УДК 56.112(571.5)

Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части алданского щита (Россия)

А.А. Терлеев, А.А. Постников, Б.Б. Кочнев, К.Е. Наговицин [1], Д.В. Гражданкин [2], А.М. Станевич [3]

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск;
[2] Палеонтологический институт РАН, г. Москва;
[3] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
E-mail: PostnikovAA@uiggm.nsc.ru

В статье излагаются новые данные о находках микрофоссилий и осадочных текстур микробиального происхождения из нижнепротерозойских отложений удоканской серии и ханинской свиты западного склона Алданского щита. Выделены и описаны различные морфологические типы осадочных текстур микробиального происхождения, которые интерпретируются как отпечатки колоний одноклеточных организмов, эрозионные останцы, отпечатки и продукты разрушения микробиальных матов. Таксономический состав микрофоссилий, включающий *Eosynechococcus* sp., *Leiosphaeridia* cf. *crassa*, *Leiosphaeridia* cf. *tenuissima*, *Bavlinella?* sp. не противоречит нижнепротерозойскому возрасту вмещающих отложений. Учитывая данные абсолютного возраста (древнее 1870 млн. лет), микробные текстуры из удоканской серии являются древнейшими из известных.

Ключевые слова: нижний протерозой, удоканская серия, микрофоссилии, микробиальные маты.

Удоканская биота составляет особый предмет в развитии представлений о раннепротерозойском этапе эволюции биосферы. Под удоканской биотой понимается совокупность организмов, остатки которых обнаружены в метаморфизованной осадочной последовательности нижнепротерозойской удоканской серии и одновозрастных отложениях ханинской свиты в пределах юго-западного блока Алданского кратона. Комплекс ископаемых остатков включает в себя микрофоссилии, строматолиты и микрофитолиты, но широкую известность ему придают проблематичные образования *Udokania* и многочисленные отпечатки на поверхностях напластования песчаников, напоминающие отпечаттки и следы жизнедеятельности поздневендских эдиакарских организмов (Вильмова, 1989, 1990, 1995; Саютина, Вильмова, 1990; Синица, 1996; Синица и др., 2003). Несмотря на сходство отдельных представителей удоканской биоты с элементами эдиакарской биоты поздневендского возраста, верхняя возрастная граница удоканской серии по

