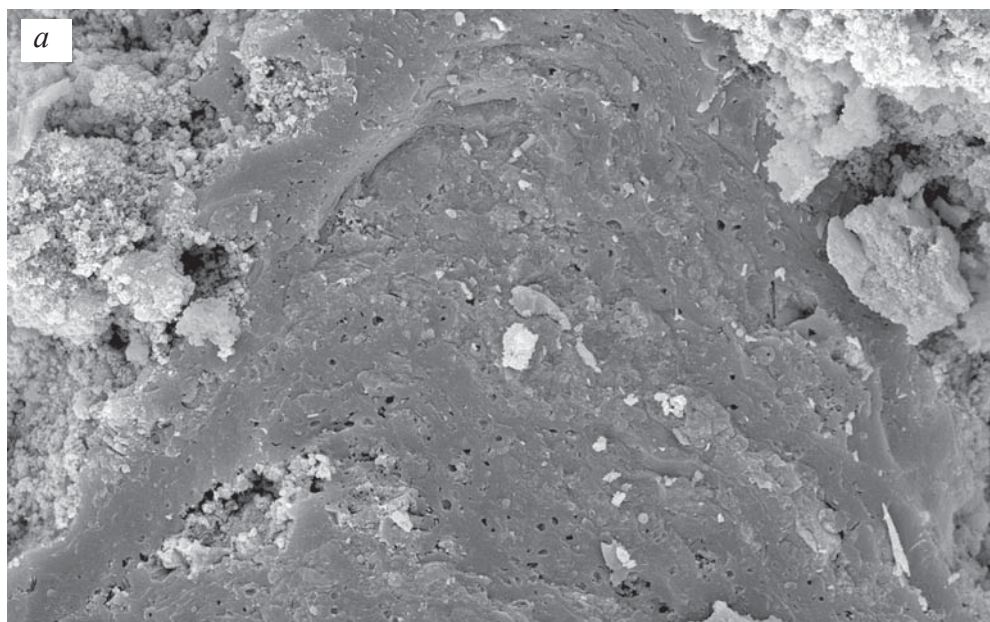


SEM HV: 30.00 kV    WD: 8.333 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    2 μm  
Name: 2 3    Date(m/d/y): 02/04/15    Paleontology Institute RAS 

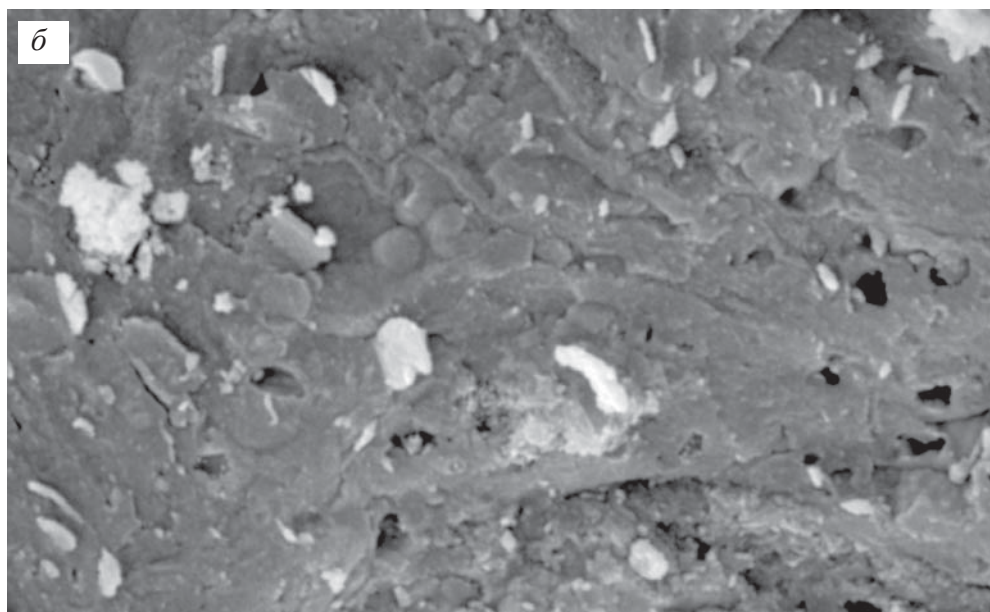


SEM HV: 30.00 kV    WD: 14.44 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 μm  
Name: 3 91    Date(m/d/y): 07/30/14    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 111 а–б.** Фрагменты плотных слоев строматолита, хорошо видны круглые и овальные поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий и выпавшие фрагменты fossilizированных нитчатых бактерий

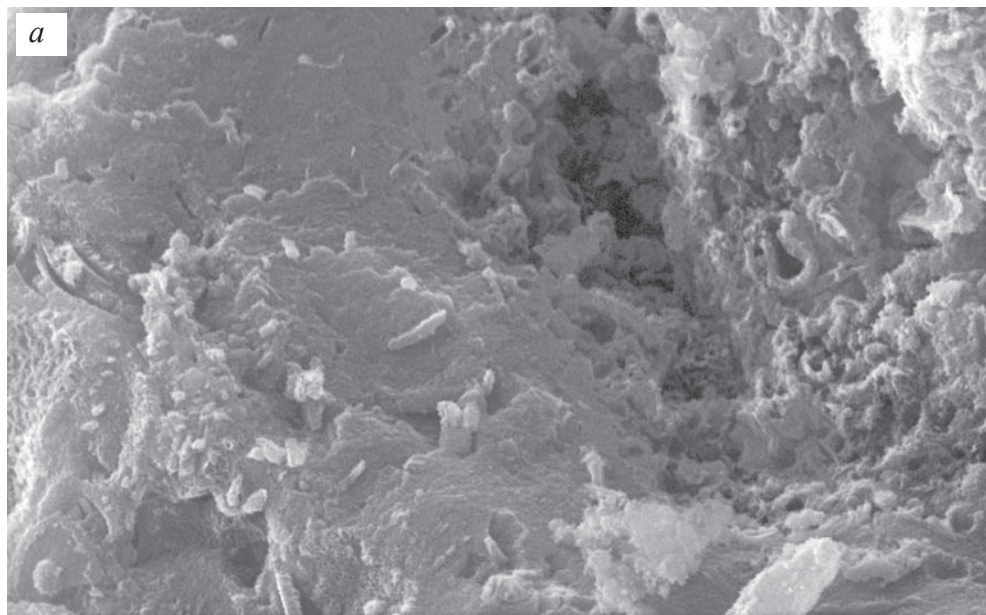


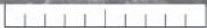

SEM HV: 20.00 kV WD: 13.51 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 20  $\mu$ m  
Name: 39D 77p 5 33 Date(m/d/y): 04/27/15 Paleontology Institute RAS

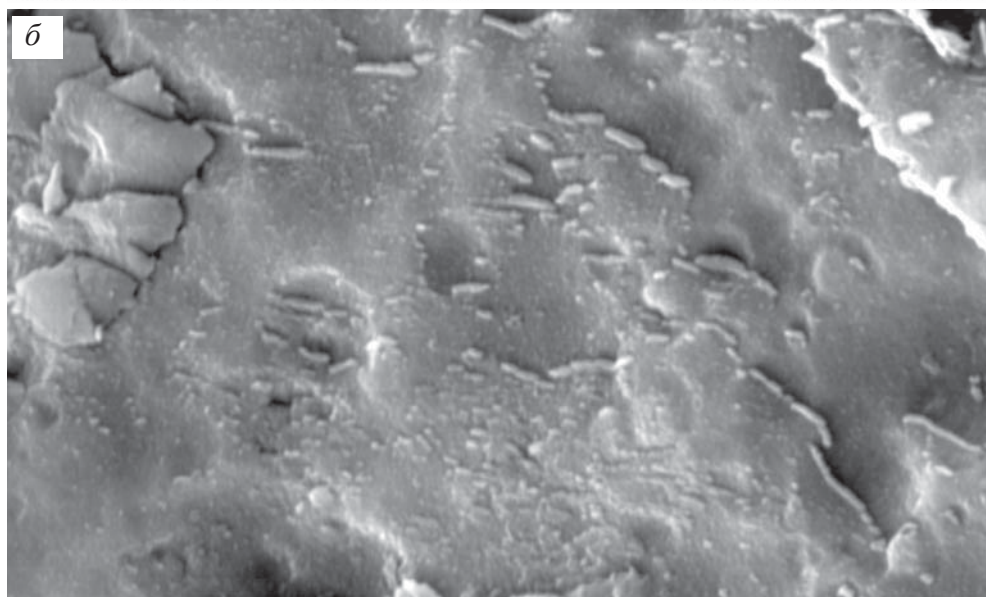


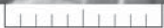

SEM HV: 20.00 kV WD: 13.53 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 5  $\mu$ m  
Name: 39D 77p 5 32 Date(m/d/y): 04/27/15 Paleontology Institute RAS

**Фиг.112 а-б.** Фрагмент плотного слоя строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный фрагмент фиг. *а*, видны овальные поперечные сечения полостей от нитчатых бактерий и выпавшие фрагменты fossilizированных нитчатых бактерий



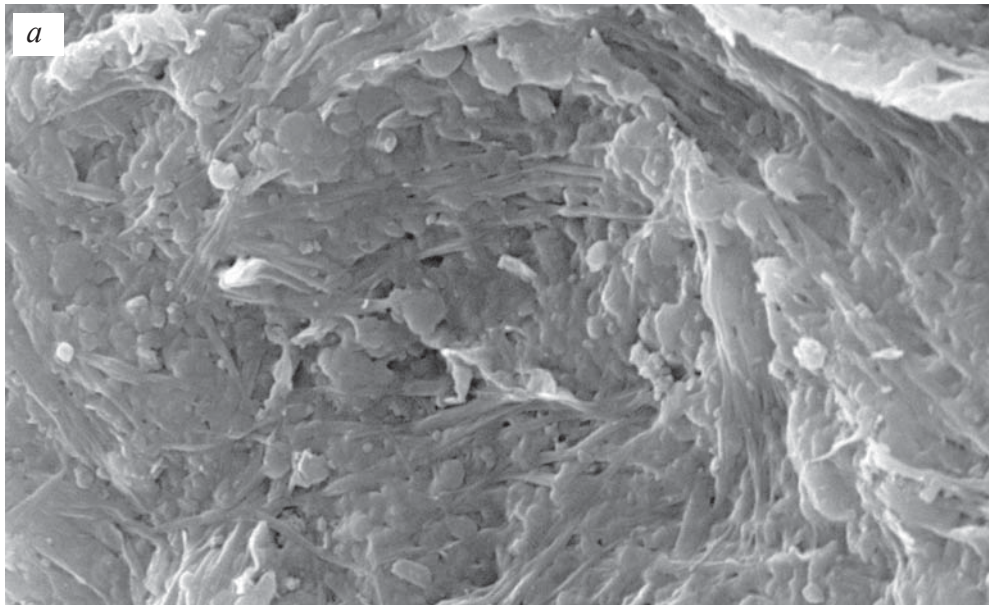
SEM HV: 30.00 kV WD: 17.19 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 5 µm  
Date(m/d/y): 02/27/17 Name: 38D-05-1p 167 Paleontology Institute RAS 



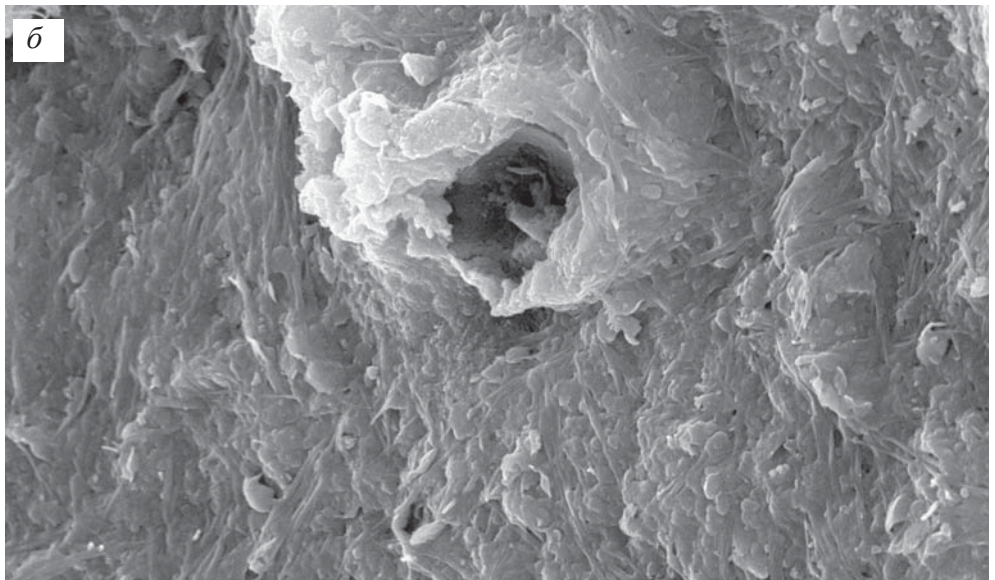
SEM HV: 29.92 kV WD: 16.60 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 5 µm  
Name: 39D 77 1p 1 27 Date(m/d/y): 12/17/14 Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 113 а-б.** Фрагменты плотных слоев строматолита: *а* – видны поперечные и продольные сечения полостей от нитчатых бактерий и выпавшие фрагменты бактерий; *б* – на поверхности слоя видны многочисленные фоссилизированные нитчатые бактерии

## Раздел VII. Переплетения нитчатых бактерий, слагающие плотные слои биопленок (фиг. 114–125)

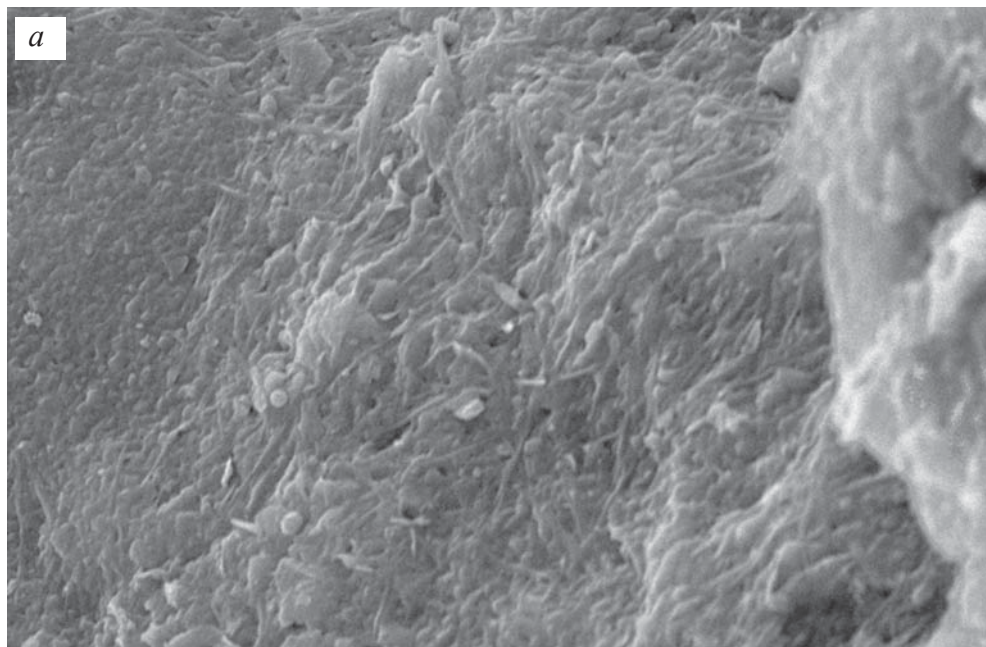


SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.03 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 32.45 kx    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 03/18/19    Name: Коцебу 2а 6    Paleontology Institute RAS

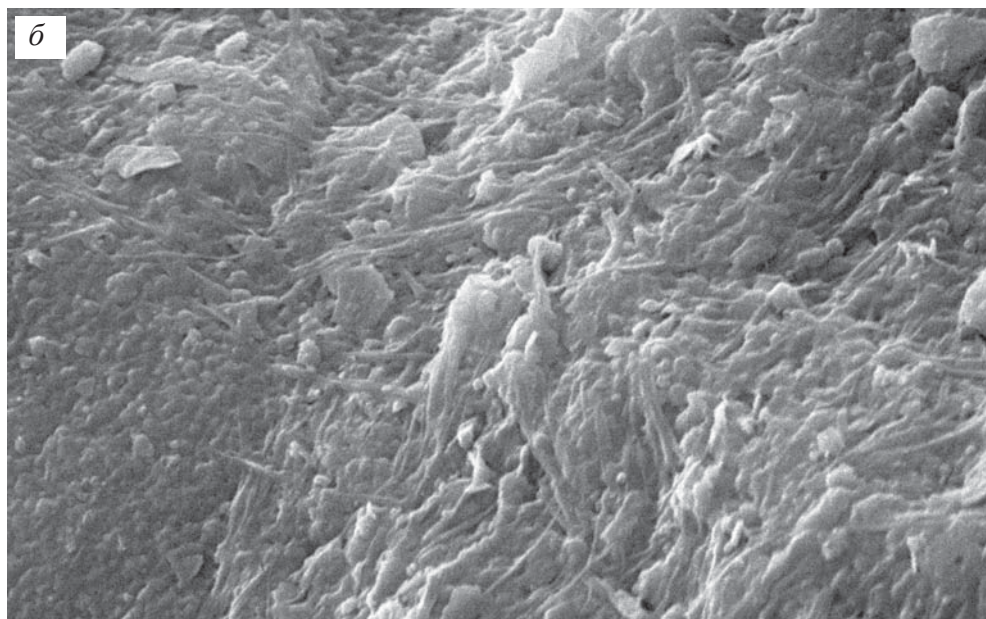


SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.02 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 18.65 kx    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 03/18/19    Name: Коцебу 2а 7    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 114 а–б.** Фрагменты боковой стороны столбика строматолита при большом увеличении – тонкие длинные нитчатые бактерии



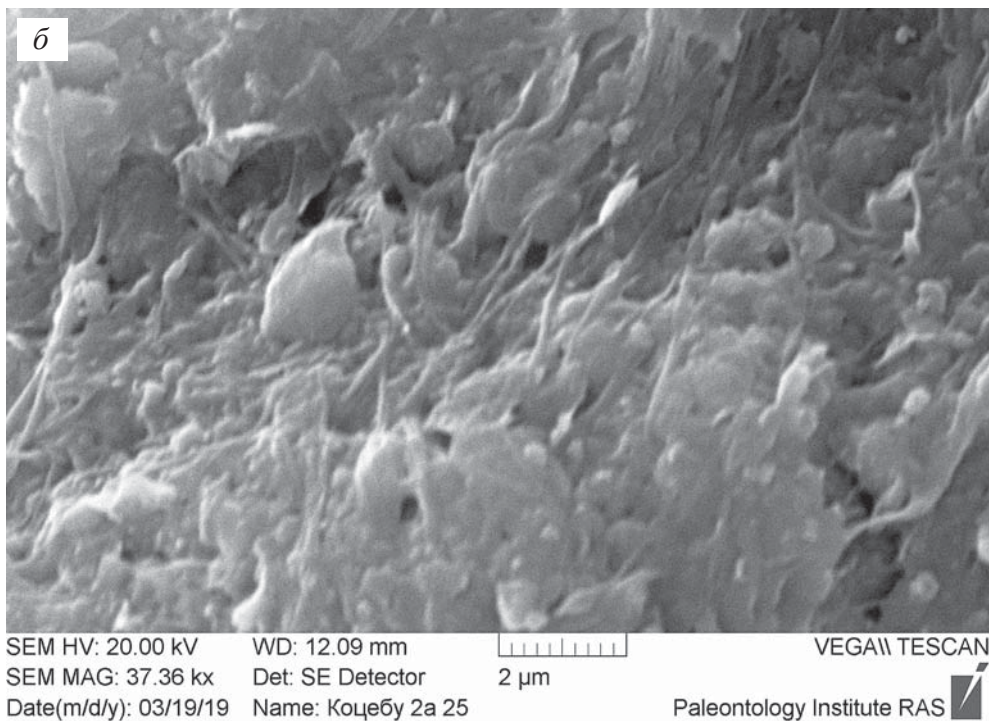
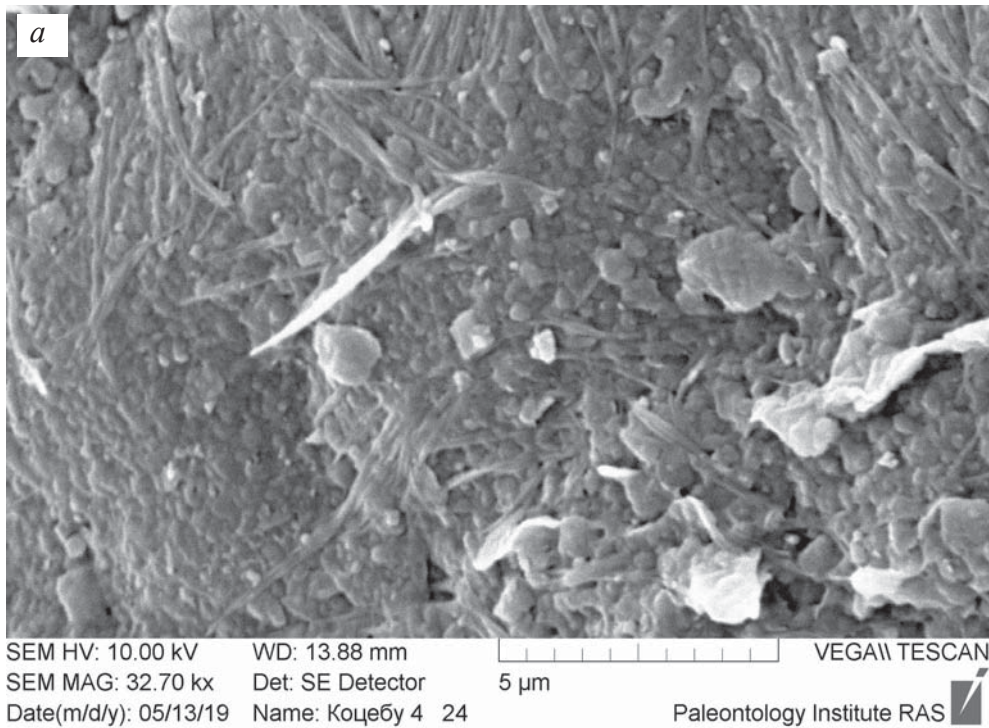
SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.07 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 20.59 kx    Det: SE Detector    5 μm  
Date(m/d/y): 03/19/19    Name: Коцебу 2a 20    Paleontology Institute RAS



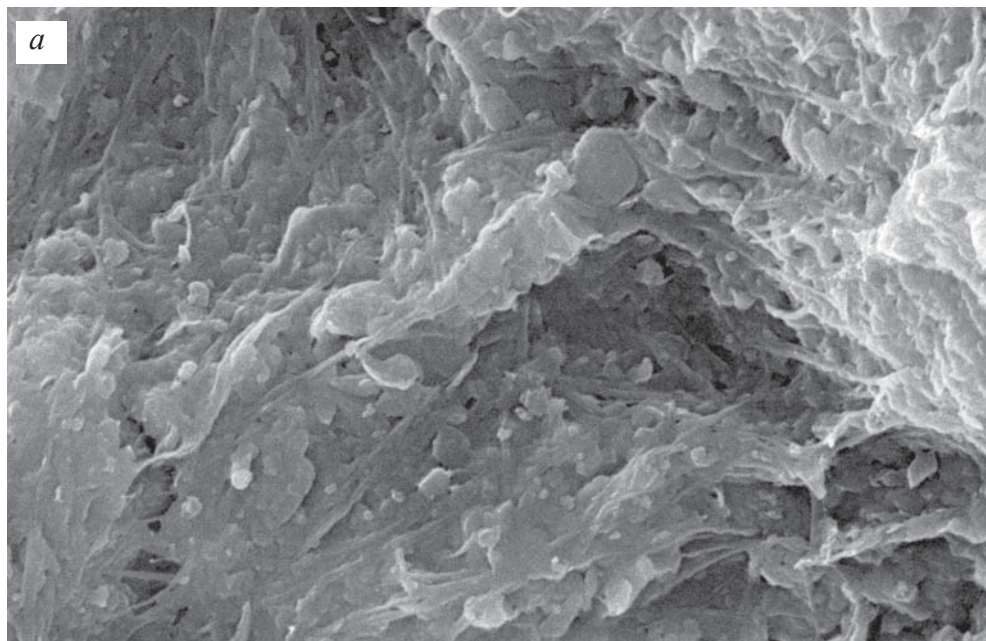
SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.05 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 27.40 kx    Det: SE Detector    5 μm  
Date(m/d/y): 03/19/19    Name: Коцебу 2a 21    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 115 а–б.** Фрагменты боковой стороны столбика строматолита при большом увеличении – тонкие длинные нитчатые бактерии.

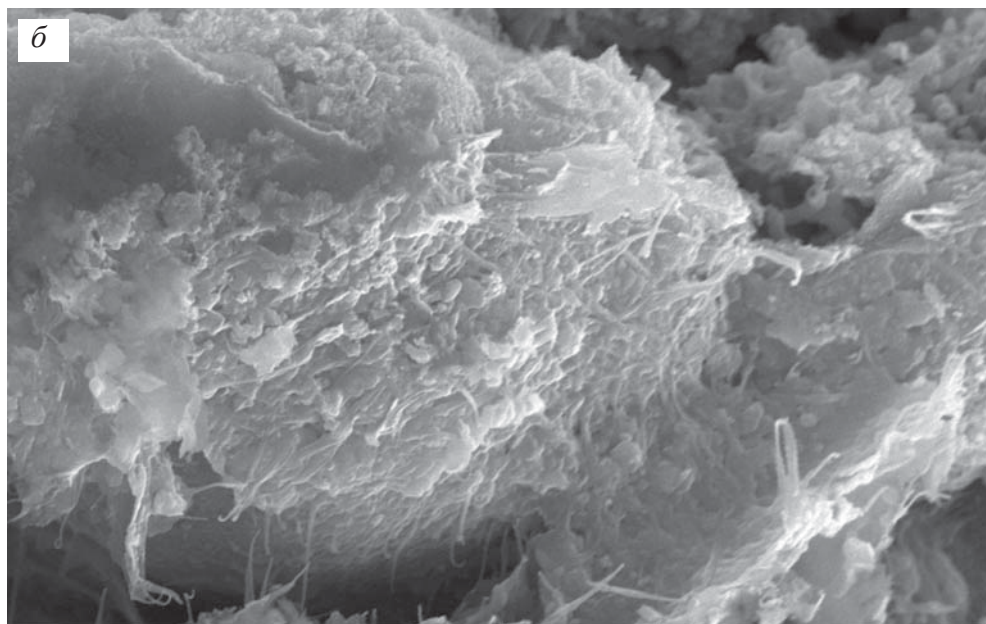




**Фиг. 116 а–б.** Фрагменты боковой стороны столбика строматолита при большом увеличении – тонкие длинные нитчатые бактерии.

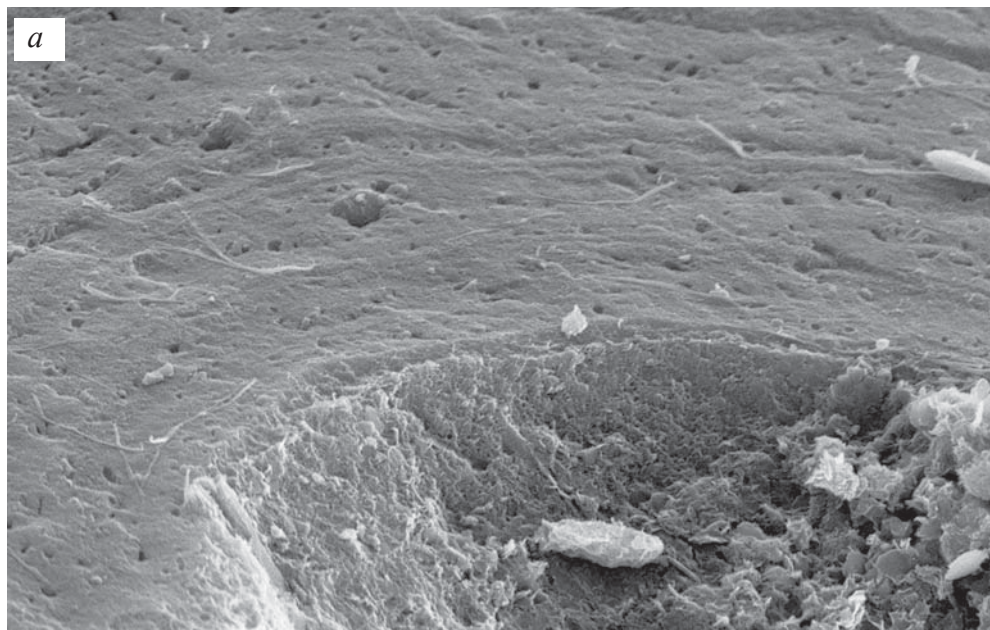


SEM HV: 20.00 kV WD: 12.07 mm VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 27.38 kx Det: SE Detector 5 µm  
Date(m/d/y): 03/19/19 Name: Коцебу 2a 24 Paleontology Institute RAS

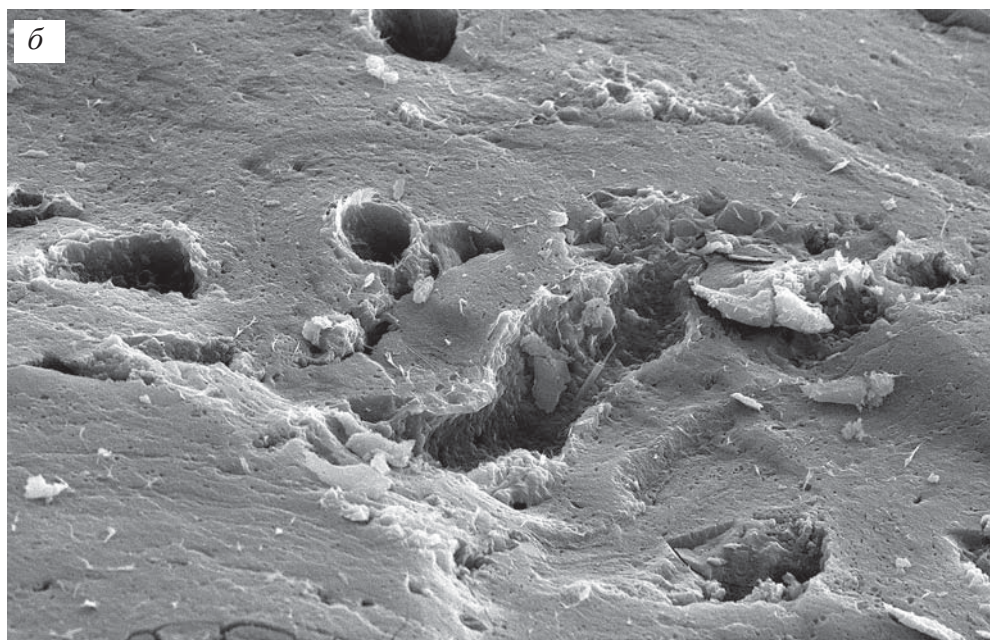


SEM HV: 20.00 kV WD: 12.30 mm VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 18.72 kx Det: SE Detector 5 µm  
Date(m/d/y): 05/29/19 Name: Коцебу 4 61 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 117 а-б.** Фрагменты боковой стороны столбика строматолита при большом увеличении – тонкие длинные нитчатые бактерии.

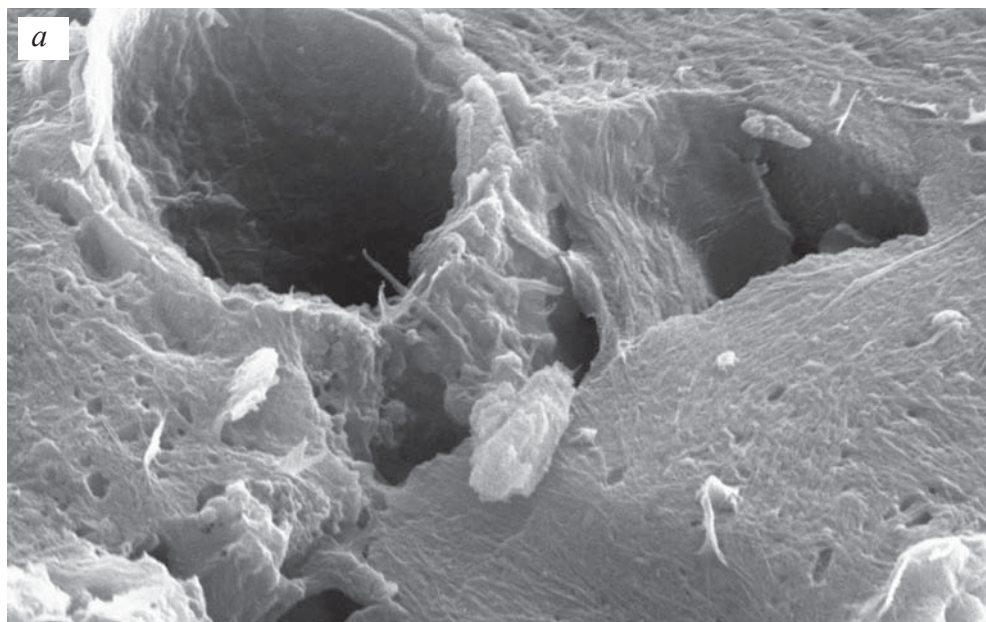


SEM HV: 30.00 kV    WD: 17.43 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10 µm  
Date(m/d/y): 04/18/16    Name: K-2 1 14    Paleontology Institute RAS

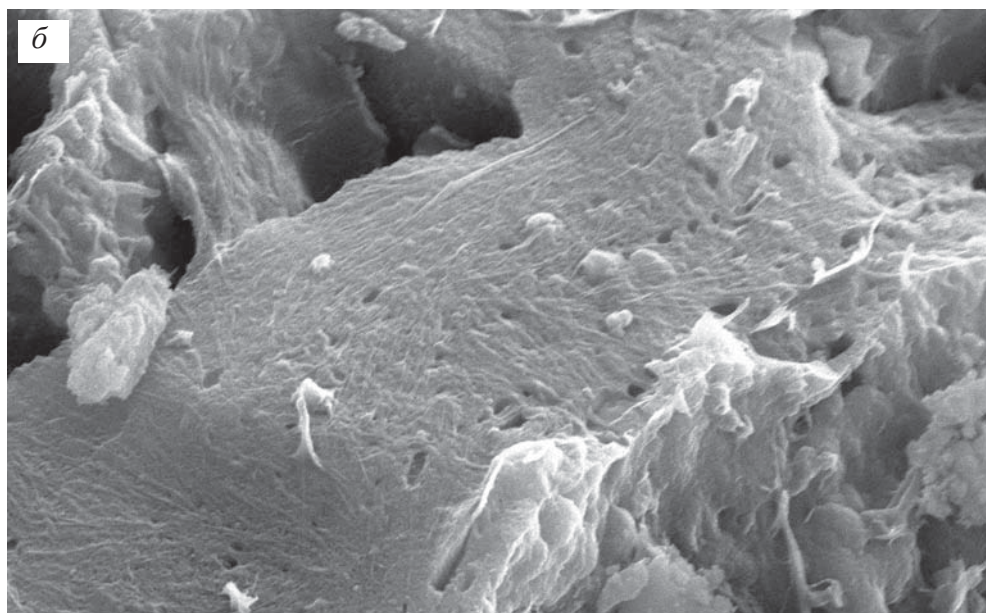


SEM HV: 30.00 kV    WD: 17.69 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20 µm  
Date(m/d/y): 04/18/16    Name: K-2 1 23    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 118 а–б.** Фрагменты строматолита: верхние поверхности столбиков; плотные слои

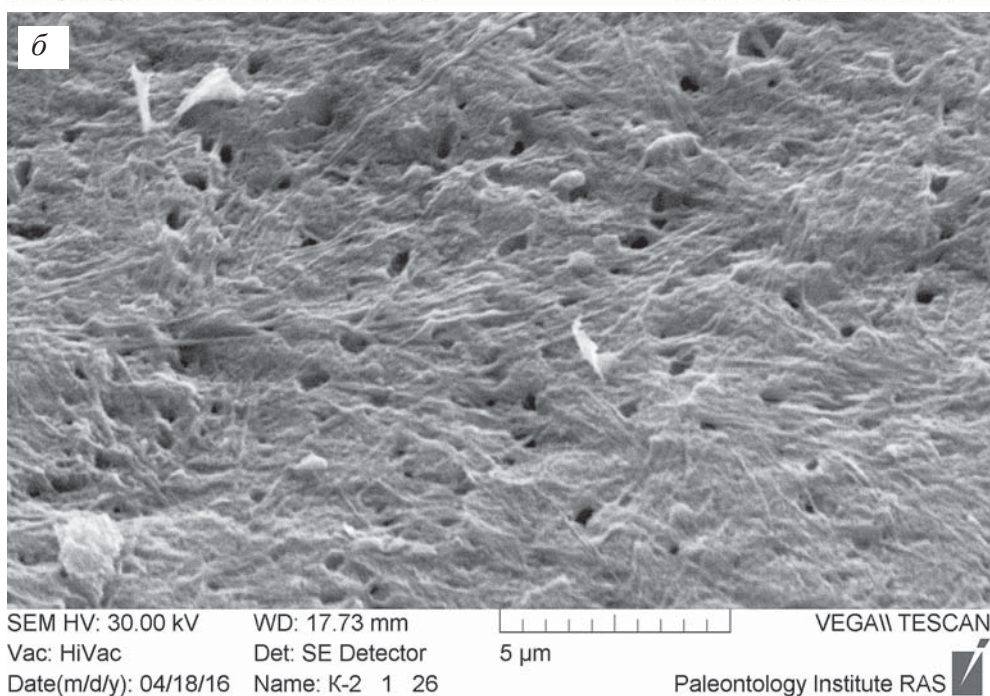
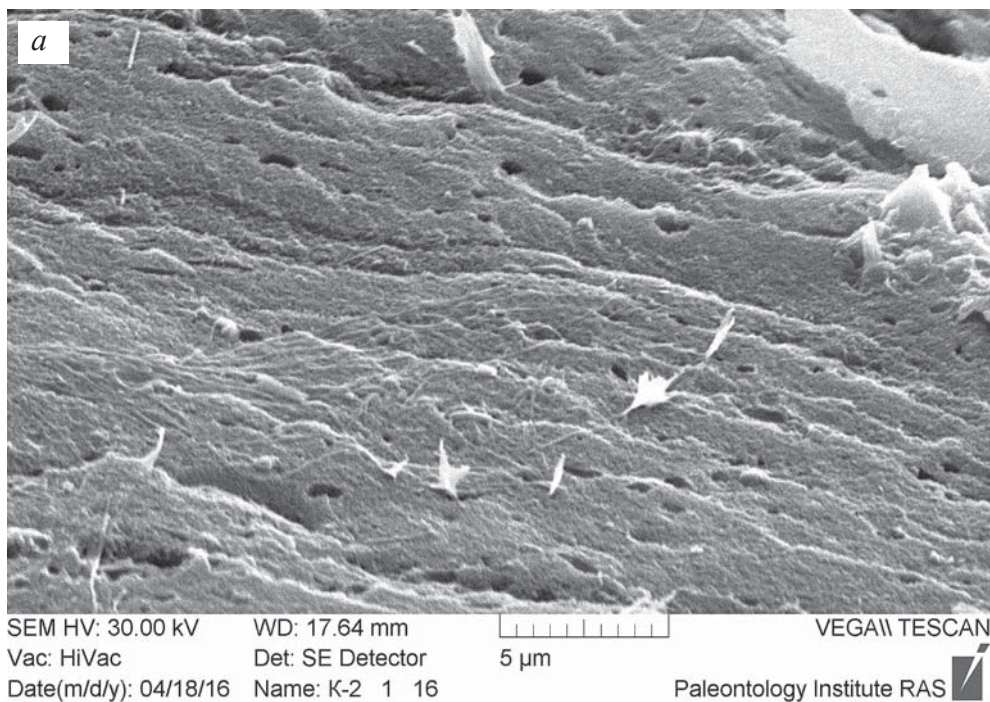


SEM HV: 30.00 kV    WD: 17.69 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 μm  
 Date(m/d/y): 04/18/16    Name: K-2 1 25    Paleontology Institute RAS

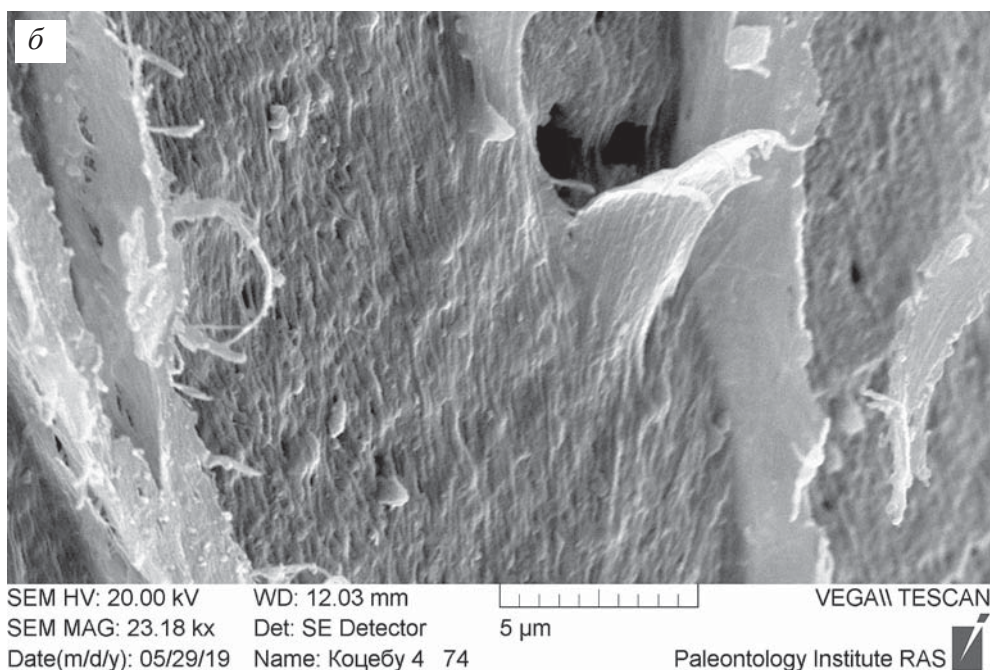
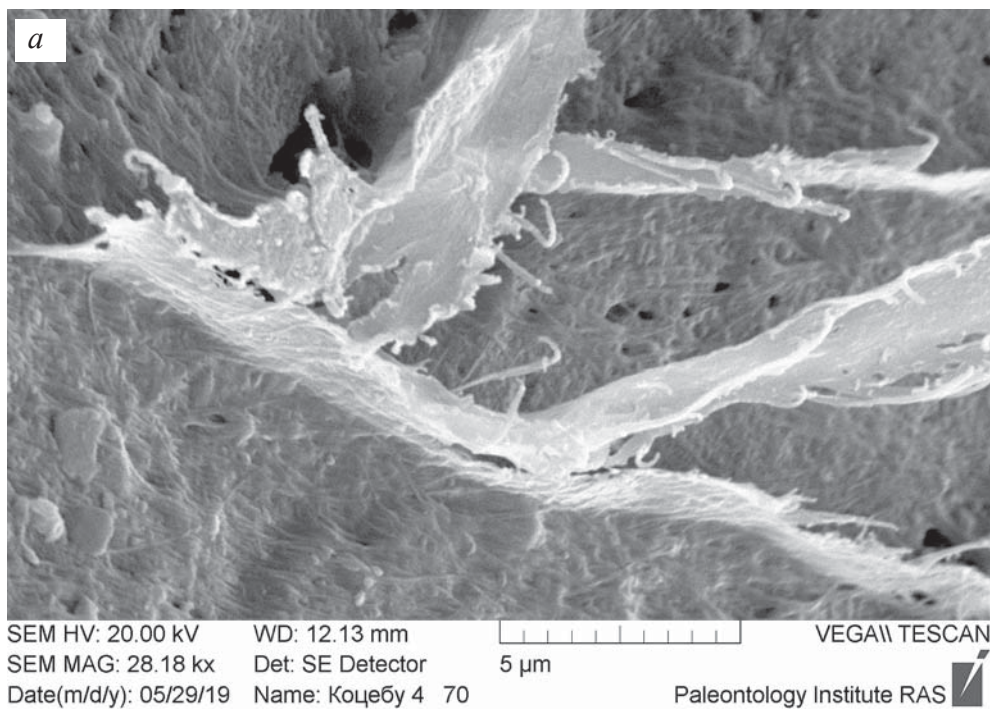


SEM HV: 30.00 kV    WD: 17.67 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 μm  
 Date(m/d/y): 04/18/16    Name: K-2 1 24    Paleontology Institute RAS

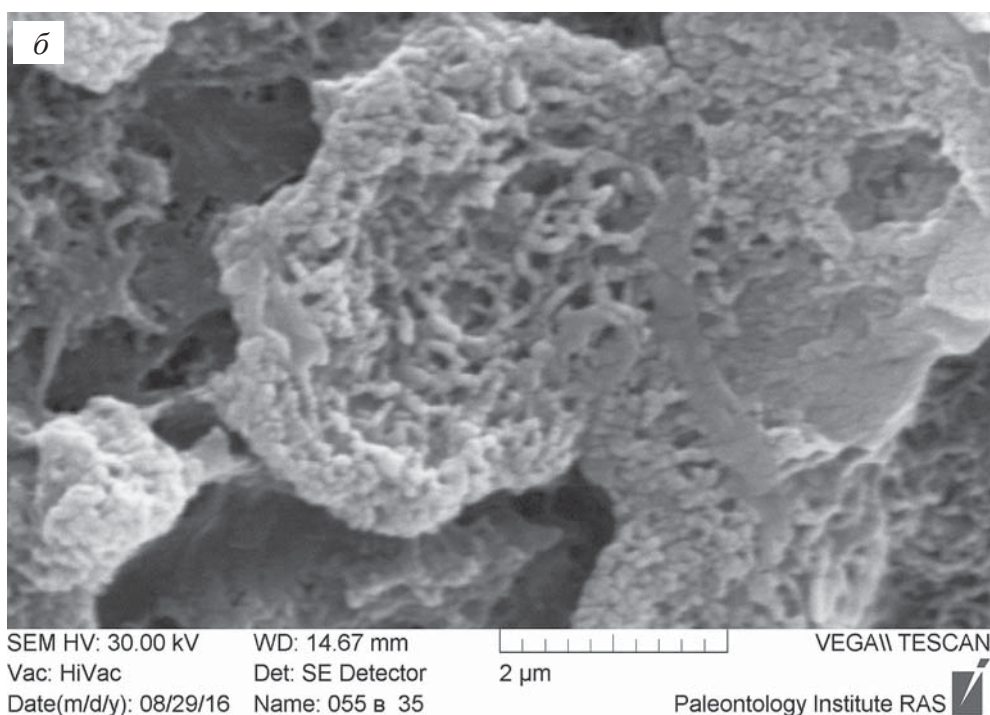
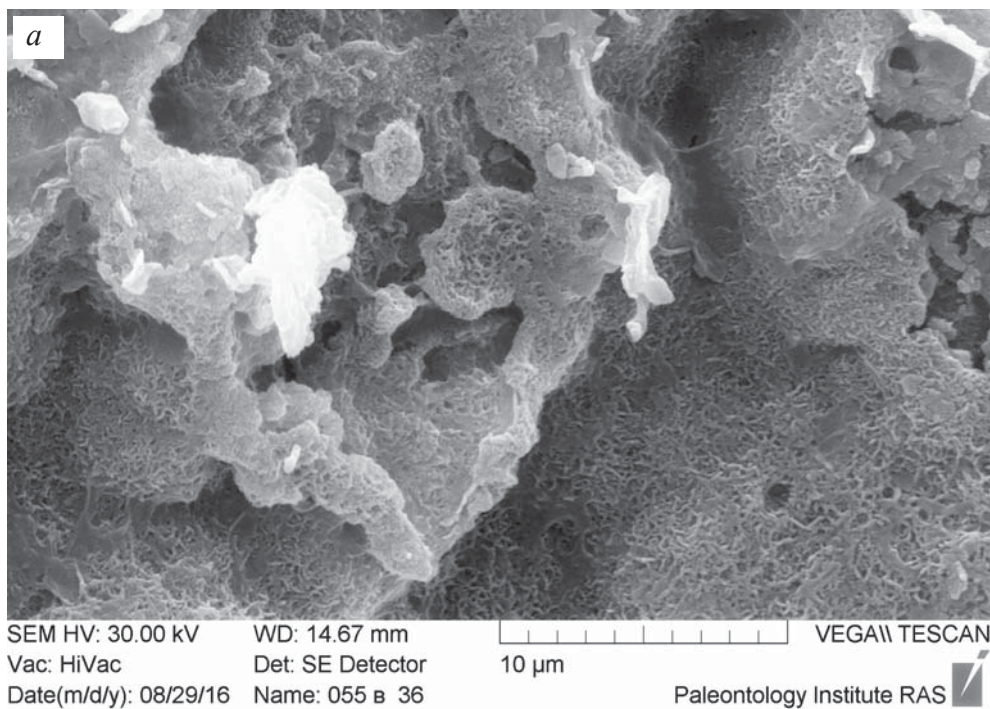
**Фиг. 119 а–б.** Участок фиг.118 а с разными увеличениями, вся поверхность сплошь покрыта fossilизированными тонкими длинными нитчатыми бактериями, видны редкие поперечные сечения полостей от более крупных бактерий



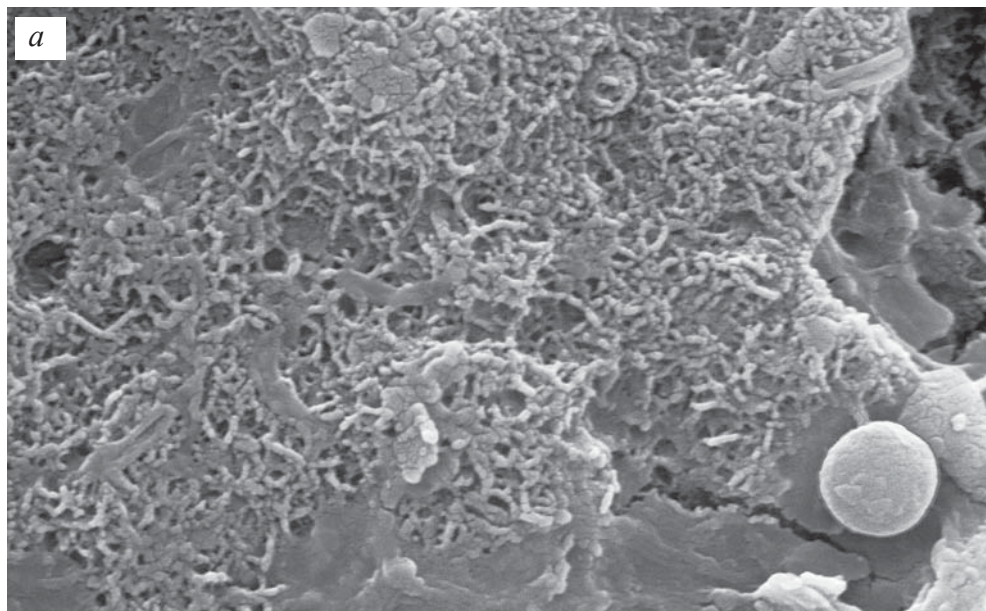
**Фиг. 120 а–б.** Фрагменты строматолита: верхние поверхности столбиков: плотные слои – вся поверхность сплошь покрыта fossilizированными тонкими длинными нитчатými бактериями, видны редкие поперечные сечения полосей от более крупных бактерий



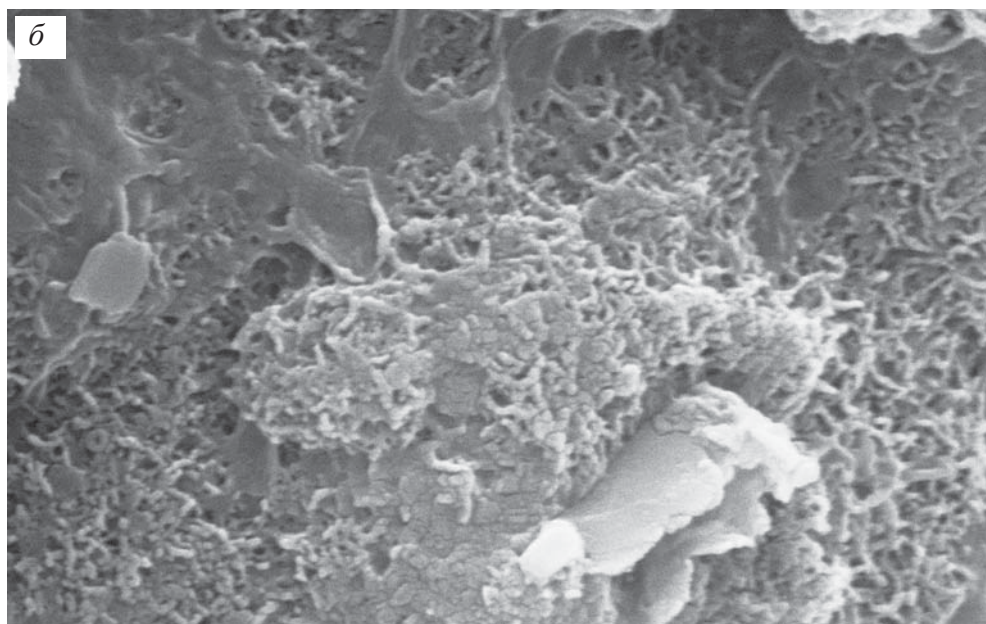
**Фиг. 121 а-б.** Фрагменты плотного слоя строматолитов – вся поверхность сплошь покрыта фоссилизированными тонкими длинными нитчатыми бактериями, видны редкие поперечные сечения полостей от более крупных бактерий, местами эти бактерии вместе с гликокаликсом образуют микропенки



**Фиг. 122 а–б.** Фрагмент онколита: *a* – общий вид биопленок образованных переплетающимися очень мелкими нитчатыми бактериям и гликокаликсом; *б* – увеличенный участок фиг. *a*



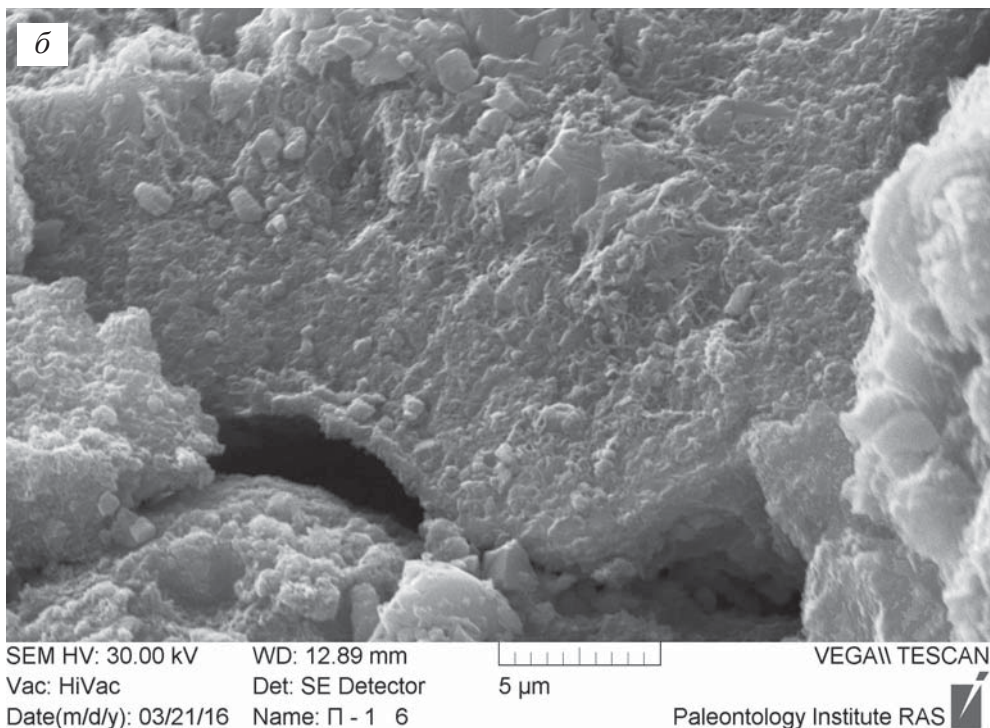
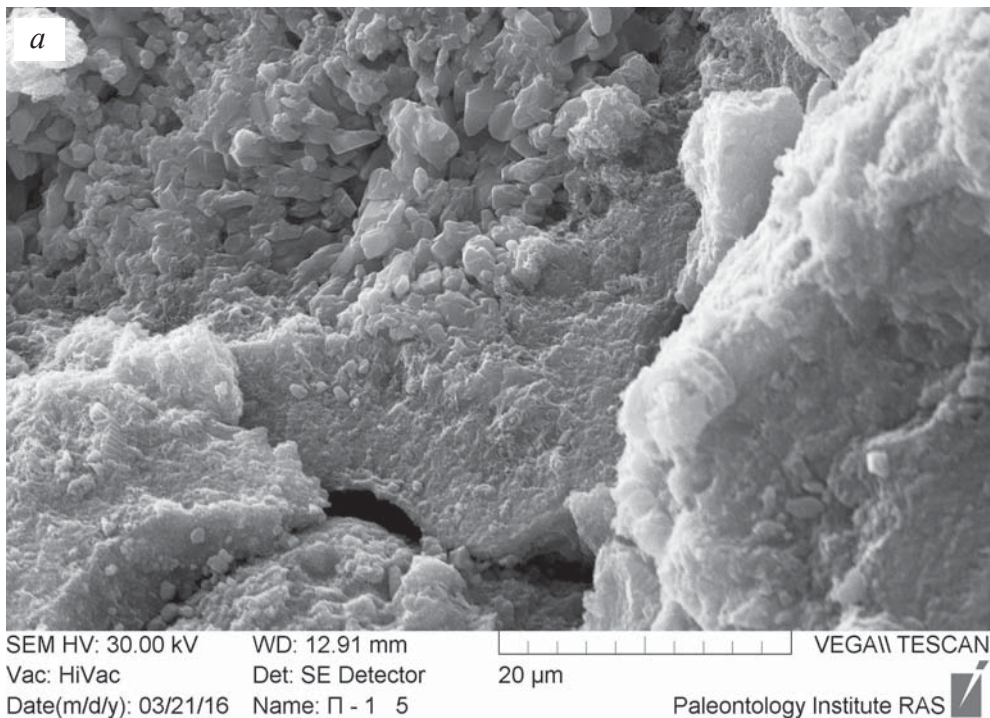
SEM HV: 30.00 kV WD: 14.68 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 5 µm  
Date(m/d/y): 08/29/16 Name: 055 в 34 Paleontology Institute RAS



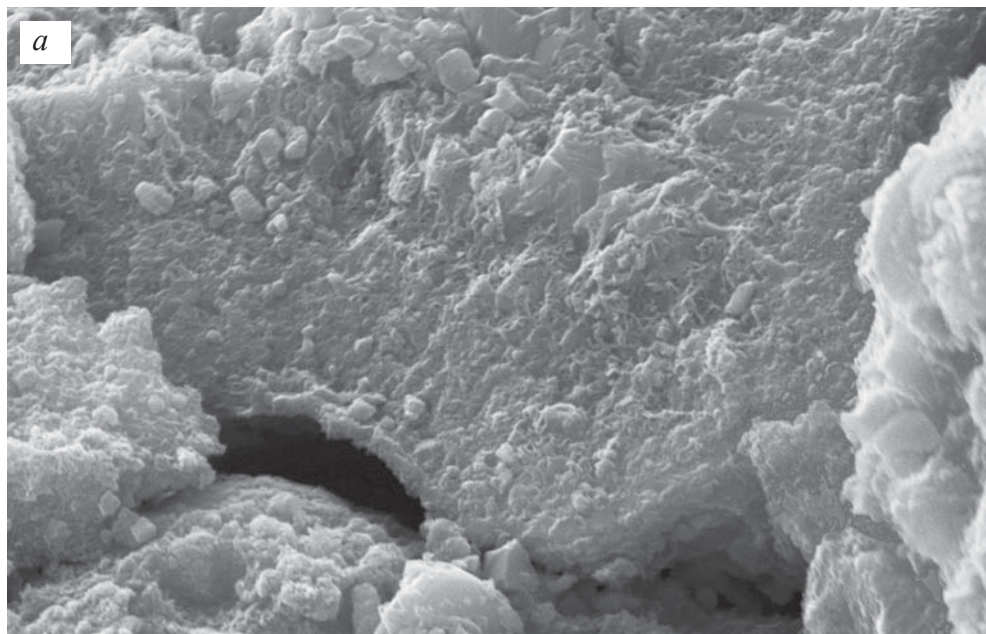
SEM HV: 30.00 kV WD: 14.66 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 2 µm  
Date(m/d/y): 08/29/16 Name: 055 в 37 Paleontology Institute RAS



**Фиг. 123 а–б.** Участки фиг.122 а с большими увеличениями, вся поверхность сплошь покрыта fossilized переплетающимися очень мелкими нитчатыми бактериями с гликокаликсом

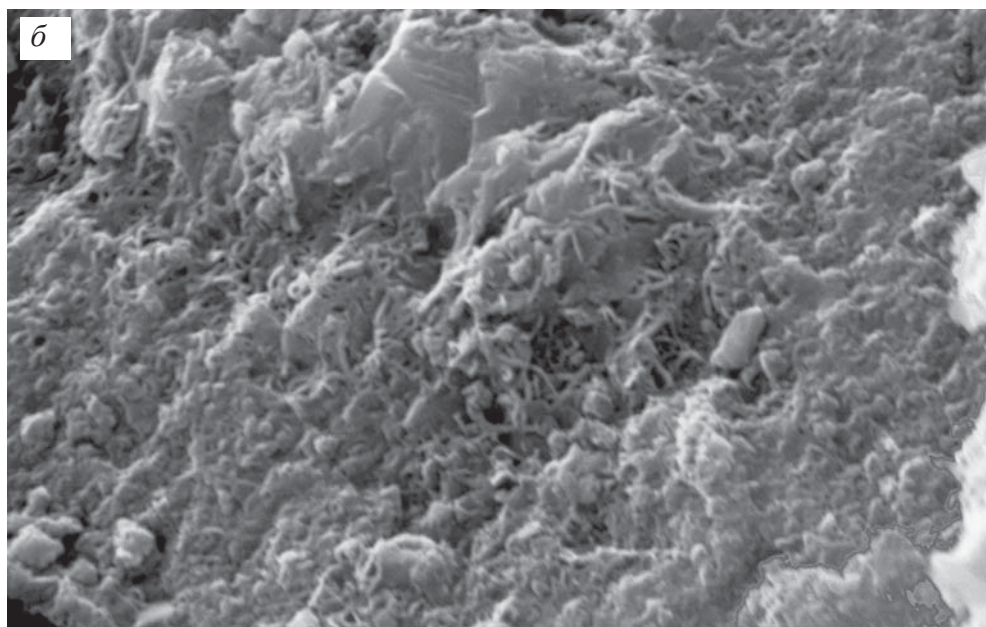


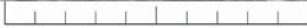



**Фиг. 124 а-б.** Участок поперечного скола столбика строматолита с разными увеличениями



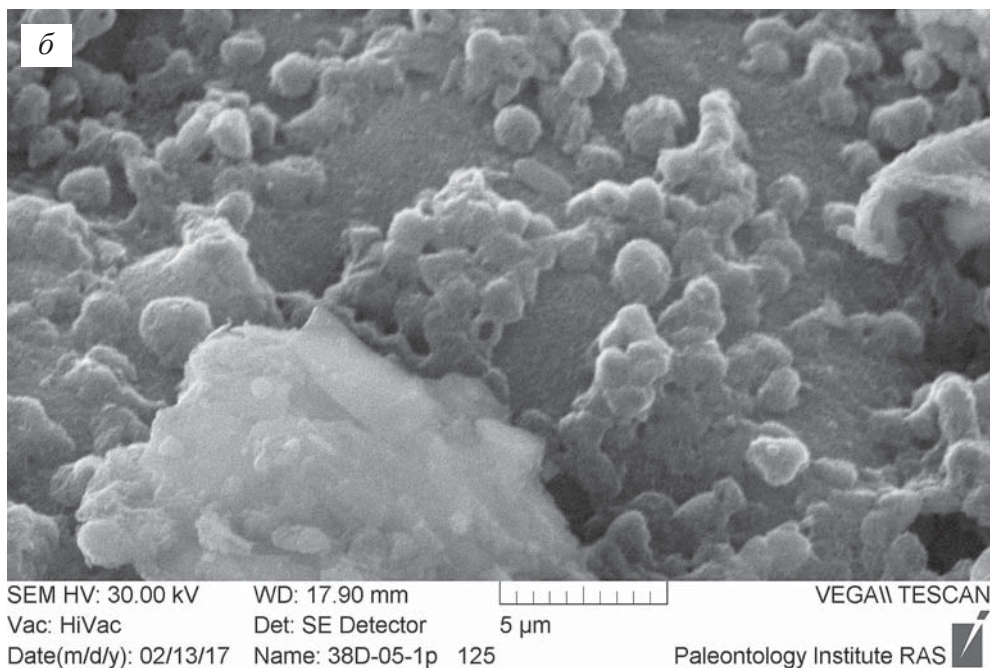
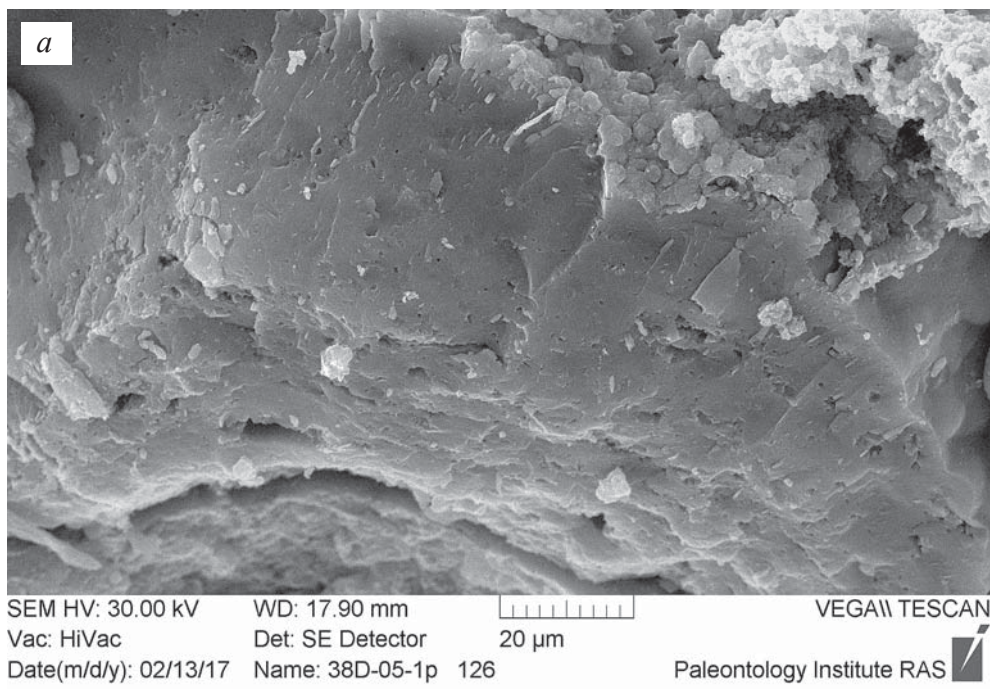
SEM HV: 30.00 kV    WD: 12.89 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 μm  
Date(m/d/y): 03/21/16    Name: П - 1 6    Paleontology Institute RAS 



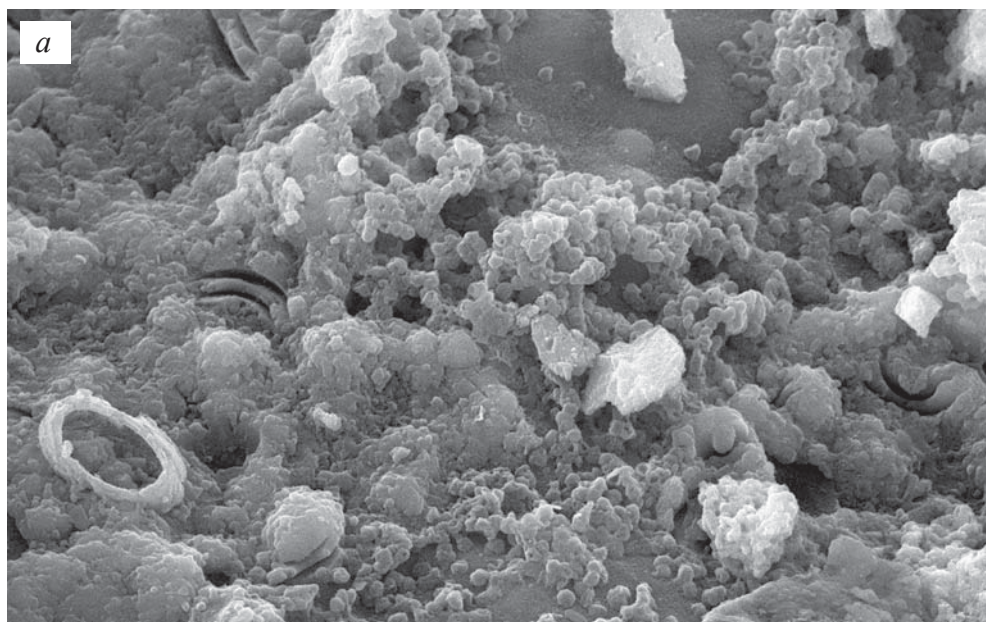
SEM HV: 30.00 kV    WD: 12.89 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 μm  
Date(m/d/y): 03/21/16    Name: П - 1 8    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 125 а-б.** Фрагмент фиг. 124 а с большими увеличениями: видны переплетающиеся очень мелкие тонкие извилистые нитчатые бактерии с гликокаликсом

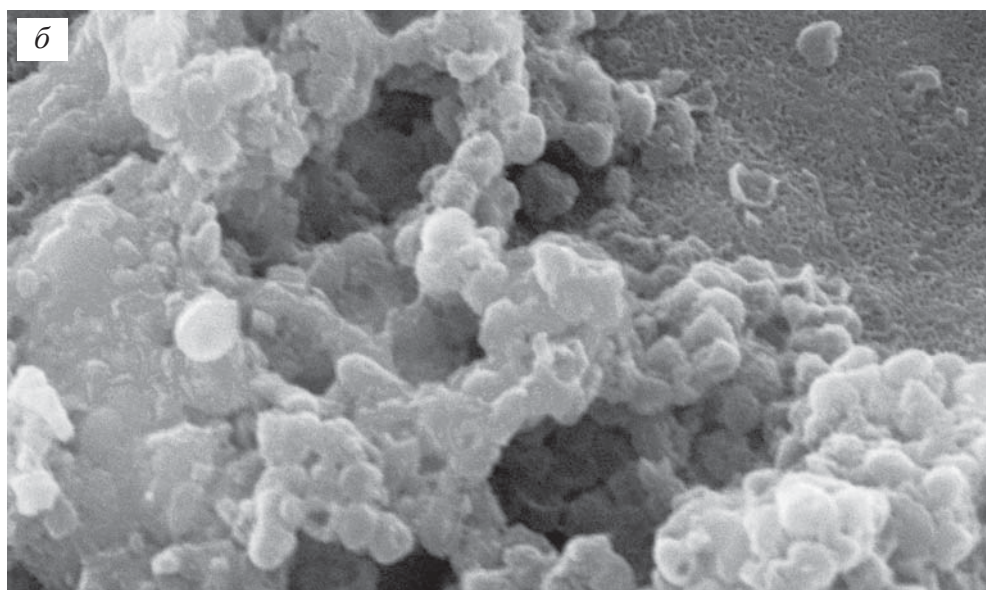
## Раздел VIII. Коккоидные (кокковидные) бактерии (фиг. 126–142)



**Фиг. 126 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок *а* – внешняя боковая сторона столбика с минерализованными коккоидными бактериями

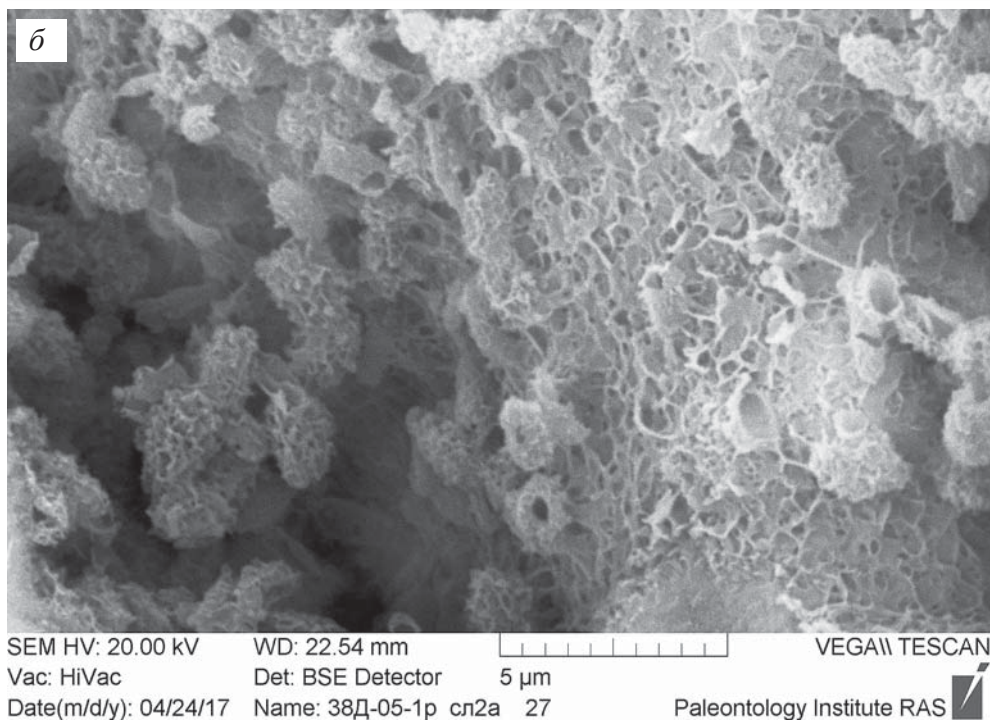
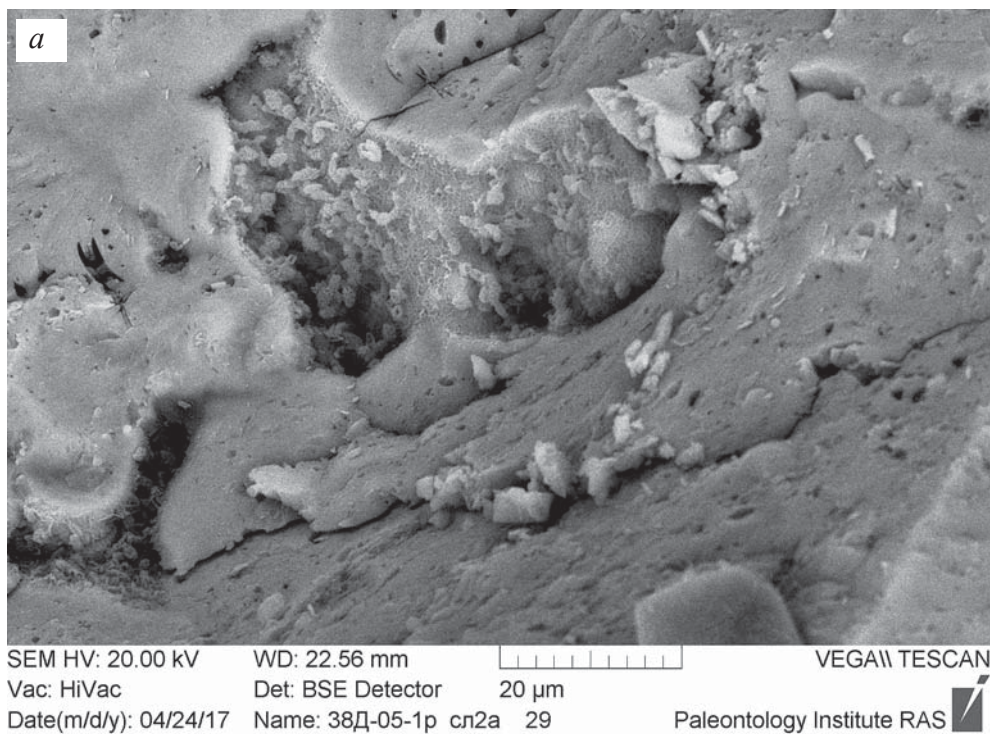


SEM HV: 30.00 kV    WD: 17.92 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
 Date(m/d/y): 02/13/17    Name: 38D-05-1p 121    Paleontology Institute RAS

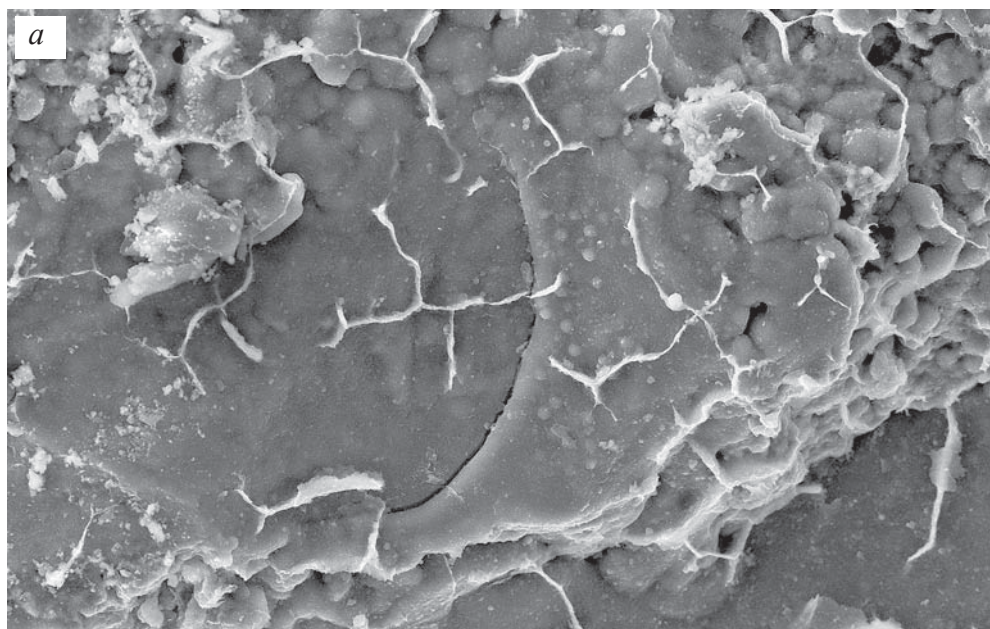


SEM HV: 30.00 kV    WD: 18.00 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
 Date(m/d/y): 02/13/17    Name: 38D-05-1p 123    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 127 а-б.** Фрагмент внешней боковой стороны столбика строматолита с минерализованными коккоидными бактериями при разных увеличениях, бактерии мелкие, имеют шаровидную форму с маленькой вмятинкой, в основном, они соединяются друг с другом

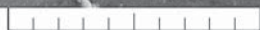


**Фиг. 128 а–б.** Фрагмент строматолита: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок *а* – коккоидные бактерии овальной формы в гликокаликсе



SEM HV: 30.00 kV

WD: 15.21 mm



VEGA\\ TESCAN

Vac: HiVac

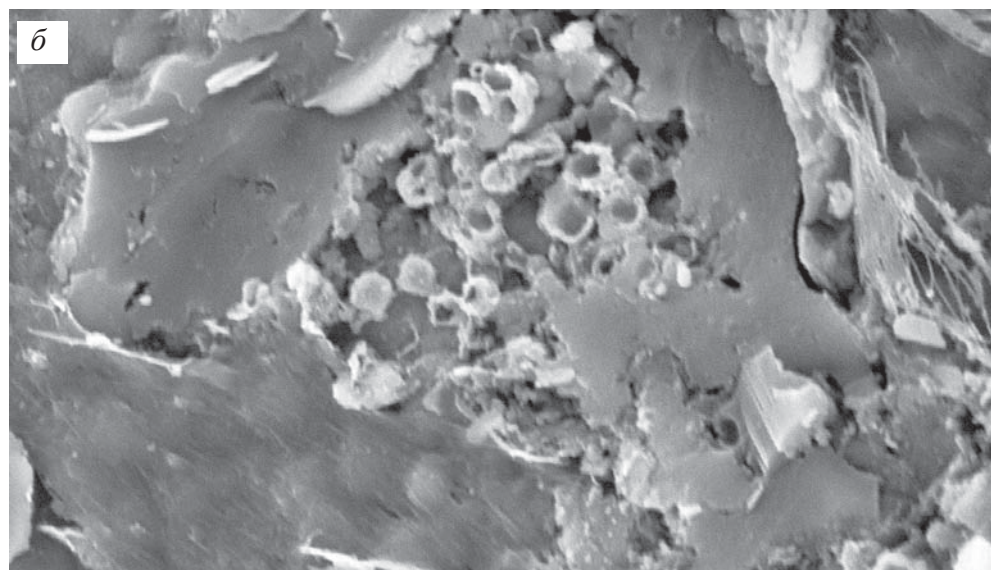
Det: SE Detector

100 μm

Name: 3 42

Date(m/d/y): 07/28/14

Paleontology Institute RAS



SEM HV: 20.00 kV

WD: 34.51 mm



VEGA\\ TESCAN

Vac: HiVac

Det: SE Detector

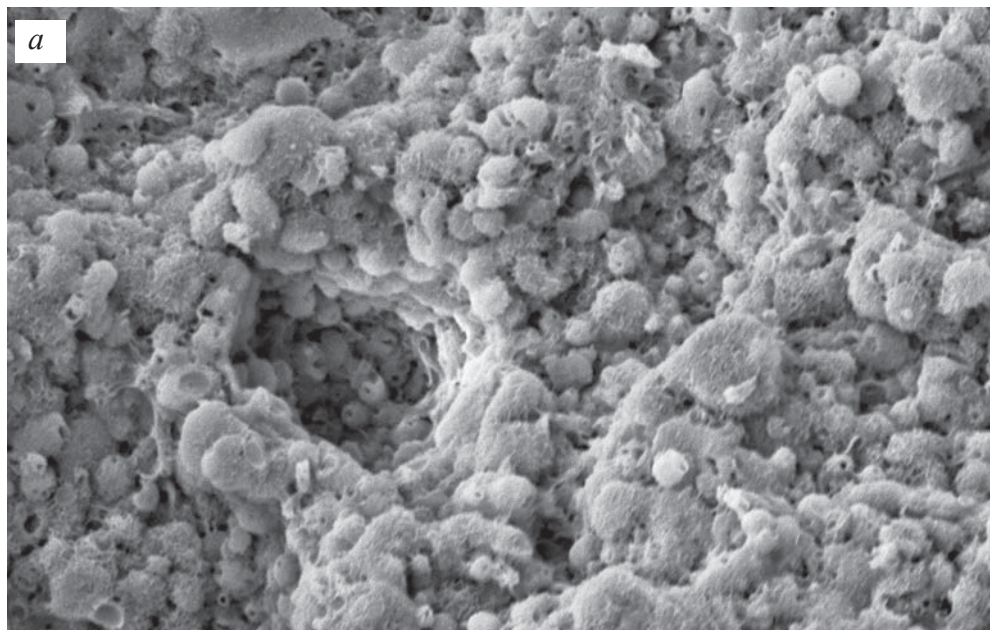
10 μm



Date(m/d/y): 04/17/17

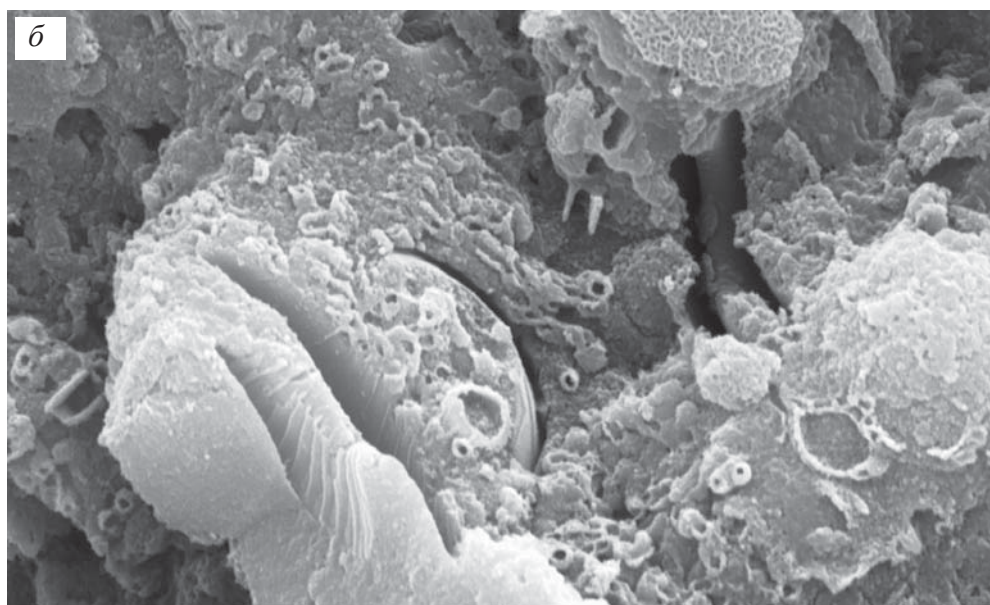
Name: 38Д-05-1р сл16 12



Paleontology Institute RAS

**Фиг. 129 а–б.** Фрагмент внешней боковой стороны столбика строматолита покрытой гликокаликсом: *а* – общий вид, сквозь гликокаликс просвечивают коккоидные формы; *б* – увеличенный участок боковой стороны с разрушенным гликокаликсом с минерализованными коккоидными бактериями частично разрушенными

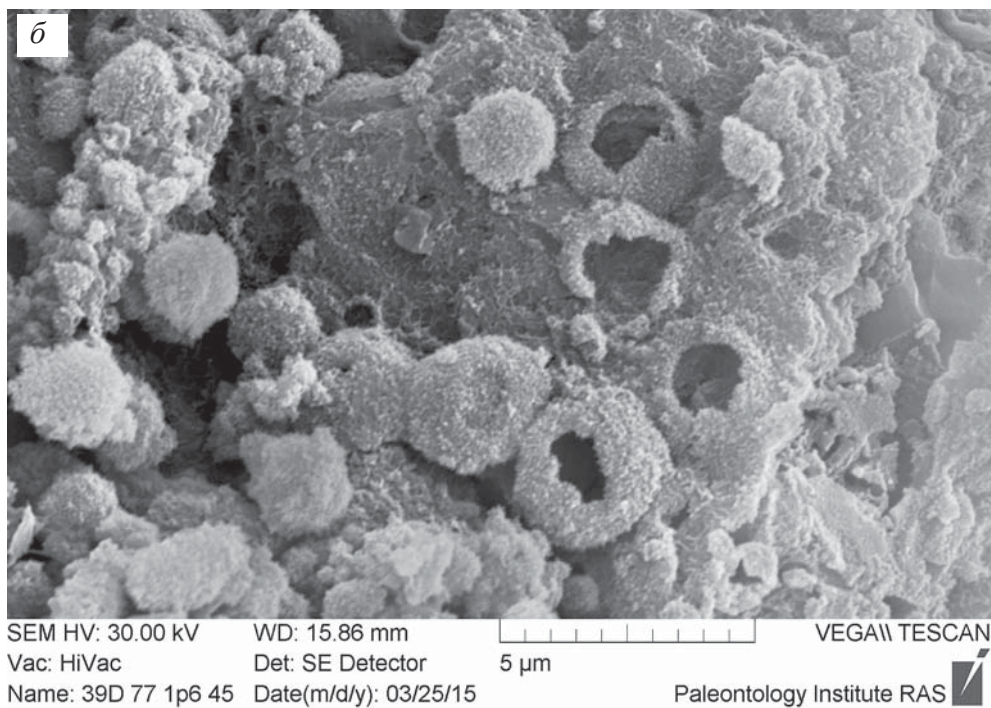
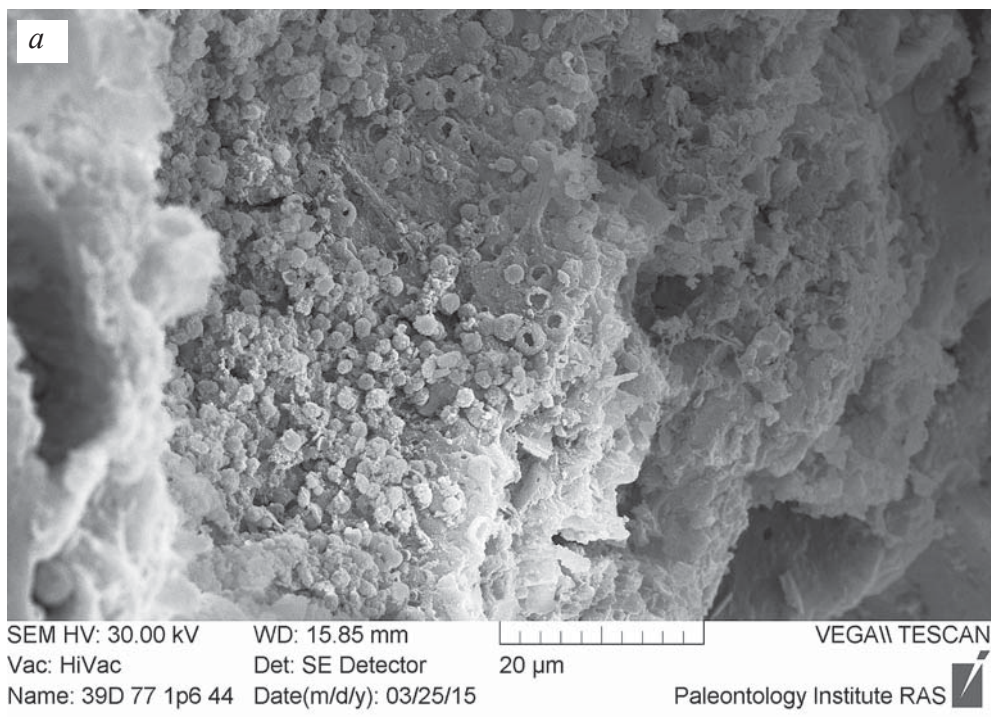