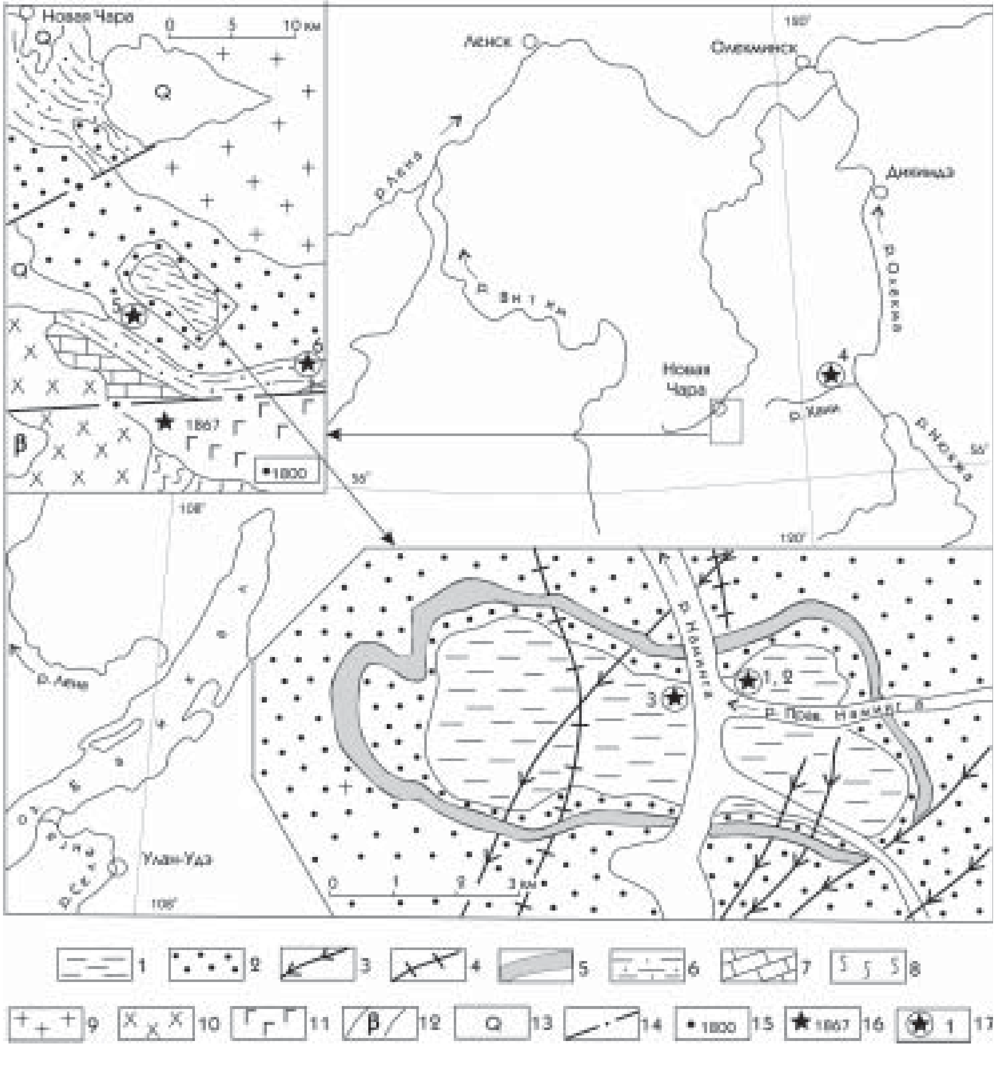

Рис. 1. Схема геологического строения Удоканского месторождения (по: К.К. Анашкина и др., 1997; А.Б. Птицин и др., 2003, упрощено). Условные обозначения:
1 — песчаники-алевролиты намингинской свиты; 2 — алевролиты-песчаники сакуканской свиты; 3–4 — дайки основных (3) и кислых (4) пород; 5 — рудный горизонт; 6 — песчаники-алевролиты талаканской свиты; 7 — терригенно-карбонатные отложения бутунской свиты; 8 — метатерригенные породы читкандинской свиты; 9 — гранитоиды кодарского комплекса (PR_1); 10 — граносиениты ингамакитского комплекса (P); 11 — габброиды чинейского комплекса; 12 — неоген-четвертичные базальты; 13 — четвертичные отложения; 14 — основные тектонические зоны; 15–16 — датировки возраста пород чинейского комплекса: 15 — И.А.Загрузина и др., 1984 — цирконы, U-Pb метод; 16 — Н.В.Попов и др. (устное сообщение) — цирконы, U-Pb метод; 17 — местонахождения палеонтологических остатков (пояснения к номерам точек в тексте).

геологическим данным считается, как минимум, доранневендской (Хоментовский, Постников, 2001), хотя большинством геологов традиционно признает ее раннепротерозойский возраст (древнее 1700–2000 млн лет). Для разрешения этого противоречия нами в 2004 г. в рамках программы РАН «Происхождение и эволюция биосферы» были начаты работы по сбору и изучению всего комплекса палеонтологических остатков из удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба и ханинской свиты Нижне-Ханинской грабен-синклинали, а также предпринята попытка уточнить изотопный возраст прорывающих их интрузивов (рис. 1).