SEM HV: 10.00 kV    WD: 23.65 mm        VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    10 μm  
 Date(m/d/y): 06/05/17    Name: 38Д-05-1р-2Б    17    Paleontology Institute RAS 



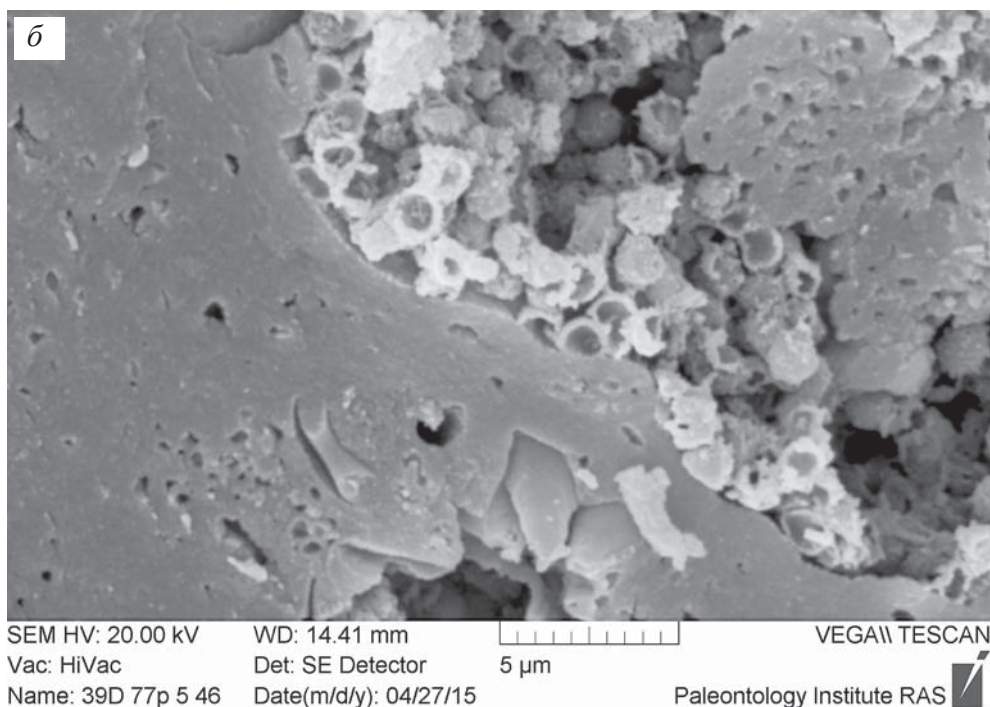
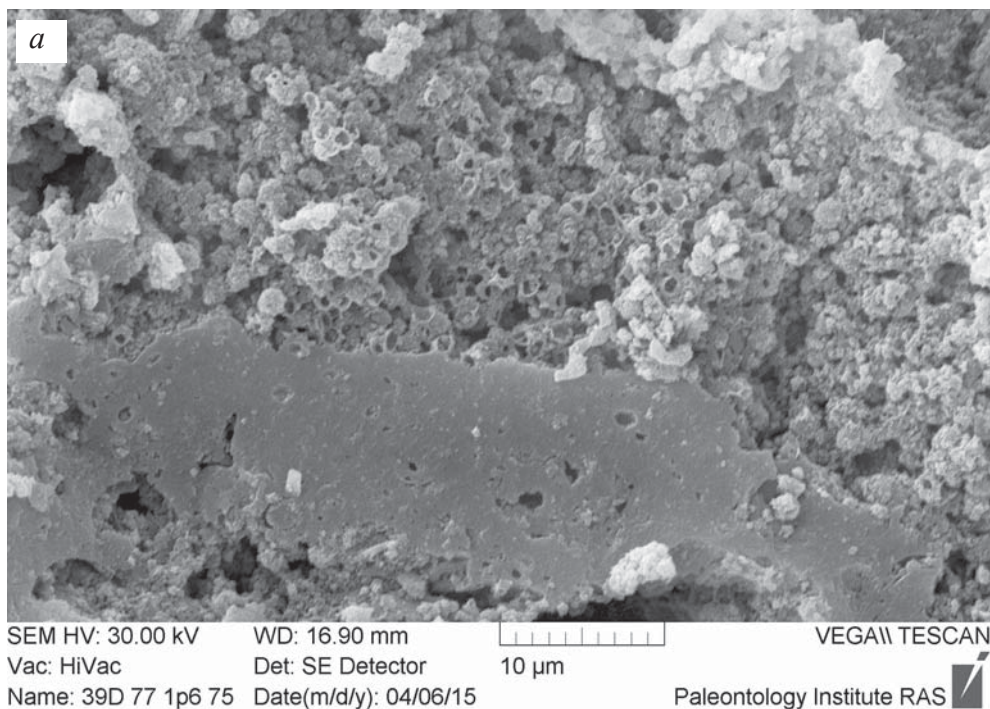
SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.07 mm        VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 μm  
 Name: 39D 77 1р6 53    Date(m/d/y): 03/30/15    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 130 а-б.** Фрагменты строматолита при больших увеличениях: *а* – минерализованные коккоидные бактерии разной формы, поры внутри и с маленьким отверстием на оболочке; *б* – биопленка с коккоидными и нитчатыми бактериями

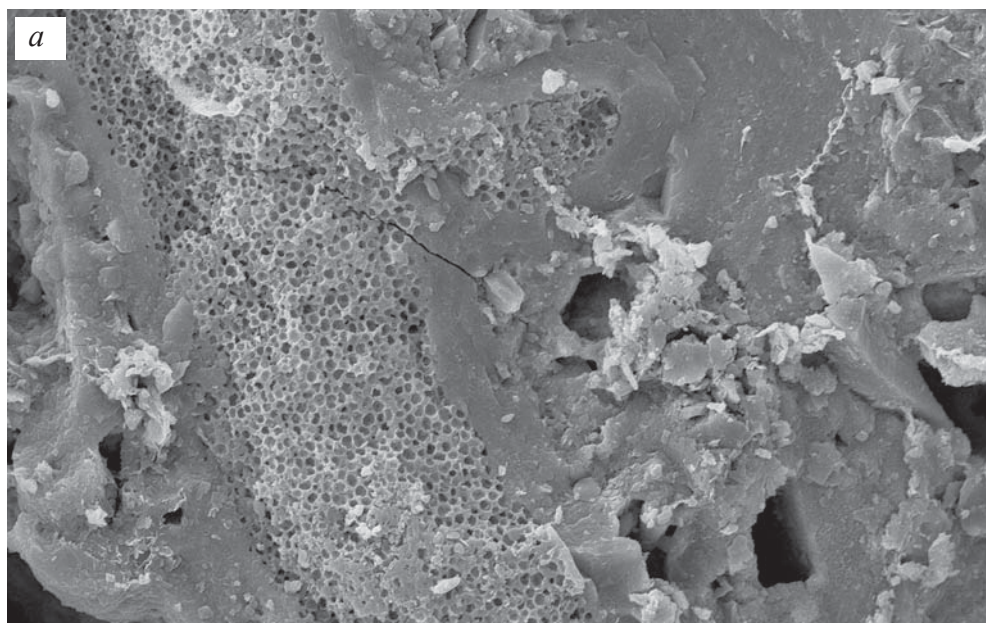


**Фиг. 131 а-б.** Фрагмент строматолита с минерализованными коккоидными бактериями: *а* – общий вид, *б* – увеличенный участок фиг. *а* с минерализованными коккоидными бактериями, полыми внутри и частично разрушенными





**Фиг. 132 а–б.** Фрагмент строматолита с минерализованными коккоидными бактериями: *а* – общий вид, *б* – увеличенный участок фиг. *а* с минерализованными коккоидными бактериями, полыми внутри и частично разрушенными



SEM HV: 20.00 kV

WD: 13.06 mm



VEGA\\ TESCAN

Vac: HiVac

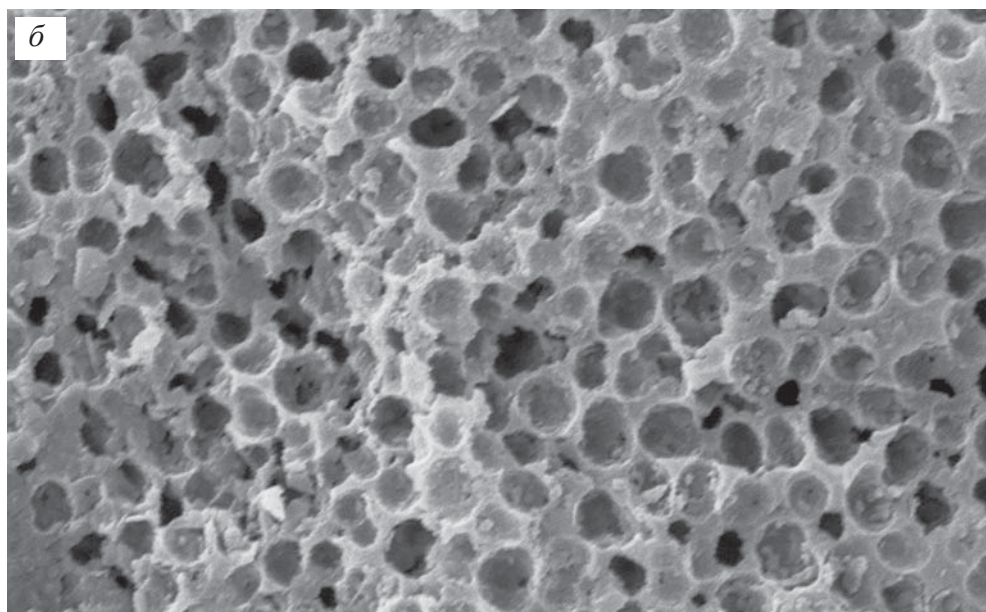
Det: SE Detector

20 μm

Date(m/d/y): 11/02/15

Name: 183 кр 89

Paleontology Institute RAS



SEM HV: 20.00 kV

WD: 13.07 mm



VEGA\\ TESCAN

Vac: HiVac

Det: SE Detector

5 μm

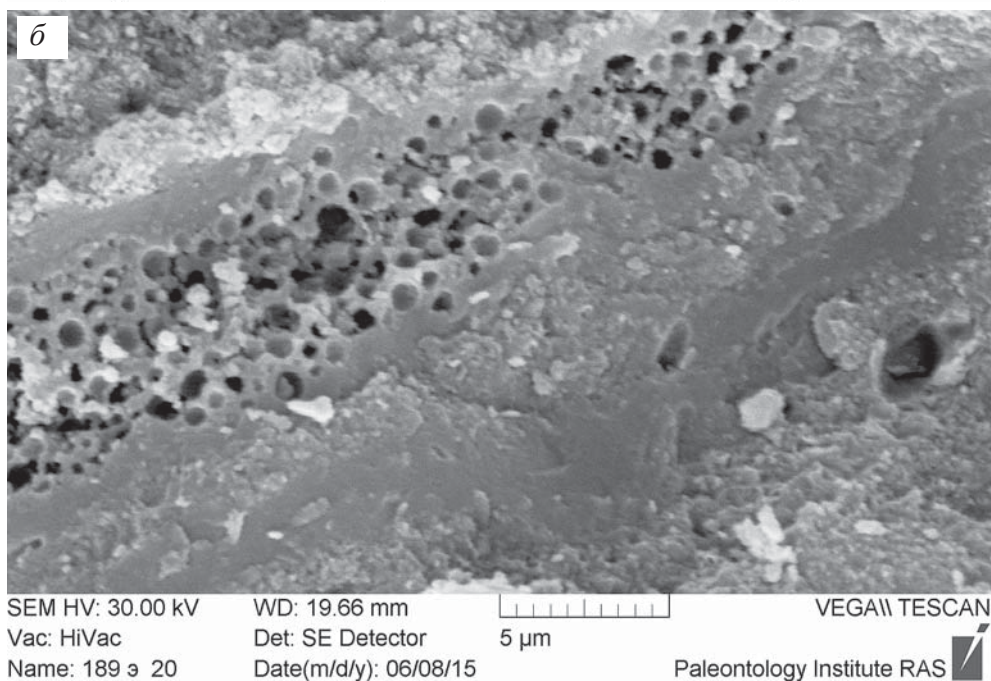
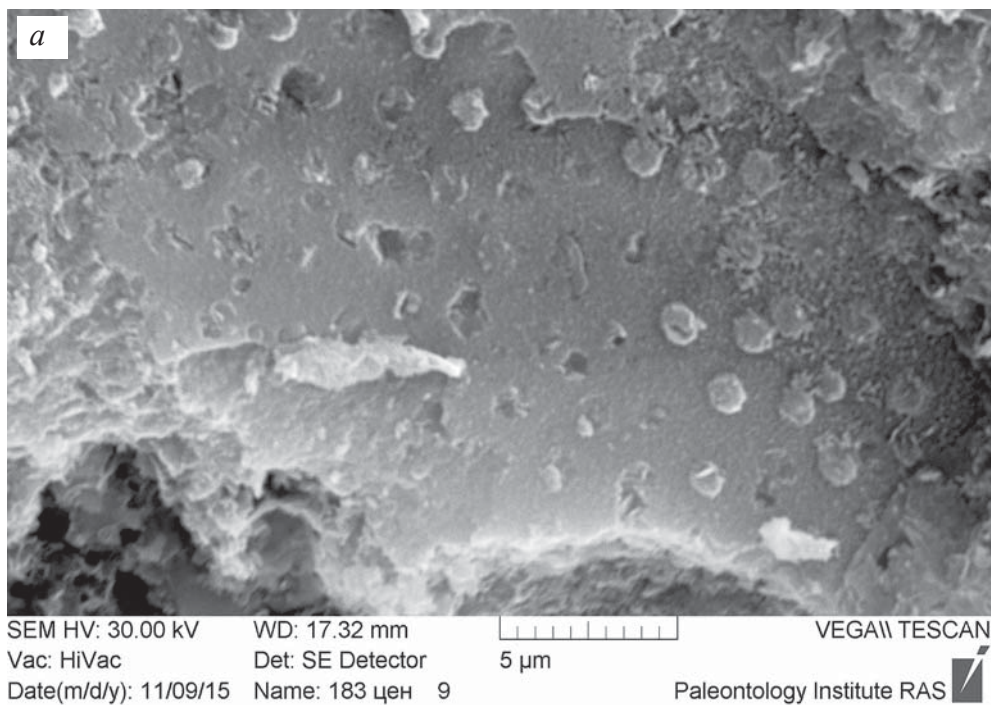
Date(m/d/y): 11/02/15

Name: 183 кр 90

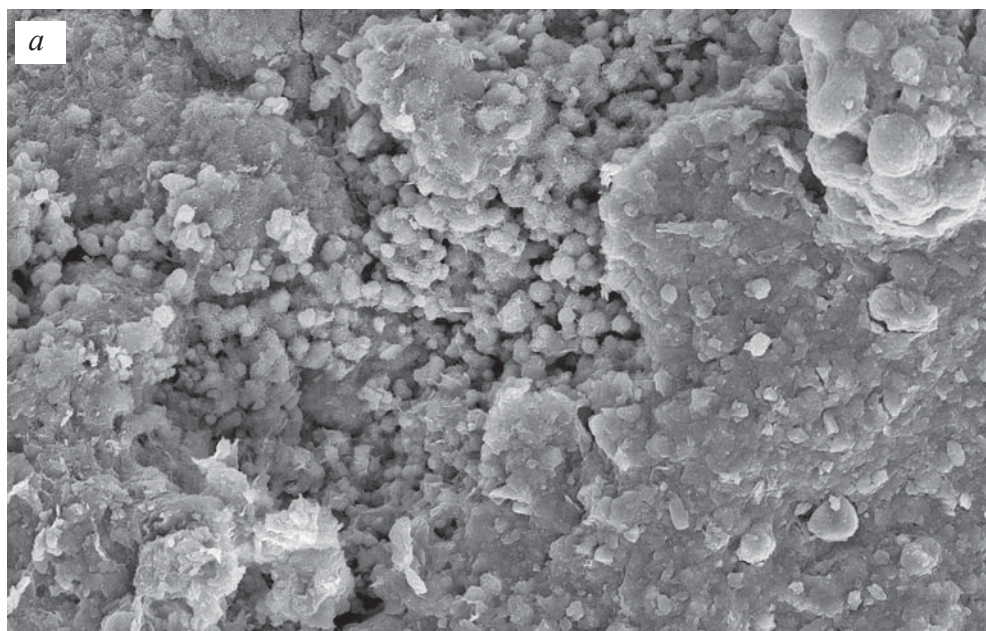
Paleontology Institute RAS



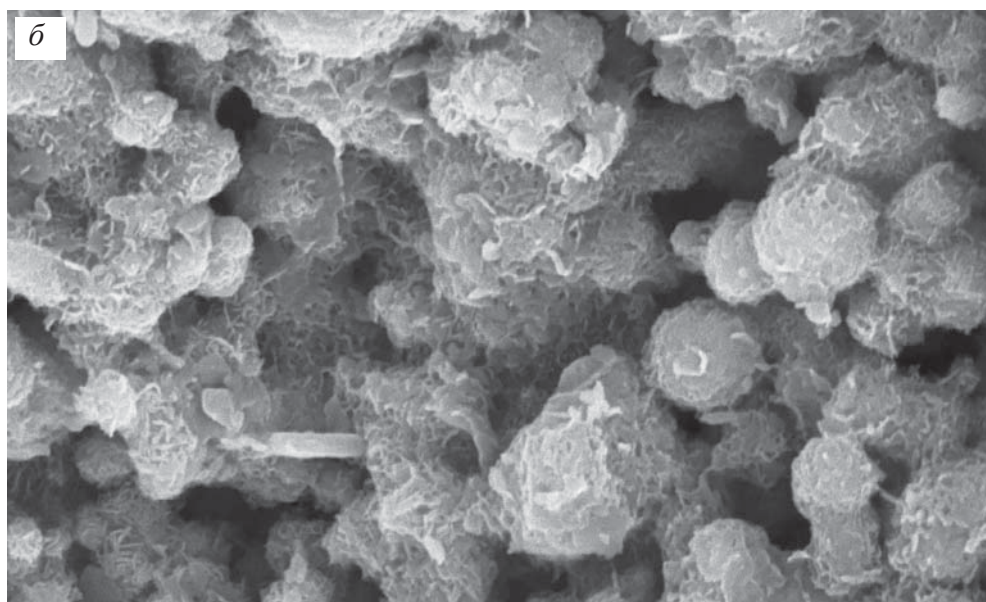
**Фиг. 133 а–б.** Фрагмент онколита с микропрослоем, образованным минерализованными коккоидными бактериями с гликокаликсом: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок коккоидного прослоя





**Фиг. 134 а–б.** Фрагменты онколита с коккоидными бактериями: *а* – плотный слой с одиночными минерализованными коккоидными бактериями равномерно разбросанными по всему слою; *б* – микропрослой, образованный минерализованными коккоидными бактериями с гликокаликсом

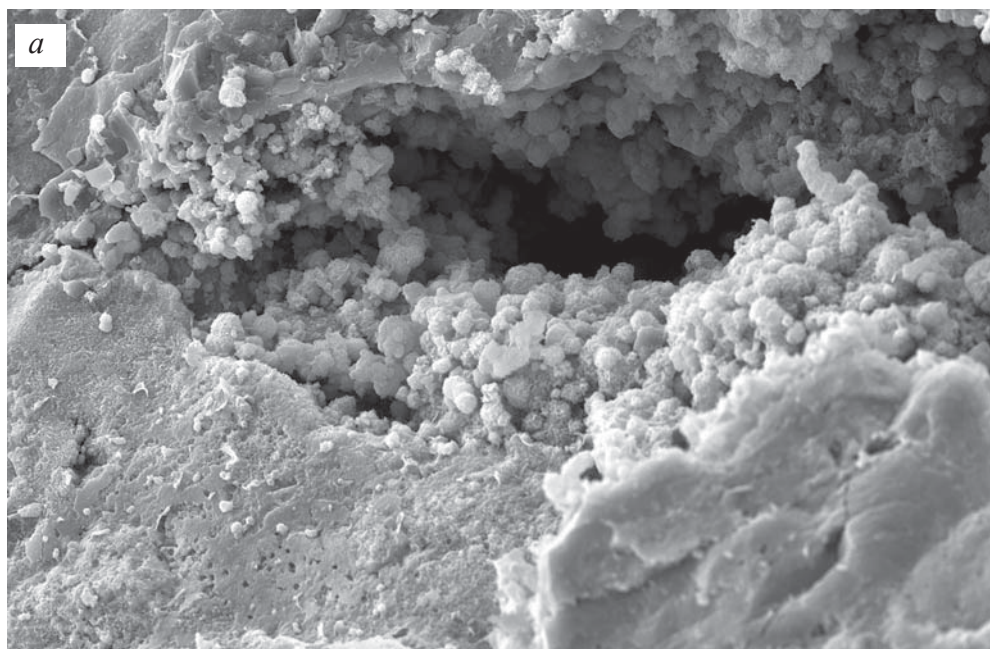


SEM HV: 20.00 kV    WD: 27.04 mm        VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    20 µm  
 Date(m/d/y): 11/21/16    Name: 234 1 17    Paleontology Institute RAS 

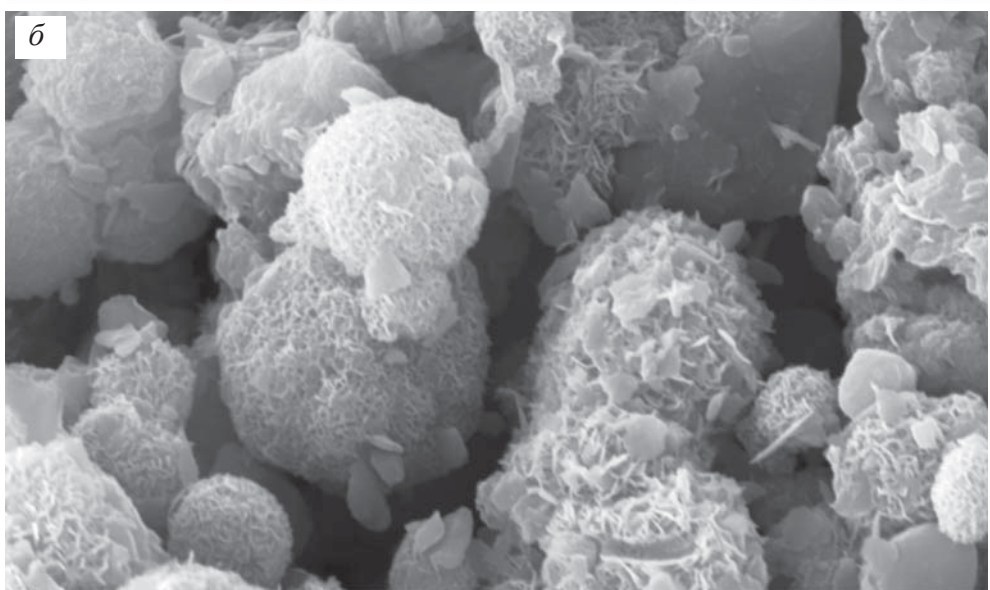


SEM HV: 20.00 kV    WD: 27.04 mm        VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 µm  
 Date(m/d/y): 11/21/16    Name: 234 1 16    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 135 а–б.** Фрагмент онколита с коккоидными бактериями: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а* – минерализованные круглые коккоидные бактерии с гликокаликсом

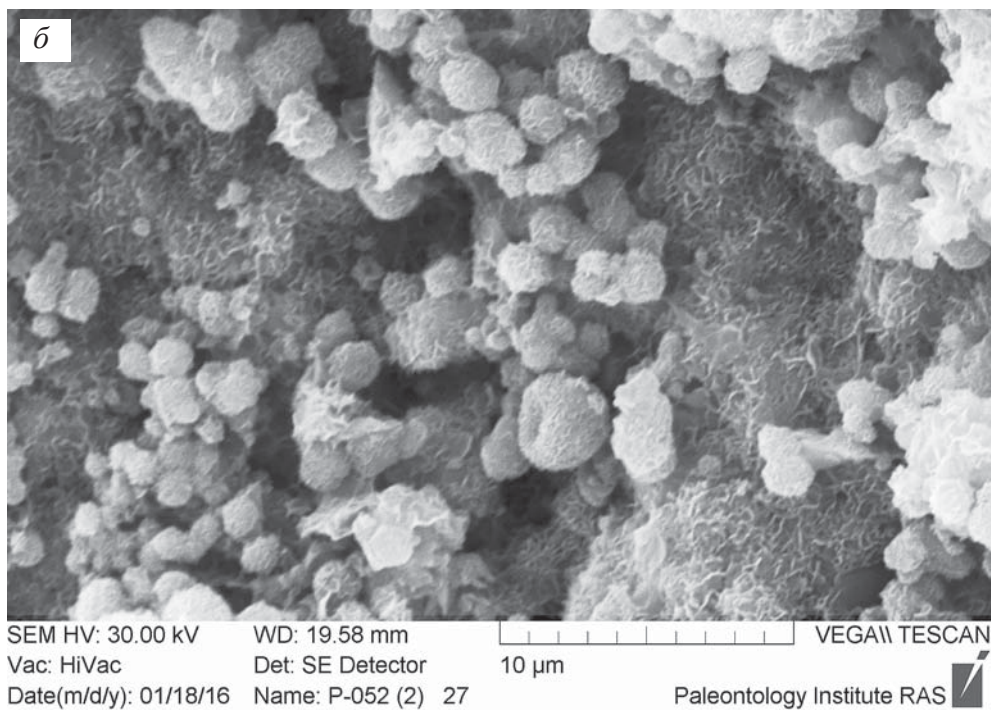
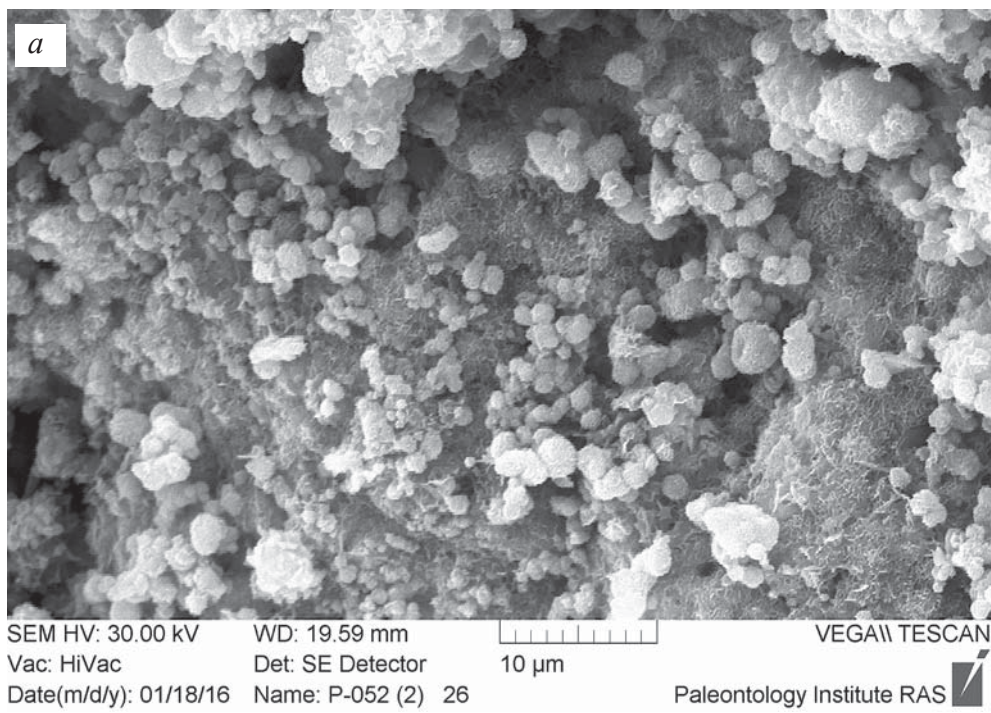


SEM HV: 20.00 kV    WD: 14.40 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    50  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 10/12/15    Name: 183 кр 26    Paleontology Institute RAS

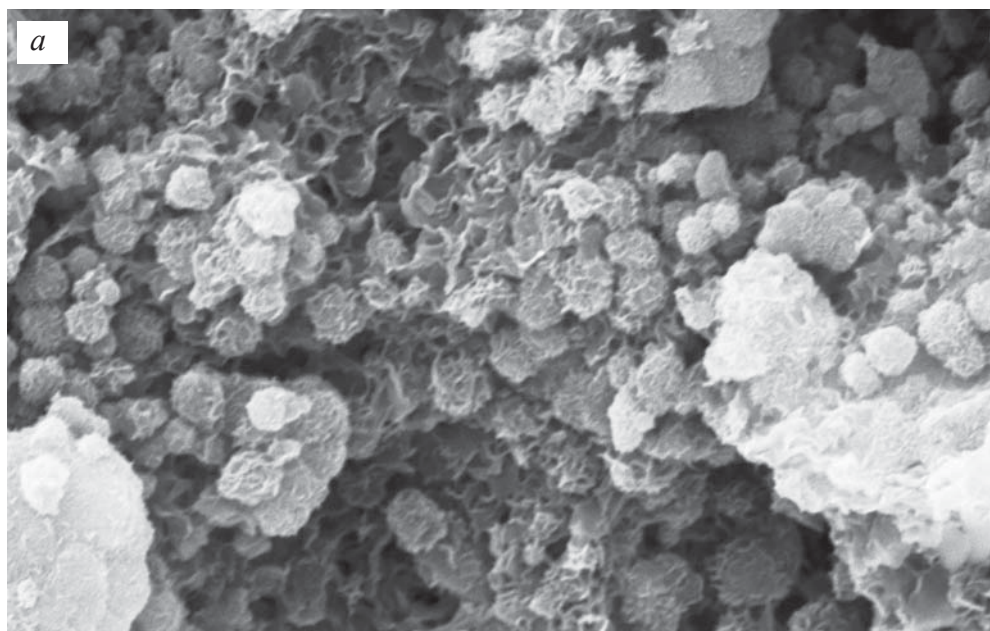


SEM HV: 20.00 kV    WD: 13.75 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 10/26/15    Name: 183 кр 75    Paleontology Institute RAS

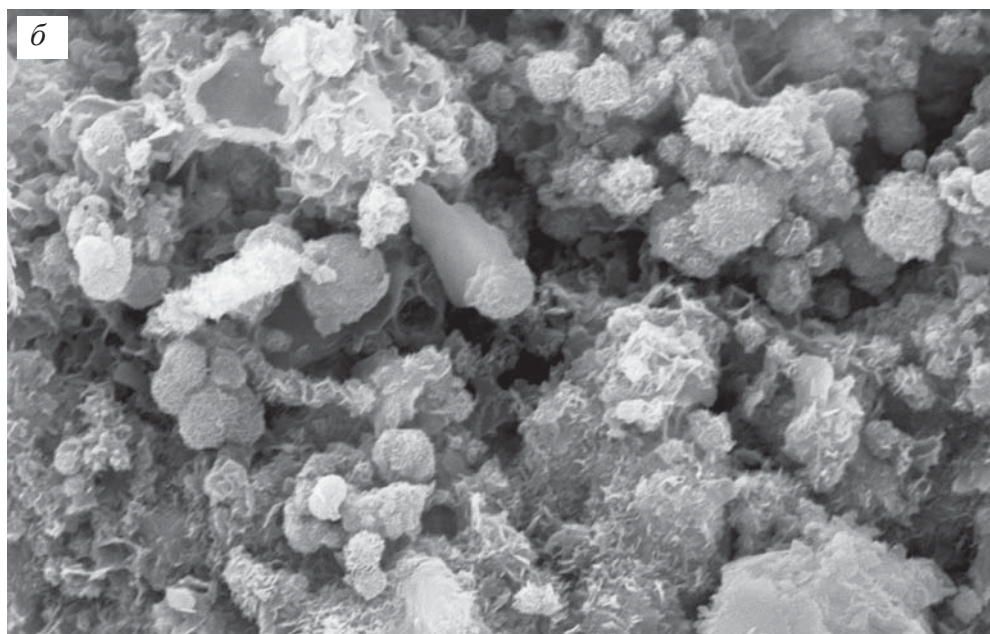
**Фиг. 136 а-б.** Фрагмент онколита с коккоидными бактериями: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а* – минерализованные круглые коккоидные бактерии с гликокаликсом



**Фиг. 137 а–б.** Фрагмент онколита с коккоидными бактериями: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а* – минерализованные круглые коккоидные бактерии с гликокаликсом

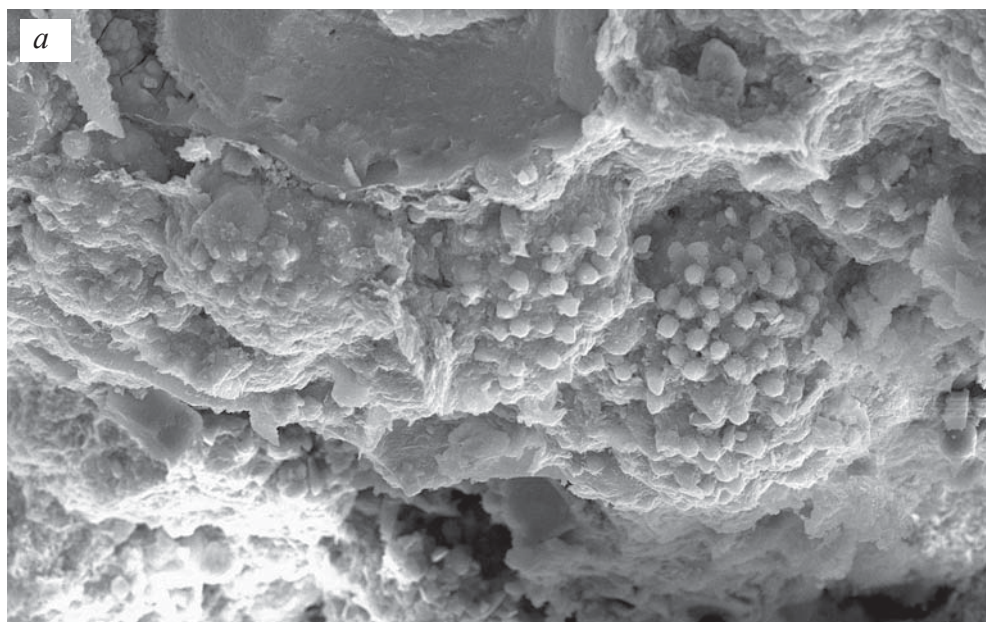


SEM HV: 30.00 kV    WD: 19.62 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 01/18/16    Name: P-052 (2) 28    Paleontology Institute RAS

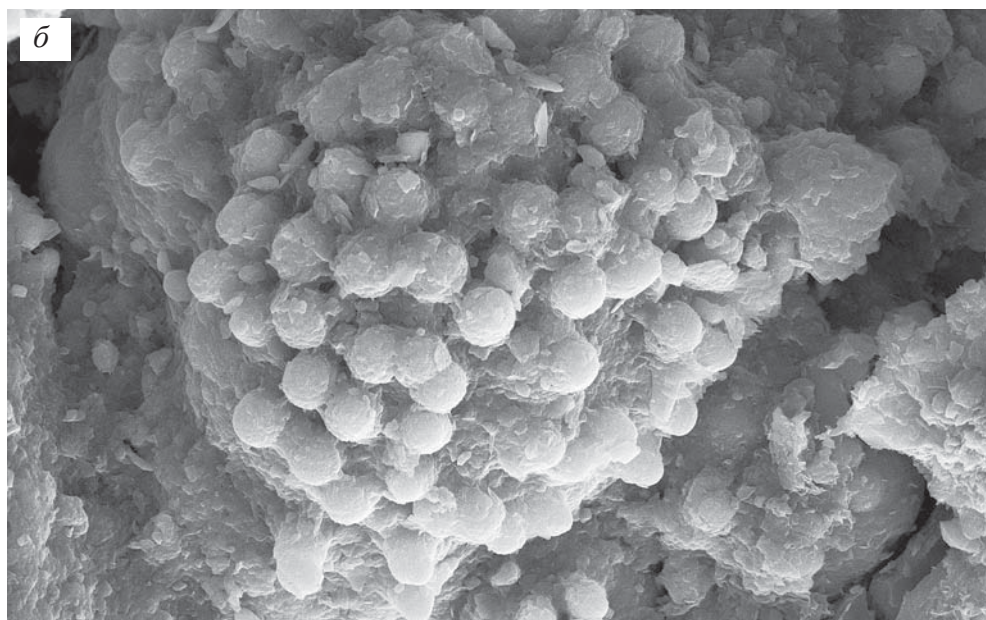


SEM HV: 30.00 kV    WD: 19.64 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 01/18/16    Name: P-052 (2) 31    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 138 а-б.** Увеличенные фрагменты фиг. 137 а – онколита: минерализованные круглые коккоидные бактерии с гликокаликсом



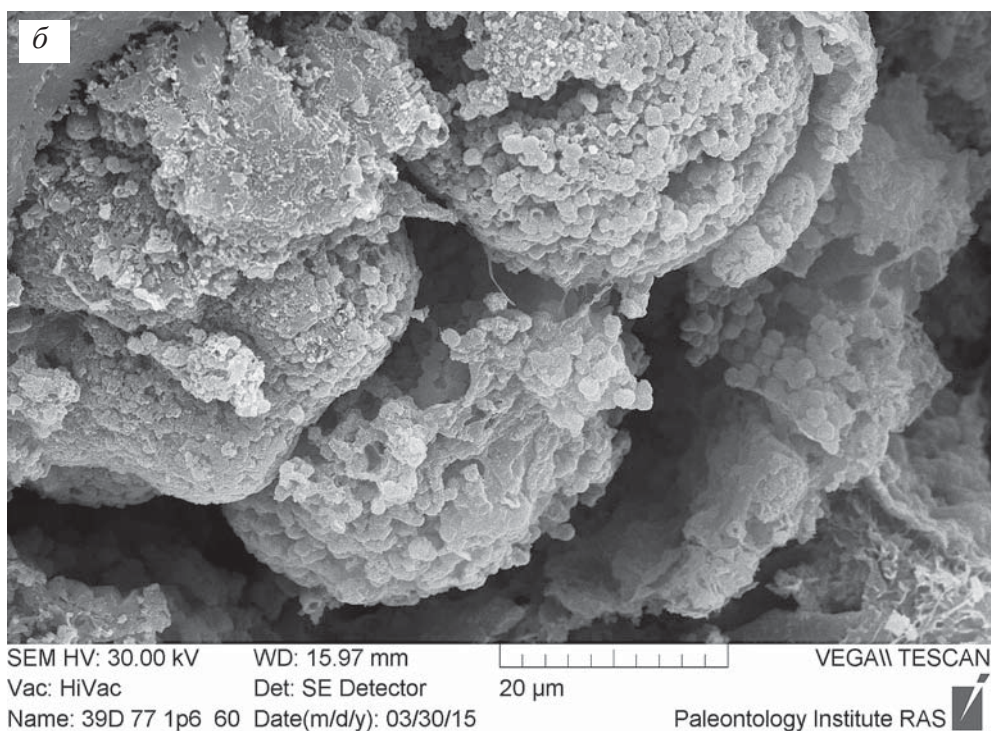
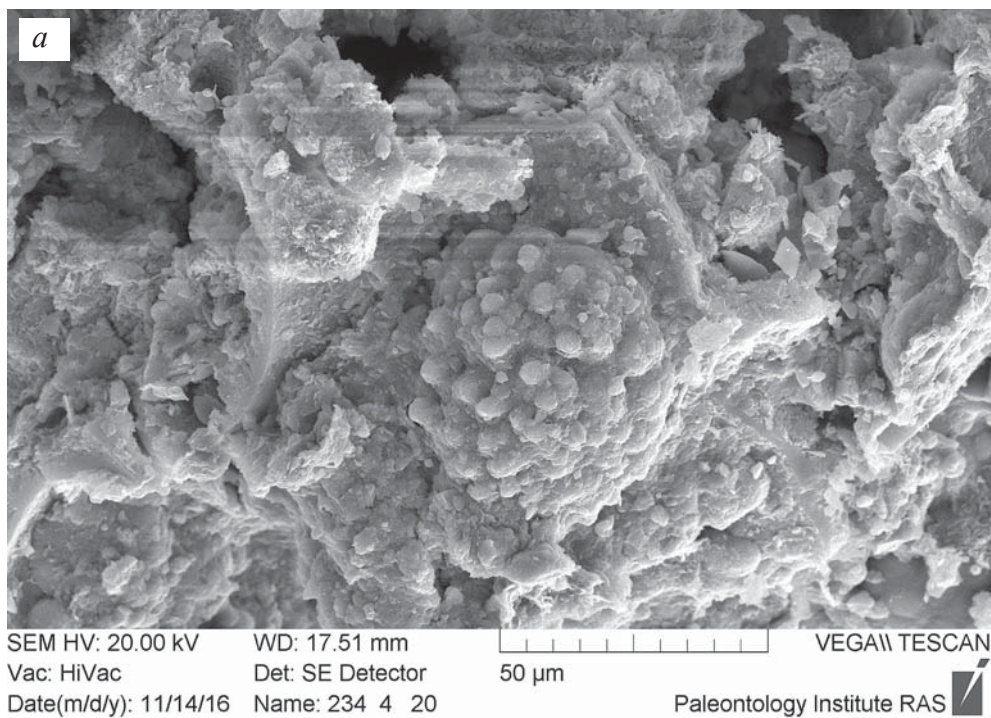
SEM HV: 20.00 kV WD: 17.40 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 50  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 11/14/16 Name: 234 4 21 Paleontology Institute RAS



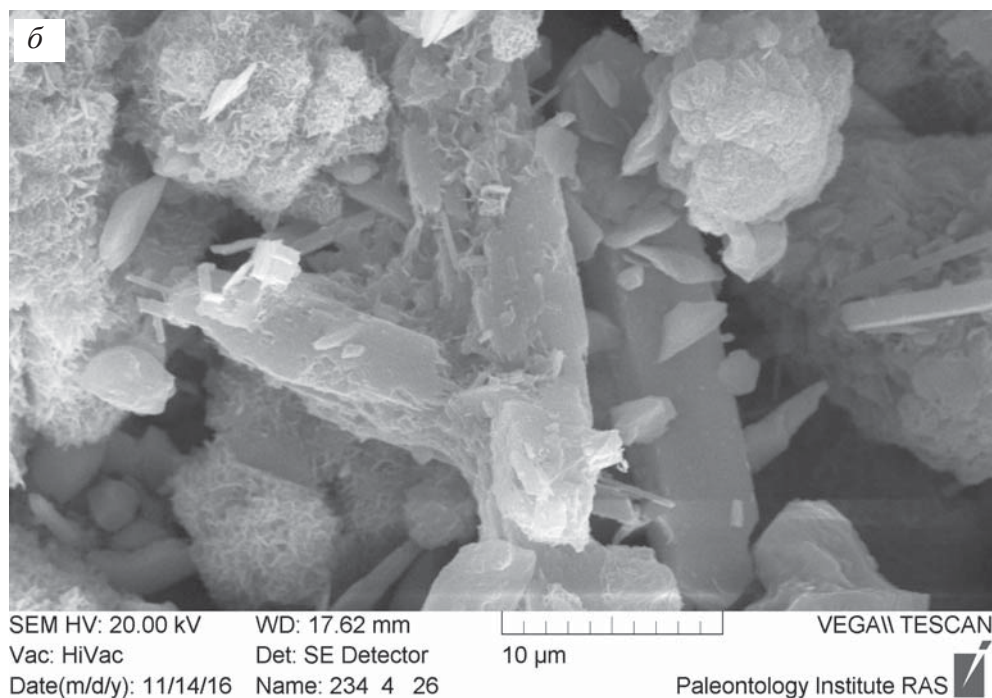
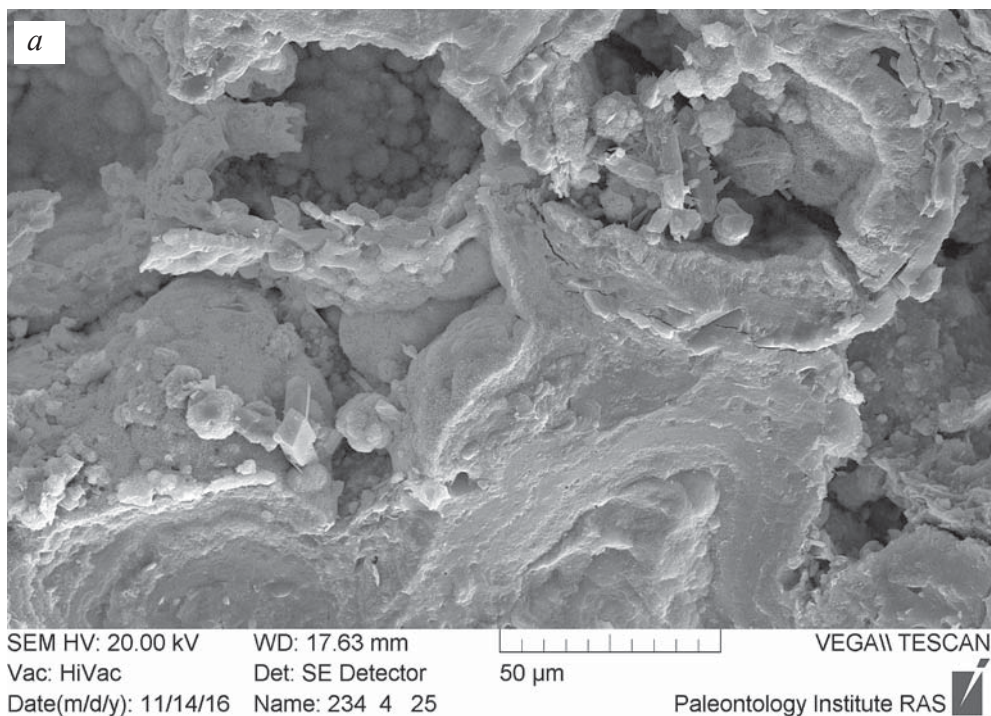
SEM HV: 20.00 kV WD: 17.63 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 11/14/16 Name: 234 4 22 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 139 а–б.** Фрагмент онколита с колониями коккоидных бактерий: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а* – шаровидная колония коккоидных бактерий

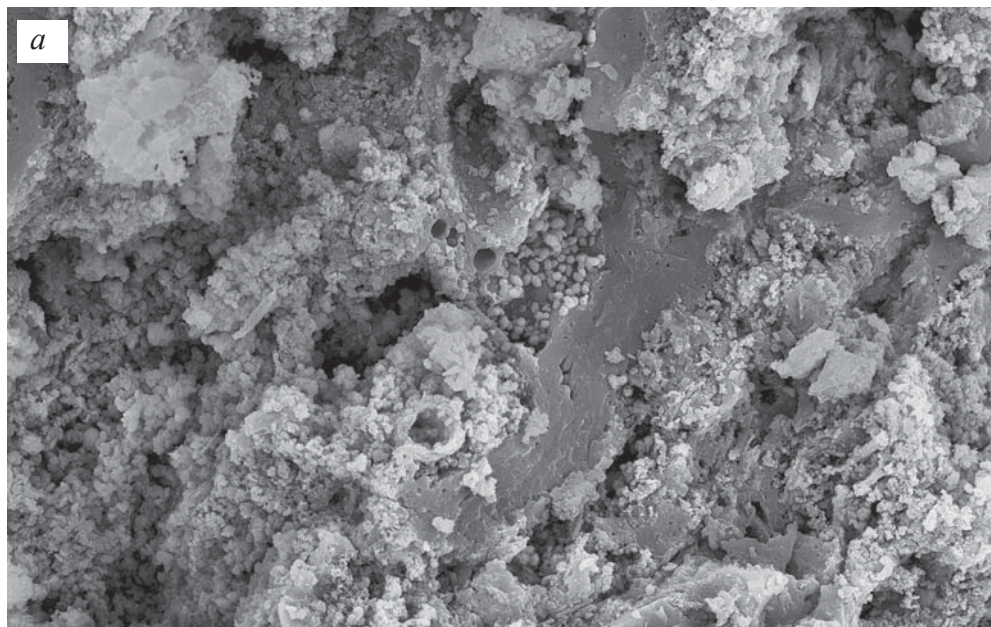




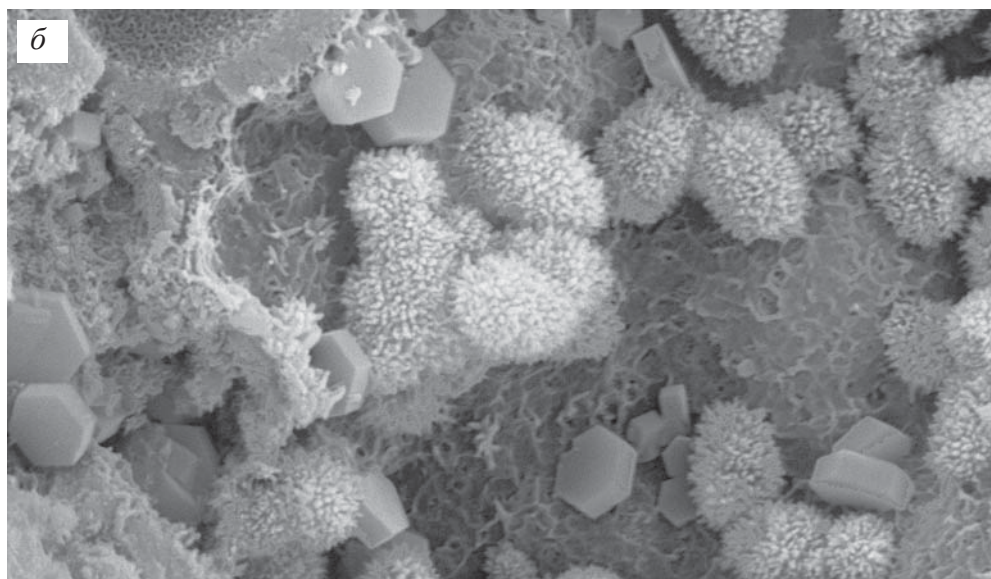
**Фиг. 140 а-б.** Колонии коккоидных бактерий: *а* – в онколитах; *б* – в строматолите



**Фиг. 141 а-б.** Фрагмент онколита с колониями коккоидных бактерий: *a* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *a* – шаровидные колонии коккоидных бактерий



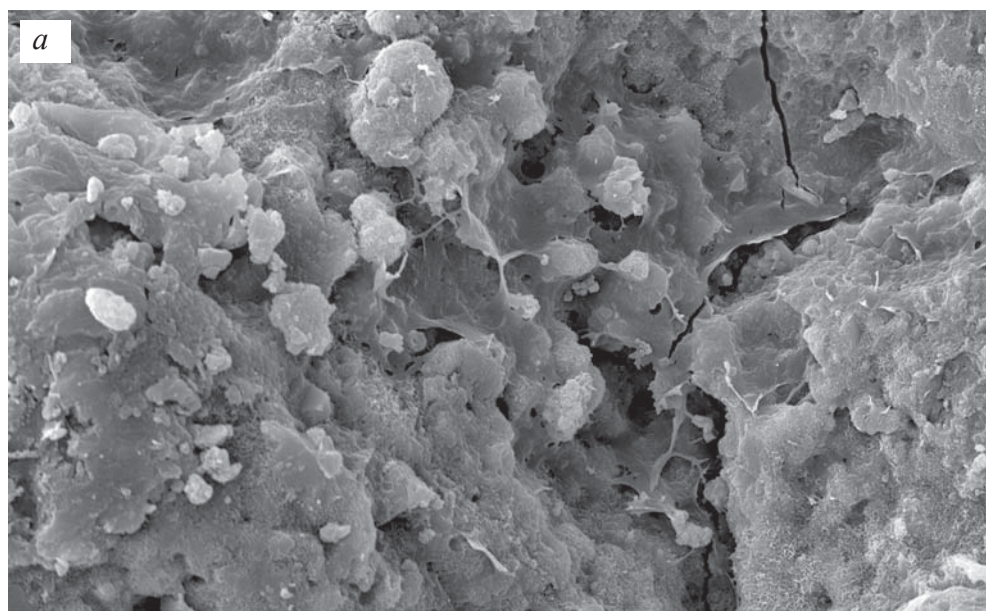
SEM HV: 30.00 kV    WD: 15.25 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    50  $\mu$ m  
 Name: 2 1r    Date(m/d/y): 02/04/15    Paleontology Institute RAS



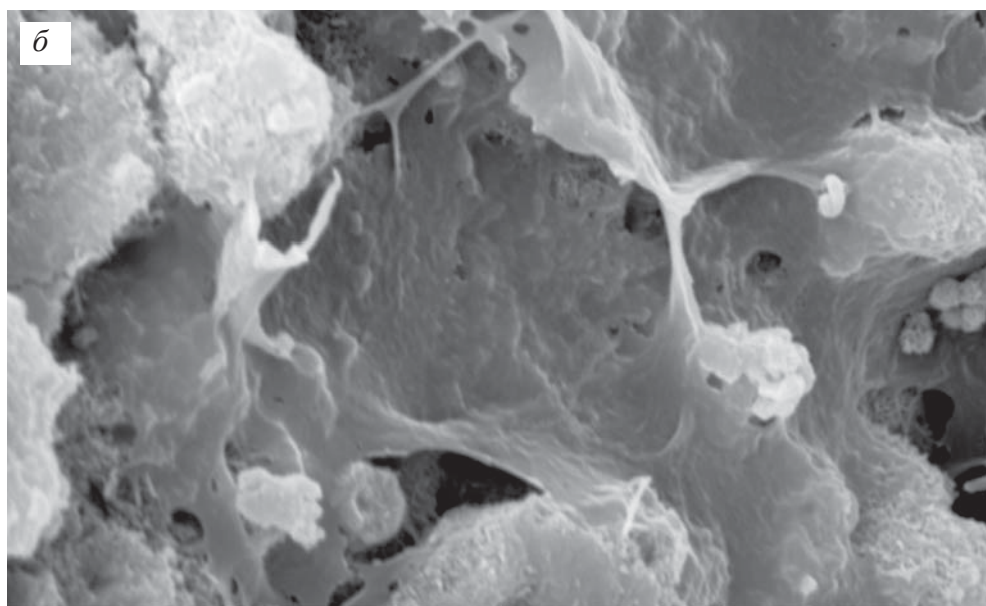
SEM HV: 30.00 kV    WD: 15.25 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
 Name: 2 1b    Date(m/d/y): 02/04/15    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 142 а-б.** Фрагмент онколита с коккоидными бактериями: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а* – минерализованные яйцевидные коккоидные бактерии с покрытые очень мелкими иголочками, возможно, это минерализованные наннобактерии, а возможно, мини-кристаллы

## Раздел IX. Гликокаликс (фиг. 143–168)

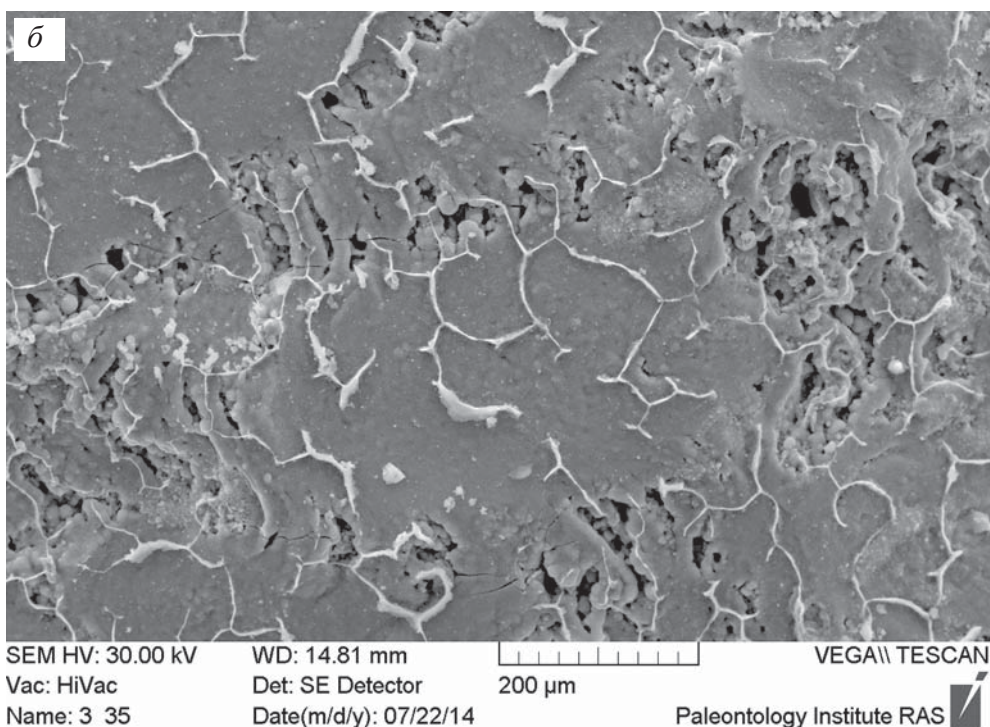
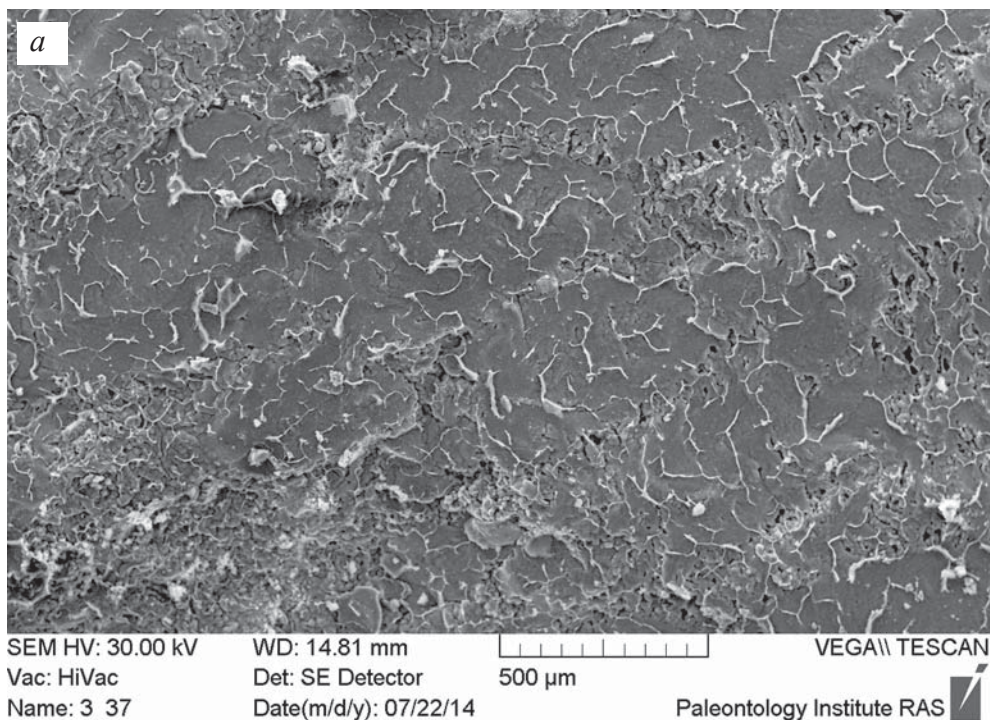


SEM HV: 20.00 kV WD: 13.28 mm VEGAM TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 10/12/15 Name: 183 кр 11 Paleontology Institute RAS

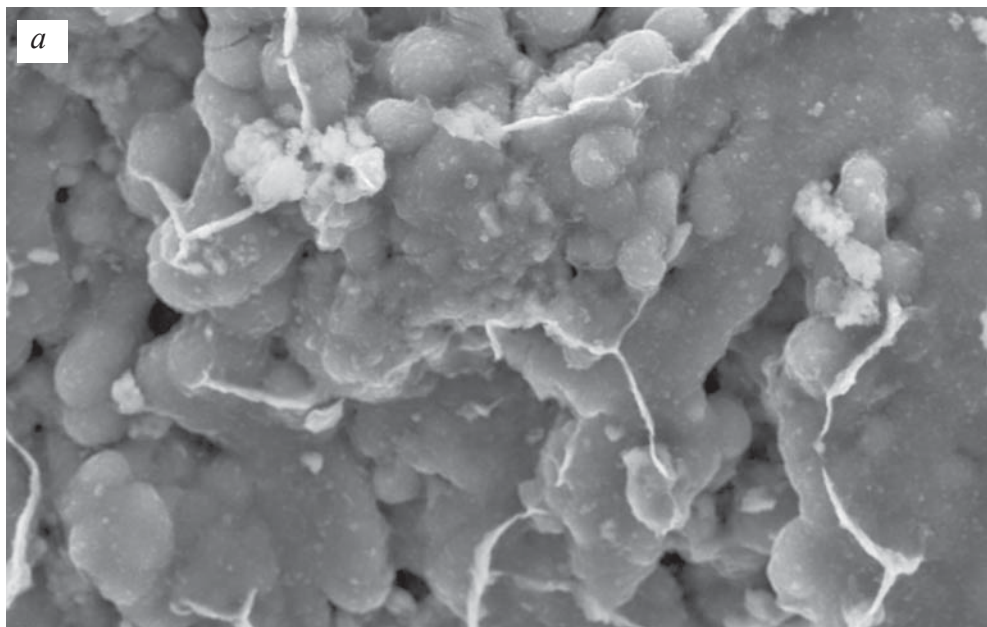


SEM HV: 20.00 kV WD: 13.28 mm VEGAM TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 10/12/15 Name: 183 кр 10 Paleontology Institute RAS

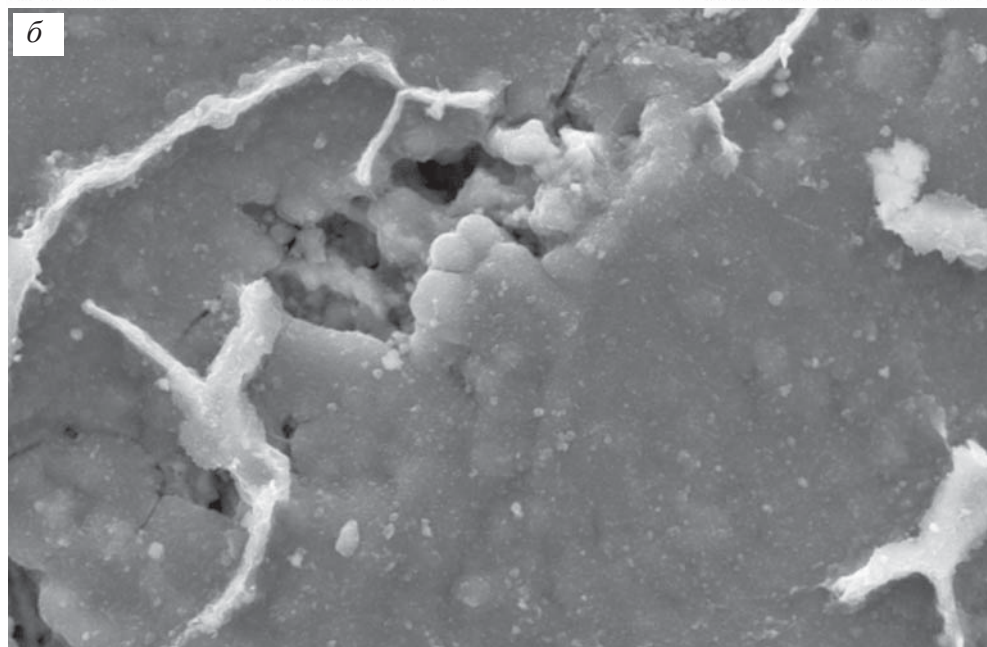
**Фиг. 143 а–б.** Фрагмент онколита с гликокаликсом: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок *фиг. а* – гликокаликс в виде тонкой минерализованной пленки с коккоидными бактериями



**Фиг. 144 а–б.** Фрагмент строматолита с разным увеличением – гликокаликс на боковой стороне столбика строматолита

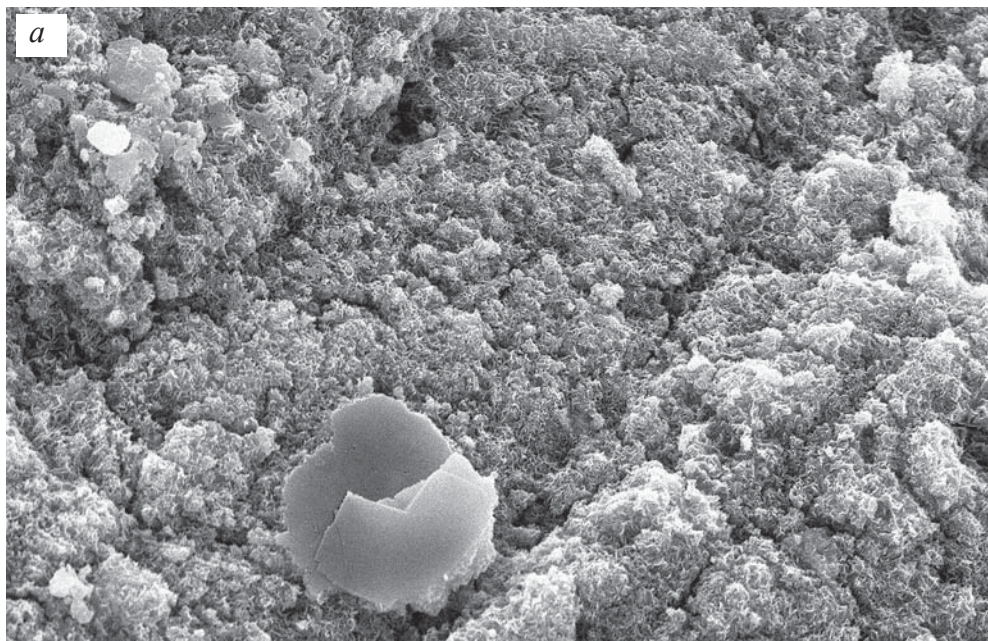


SEM HV: 30.00 kV    WD: 14.81 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    50 μm  
Name: 3 36    Date(m/d/y): 07/22/14    Paleontology Institute RAS

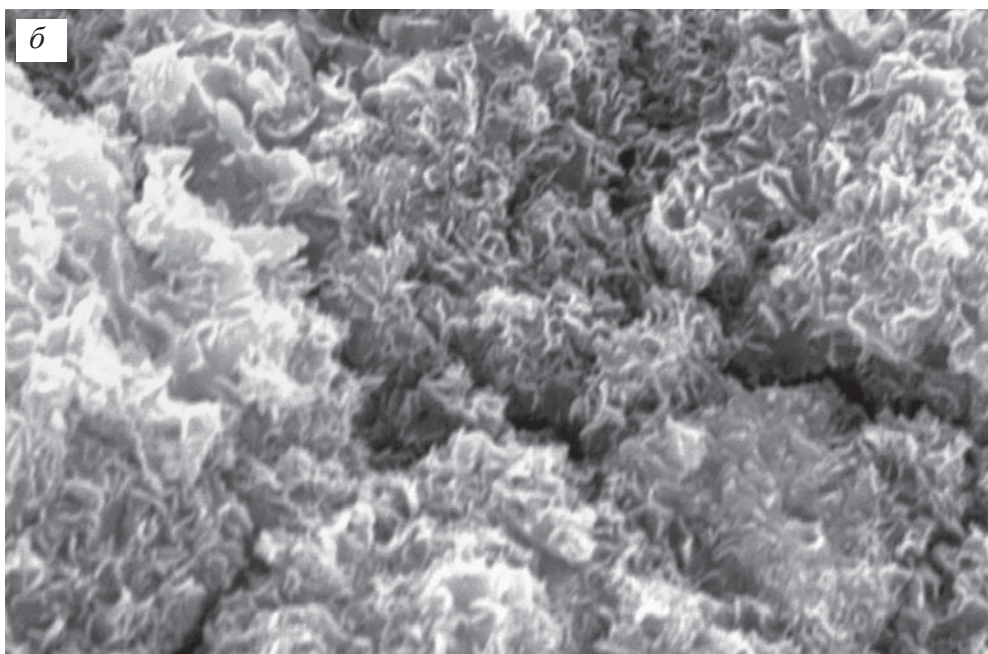


SEM HV: 30.00 kV    WD: 14.81 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    50 μm  
Name: 3 34    Date(m/d/y): 07/22/14    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 145 а-б.** Увеличенные участки фиг. 144 б – гликокаликс в виде тонкой минерализованной пленки облегающей коккоидные бактерии

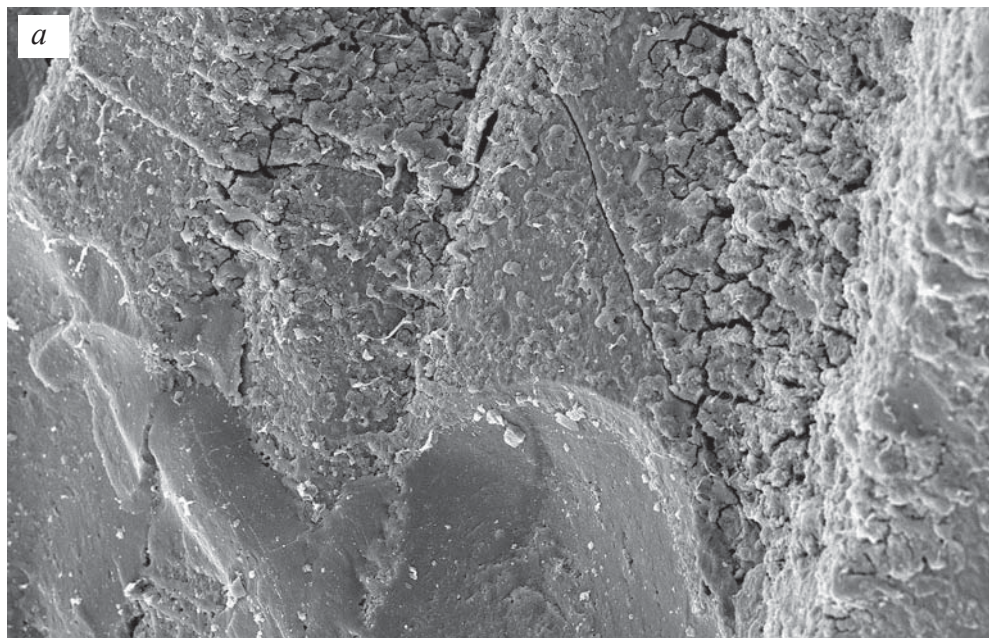




SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.32 mm    10 µm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 9.65 kx    Det: SE Detector  
Date(m/d/y): 04/10/19    Name: Коцебу 1    16    Paleontology Institute RAS

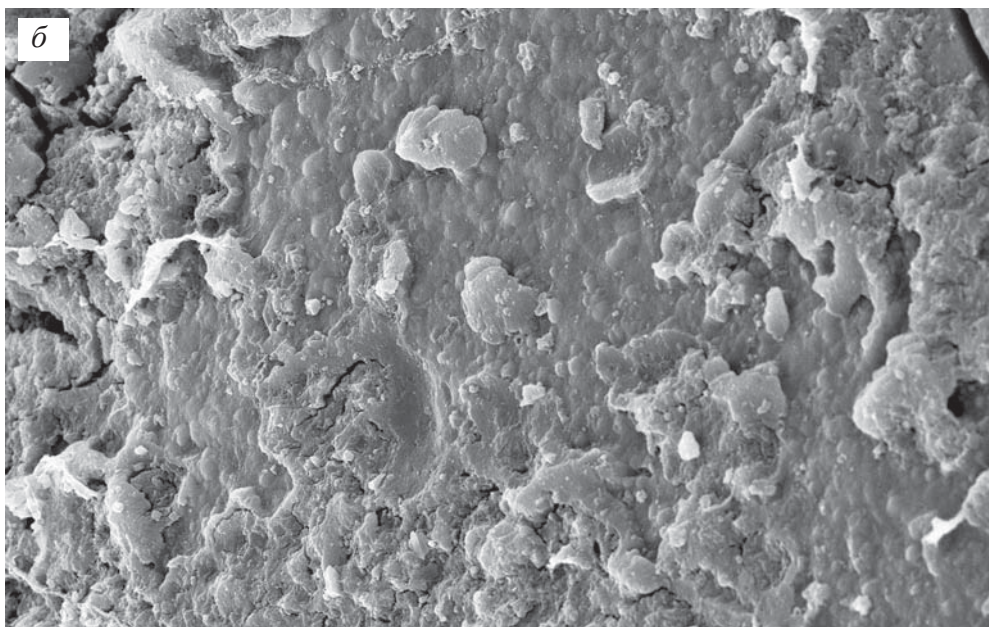




SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.32 mm    2 µm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 48.25 kx    Det: SE Detector  
Date(m/d/y): 04/10/19    Name: Коцебу 1    17    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 146 а-б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом с разным увеличением



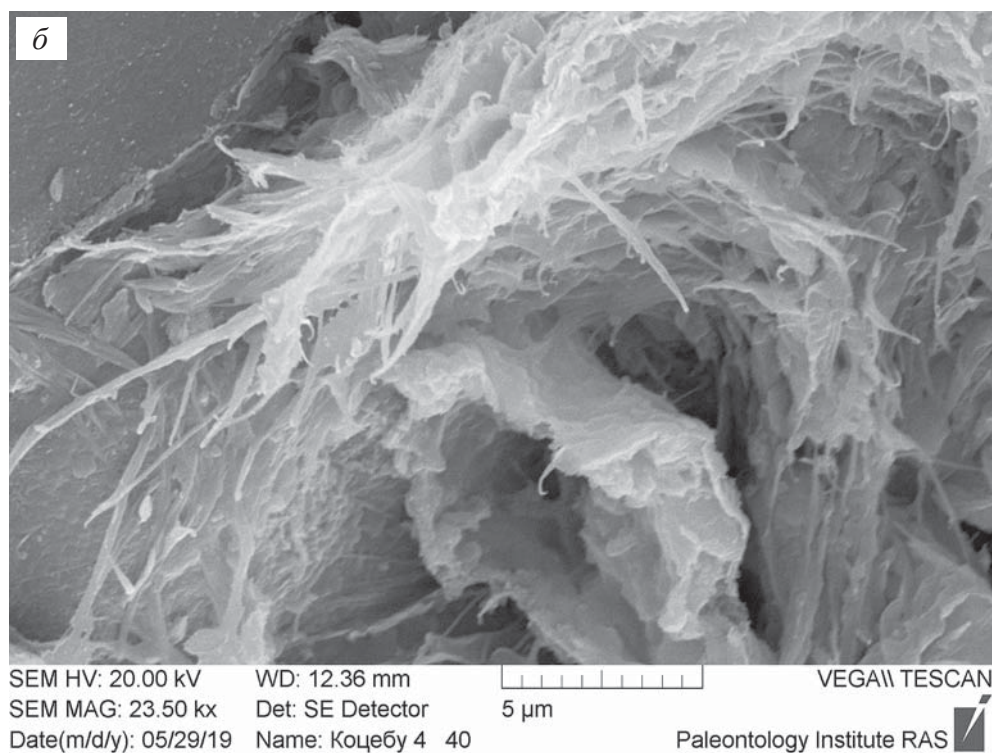
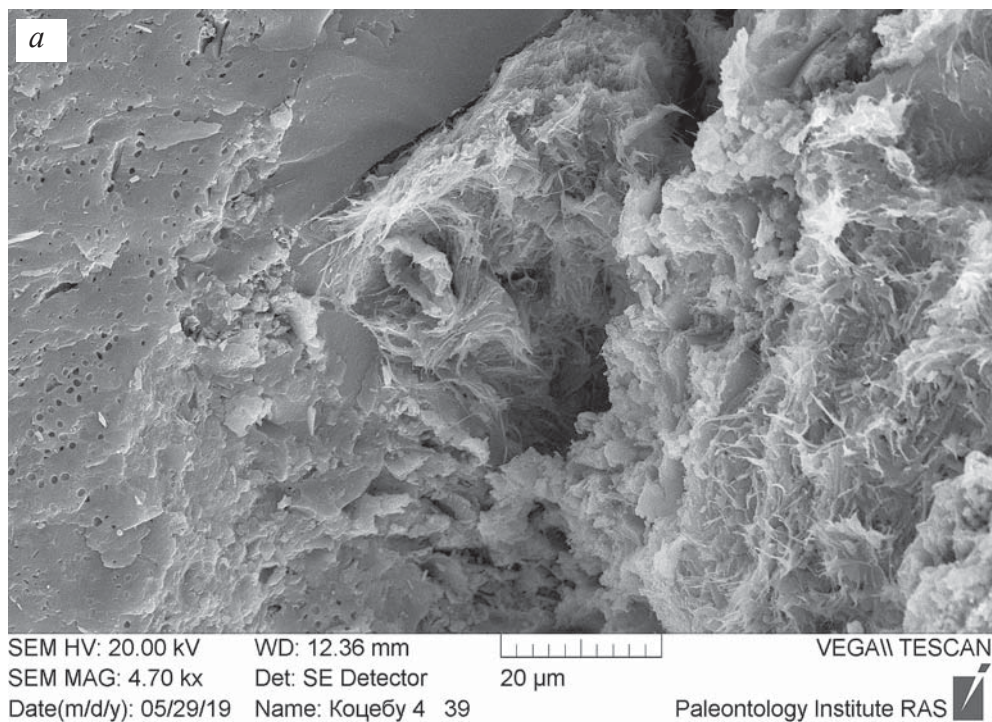
SEM HV: 30.00 kV WD: 15.95 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 200  $\mu$ m  
Name: 39D 77 1p8 18 Date(m/d/y): 04/13/15 Paleontology Institute RAS 



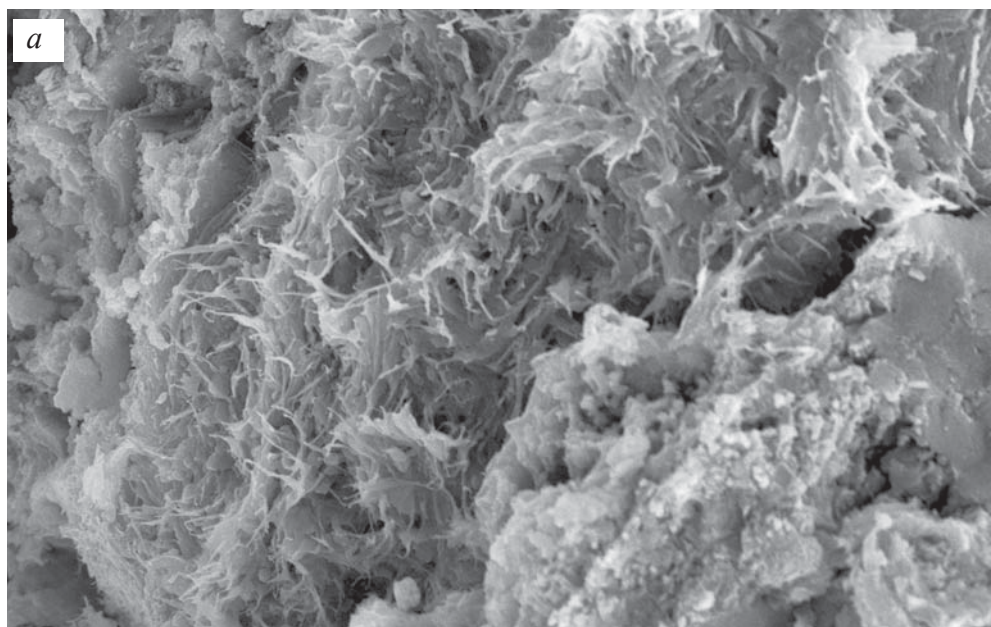
SEM HV: 30.00 kV WD: 15.87 mm  VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 50  $\mu$ m  
Name: 39D 77 1p8 19 Date(m/d/y): 04/13/15 Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 147 а–б.** Фрагмент строматолита с разным увеличением – гликокаликс на боковой стороне столбика строматолита

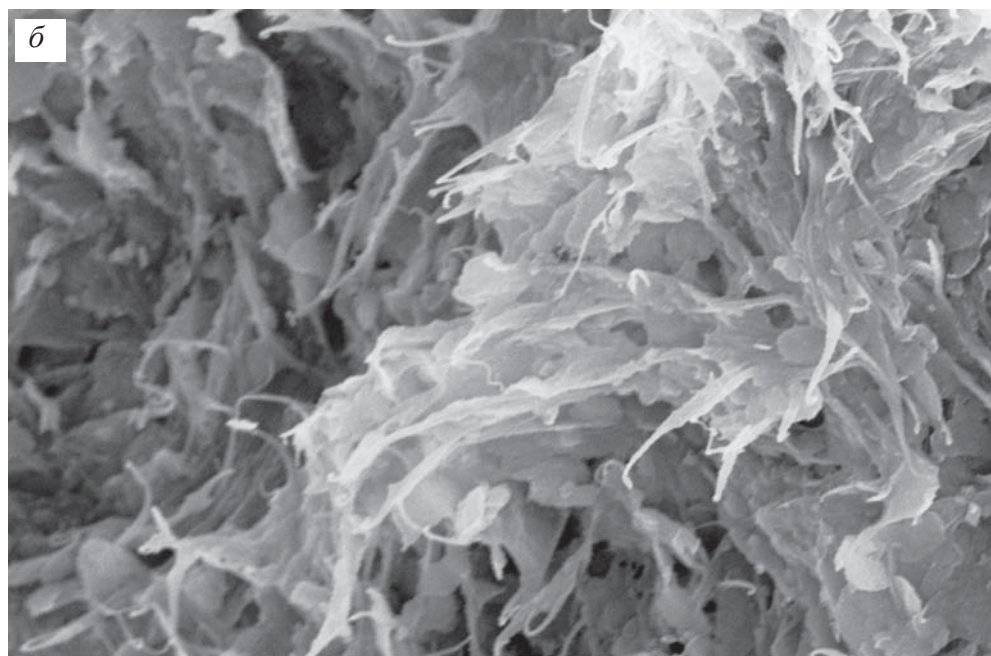




**Фиг. 148 а-б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом с разным увеличением

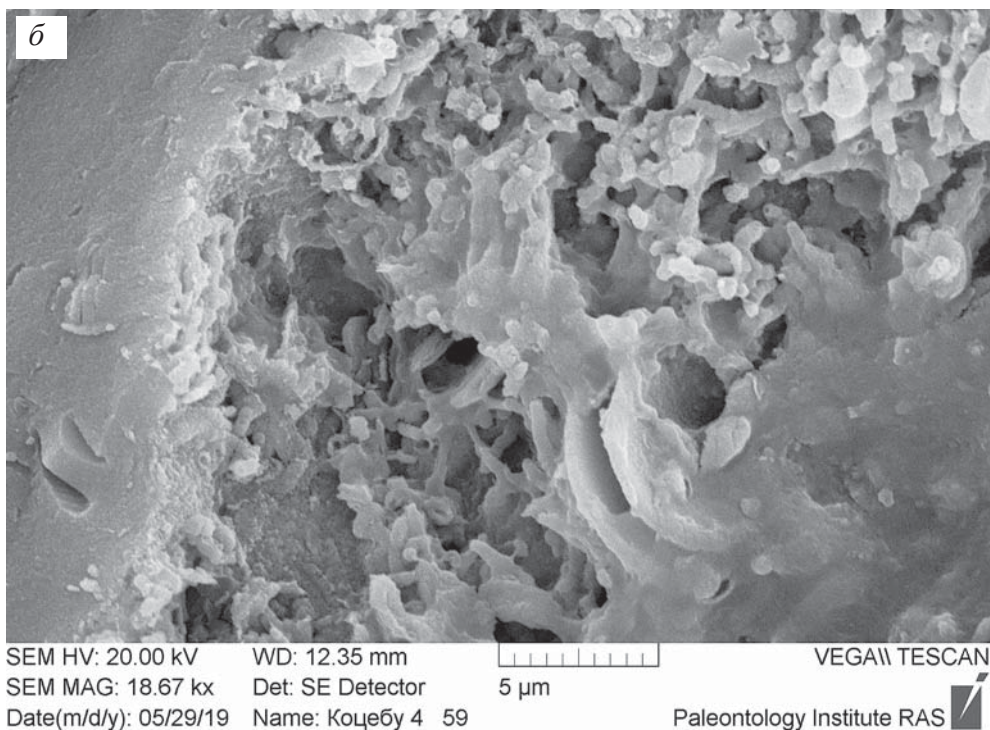
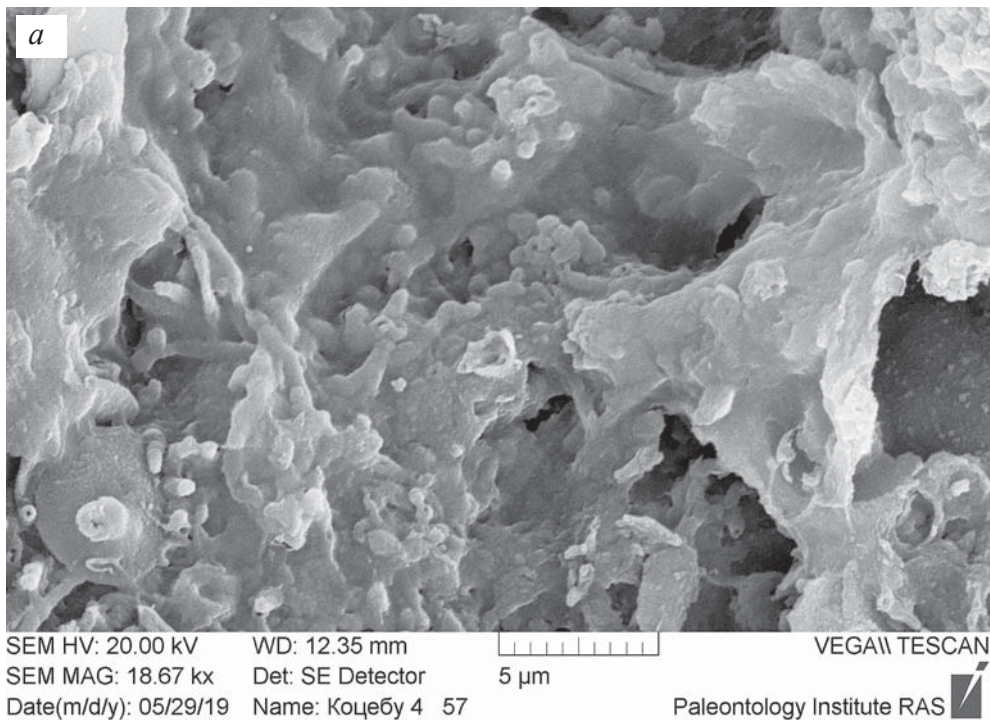


SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.34 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 7.60 kx    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/29/19    Name: Коцебу 4 42    Paleontology Institute RAS

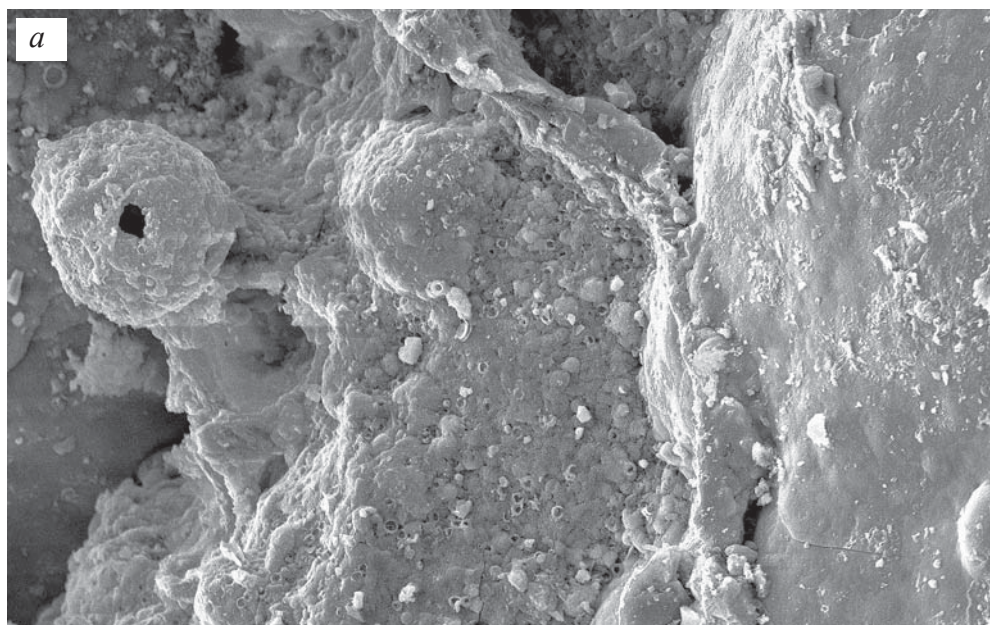


SEM HV: 20.00 kV    WD: 12.28 mm    VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 23.85 kx    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/29/19    Name: Коцебу 4 43    Paleontology Institute RAS