Стратиграфия

Карбонатно-терригенная удоканская серия развита в пределах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны Байкало-Вилюйского прогиба и достигает мощности 13 км (Салоп, 1964; Лейтес, 1965; Федоровский, 1972, 1985; Бурмистров и др., 1986; Анашкина и др.,1997; Томбасов, Синица, 1990 и др.). Наиболее распространенной является схема трехчленного деления серии (снизу-вверх) на кодарскую, чинейскую и кеменскую подсерии. Кодарская подсерия разделяется на боруряхскую, веселинскую, икабийскую и аянскую свиты. Однако некоторые исследователи, принимая во внимание различия в степени метаморфизма, последние две свиты относят к чинейской подсерии (Томбасов, Синица, 1990). Боруряхская свита (500 м) объединяет метаморфизованные песчаники и алевролиты. Веселинская свита (460–670 м) также представлена метапесчаниками и метаалевролитами, но в отличие от подстилающих отложений имеет флишеподобный облик. Икабийская свита (200–1000 м) представлена черными и темно-серыми метаморфизованными алевролитами и песчаниками. Следующая за ней аянская свита (120–750 м) сложена тонким переслаиванием метаморфизованных песчаников и алевролитов с прослоями известковистых кварцитовидных песчаников. Кодарская подсерия несогласно, часто с базальными конгломератами, залегает на архейских метаморфических породах и прорывается гранитоидами Чуйско-Кодарского комплекса, чарнокитами и анортозитами Каларского массива с возрастным интервалом от 2 до 1,7 млрд. лет (Федоровский, 1972; Глуховский и др., 1993).Чинейская подсерия со структурно-метаморфическим несогласием залегает на кодарской (Татаринов и др., 1998; Хоментовский, Постников, 2001). Однако ряд исследователей считает (Салоп, 1964; Федоровский, 1972), что соотношение подсерии с подстилающими отложениями согласное и представляет собой резкую смену обстановок седиментации, а именно: заливно-лагунных на прибрежно-морские с широким развитием косослоистых серий. Осадочная система чинейской подсерии имеет четко выраженное трансгрессивное строение и по литологическим признакам разделяется на четыре свиты: иныркую, читкандинскую, александровскую и бутунскую. Инырская свита (120–850 м) представлена сложным чередованим пачек серых известковистых метапесчаников, темно-серых тонкослоистых метаалевролитов и черных метаалевролитов. Читкандинская свита (300–1300 м) объединяет метаморфизованные тонко-, мелко- и реже среднезернистые известковистые песчаники. Александровская свита (130–230 м) сложена переслаиванием метаморфизованных песчаников, алевролитов, аргиллитов, доломитов и известняков. Бутунская свита (300–600 м) представлена аргиллитами с подчиненными алевролитами, песчаниками, известняками и доломитами. Чинейская подсерия прорывается расслоенным пироксенит-габбро-анортозитовым Чинейским плутоном.Кеменская подсерия, несогласно залегающая на различных уровнях чинейской подсерии, имеет двуритмичное строение и состоит из талаканской, сакуканской и намингинской свит. Нижний трансгрессивный ритм представлен отложениями талаканской свиты (1100–1450 м), в основании которой залегают гравелиты, конгломераты и грубозернистые песчаники, а основная часть представлена переслаиванием алевролитов, песчаников и аргиллитов. Верхний трансгрессивный ритм в основании содержит диамиктиты и песчаники сакуканской свиты (1500–3000 м). Диамиктиты (300 м) представлены валунами и галькой песчаников, алевролитов, эффузивов, гранитов и известняков в песчано-аргиллитовом матриксе. Песчаники имеют аркозовый и полимиктовый состав, часто известковистые, массивные или горизонтально- и косослоистые. Основная часть трансгрессивного ритма сложена переслаиванием серых, темно-серых песчаников и алевролитов намингинской свиты (1150–1400 м). Данные о возрасте чинейской и кеменской подсерий достаточно противоречивы. Судя по изотопному составу цирконов из метатуфов читкандинской свиты, ее возраст составляет 2180±50 млн лет (Бережная и др., 1998). Строматолиты и микрофоссилии указывали на рифейский возраст удоканской серии (Томбасов, Синица, 1990; Шишова, 2000; Хоментовский, Постников, 2001), а особенности удоканской биоты допускали рифей-вендский возраст включающих ее отложений (Вильмова, 1995; Синица и др., 2003 и др.) U-Pb возраст цирконов из габброидов Чинейского массива, прорывающих чинейскую подсерию (Бурмистров и др., 1986; Житова и др., 2004), по данным И.А. Загрузиной с соавторами (Анашкина и др., 1997 и ссылки в этой работе), составил 1800±50 млн. лет (рис. 1). Согласно данным А.В. Татаринова с соавторами (1998), Чинейский массив имеет аллохтонное залегание с мощной зоной меланжа в основании, и поэтому изотопные датировки по массиву не могут быть использованы для оценки возраста удоканской серии. Однако рассмотрение картографического материала по зоне контакта плутона с вмещающими песчаниками (Бурмистров и др., 1986; Житова и др., 2004; и геологичекие карты) скорее указывает на внедрение Чинейского массива только в отложения чинейской подсерии.

Габброиды западного фланга массива были дополнительно опробованы в 2004 г. А.А. Постниковым, Н.В. Поповым и М.Н. Шапориной (рис. 1). Из лейкократовых разностей выделены чистые магматические цирконы, изотопный U-Pb возраст которых составил 1867±3 млн. лет (определение возраста проведено А.Б. Котовым в ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Кроме того, нами опробованы дайки основных и кислых пород прорывающих кеменскую подсерию района Удоканского месторождения в местах непосредственного обнаружения палеонтологических остатков рассматриваемых ниже. Эти пробы находятся в обработке.