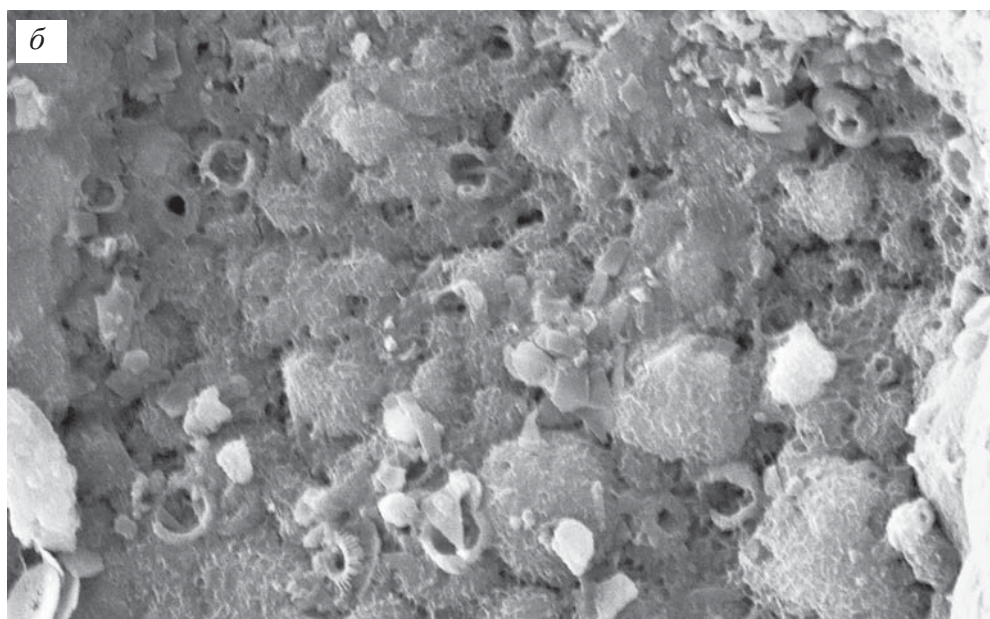
**Фиг. 149 а–б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом с разным увеличением



**Фиг. 150 а–б.** Фрагменты строматолита с гликокаликсом и нитчатými бактериями

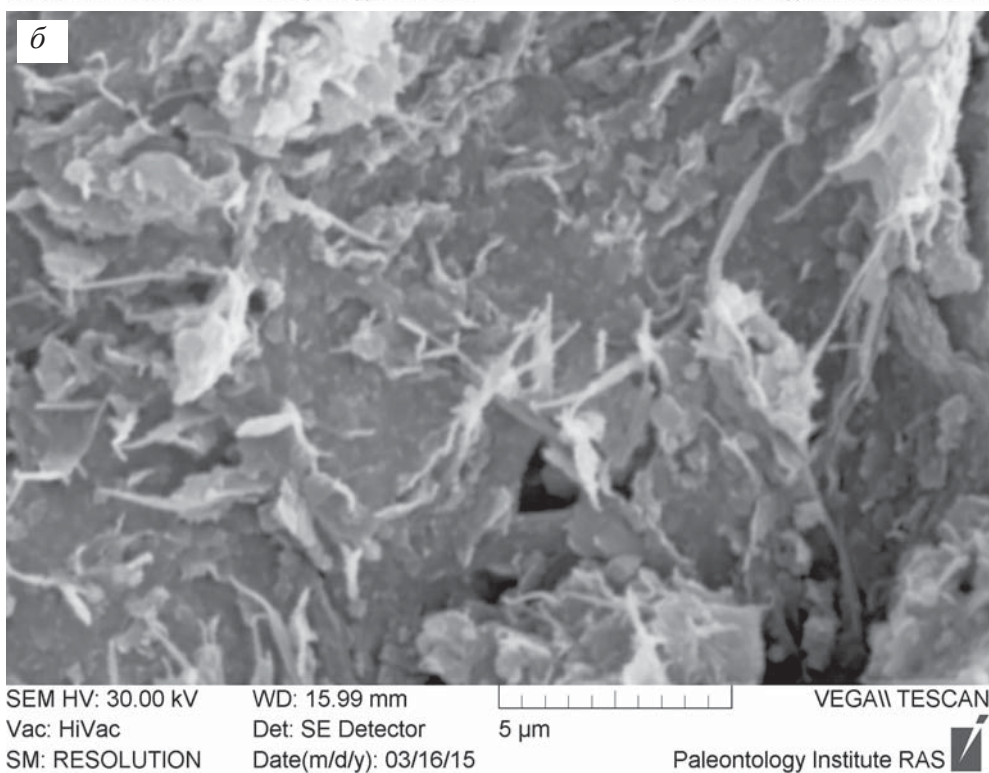
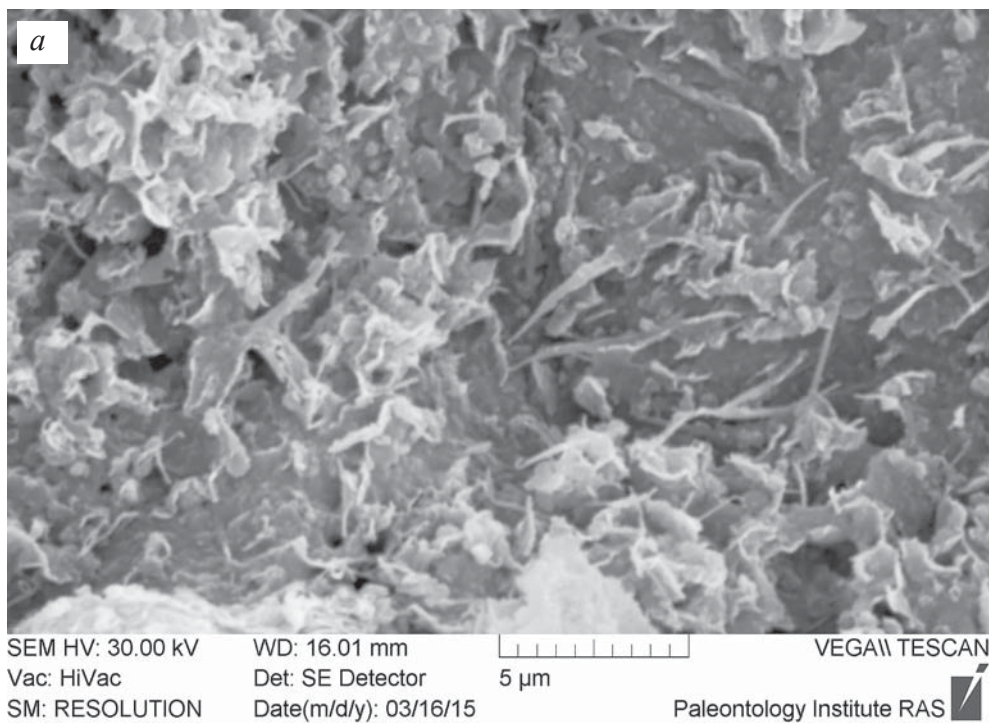


SEM HV: 20.00 kV    WD: 23.04 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    50 μm  
 Date(m/d/y): 05/15/17    Name: 38Д-05-1р сл2а 53    Paleontology Institute RAS

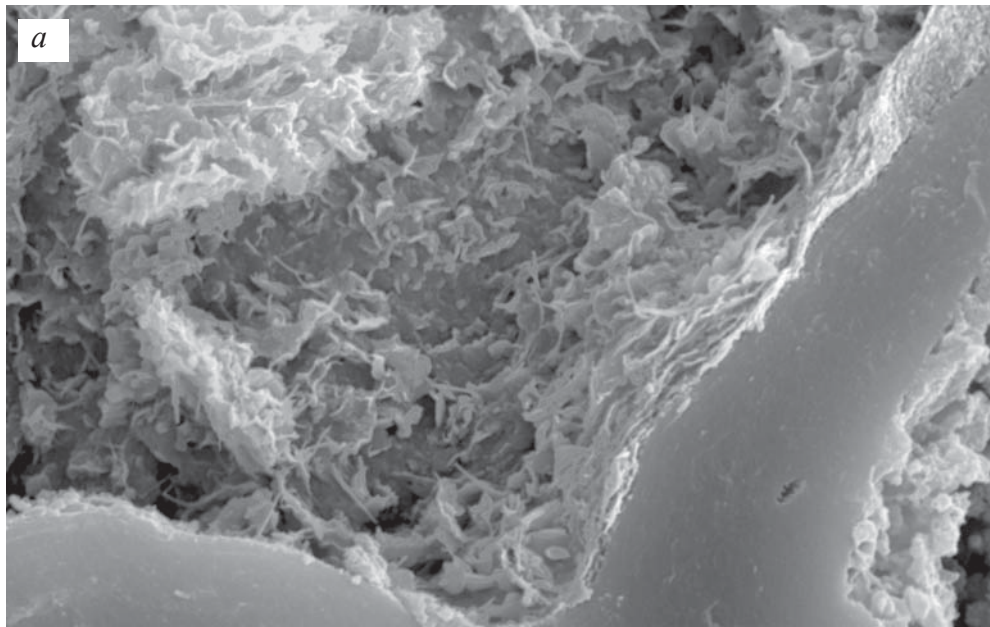


SEM HV: 20.00 kV    WD: 23.04 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    10 μm  
 Date(m/d/y): 05/15/17    Name: 38Д-05-1р сл2а 54    Paleontology Institute RAS

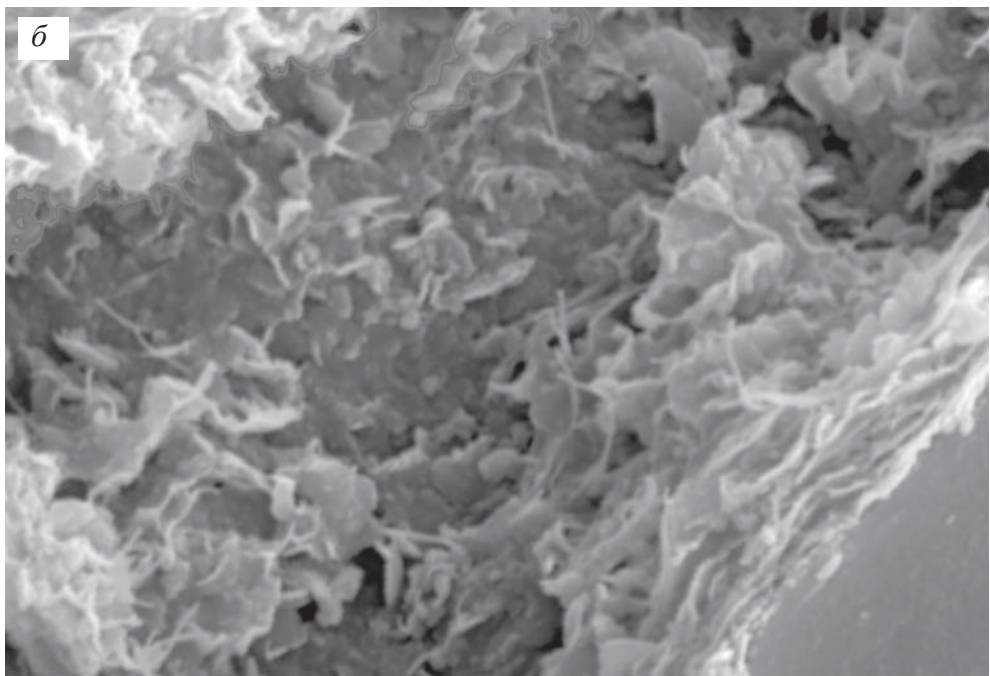
**Фиг. 151 а-б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом обволакивающим коккоидные бактерии, сверху налипли кокколиты: а – общий вид; б – увеличенный участок фиг. а



**Фиг. 152 а-б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом с разным увеличением

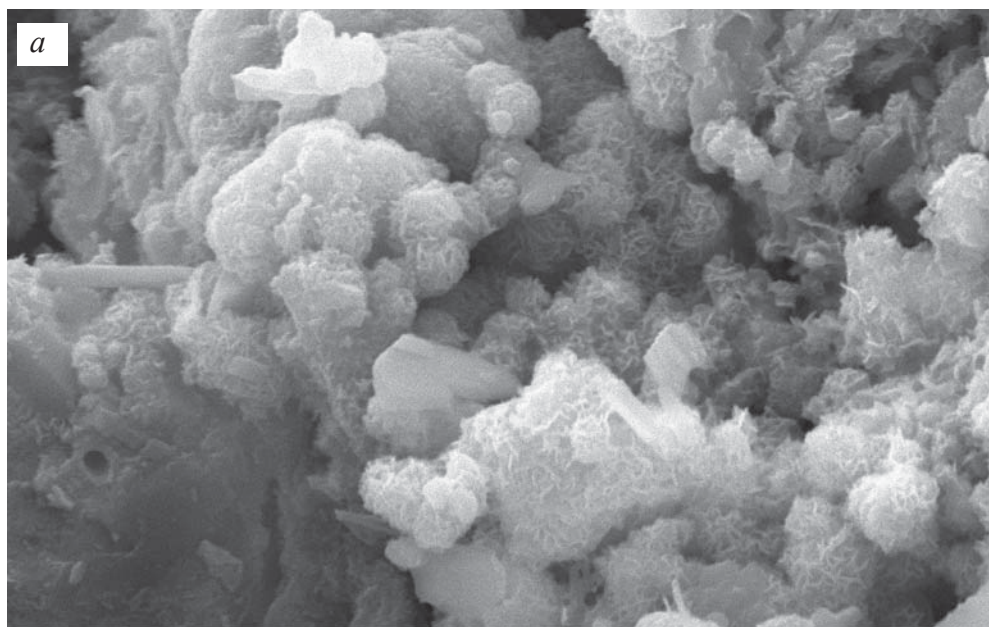


SEM HV: 30.00 kV    WD: 15.98 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
SM: RESOLUTION    Date(m/d/y): 03/16/15    Paleontology Institute RAS

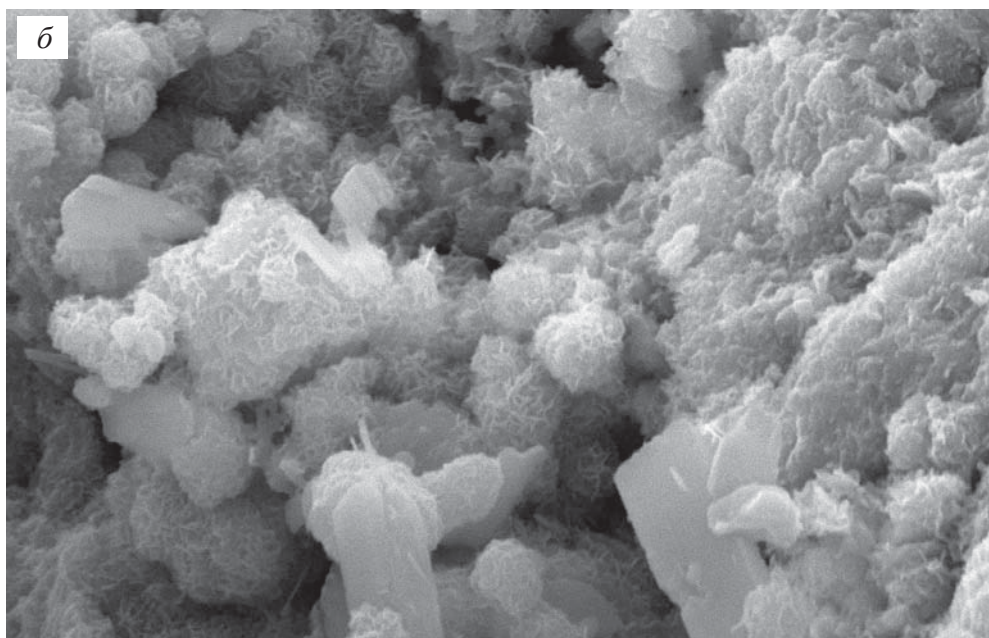


SEM HV: 30.00 kV    WD: 15.98 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
SM: RESOLUTION    Date(m/d/y): 03/16/15    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 153 а–б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом с разным увеличением

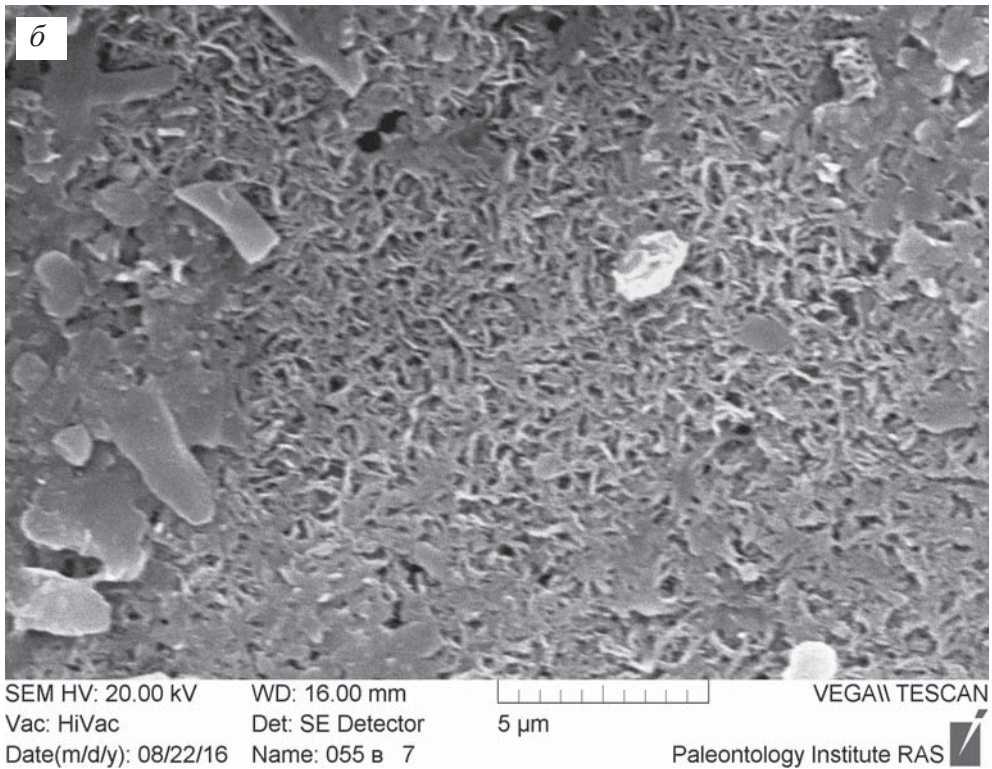
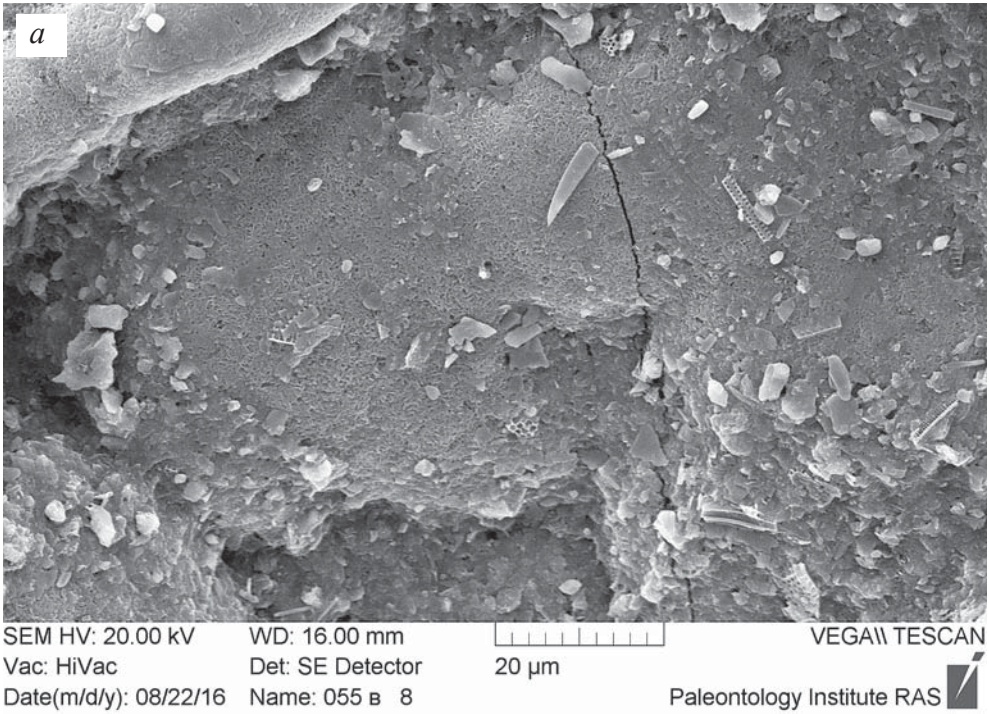


SEM HV: 20.00 kV    WD: 27.83 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10 µm  
Date(m/d/y): 11/21/16    Name: 234 1 9    Paleontology Institute RAS



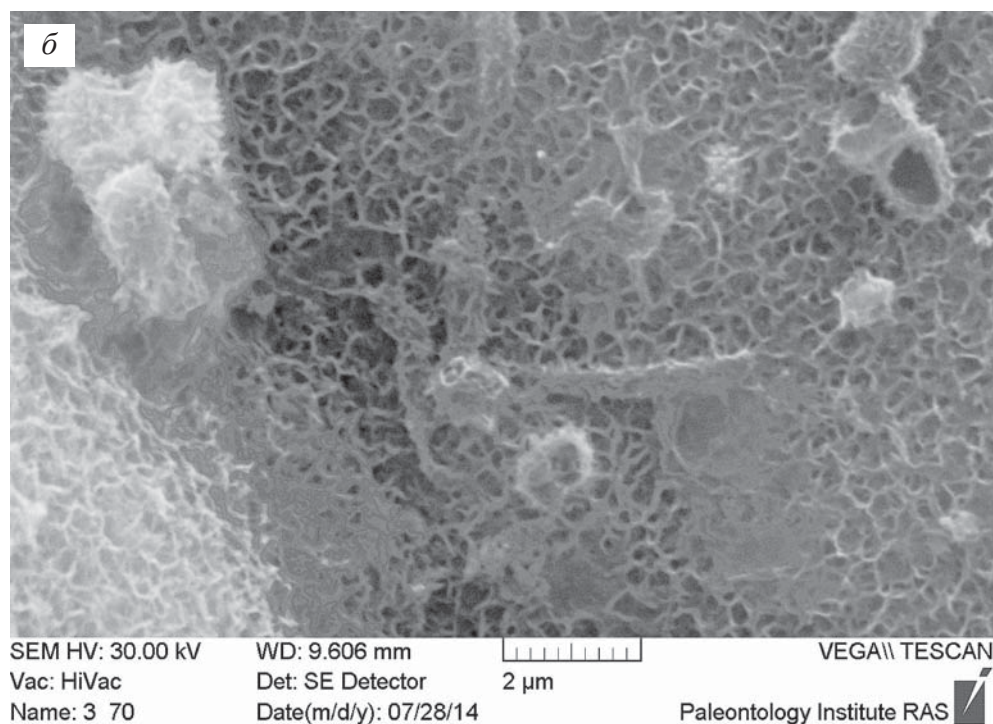
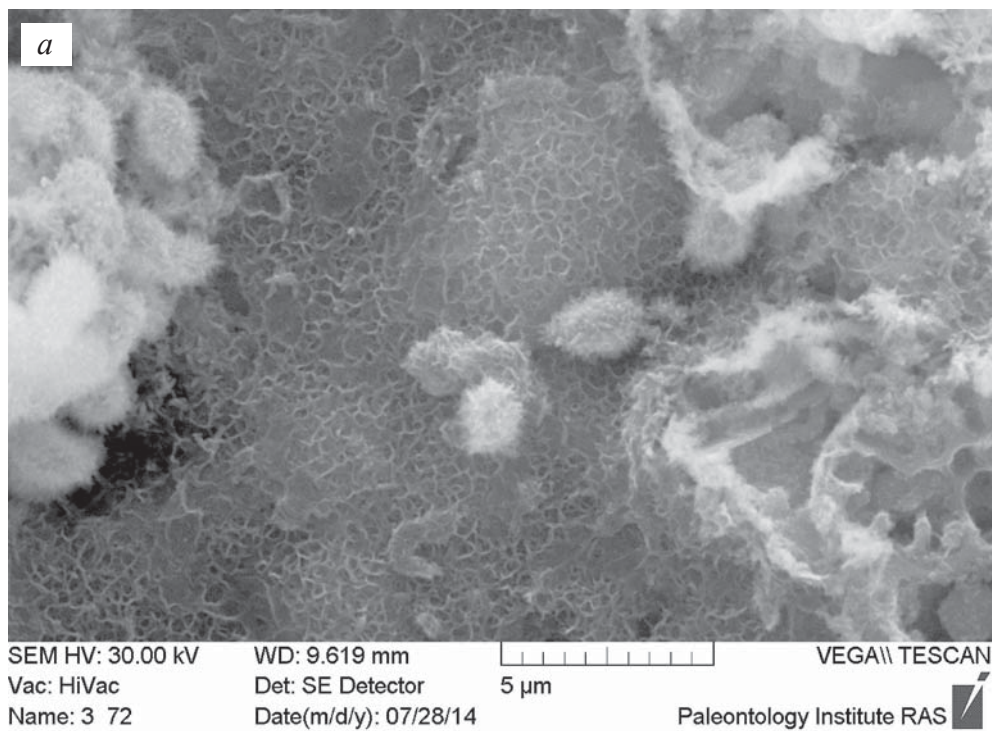
SEM HV: 20.00 kV    WD: 27.83 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10 µm  
Date(m/d/y): 11/21/16    Name: 234 1 10    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 154 а–б.** Фрагменты строматолита с гликокаликсом и коккоидными бактериями

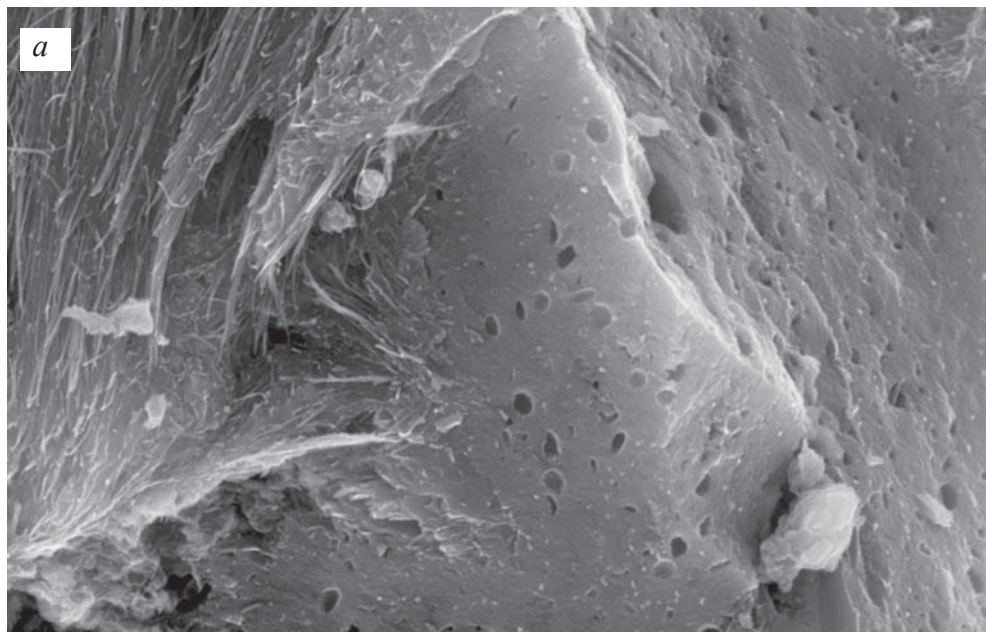


**Фиг. 155 а–б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом с разным увеличением





**Фиг. 156 а–б.** Фрагменты строматолита с гликокаликсом и коккоидными бактериями



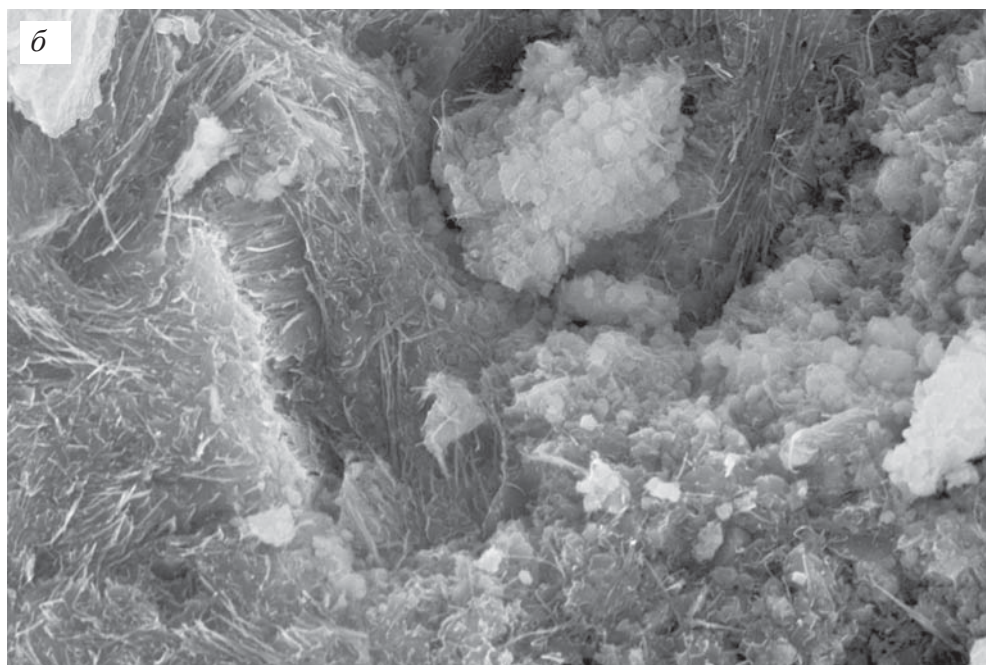
SEM HV: 30.00 kV  
Vac: HiVac  
Date(m/d/y): 01/25/16

WD: 16.24 mm  
Det: SE Detector  
Name: Кит. 2 8



VEGA\\ TESCAN

Paleontology Institute RAS



SEM HV: 30.00 kV  
Vac: HiVac  
Date(m/d/y): 01/25/16

WD: 16.25 mm  
Det: SE Detector  
Name: Кит. 2 9

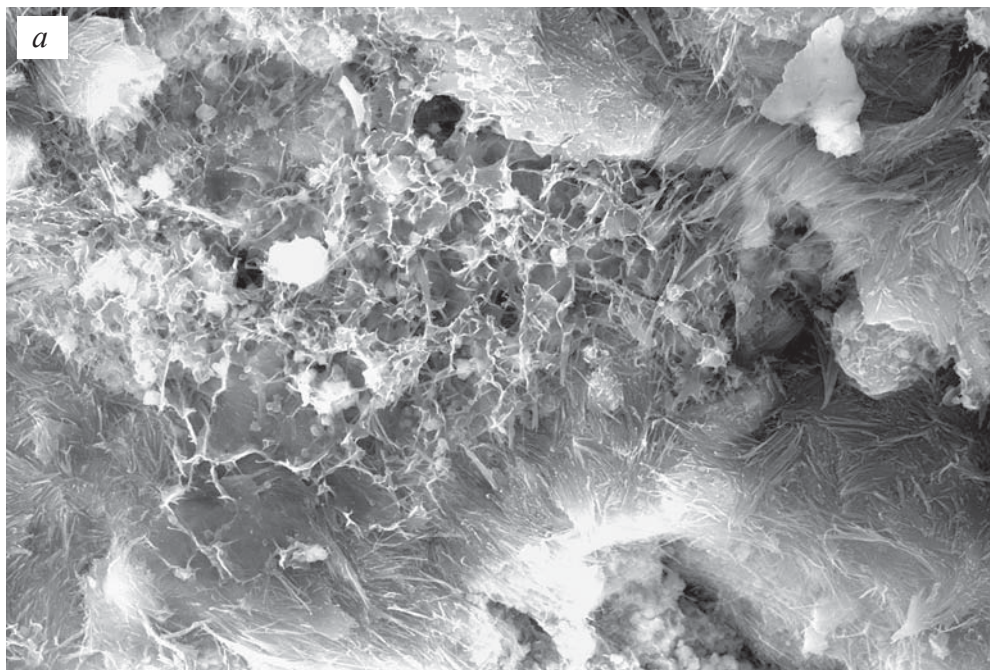


VEGA\\ TESCAN

Paleontology Institute RAS



**Фиг. 157 а–б.** Фрагменты строматолита с гликокаликсом



SEM HV: 30.00 kV

WD: 16.29 mm

Vac: HiVac

Det: SE Detector

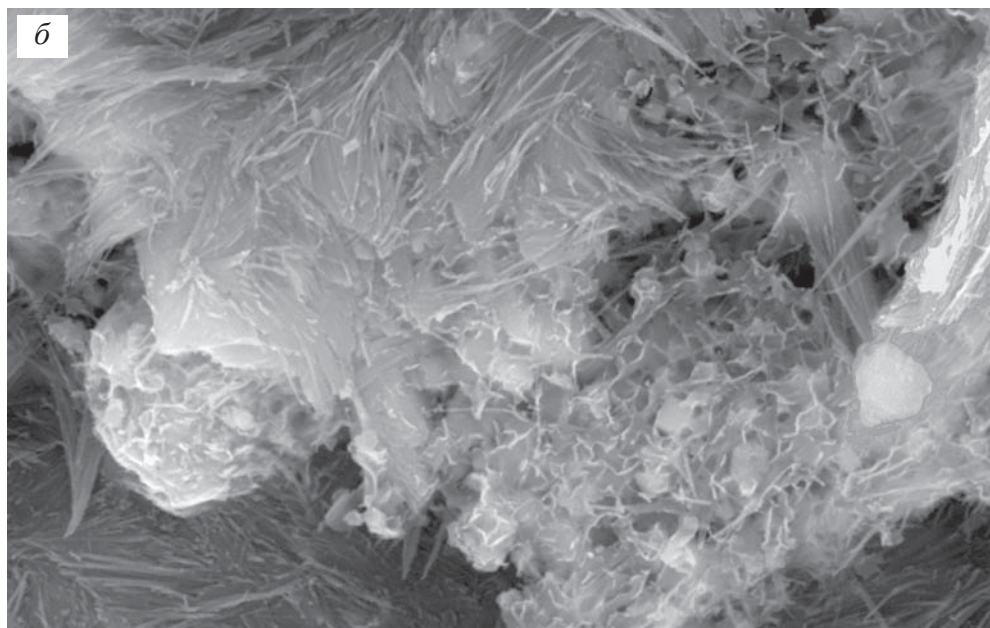
Date(m/d/y): 01/25/16

Name: Кит. 2 4

20  $\mu$ m

VEGA\\ TESCAN

Paleontology Institute RAS



SEM HV: 30.00 kV

WD: 16.28 mm

Vac: HiVac

Det: SE Detector

Date(m/d/y): 01/25/16

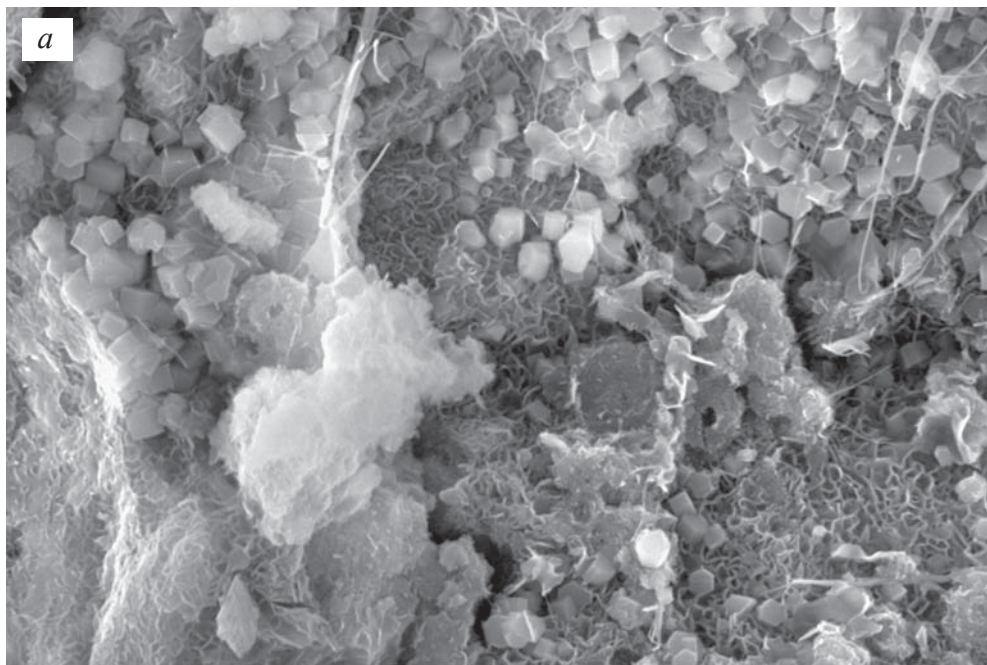
Name: Кит. 2 5

10  $\mu$ m

VEGA\\ TESCAN

Paleontology Institute RAS

**Фиг. 158 а-б.** Фрагменты строматолита с гликокаликсом



*a*

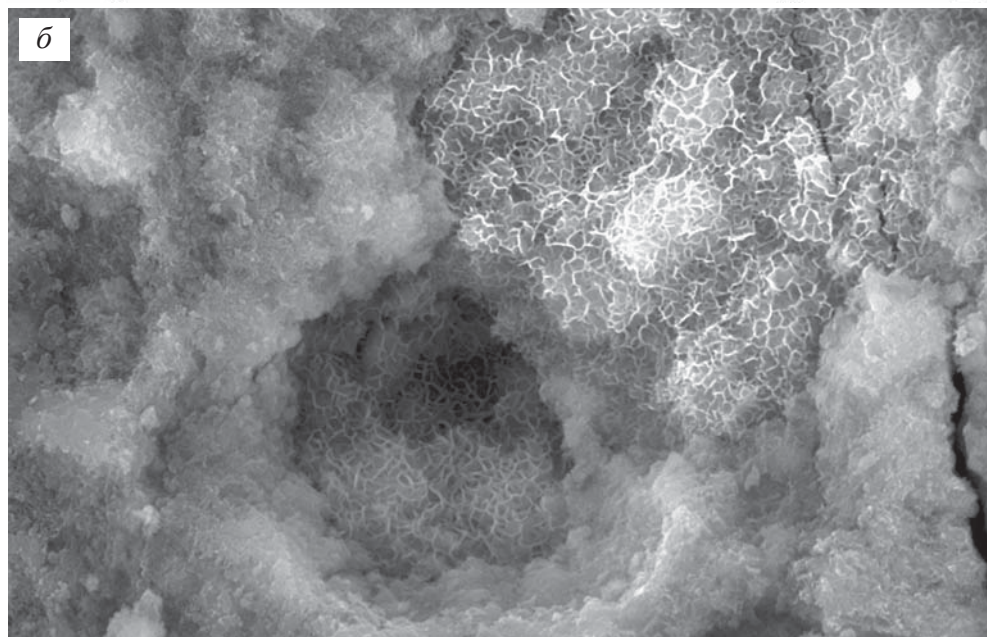
SEM HV: 30.00 kV  
Vac: HiVac  
Date(m/d/y): 01/25/16

WD: 16.34 mm  
Det: SE Detector  
Name: Кит. 2 25

10  $\mu$ m

VEGA\\ TESCAN

Paleontology Institute RAS



*б*

SEM HV: 30.00 kV  
Vac: HiVac  
Date(m/d/y): 01/25/16

WD: 16.34 mm  
Det: SE Detector  
Name: Кит. 2 24

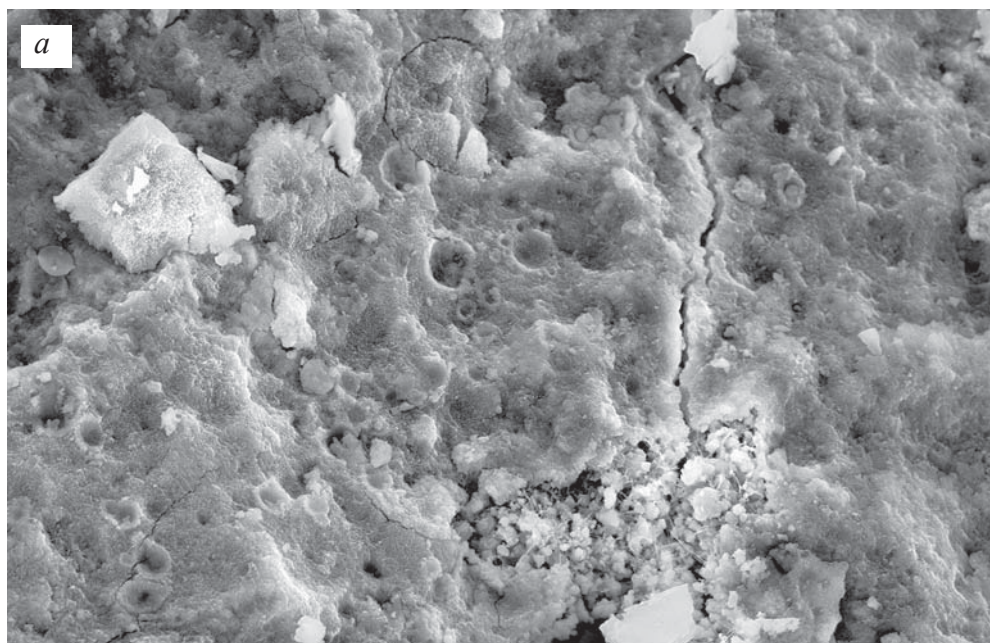
10  $\mu$ m

VEGA\\ TESCAN

Paleontology Institute RAS



**Фиг. 159 а-б.** Фрагменты строматолита с гликокаликсом



SEM HV: 30.00 kV

WD: 16.16 mm

50 µm

VEGA\\ TESCAN

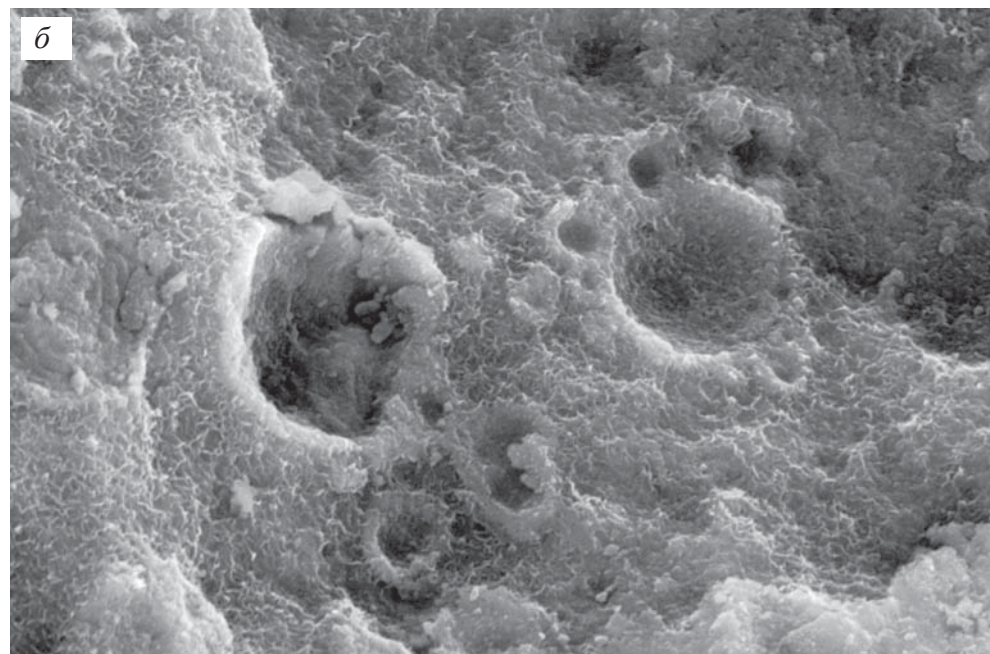
Vac: HiVac

Det: SE Detector

Date(m/d/y): 01/25/16

Name: Кит. 2 29

Paleontology Institute RAS



SEM HV: 30.00 kV

WD: 16.20 mm

10 µm

VEGA\\ TESCAN

Vac: HiVac

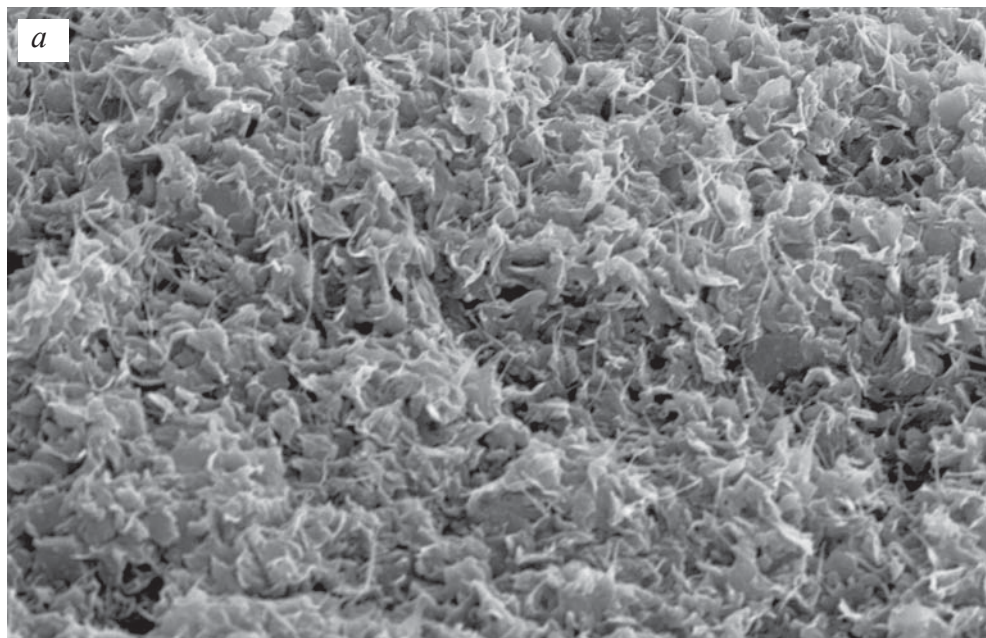
Det: SE Detector

Date(m/d/y): 01/25/16

Name: Кит. 2 30

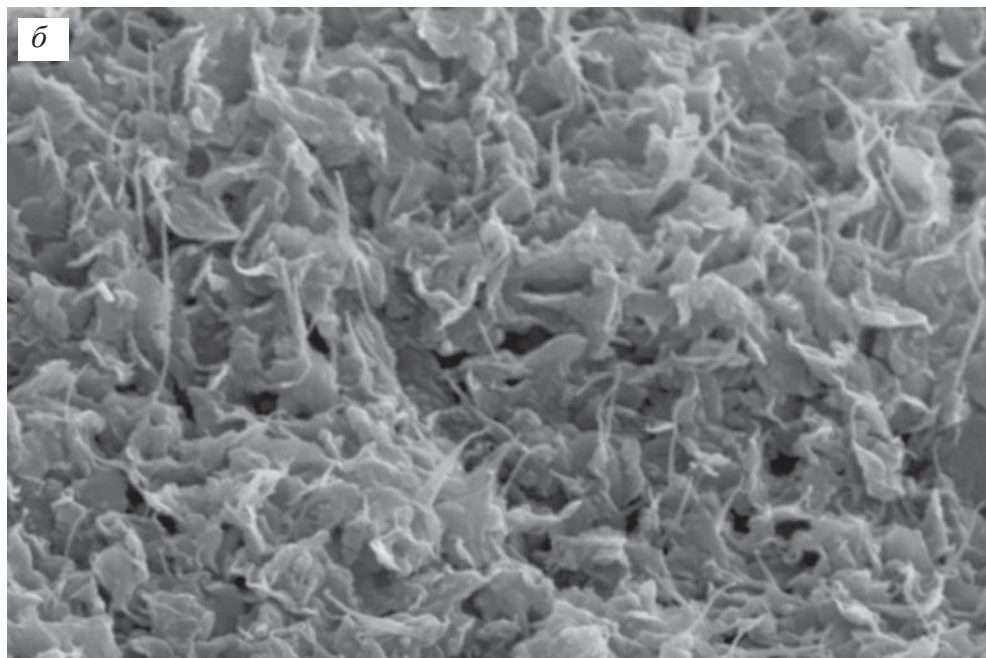
Paleontology Institute RAS

**Фиг. 160 а-б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом с разным увеличением



*a*

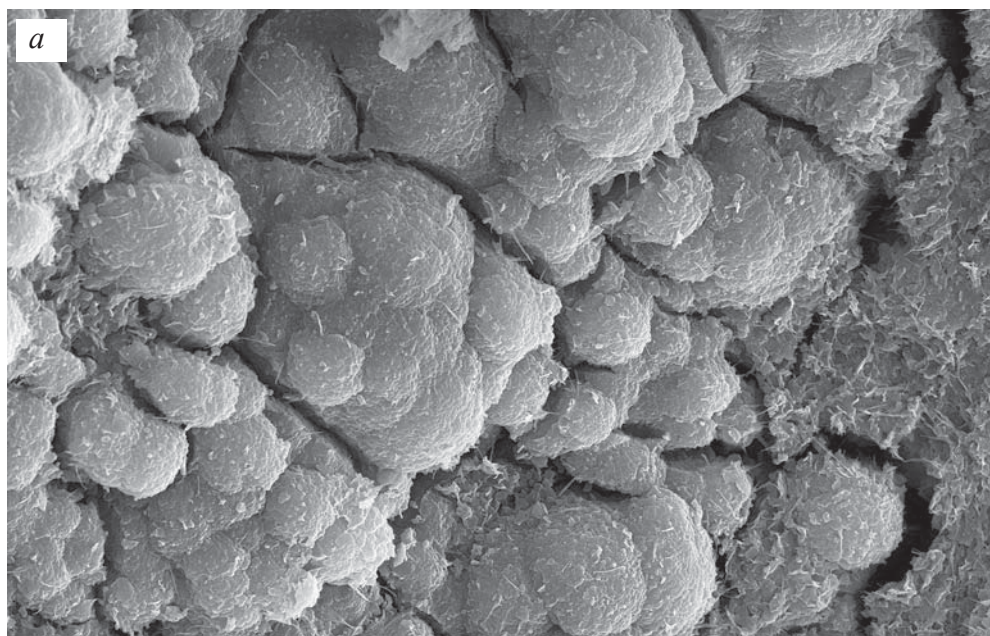
SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.42 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10 µm  
Name: 39D 77 1p6 36    Date(m/d/y): 03/25/15    Paleontology Institute RAS





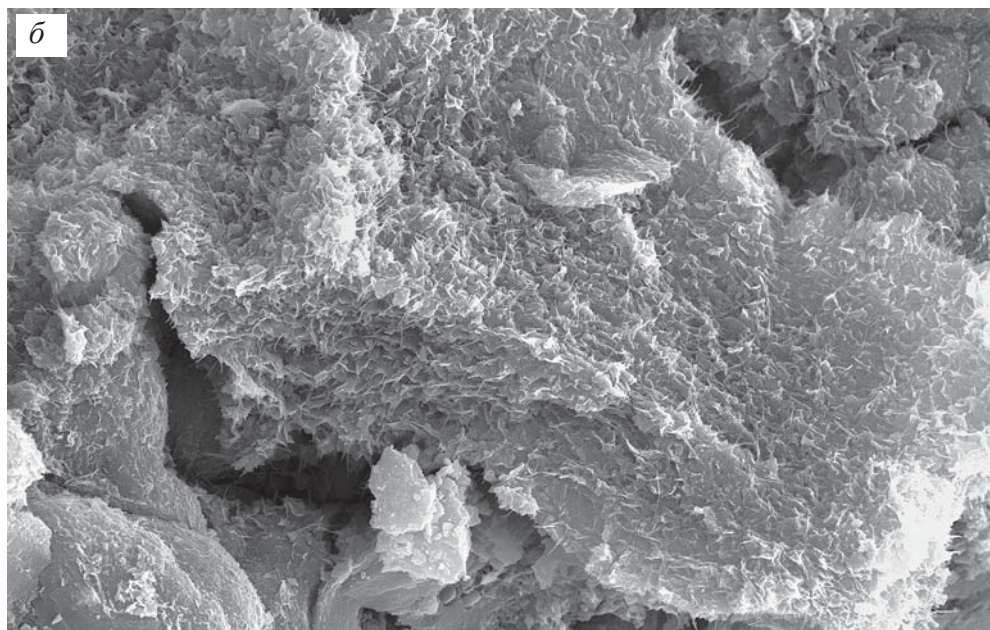
*б*



SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.38 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    5 µm  
Name: 39D 77 1p6 37    Date(m/d/y): 03/25/15    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 161 а–б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом с разным увеличением

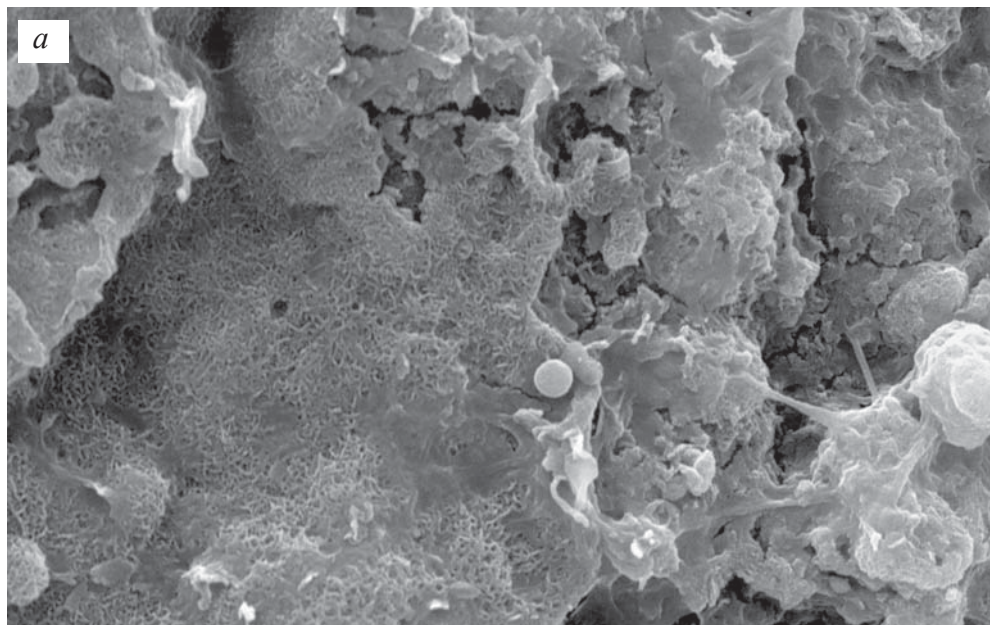


SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.11 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Name: 39D 77 1p6 38    Date(m/d/y): 03/25/15    Paleontology Institute RAS 

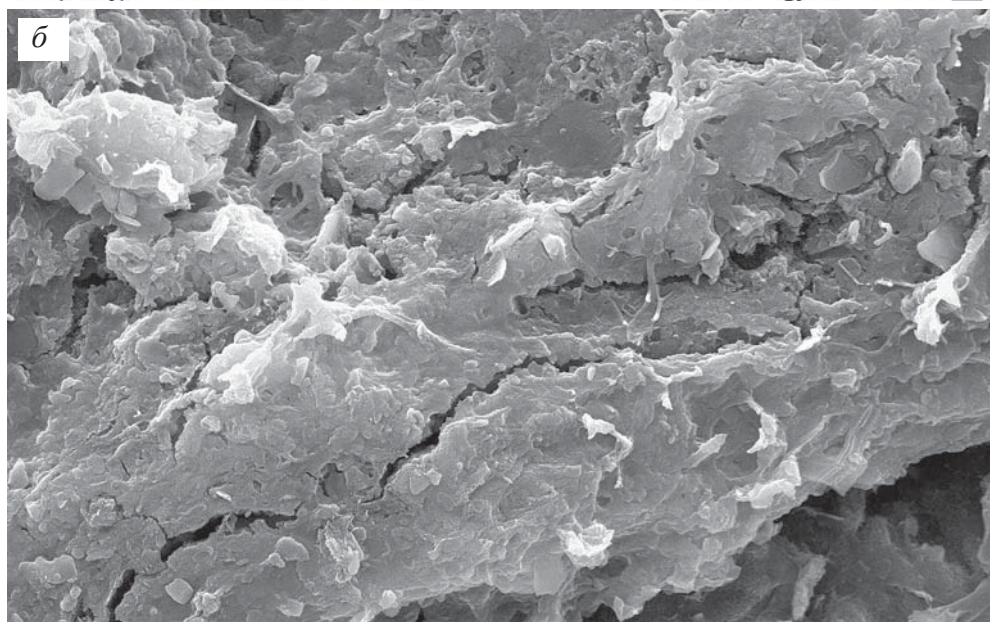


SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.11 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Name: 39D 77 1p6 39    Date(m/d/y): 03/25/15    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 162 а-б.** Фрагменты строматолита с гликокаликсом: а – гликокаликс облекает кокковидные бактерии



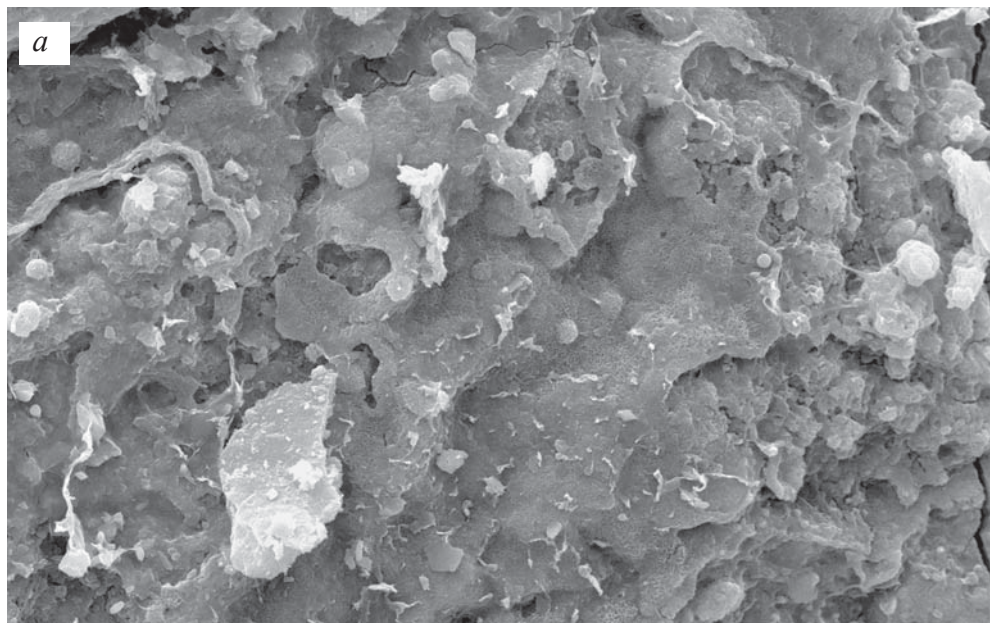
SEM HV: 30.00 kV WD: 14.71 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 08/29/16 Name: 055 в 33 Paleontology Institute RAS



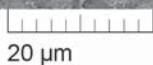
SEM HV: 30.00 kV WD: 14.64 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 08/29/16 Name: 055 в 39 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 163 а-б.** Фрагменты онколита: *а* – общий вид биопленок с нитчатymi образованными переплетающимися очень мелкими нитчатыми бактериями и гликокаликсом; *б* – общий вид – гликокаликс с нитчатыми бактериями



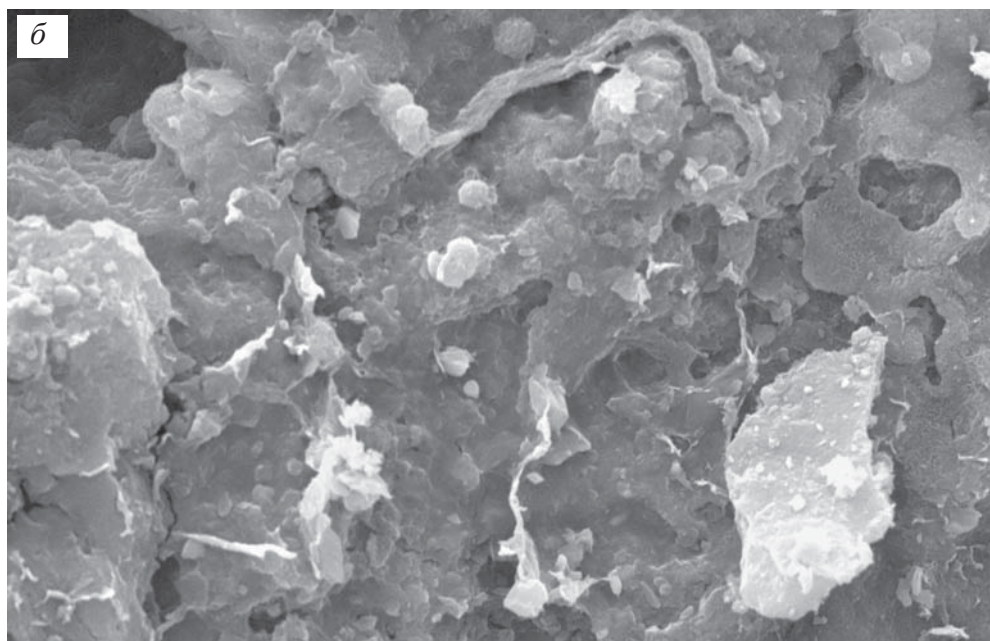


SEM HV: 30.00 kV    WD: 14.66 mm  
Vac: HiVac    Det: SE Detector  
Date(m/d/y): 08/29/16    Name: 055 в 38



VEGA\\ TESCAN

Paleontology Institute RAS



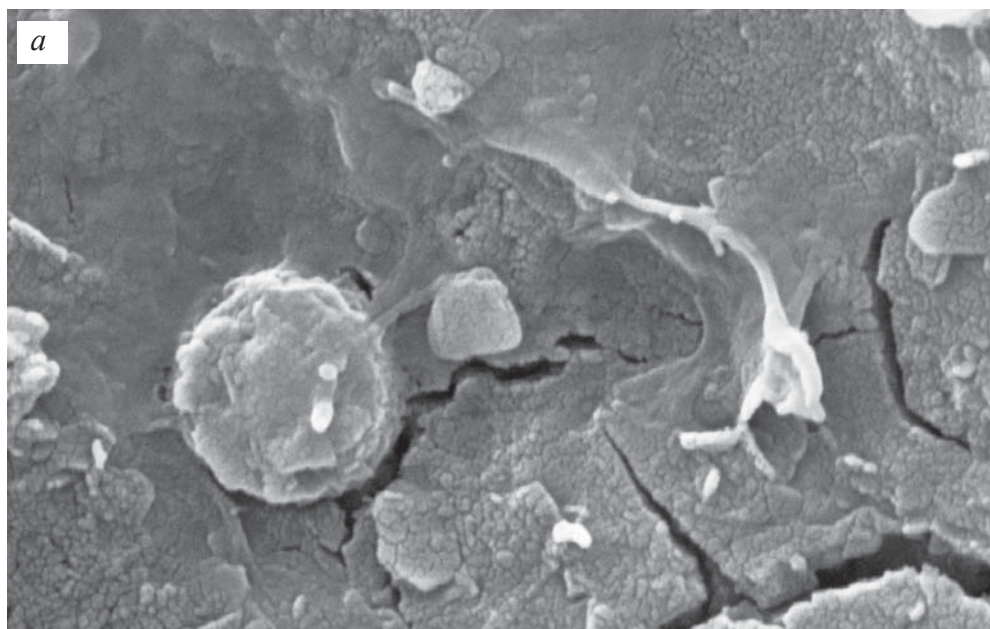
SEM HV: 30.00 kV    WD: 14.72 mm  
Vac: HiVac    Det: SE Detector  
Date(m/d/y): 08/29/16    Name: 055 в 32



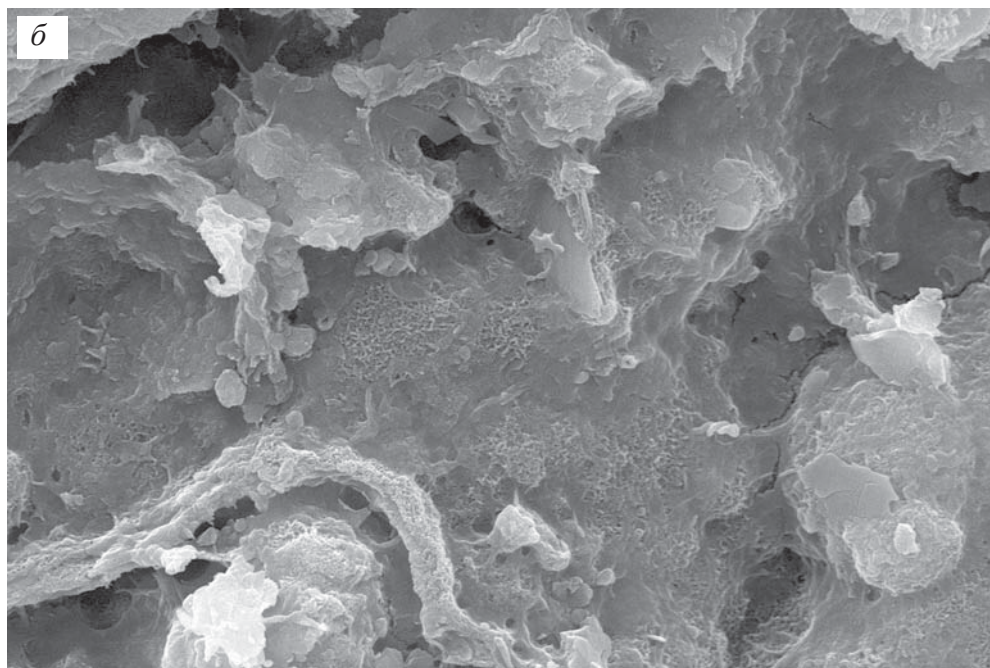
VEGA\\ TESCAN

Paleontology Institute RAS

**Фиг. 164 а-б.** Фрагмент онколита с гликокаликсом с нитчатыми и коккоидными бактериями: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а*

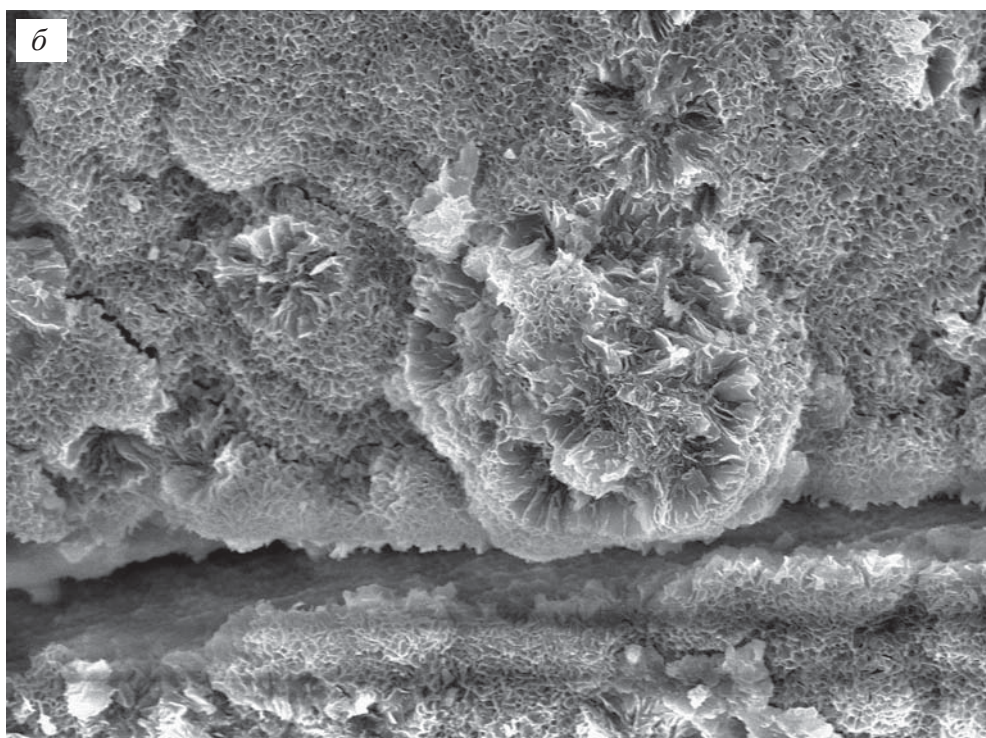
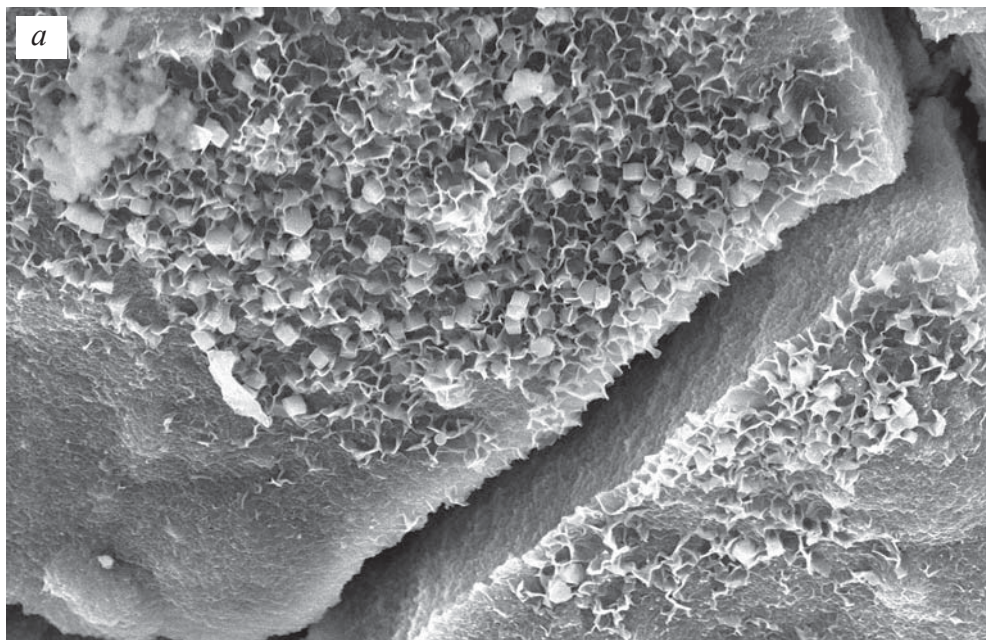




SEM HV: 30.00 kV    WD: 14.66 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    2  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 08/29/16    Name: 055 в 42    Paleontology Institute RAS



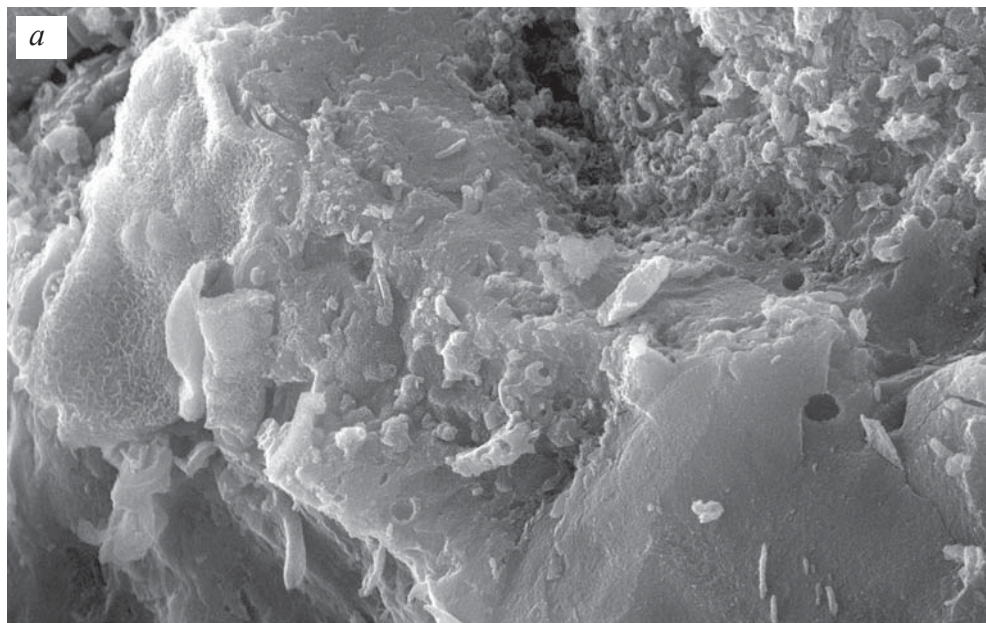
SEM HV: 30.00 kV    WD: 14.66 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 08/29/16    Name: 055 в 43    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 165 а–б.** Увеличенные участки гликокаликса фиг. 164 а

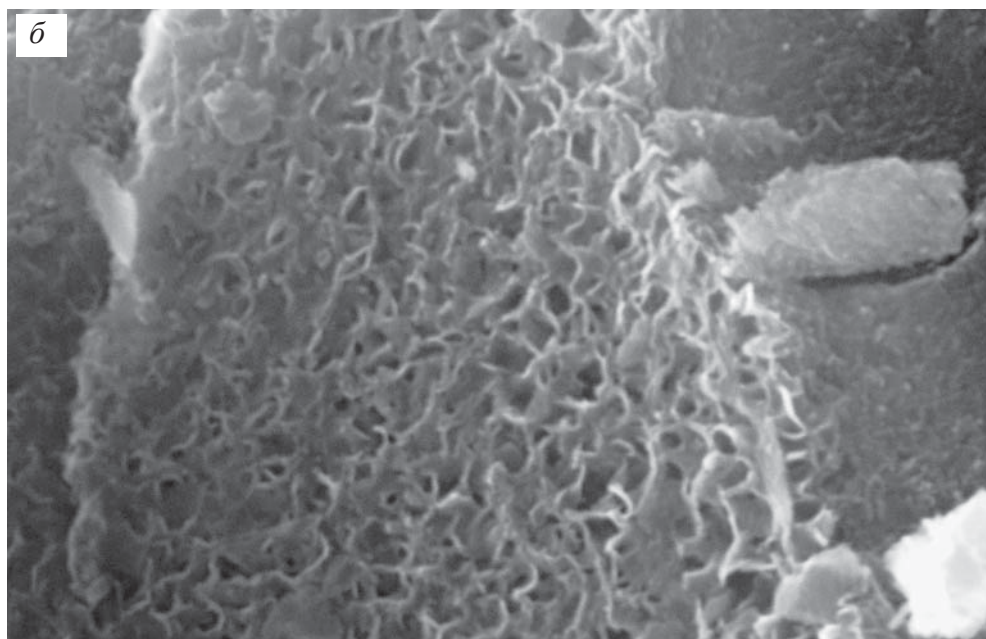




SEM HV: 20.00 kV    WD: 10.41 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/29/16    Name: К ядр. 13    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 166 а-б.** Фрагменты строматолита с гликокаликсом

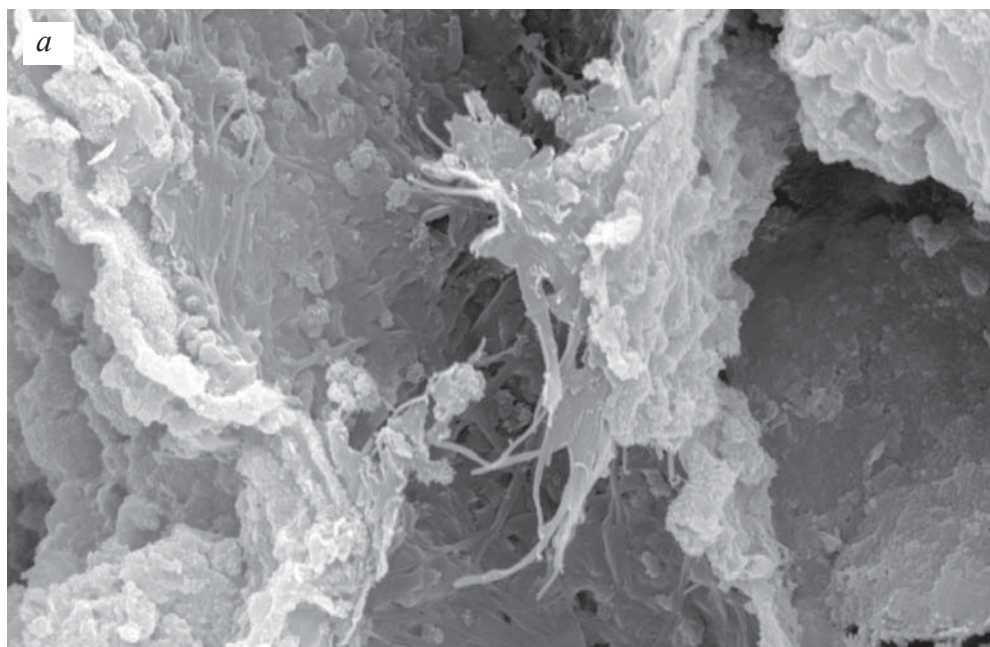


SEM HV: 30.00 kV    WD: 17.19 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10 µm  
Date(m/d/y): 02/27/17    Name: 38D-05-1p 166    Paleontology Institute RAS 

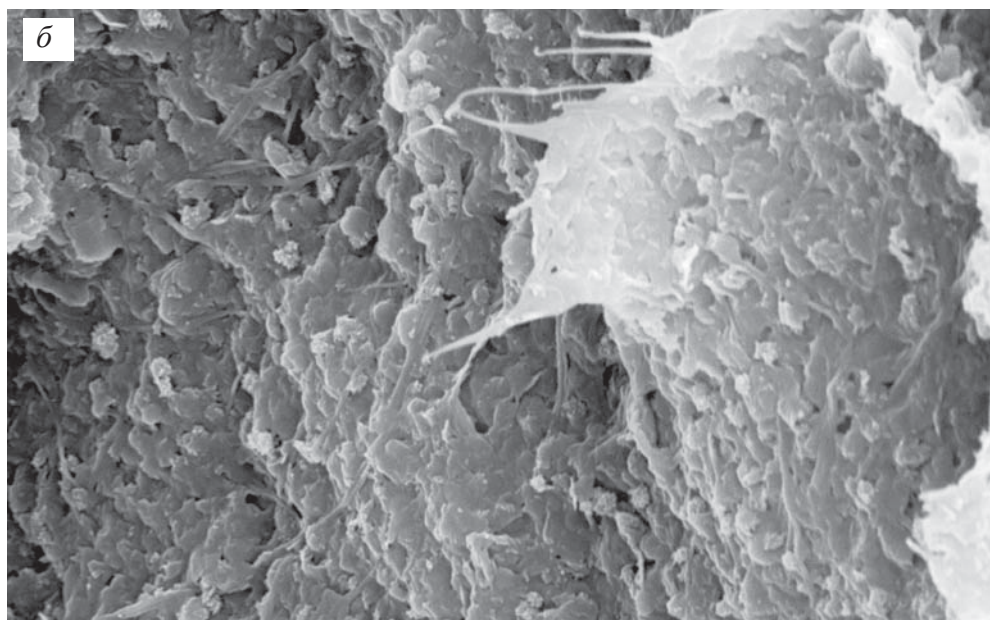


SEM HV: 30.00 kV    WD: 17.17 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    2 µm  
Date(m/d/y): 02/27/17    Name: 38D-05-1p 165    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 167 а–б.** Фрагмент строматолита с гликокаликсом: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок *а* – гликокаликс



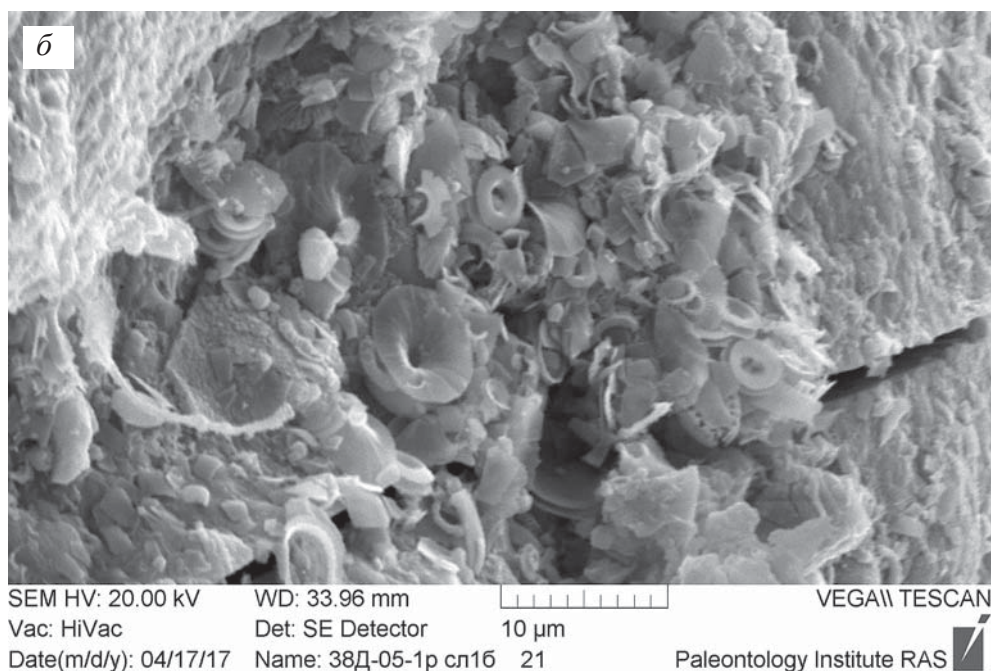
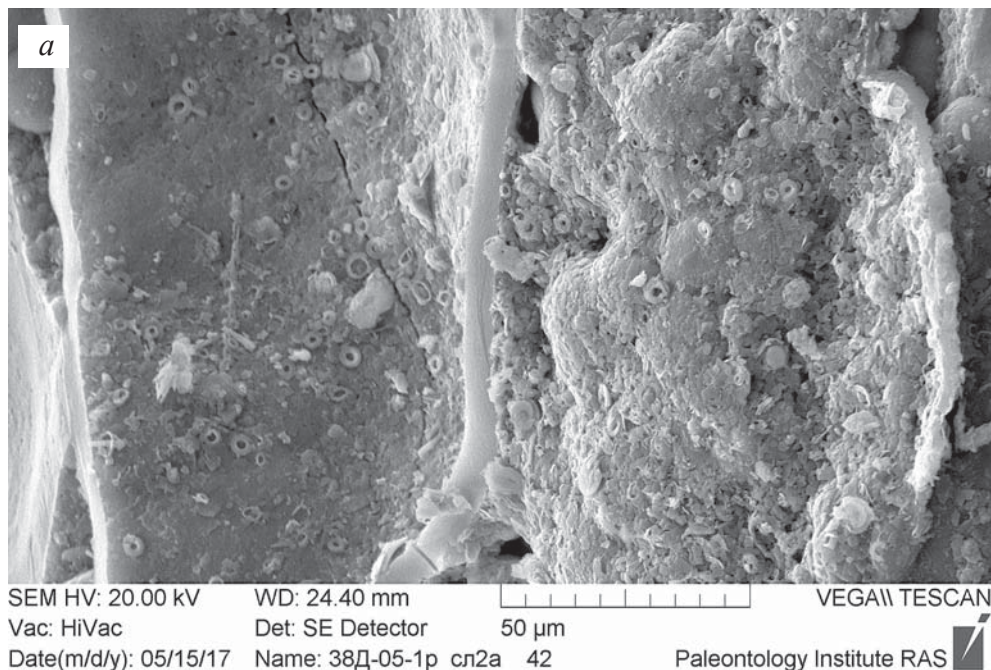
SEM HV: 30.00 kV      WD: 16.09 mm      VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac      Det: SE Detector      5  $\mu$ m  
Name: 39D 77 1p6 54      Date(m/d/y): 03/30/15      Paleontology Institute RAS



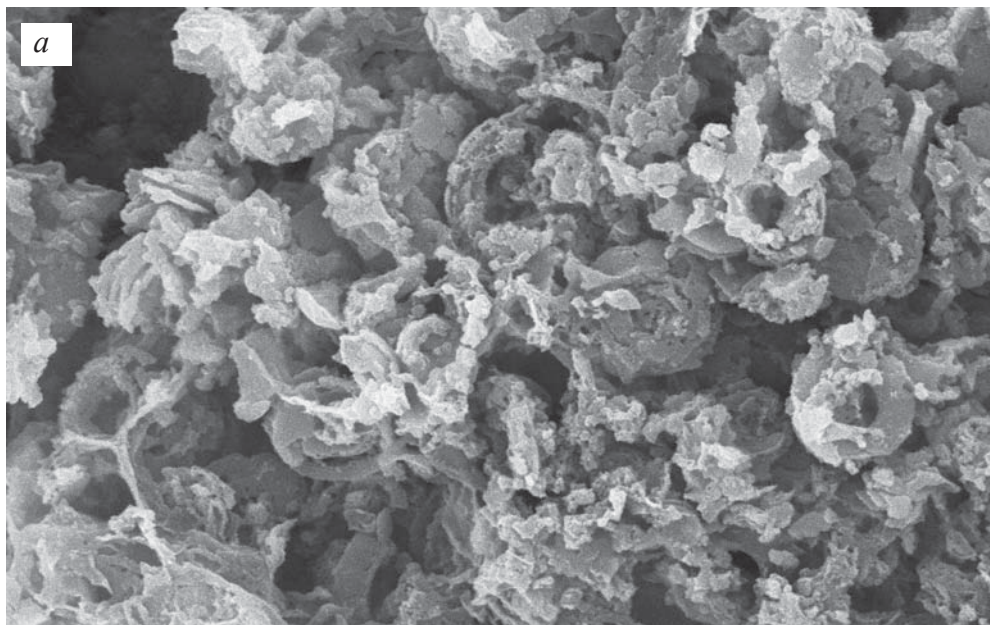
SEM HV: 30.00 kV      WD: 16.08 mm      VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac      Det: SE Detector      5  $\mu$ m  
Name: 39D 77 1p6 55      Date(m/d/y): 03/30/15      Paleontology Institute RAS

**Фиг. 168 а–б.** Фрагменты боковой стенки строматолита с гликокаликсом и тонкими длинными нитчатыми бактериями

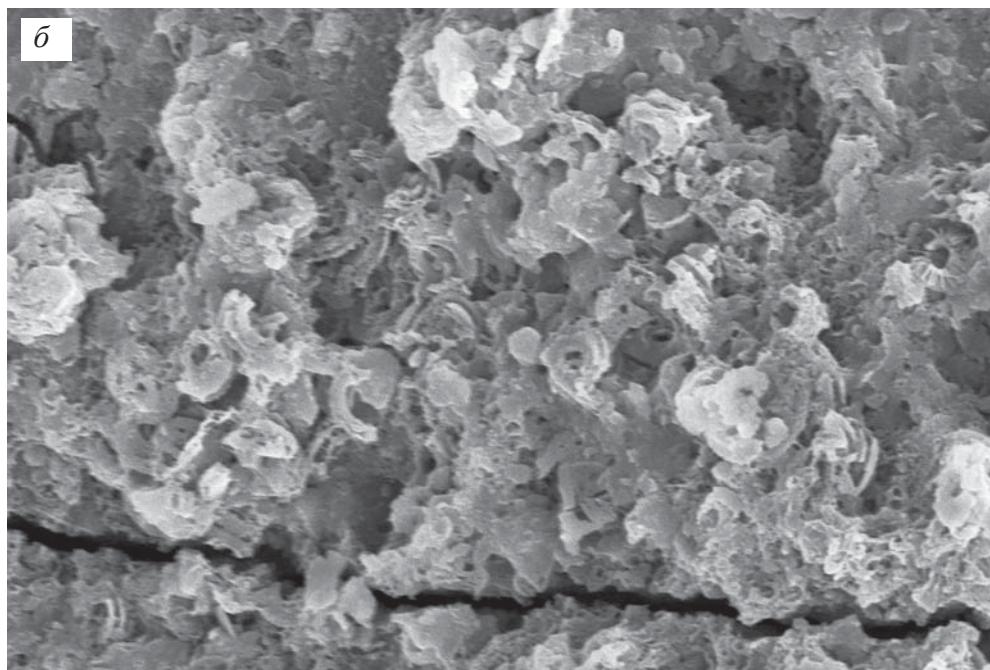
## Раздел X. Микрофауна в бактериальных матах оксидных руд (фиг. 169–177)