Палеонтологический материал, положенный в основу данной работы, представлен микрофоссилиями и отпечатками микробиальных текстур, а их местоположение показано на рис. 1. Микрофоссилии выделены из углеродистых сланцев ханинской свиты на правом борту р. Хани, в 8 км к востоку от станции Олекма (железная дорога БАМ), а также из отложений александровской?-бутунской, сакуканской и намингинской свит удоканской серии в районе Удоканского месторождения. Данный район расположен в 30 км к юго-востоку от станции Новая Чара (рис. 1). Отпечатки микробиальных текстур приурочены к намингинской свите удоканской серии и найдены на левом борту р. Наминга и правом борту р. Правая Наминга в районе их слияния (нижняя врезка на рис. 1).

Микрофоссилии

Вследствие метаморфизма вмещающих отложений основная часть органического вещества из ханинской и удоканской серий углефицирована (превращена в непрозрачные объекты). Изученные породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (до низкотемпературного биотита) и локально испытали на себе термальное воздействие

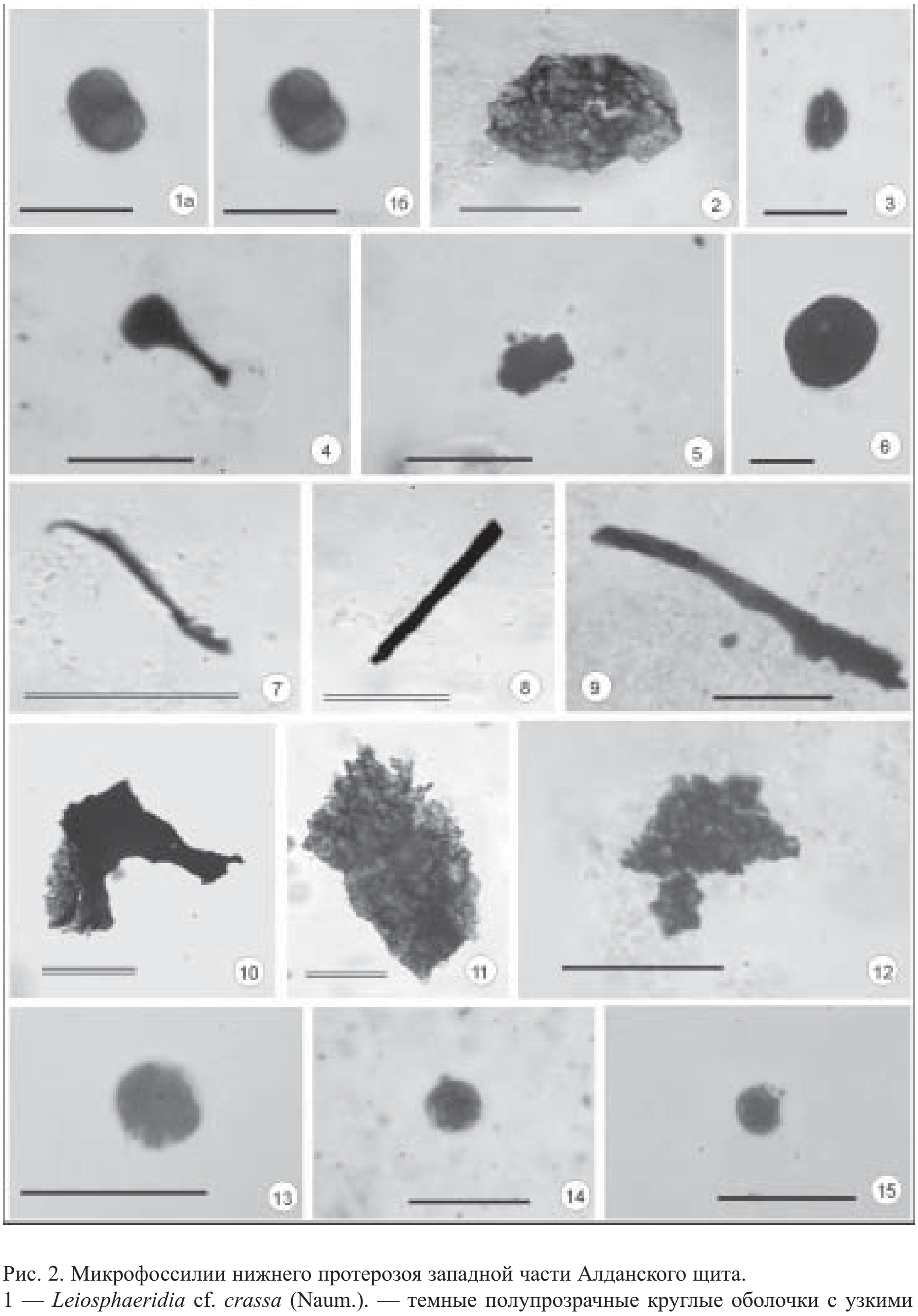

Рис. 2. Микрофоссилии нижнего протерозоя западной части Алданского щита.
1 — *Leiosphaeridia* cf. *crassa* (Naum.). — темные полупрозрачные круглые оболочки с узкими трещинами; 1а, 1б — фокусировка на верхнем и нижнем экземплярах (Ол-2/3); 2 — *Leiosphaeridia* cf. *tenuissima* Eisenack, крупная округлая оболочка со складками смятия (М05-30/5); 3 — непрозрачная

уплощенная округлая оболочка с узкими трещинами (Ол-2/3); 4 — непрозрачная оболочка колбовидной формы (Ол-2/3); *5* — непрозрачная колония довольно крупных (около 4–5 мкм) коккоидных форм (Пх-3/3б); 6 — непрозрачная сферическая форма (Пх-3/3б); 7–9 — непрозрачные нитчатые остатки (7 — ПН-12, 8 — ПН-8/3, 9 — Пч-5а); 10–12 — обрывки микробиальных органических пленок (10,11 — ПН-8/3; 12 — Пч-5а); 13 — *Bavlinella*? sp. — колониальная форма без общей оболочки с размером колонии 8 мкм и клеток около 2 мкм (Пх-3/3б); 14,15 — Объемные колониальные формы с общей оболочкой (Ол-2/3).
Примечание: происхождение образцов (см. рис. 1): Ол-2/3, Пх-3/3б — ханинская свита, местонахождение № 4; М05-30/5, ПН-12 — намингинская свита, местонахождение № 1, 3; Пч-5а — сакуканская свита, местонахождение № 5; ПН-8/3 — александровская+бутунская свиты (неразделенные), местонахождение № 6. Все изображенные экземпляры хранятся в ИНГГ, Новосибирск. Одинарная масштабная линейка на фотографиях соответствует 20 мкм, двойная — 50 мкм.