**Фиг. 169 а–б.** Фрагменты строматолита с кокколитами: *а* – боковая сторона столбика строматолита с осевшими кокколитами; *б* – увеличенный участок с кокколитами

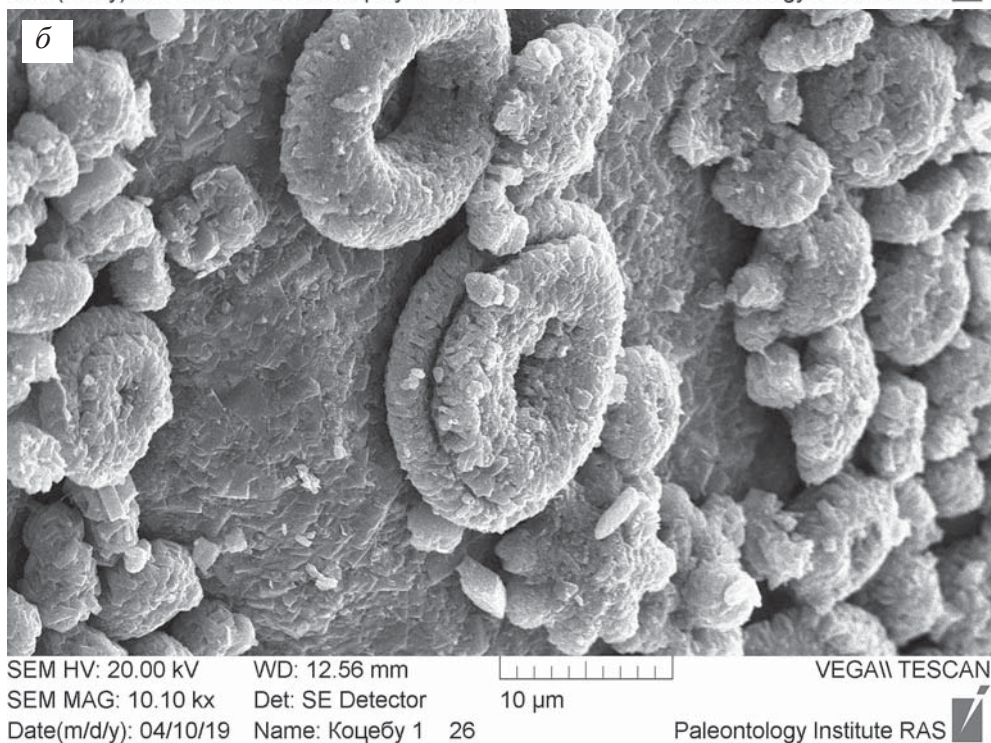
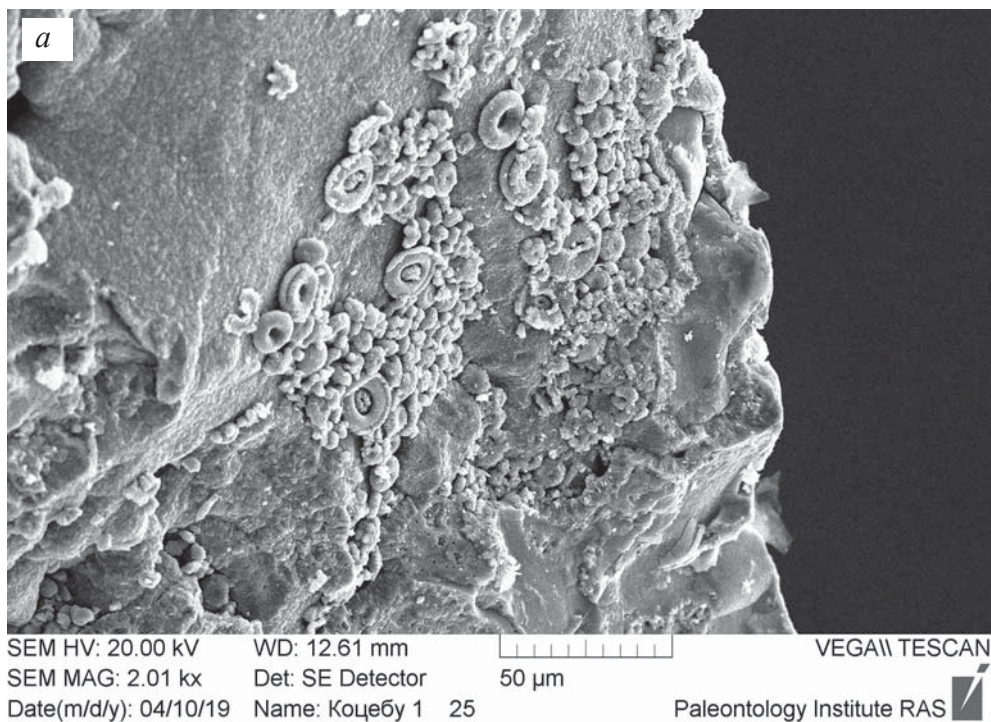


SEM HV: 20.00 kV WD: 16.21 mm VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 16.20 kx Det: SE Detector 10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 07/04/18 Name: 39D 77 1p III a 53 Paleontology Institute RAS



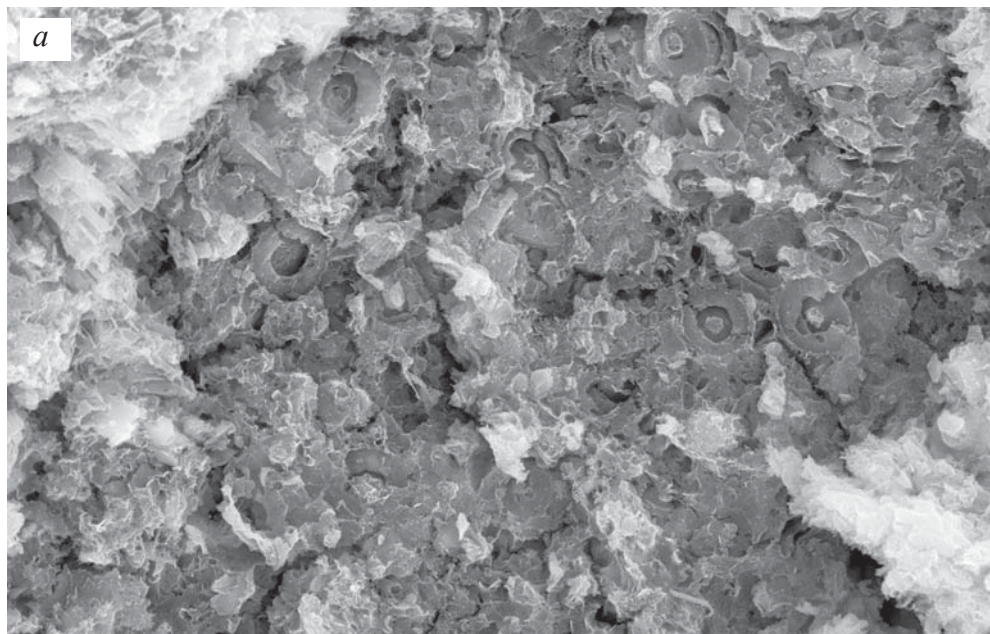
SEM HV: 20.00 kV WD: 24.79 mm VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac Det: SE Detector 10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 06/21/16 Name: K-1 1 21 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 170 а–б.** Разрушенные кокколиты в строматолитах

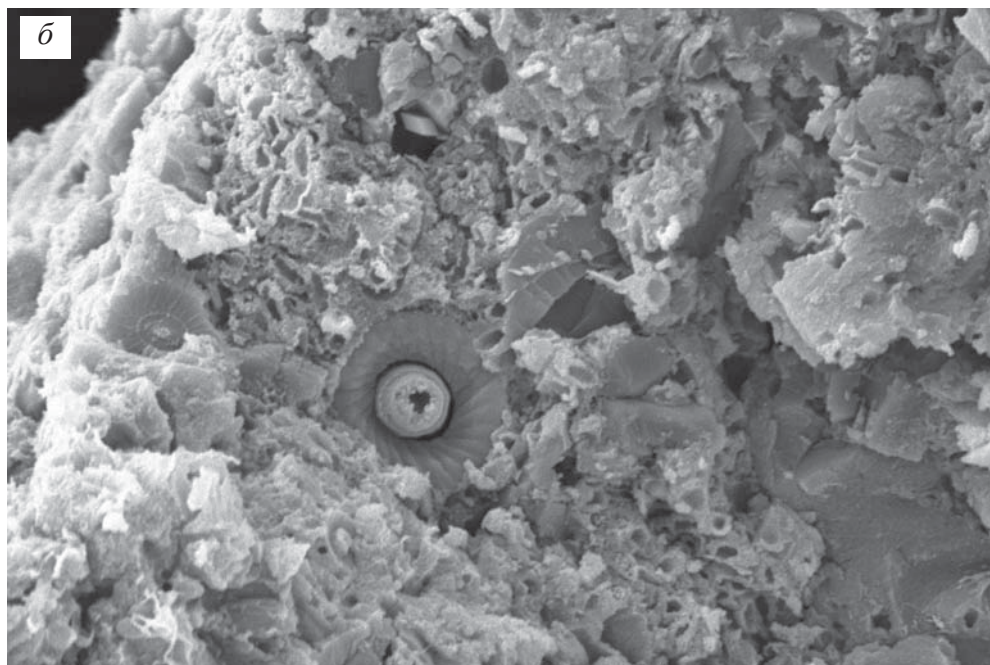




**Фиг. 171 а–б.** Минерализованные кокколиты на строматолите: *a* – общий вид; *б* – увеличенный фрагмент фиг. *a*



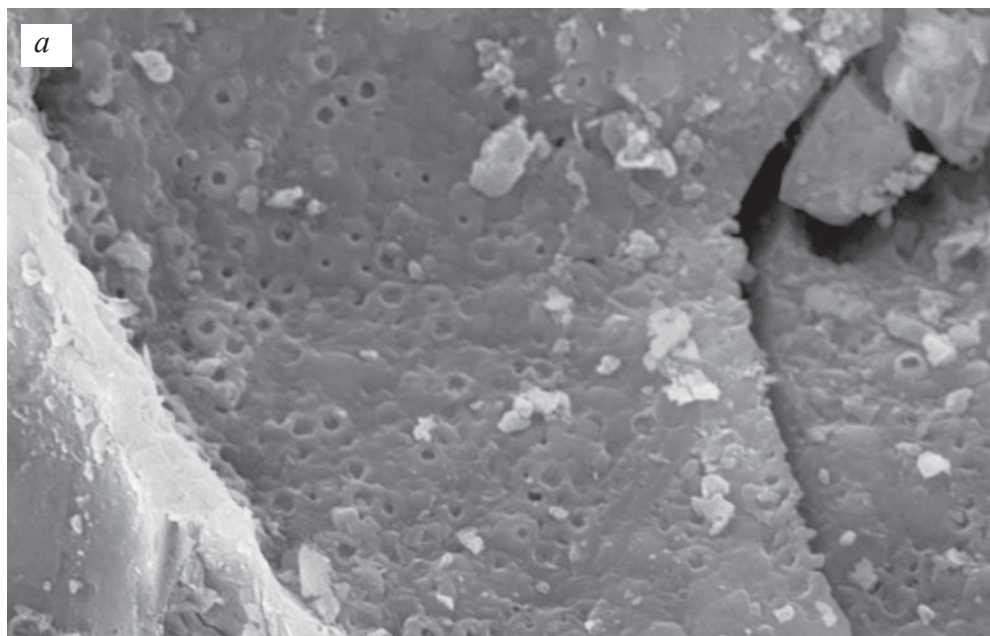


SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.15 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 01/25/16    Name: Кит. 2 14    Paleontology Institute RAS 

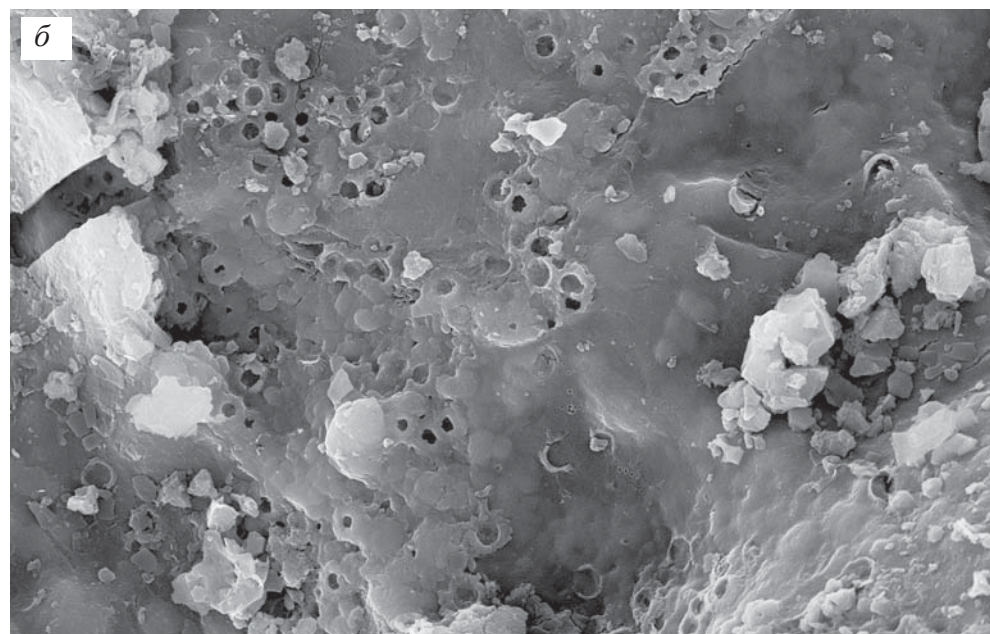



SEM HV: 10.00 kV    WD: 15.53 mm        VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 18.38 kx    Det: SE Detector    5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/11/19    Name: Коцебы -3 15    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 172 а-б.** Фрагменты строматолита с кокколитами и нитчатými бактериями

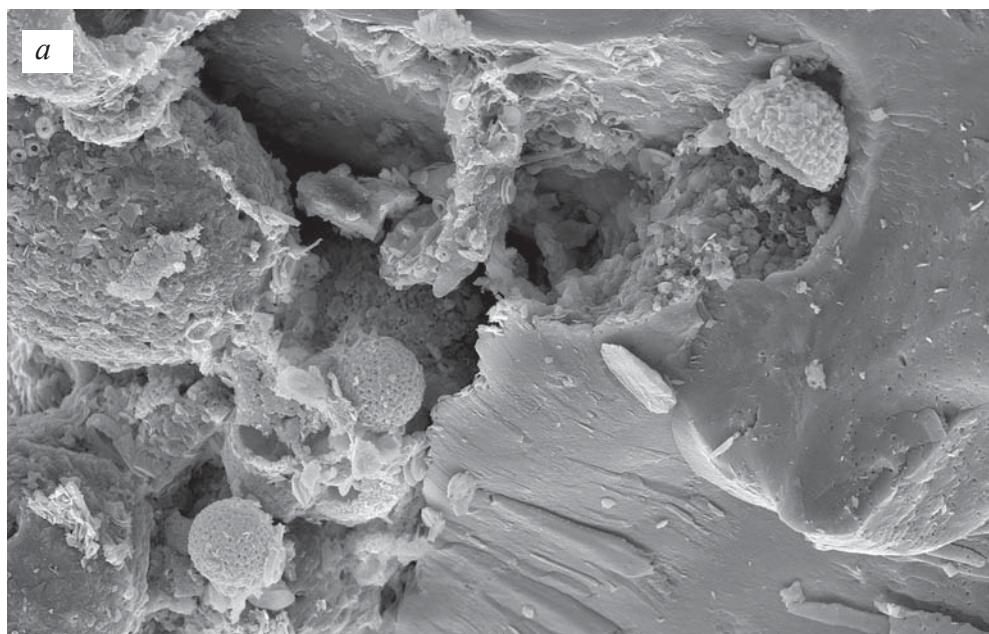


SEM HV: 30.00 kV WD: 14.79 mm  VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: SE Detector 20  $\mu$ m  
 Date(m/d/y): 06/06/16 Name: K-1 1 5 Paleontology Institute RAS 

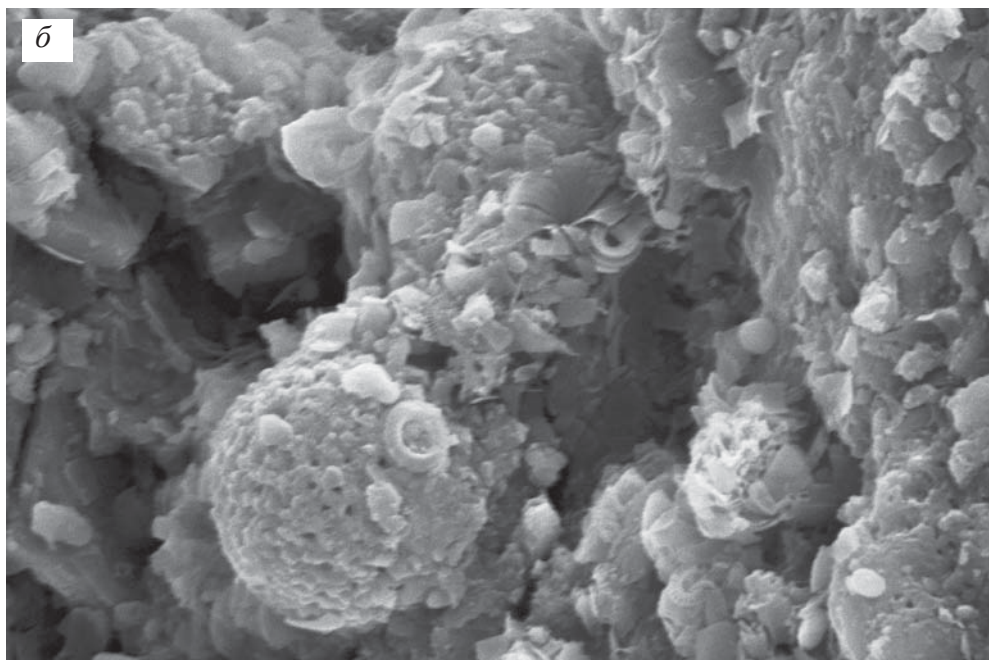


SEM HV: 30.00 kV WD: 14.78 mm  VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac Det: SE Detector 20  $\mu$ m  
 Date(m/d/y): 06/06/16 Name: K-1 1 4 Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 173 а–б.** Фрагмент строматолита с кокколитами в гликокаликсе: *а* – общий вид; *б* – увеличенный участок фиг. *а*

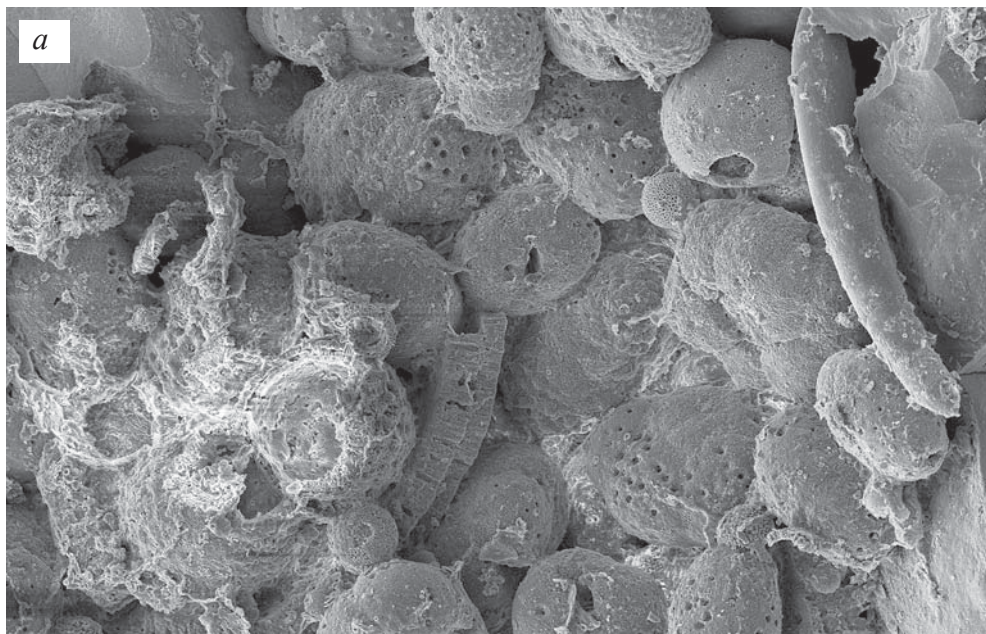


SEM HV: 20.00 kV    WD: 15.53 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    50 μm  
 Date(m/d/y): 04/10/17    Name: 38Д-05-1р сн1а 11    Paleontology Institute RAS



SEM HV: 20.00 kV    WD: 34.20 mm    VEGA\\ TESCAN  
 Vac: HiVac    Det: SE Detector    10 μm  
 Date(m/d/y): 04/17/17    Name: 38Д-05-1р сн1б 19    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 174 а–б.** Радиоларии и кокколиты в строматолитах

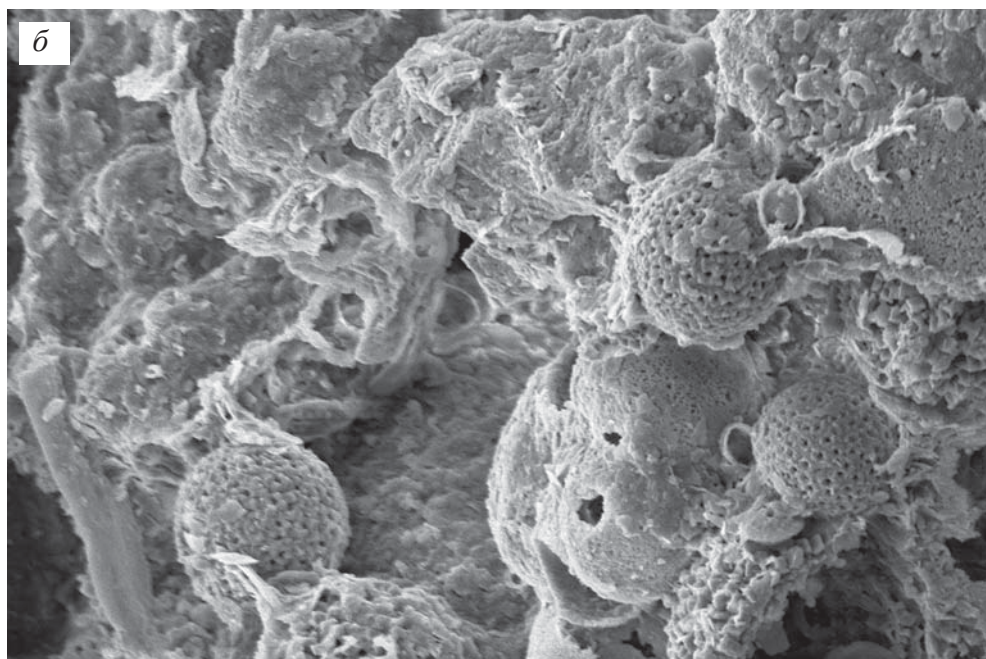


SEM HV: 10.00 kV  
Vac: HiVac  
Date(m/d/y): 06/05/17

WD: 26.93 mm  
Det: SE Detector  
Name: 38Д-05-1р-2Б

100 µm  
13

VEGA\\ TESCAN  
Paleontology Institute RAS



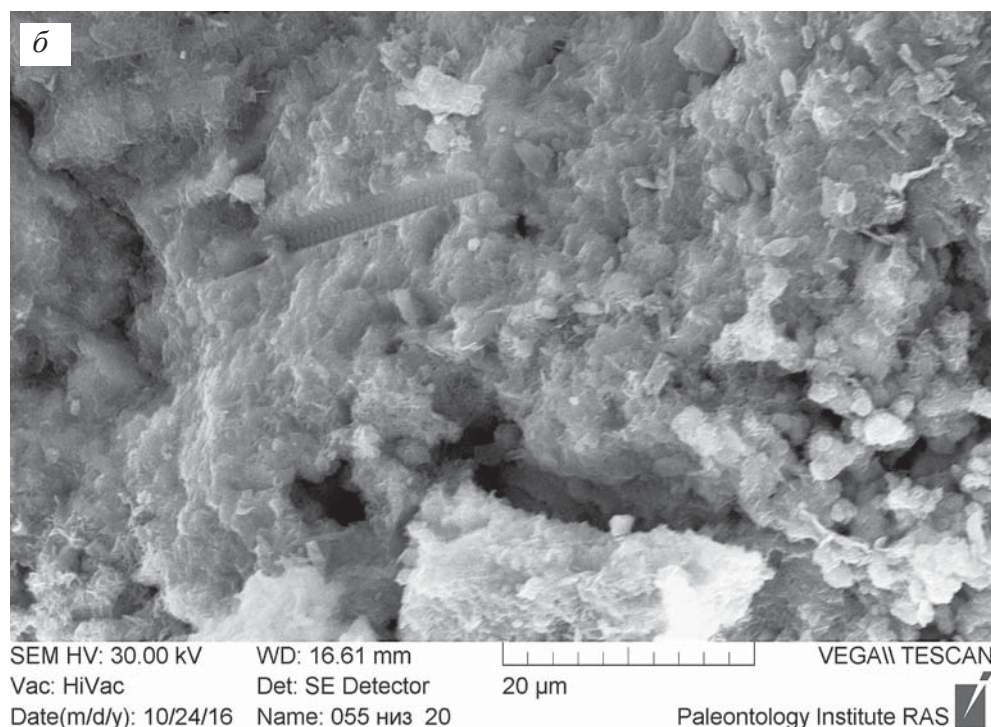
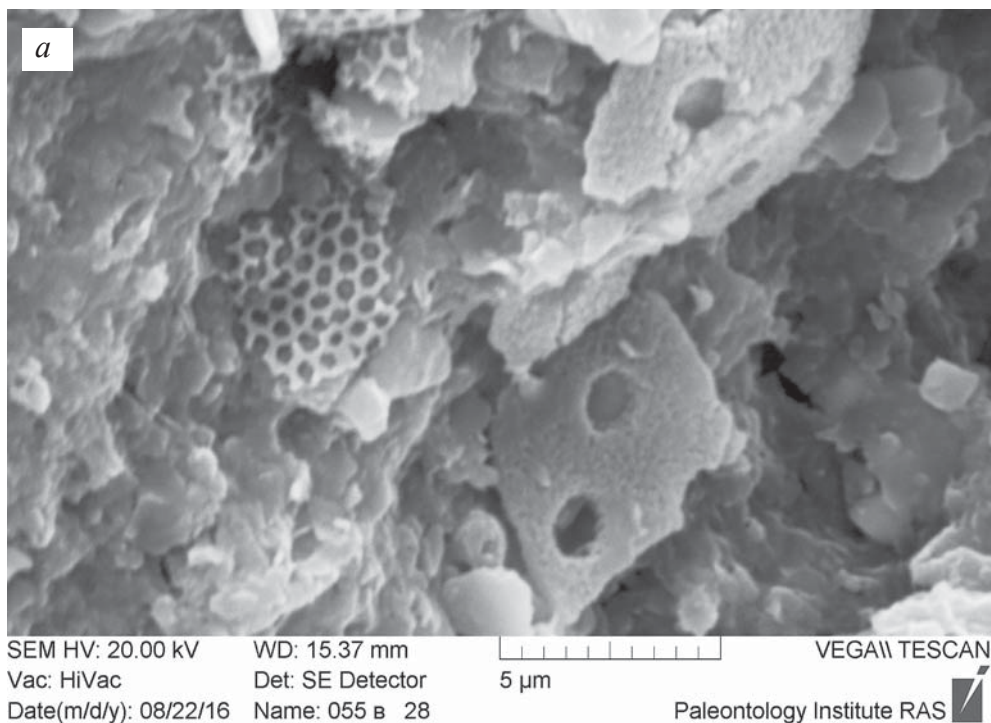
SEM HV: 10.00 kV  
Vac: HiVac  
Date(m/d/y): 06/05/17

WD: 26.93 mm  
Det: SE Detector  
Name: 38Д-05-1р-2Б

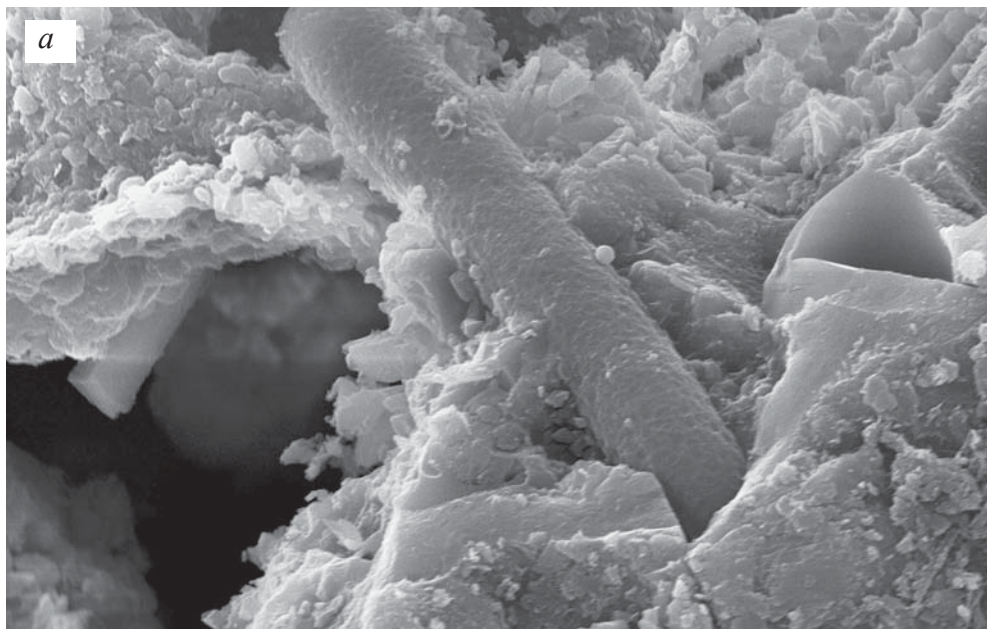
20 µm  
12

VEGA\\ TESCAN  
Paleontology Institute RAS

**Фиг. 175 а-б.** Радиоларии и фораминиферы в строматолитах

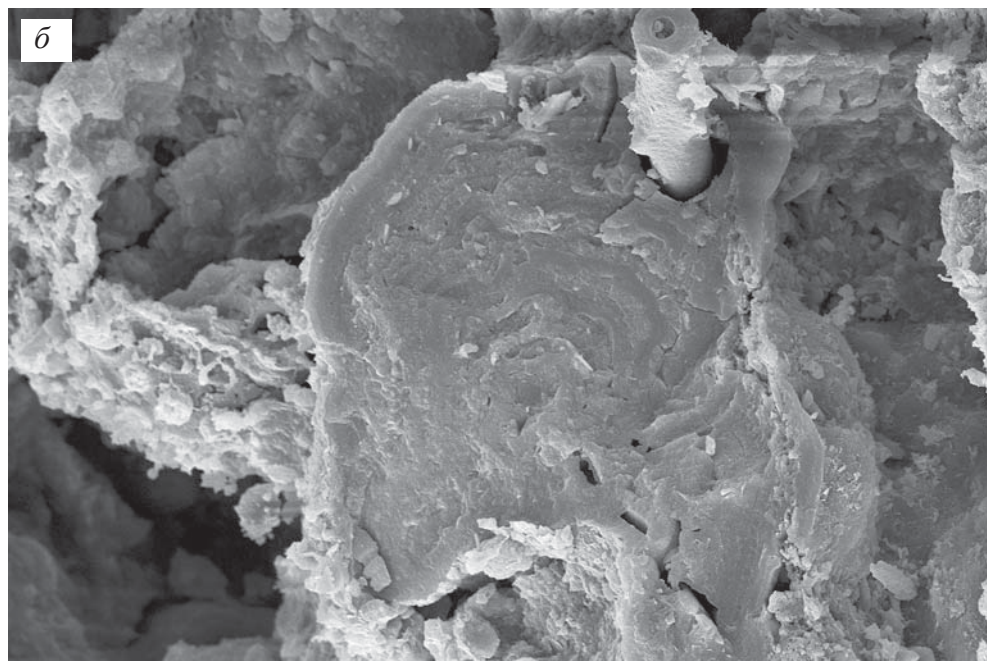


**Фиг. 176 а-б.** Остатки микрофауны в онколитах: *а* – обломки скелетов радиолярий; *б* – отпечаток панциря диатомовой водоросли



*a*

SEM HV: 30.00 kV    WD: 16.44 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 10/24/16    Name: 055 экв 5    Paleontology Institute RAS

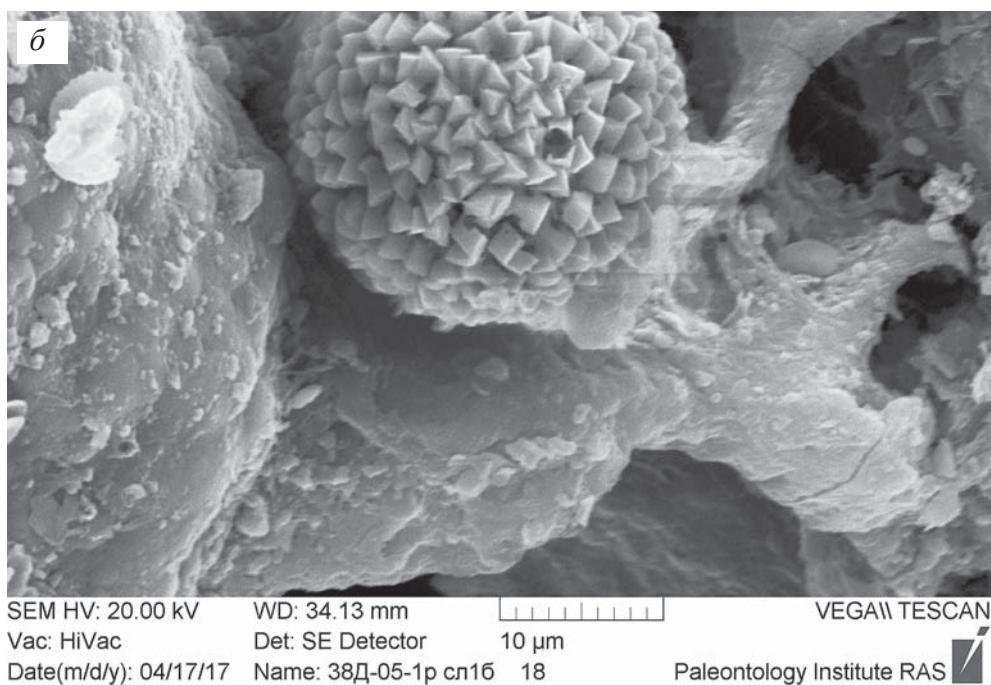
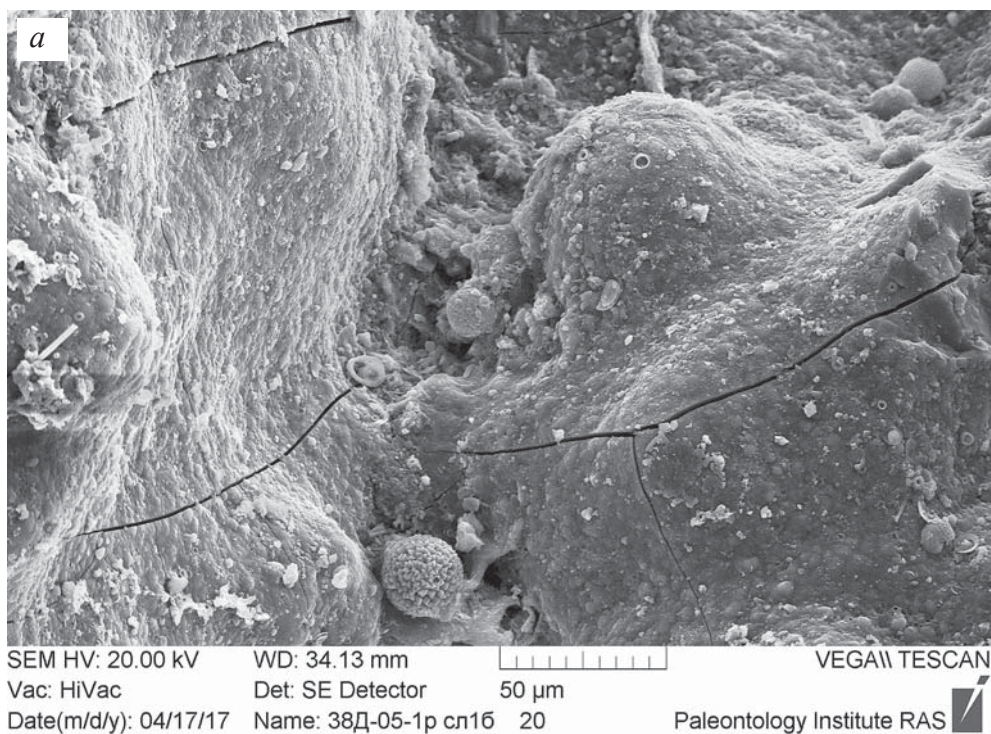


*б*

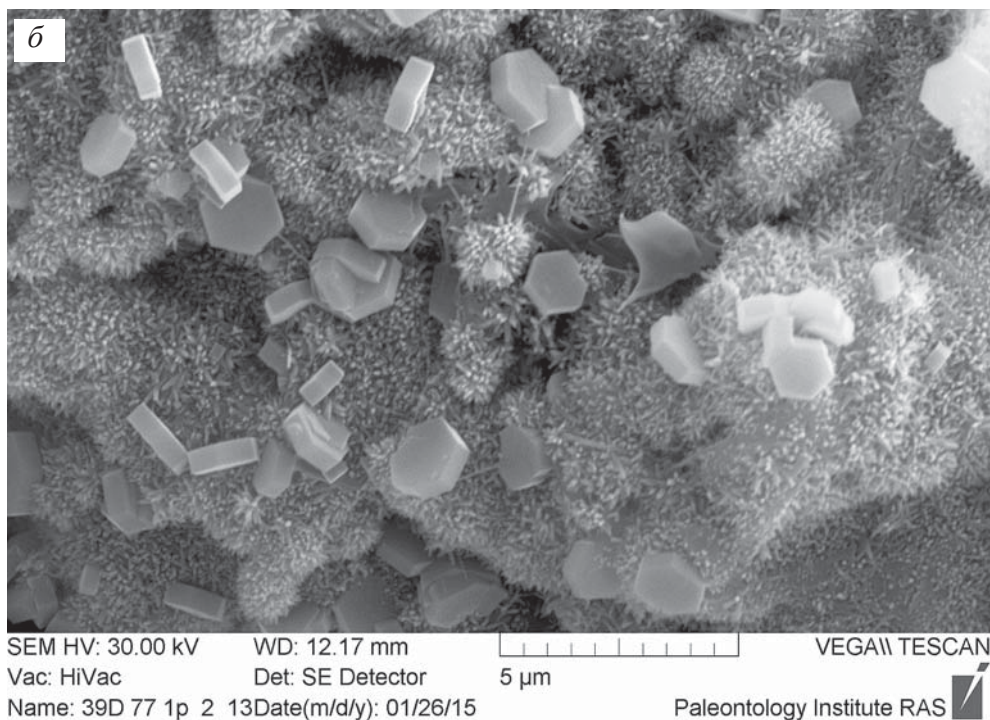
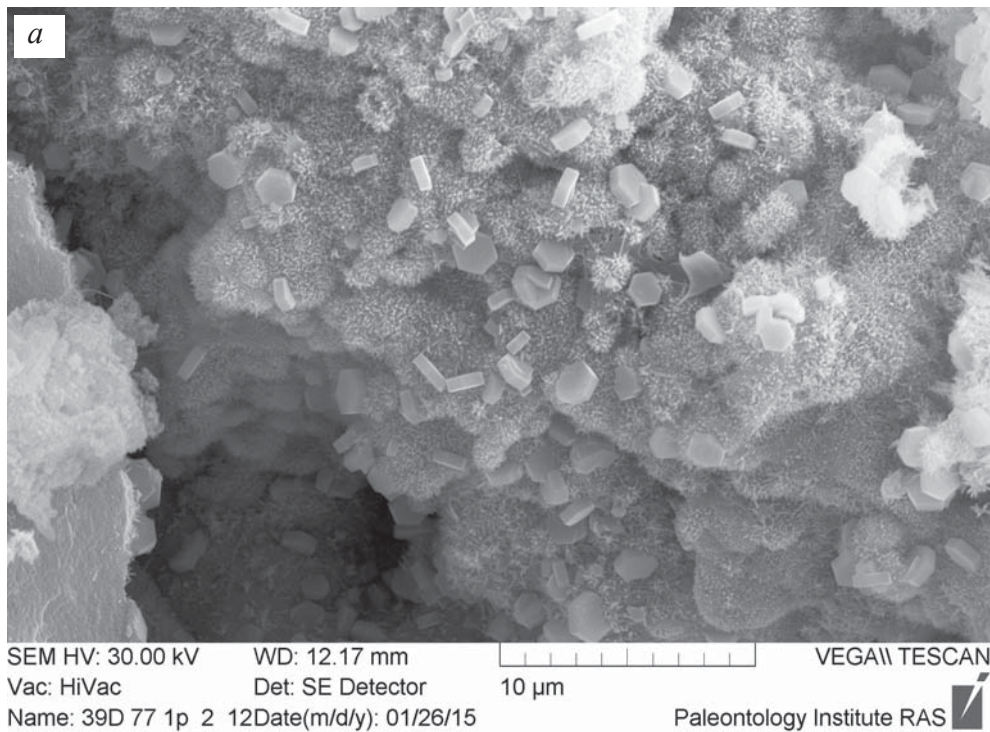
SEM HV: 30.00 kV    WD: 19.85 mm    VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    50  $\mu$ m  
Name: 189 э 11    Date(m/d/y): 06/08/15    Paleontology Institute RAS

**Фиг. 177 а-б.** Спикеры губок в онколитах

## Раздел XI. Наноминералы (фиг. 178–188)

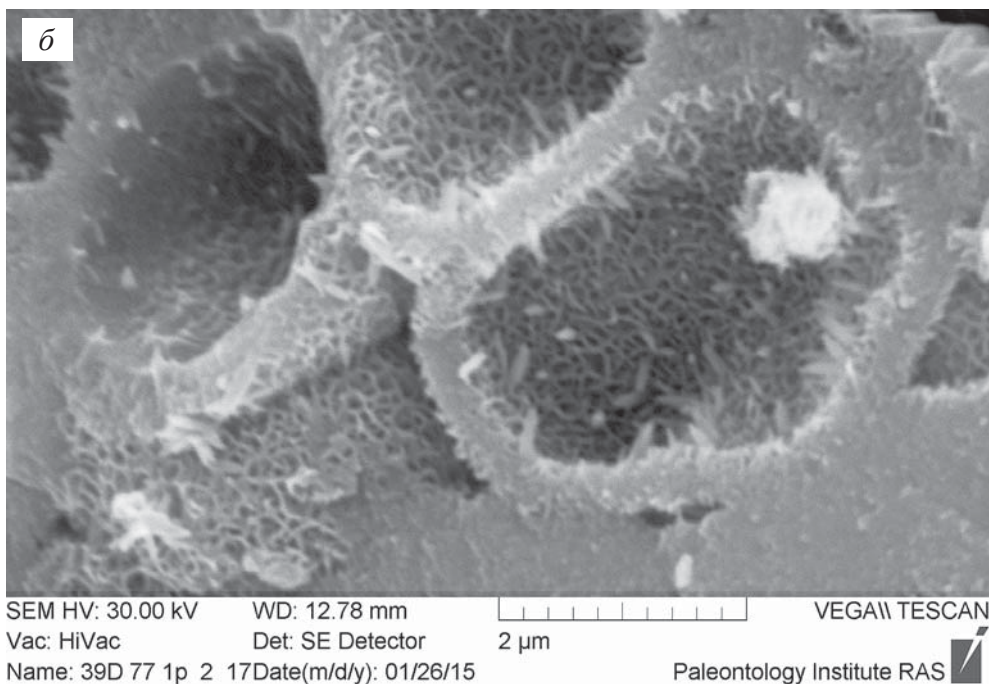
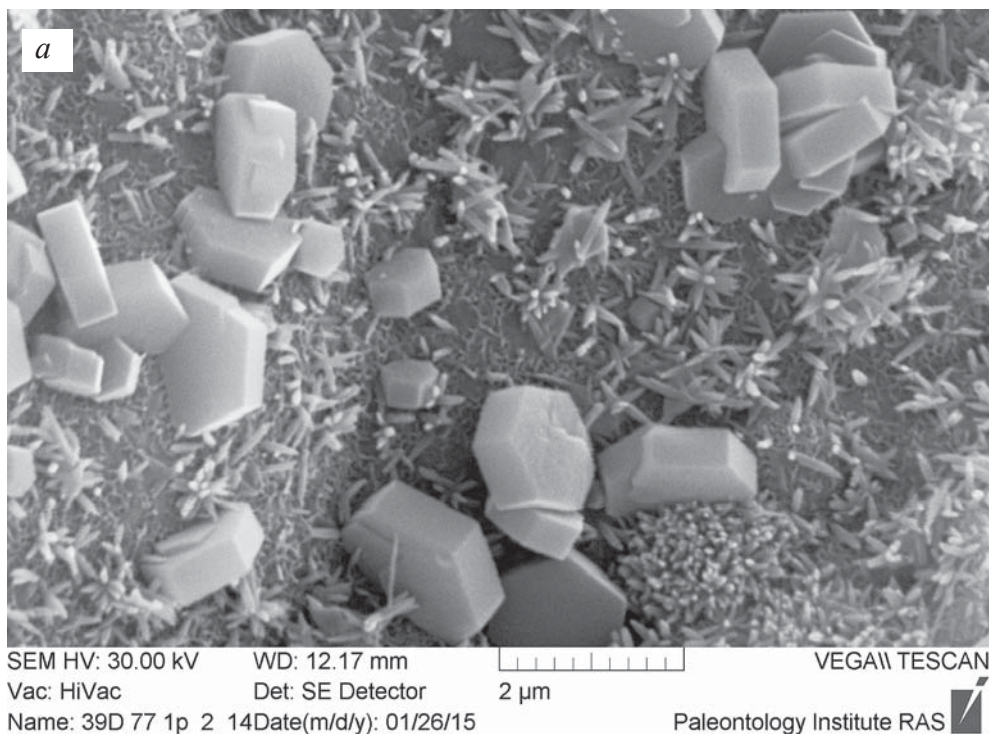