гранитов (вторая генерация биотита). Температурные условия образования биотита являются предельными для сохранности самых устойчивых микрофоссилий. Достоверных микрофоссилий с их характерными признаками, такими как четкая внешняя линия оболочки с определенной толщиной стенки, хорошо выраженные складки смятия, найти не удалось. Тем не менее в ряде случаев по характерным контурам удается произвести сравнение обнаруженных образований с известными таксонами микрофоссилий. Ряд непрозрачных плоских округлых форм с радиальными трещинами (рис. 2, *3*) может быть с большой уверенностью диагностирован как остатки одиночных коккоидных микроорганизмов (подобные оболочкам *Leiosphaeridia*, но худшей сохранности). Непрозрачная оболочка колбовидной формы (рис. 2, *4*) сопоставляется с гантелевидными остатками из формации Ганфлинт (Awramik, Barghoorn, 1977). Нитчатые углефицированные объекты (рис. 2, *7–9*), скорее всего, являются остатками нитевидных микроорганизмов.
Однако небольшая часть органического вещества сохранилась в менее измененном виде. Так, в александровской(?)-бутунской свитах обнаружены многочисленные остатки органических пленок (рис. 2, *10, 11*). Их оптическая плотность колеблется от черных до светло-коричневых тонов. Также найдены экземпляры с неравномерно распределенной плотностью (рис. 2, *10*). В намингинской свите найдена довольно крупная (80 мкм) прозрачная округлая форма удовлетворительной сохранности (рис. 2, *2*), которую можно определить как *Leiosphaeridia* cf. *tenuissima* Eisenack. В ханинской свите (рис. 2, *1*) обнаружены мелкие (10–12 мкм) округлые темно-коричневые оболочки с трещинами, определенные как *Leiosphaeridia* cf. *crassa* (Naum.). Определение в открытой номенклатуре обусловлено недостаточно хорошей сохранностью найденных микрофоссилий. Следует отметить, что находки этих микрофоссилий пока единичны, что заставляет с осторожностью использовать их в палеобиологических реконструкциях. Остальные прозрачные объекты в большинстве своем имеют объемную форму (рис. 2, *13–15*). Они представлены колониальными формами с общей оболочкой и без нее (*Bavlinella*? sp.).

Рис. 3. Осадочные текстуры микробиального происхождения и отпечатки микробных колоний из намингинской свиты. 1–5 — отпечатки микробных колоний; 6 — уплощенные возвышения на поверхности кровли, образовавшиеся в результате эрозии микробиального субстрата;7 — шагреневая текстура; 8 — проблематичный отпечаток; 9 – складки деформации микробиальной пленки; 10, 12 — трещины на поверхности напластования, возникающие при разрушении микробиального субстрата; 11, 13 — скопления бугорков на поверхности напластования.
Примечание: местонахождение образцов (№ 1–3 на рис. 1): левый и правый борта р. Наминга в районе ее слияния с р. Правая Наминга, Удоканское месторождение. Все изображенные экземпляры хранятся в ИНГГ, Новосибирск. Размер масштабной линейки 10 мм.

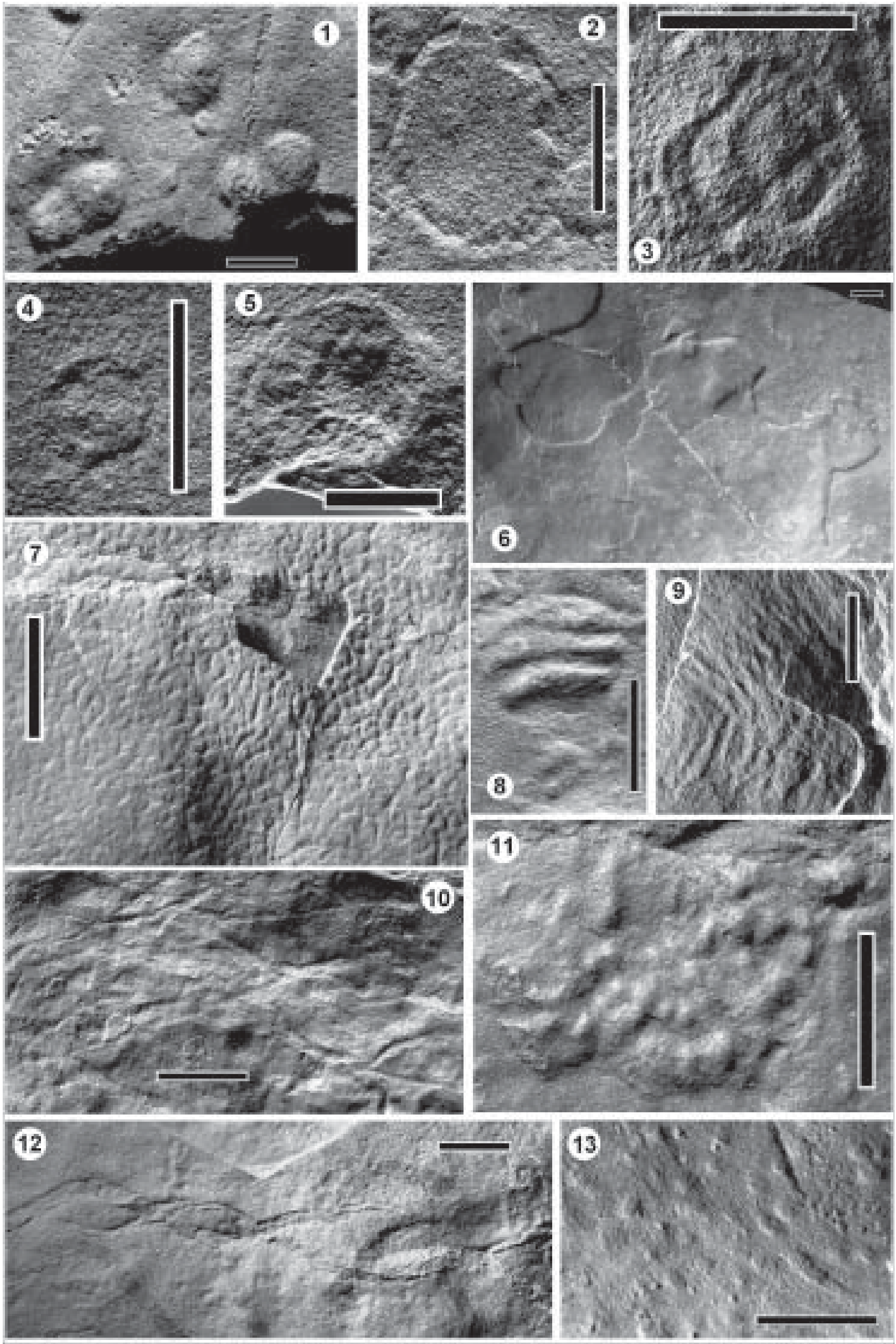

Рис. 3.

Следует отметить что в шлифах объемных прозрачных микрофоссилий обнаружить не удалось, но среди алевраслюдистого матрикса наблюдается масса неопределимого углеродистого вещества, представленного различной формы сгустками. Они включают мелкие (5–15 мкм) округлые формы, которые могут быть условно сопоставлены с сапрофитными бактериями глинистого осадка. Микроорганизмы быстро фоссилизируются и хорошо сохраняются в ископаемом состоянии (Бактериальная палеонтология, 2002; Розанов, 2004). Однако согласно распространенной точке зрения, органостенные микрофоссилии сохраняют объем только в результате образования минеральных псевдоморфоз. Вместе с тем, в многочисленных местонахождениях известны формы, размерами от 3–25 до 50 мкм, которые сохранили свое трехмерное строение и разнообразные признаки, в том числе и тончайшие, в условиях начальной ступени зеленосланцевой фации метаморфизма (Станевич, Файзулина, 1992; Немеров, Станевич, 2001). Хорошей иллюстрацией к затронутой теме являются экспериментальные данные по определению прижизненной устойчивости современных бактерий к давлению (Кузнецов и др., 1962). Некоторые бактерии, находящиеся в фазе роста, отмирали при 500–600 атм., а их размножение задерживалось при 300 атм. Некоторые виды хорошо размножаются и при 600 атм. Наиболее устойчивыми к давлению оказались эндоспоры и покоящиеся клетки бактерий. Поэтому объем и морфологические признаки многих бактерий могут сохраняться при давлениях, соответствующих условиям начального метаморфизма.