**Фиг. 178.** Фромбоидальный пирит в бактениальном мате строматолита: *a* – общий вид, *б* – фрамбоид.

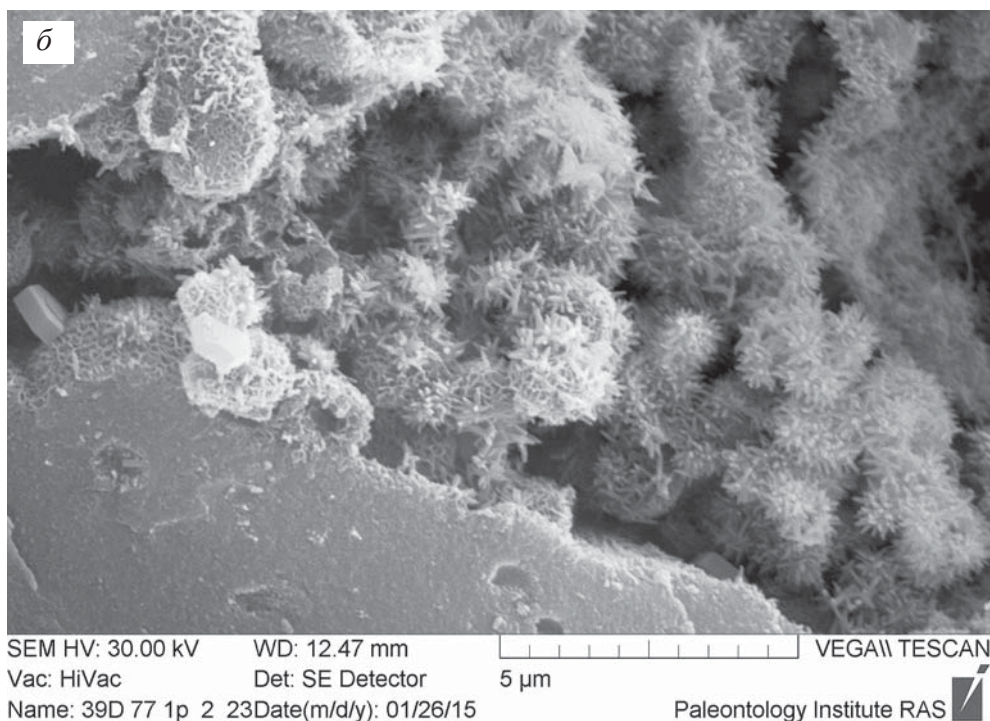
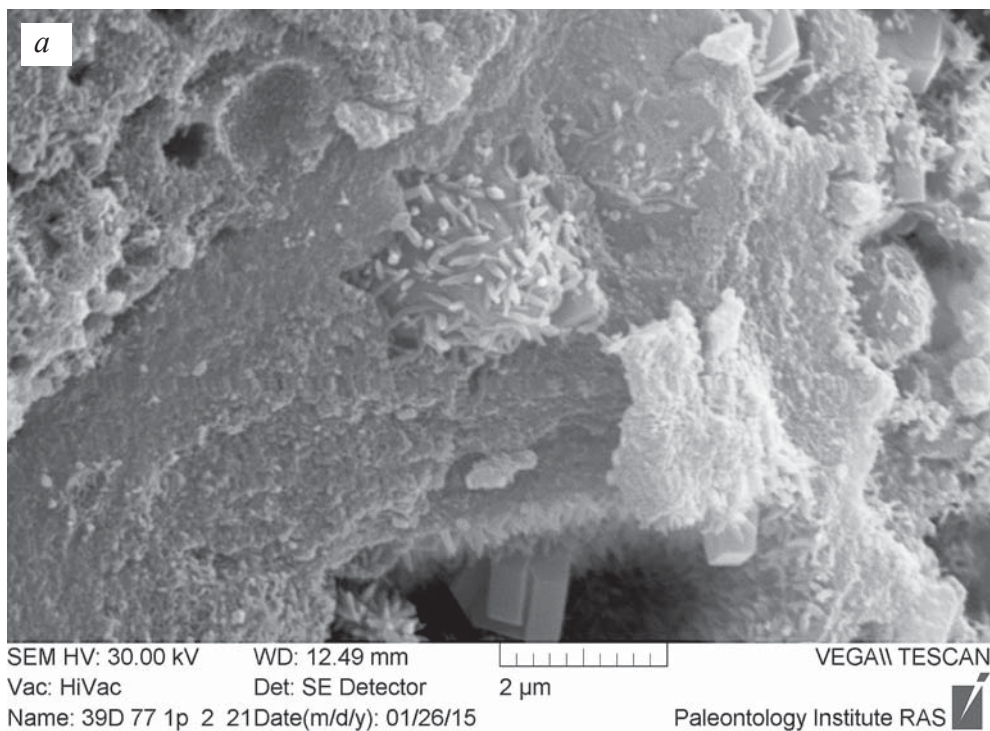


**Фиг. 179.** Щетки наноминералов на коккоидных бактериях и микрокристаллы апатита: *a* – общий вид, *б* – фрагмент.

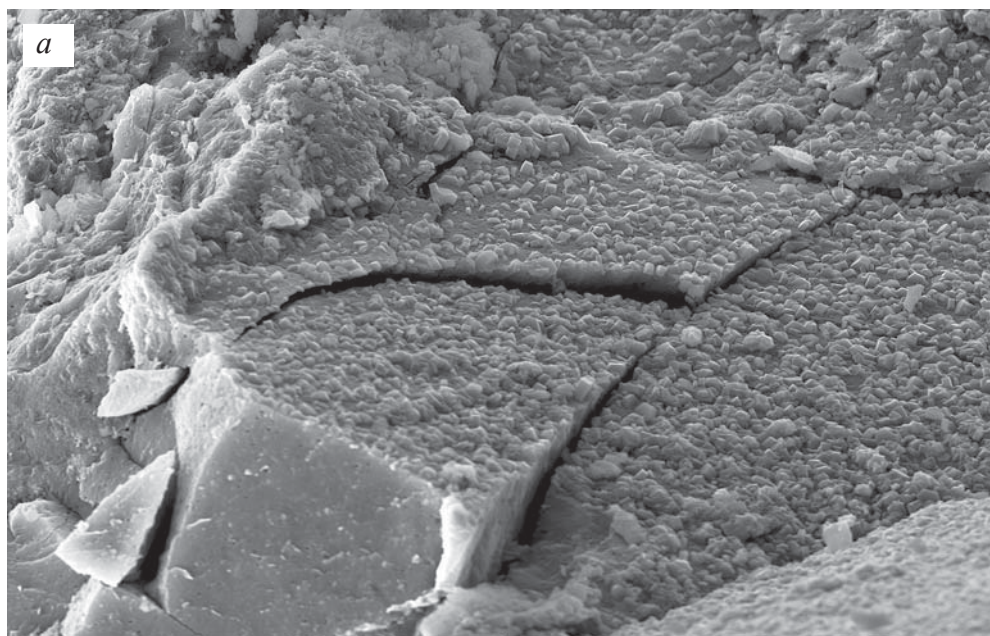






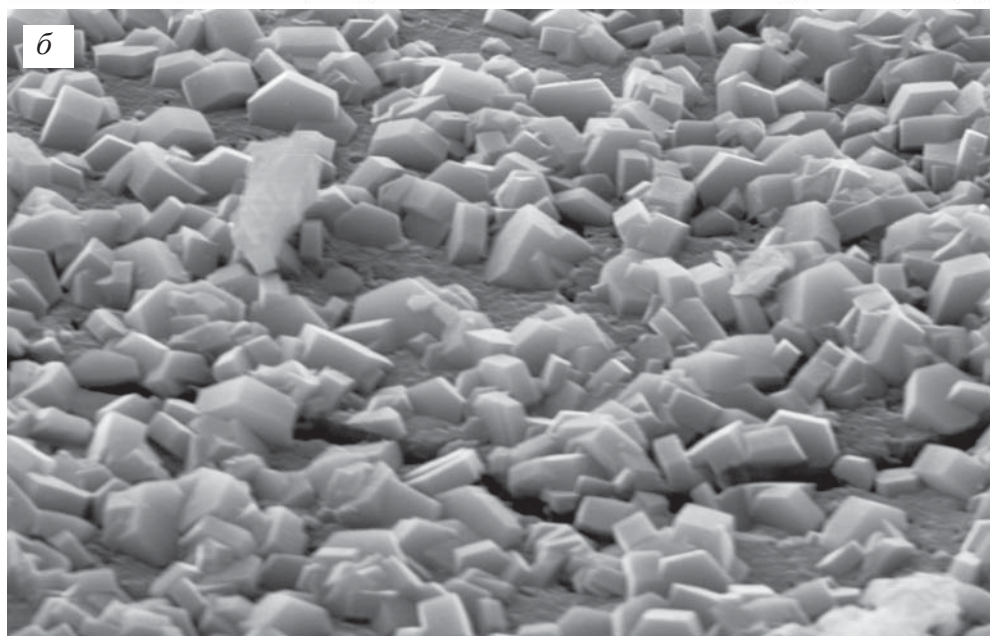
**Фиг. 180.** Наноминералы оксидов железа: *a* – звездчатые goethite наноминералов и микрокристаллы апатита; *б* – игольчатые выделения наноминералов на стенках оболочек нитчатых бактерий





**Фиг. 181.** Наноминералы оксидов железа: *a* – скопление палочковидных выделений (в центре снимка); *б* – щетки наноминералов на коккоидных бактериях

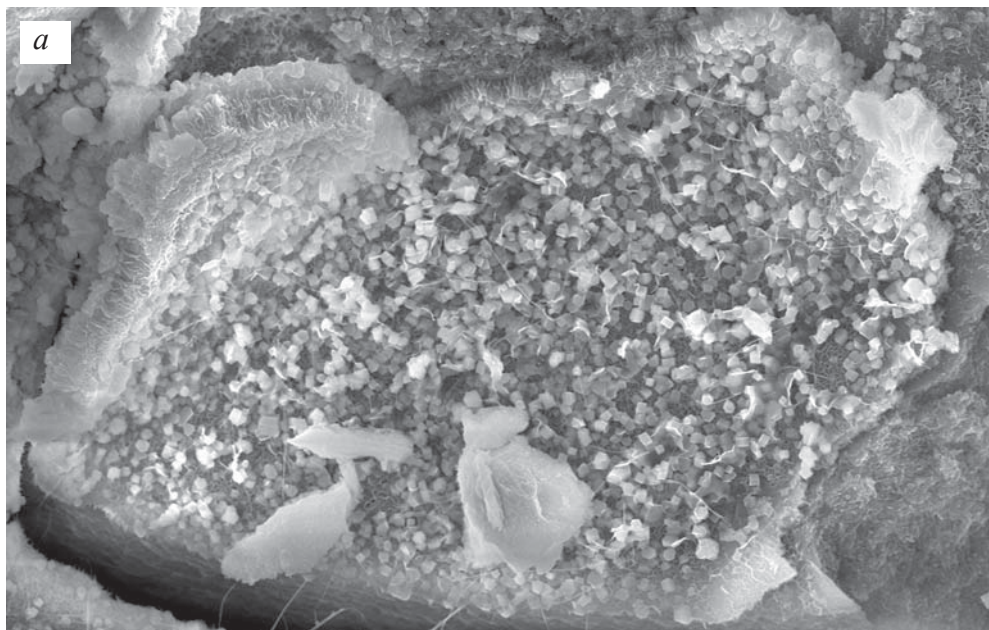


SEM HV: 29.92 kV    WD: 17.31 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    50  $\mu\text{m}$   
Name: 39D 77 1p 1 24    Date(m/d/y): 12/17/14    Paleontology Institute RAS 



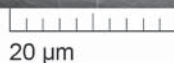
SEM HV: 29.92 kV    WD: 17.31 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu\text{m}$   
Name: 39D 77 1p 1 23    Date(m/d/y): 12/17/14    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 182.** Корки микрокристаллического апатита на поверхности строматолитовых столбцов: *а* – общий вид; *б* – фрагмент



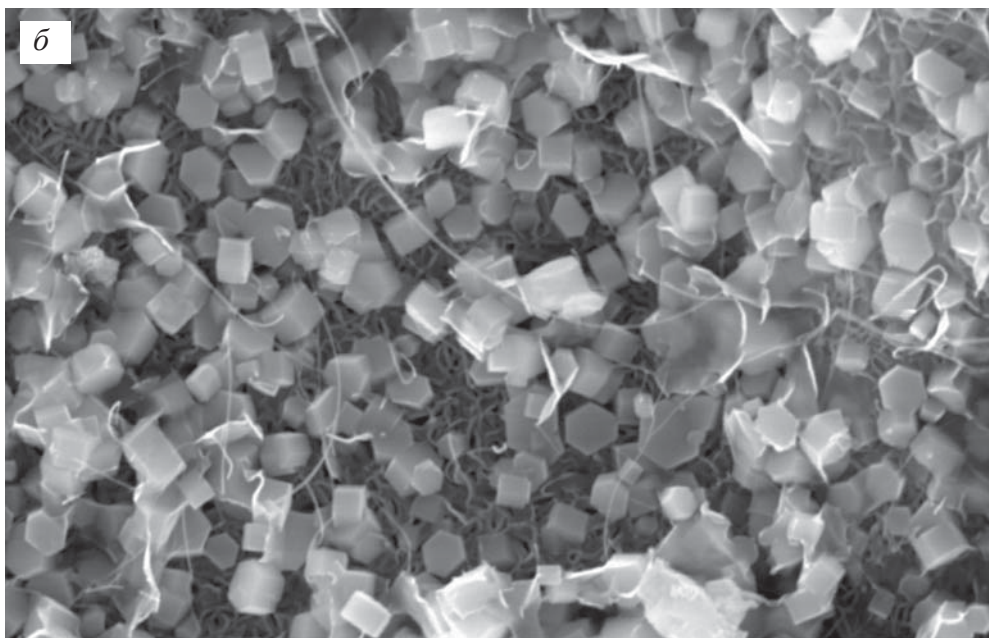
SEM HV: 30.00 kV  
 Vac: HiVac  
 Date(m/d/y): 01/25/16

WD: 16.30 mm  
 Det: SE Detector  
 Name: Кит. 2 20



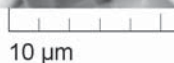
VEGAM TESCAN

Paleontology Institute RAS



SEM HV: 30.00 kV  
 Vac: HiVac  
 Date(m/d/y): 01/25/16

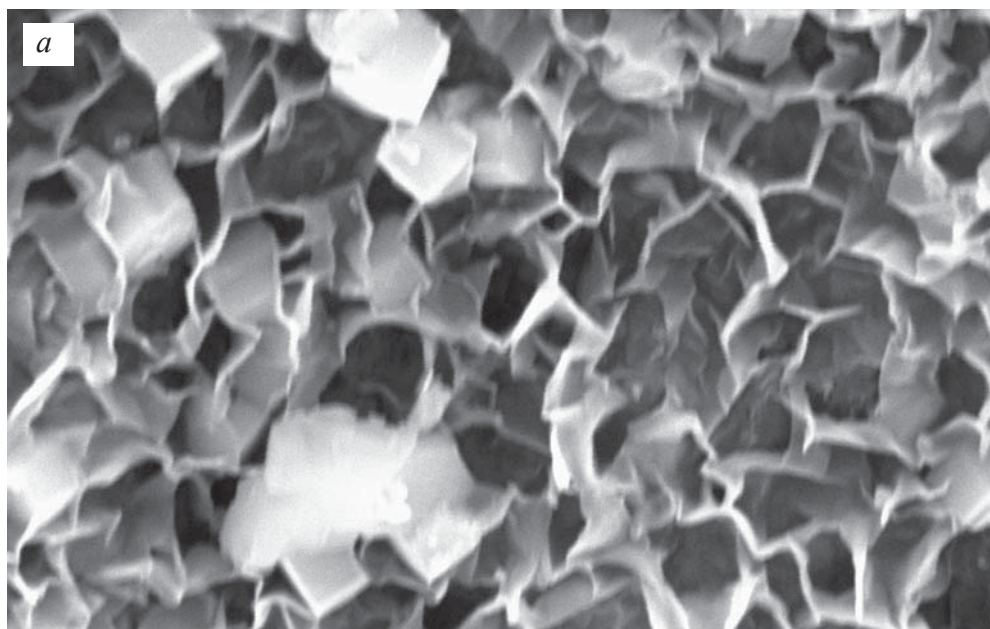
WD: 16.35 mm  
 Det: SE Detector  
 Name: Кит. 2 21





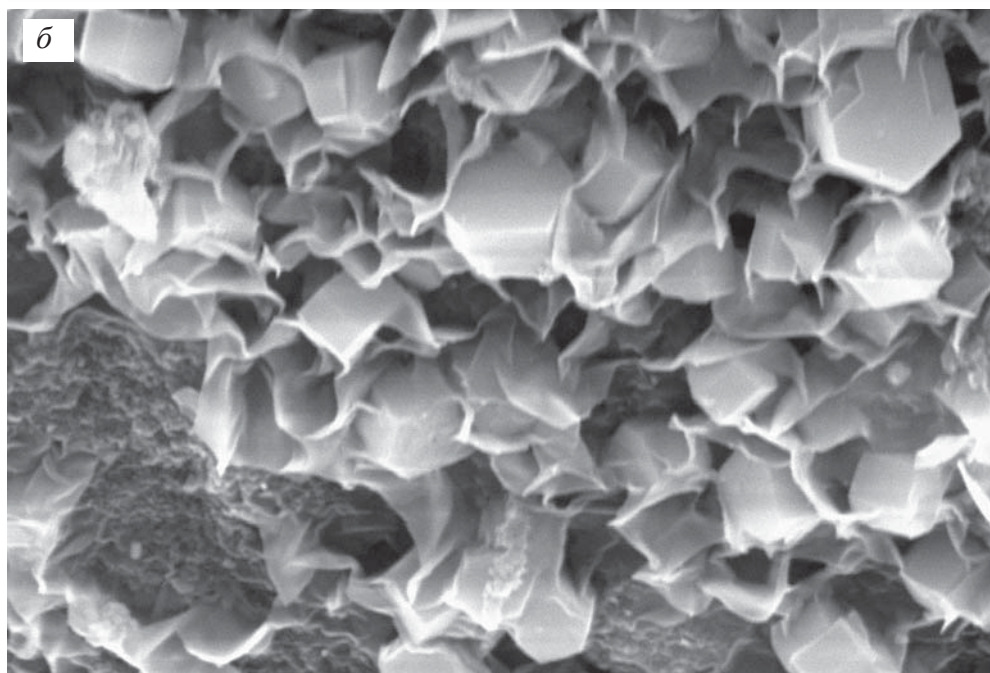
VEGAM TESCAN



Paleontology Institute RAS

**Фиг. 183.** Гнездо микроминералов в оболочке онколита: *a* – общий вид; *б* – деталь: гексагональные кристаллы апатита, кубические кристаллы пирита (?)

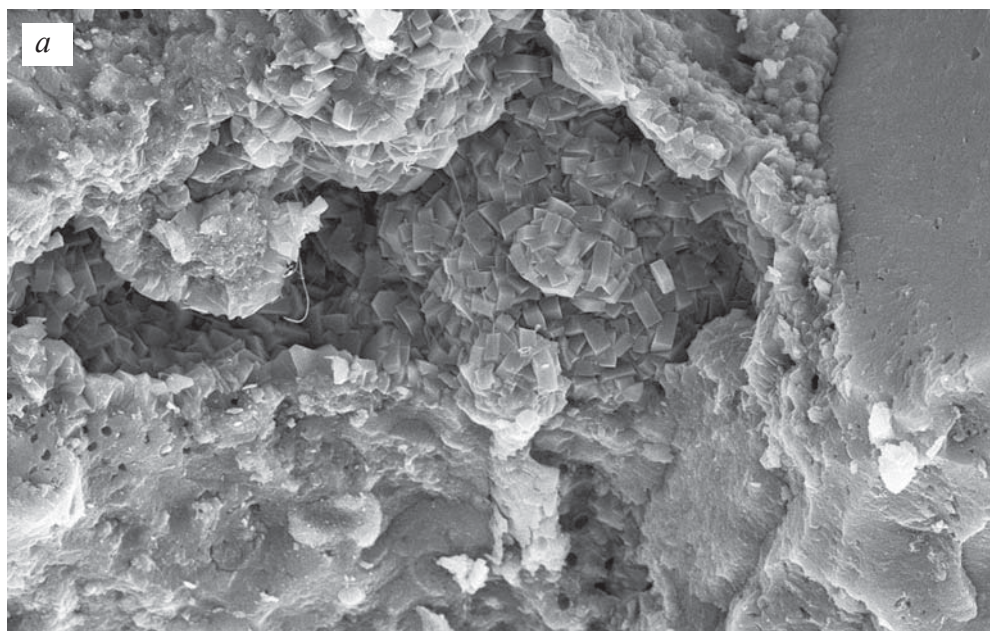


SEM HV: 20.00 kV    WD: 11.00 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    2  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/29/16    Name: К ядр. 2    Paleontology Institute RAS 

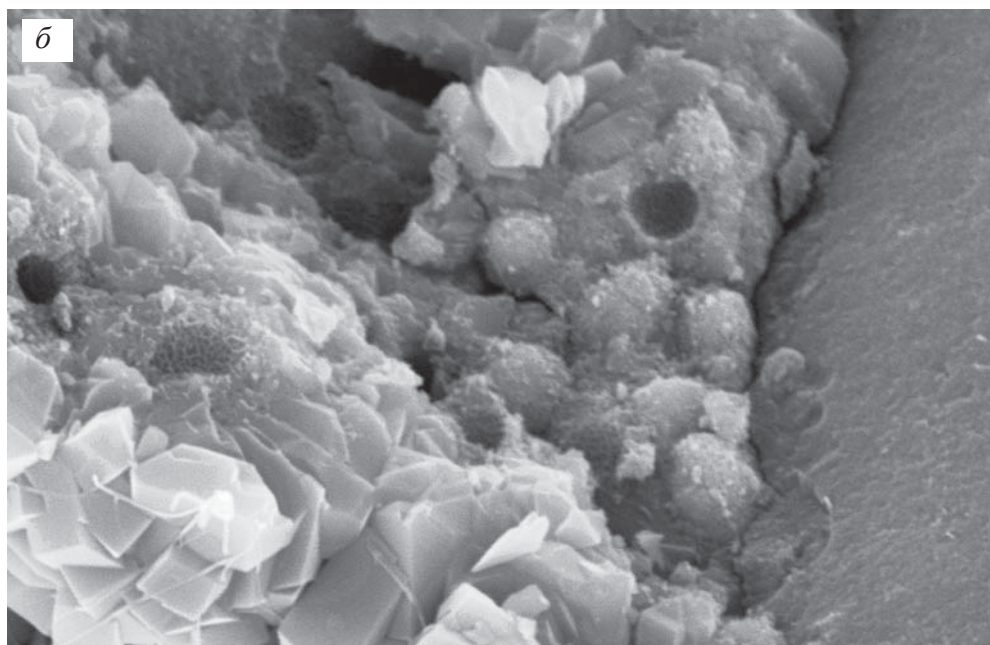


SEM HV: 20.00 kV    WD: 11.00 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    2  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 02/29/16    Name: К ядр. 3    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 184.** Микроминералы в гликокаликсе: а, б. Ядерная зона онколита

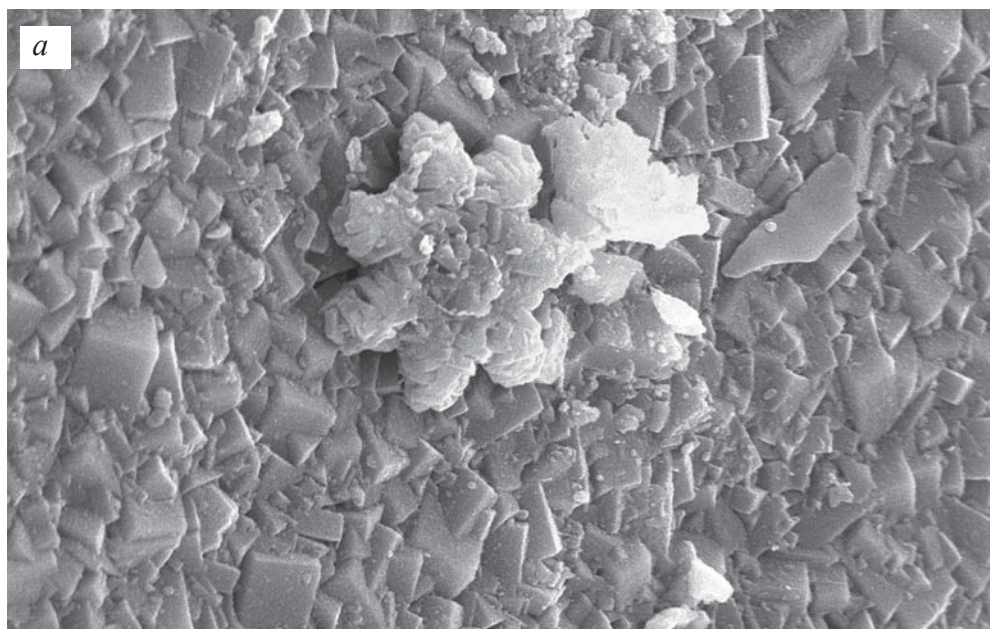


SEM MAG: 7.44 kx WD: 12.75 mm VEGA\\ TESCAN  
SM: RESOLUTION Det: SE Detector 20  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/28/18 Name: 38Д-05-1р б 7 Paleontology Institute RAS

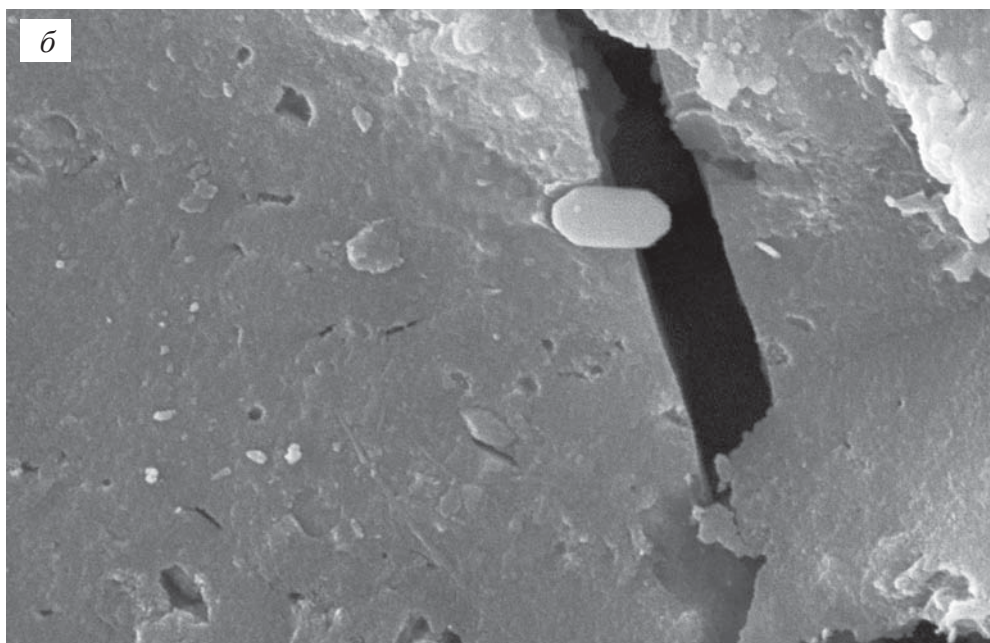


SEM MAG: 37.21 kx WD: 12.76 mm VEGA\\ TESCAN  
SM: RESOLUTION Det: SE Detector 2  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/28/18 Name: 38Д-05-1р б 8 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 185.** Фрамбоидальные агрегаты наноминералов (пирит ?) в микрополостях строматолита: *а* – общий вид; *б* – деталь

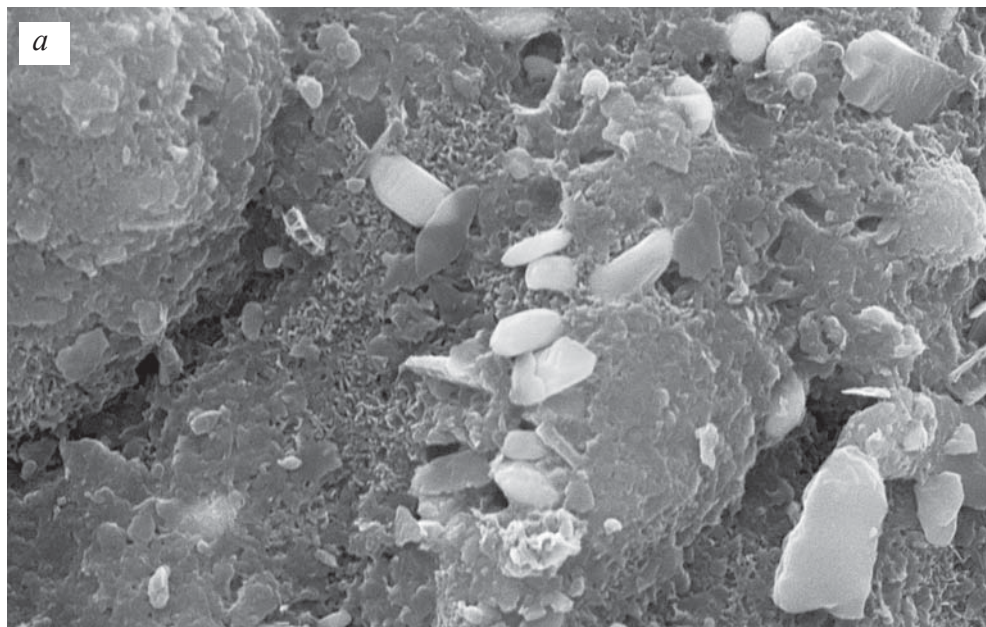


SEM HV: 20.00 kV WD: 12.52 mm VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 18.09 kx Det: SE Detector 10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 04/10/19 Name: Коцебу 1 29 Paleontology Institute RAS



SEM HV: 20.00 kV WD: 15.82 mm VEGA\\ TESCAN  
SEM MAG: 31.05 kx Det: SE Detector 5  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 06/25/18 Name: 39D 77 1p III a 9 Paleontology Institute RAS

**Фиг. 186.** Наноминералы: *a* – кокколитофорид, покрытый коркой наноминералов; *б* – микрокристаллы апатита (?)



SEM HV: 30.00 kV

WD: 15.06 mm



VEGA\\ TESCAN

Vac: HiVac

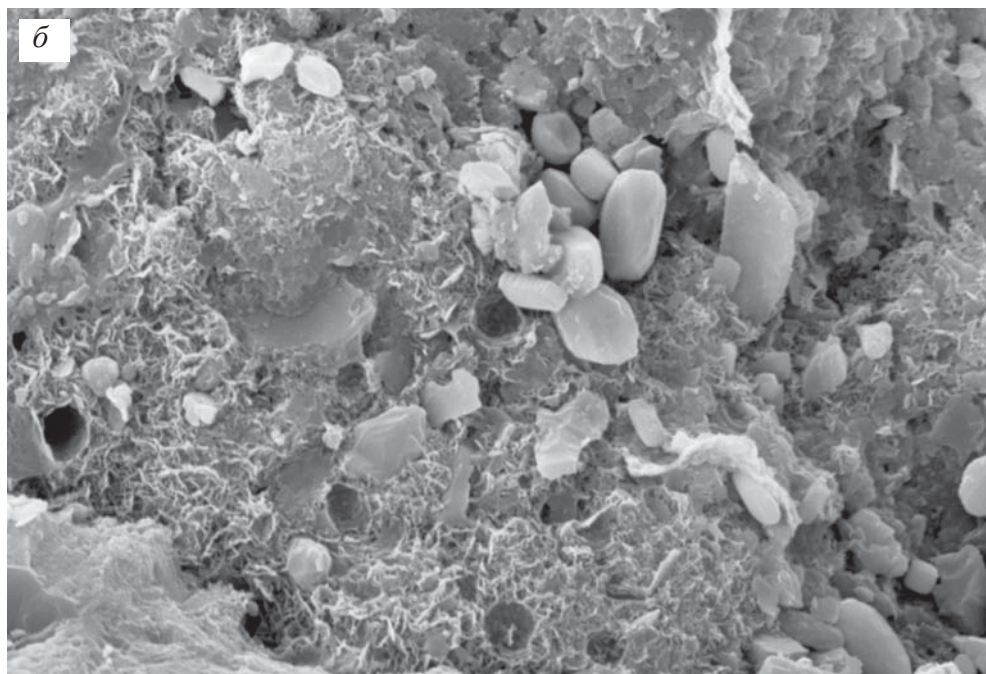
Det: SE Detector

10  $\mu$ m

Date(m/d/y): 08/29/16

Name: 055 в 44

Paleontology Institute RAS



SEM HV: 20.00 kV

WD: 13.44 mm



VEGA\\ TESCAN

Vac: HiVac

Det: SE Detector

10  $\mu$ m

Date(m/d/y): 10/12/15

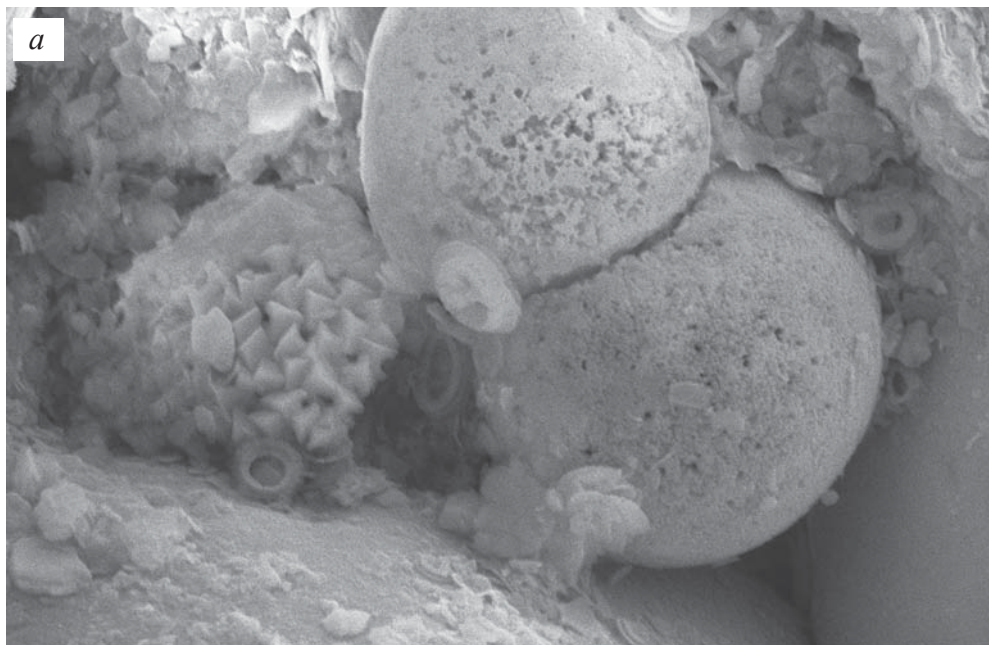
Name: 183 кр 4



Paleontology Institute RAS

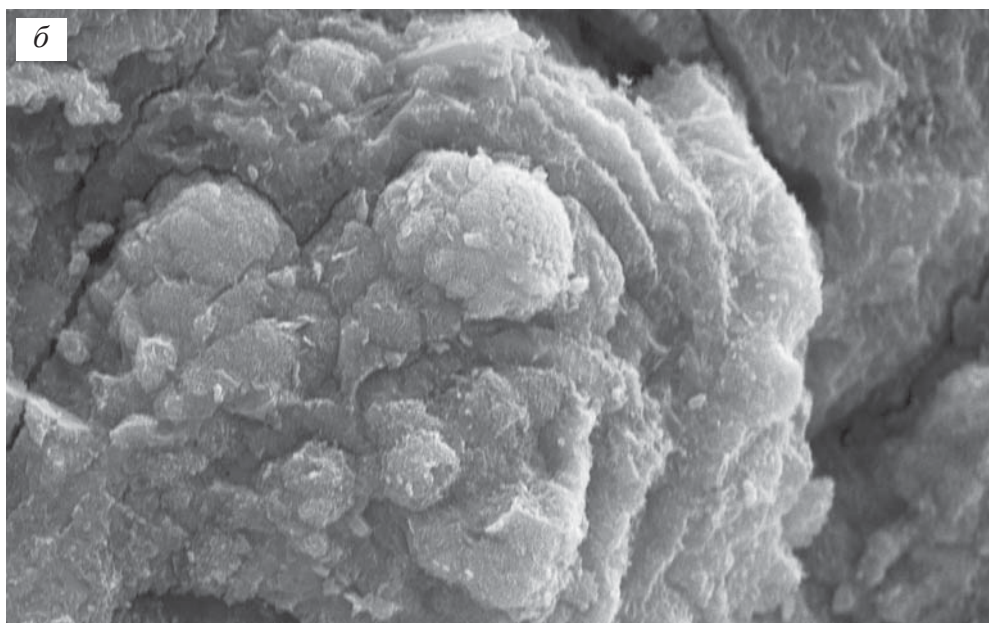



**Фиг. 187.** Минерализованные коккоиды в гликокаликсе.





SEM HV: 20.00 kV    WD: 24.31 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 05/15/17    Name: 38Д-05-1р сл2а 46    Paleontology Institute RAS 



SEM HV: 30.00 kV    WD: 14.20 mm        VEGA\\ TESCAN  
Vac: HiVac    Det: SE Detector    10  $\mu$ m  
Date(m/d/y): 01/11/16    Name: P-052 (2) 16    Paleontology Institute RAS 

**Фиг. 188.** Наноминералы: *a* – фрамбoid пирита и кокколиты в строматолите;  
*б* – фрамбoid пирита в онколите.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования, результаты которых изложены в монографии, имели основной целью развитие представлений о бактериальной природе оксидных руд.

Бактериальная концепция генезиса оксидных руд достаточно прочно утвердилась в учении об океанском рудогенезе. Тем не менее, многие важные аспекты нуждаются в детализации, уточнении, корректировке, особенно в свете поступления большого количества новых данных. Поэтому задача, которую авторы поставили перед собой, заключалась в том, чтобы на основе систематизации всех имеющихся данных проанализировать ведущие положения, обобщающие бактериальную природу оксидных железомарганцевых руд Мирового океана.

В связи с этим в работе рассмотрены закономерности размещения и локализации руд, дается анализ геологических основ и обстановок возникновения и развития бактериальных сообществ, формирующих грандиозные рудные накопления. Одной из важнейших задач является типизация биоформ оксидных руд, необходимая при решении генетических вопросов. Большое внимание в работе уделено эволюции микроструктур.

Основные результаты выполненных исследований могут быть сформулированы в следующих положениях.

1. Полученные данные подтверждают морфологическое подобие фоссилизированных объектов современным бактериальным сообществам, обитающим в реальной обстановке.

2. Обнаружены признаки активного взаимодействия биопленок с окружающей средой, что рассматривается как механизм приспособления организмов к изменяющейся обстановке.

3. Получены свидетельства развития биохимических реакций, определивших поглощение и усвоение железа и марганца.

4. Проведенные наблюдения позволили установить эволюционную изменчивость бактериальных сообществ, выявить основные этапы их жизнедеятельности.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Введение</b> .....	3
<b>Глава 1. История обнаружения и этапы изучения оксидных руд</b> .....	6
Литература.....	12
<b>Глава 2. Геологические основы и обстановки возникновения и развития бактериальных сообществ – строителей оксидных руд</b> .....	14
2.1. Некоторые аспекты геологической и металлогенической изученности океана.....	14
2.2. Происхождение и возраст океана.....	16
2.3. Краткая характеристика основных структур.....	21
2.4. Металлогенические объекты.....	23
2.5. Океанский рудогенез.....	24
2.6. Океанская вода.....	24
Литература.....	27
<b>Глава 3. Закономерности размещения и локализации оксидных руд</b> .....	29
3.1. Общие закономерности размещения оксидных руд в Мировом океане.....	29
3.2. Формация железомарганцевых конкреций абиссальных котловин.....	30
3.3. Формация кобальтоносных железомарганцевых корок.....	40
Литература.....	45
<b>Глава 4. Микробиологические и микропалеонтологические основы современных взглядов на природу оксидных руд</b> .....	47
Литература.....	56
<b>Глава 5. Типизация биоформ оксидных руд</b> .....	58
5.1. Биоформы в оксидных рудах.....	58
5.2. Особенности фоссилизации и сохранности биоформ.....	62
5.3. Бактериальные маты строматолитов.....	63
5.4. Бактериальные маты онколитов.....	67
5.5. Биопленки.....	67
Литература.....	70
<b>Глава 6. Следы и продукты жизнедеятельности бактериальных сообществ – строителей строматолитов и онколитов</b> .....	71
6.1. Нитчатые бактерии.....	71
6.2. Кокковидные бактерии.....	78
6.3. Наноминералы.....	79
6.4. Биологическая активность онколитов.....	82
Литература.....	83
<b>Глава 7. Эволюция микроструктур как возможная причина возникновения новых видов</b> .....	84
7.1. Эволюция структурных форм строматолитов.....	84
7.2. Проблемы погребенных конкреций.....	87
7.3. Фациальные обстановки смены структурных форм строматолитов.....	93
Литература.....	95
<b>Атлас микрофотографий</b> .....	97
Раздел I. Кобальтоносные корки и железомарганцевые конкреции. Общий вид (фиг. 1–11).....	98

Раздел II. Строматолиты (фиг. 12–35).....	104
Раздел III. Онколиты (фиг. 36–47).....	128
Раздел IV. Биопленки строматолитов и онколитов. Нитчатые бактерии (фиг. 48–59 – строматолиты, 60–66 – онколиты).....	140
Раздел V. Биоформы бактериальных матов строматолитов (фиг. 67–99).....	159
Раздел VI. Нитчатые бактерии, выпавшие из плотных слоев биопленок (фиг. 100–113).....	192
Раздел VII. Переплетения нитчатых бактерий, слагающие плотные слои биопленок (фиг. 114–125).....	206
Раздел VIII. Коккоидные (кокковидные) бактерии (фиг. 126–142).....	218
Раздел IX. Гликокаликс (фиг. 143–168).....	235
Раздел X. Микрофауна в бактериальных матах оксидных руд (фиг. 169–177).....	261
Раздел XI. Наноминералы (фиг. 178–188).....	270
<b>Заключение</b> .....	<b>281</b>

**Научное издание**

**Виктор Васильевич Авдонин,  
Елена Александровна Жегалло,  
Наталья Евгеньевна Сергеева**

**БАКТЕРИАЛЬНАЯ ПРИРОДА  
ОКСИДНЫХ  
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ РУД  
МИРОВОГО ОКЕАНА**

Редактор издательства Л.В. Филиппова  
Макет Е.С. Повалишникова

ООО Издательство ГЕОС  
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.  
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.  
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Подписано к печати 20.10.2019.  
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная.  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 30,0. Тираж 300 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным  
электронным оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”,  
ООО ИПК “Панорама”400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6