Таким образом, можно заключить, что размерные характеристики микрофоссилий из удоканской серии свидетельствуют об их вероятном прокариотическом происхождении. Объемные колонии с очень мелкими клетками и мелкие черные округлые формы, вероятно, являются остатками бактерий. Более крупные формы *Leiosphaeridia* cf. *crassa,* непрозрачные сферические и нитчатые образования по размерам и морфологии, скорее всего, являются остатками коккоидных и нитчатых цианобактерий. Однако не исключено, что крупные оболочки *Leiosphaeridia* cf. *tenuissima* имеют эукариотическое происхождение. Переизучение А.М. Станевичем коллекции Н.С. Михайловой (1979) в ИГГД АН СССР заставляет сделать вывод, что большинство ранее выделенных микрофоссилий из удоканской серии на самом деле является результатом современного или послепротерозойского засорения. Несомненная «свежесть» форм (красно-коричневый и желтый цвета, тонкие, иризирующие контуры и другие приметы нефоссилизированных форм) явно не соответствует степени изменения пород удоканской серии.

Осадочные текстуры микробиального происхождения

В намингинской свите широко распространены осадочные текстуры микробиального происхождения, приуроченные преимущественно к границе слоев тонкозернистых песчаников и алевролитов. Текстуры микробиального происхождения образуются в результате биостабилизации песчаного осадка — склеивания частиц слизью, выделяемой цианобактериями в интерстициальном пространстве (Biostabilization …, 1994; Заварзин, 2004). По классификации осадочных текстур микробиального происхождения, предложенной Ю. Шибером (Schieber, 2004), в удоканской серии установлены текстуры, отражающие процессы биостабилизации осадка микробным матом (шагреневая текстура), эрозии микробиального субстрата (уплощенные возвышения) и разрушения микробного мата (трещины усадки). Кроме того, в той же серии широко распространены дисковидные отпечатки, которые мы интерпретируем как микробные колонии. *Дисковидные отпечатки* сохраняются в виде позитивного гипорельефа (подошва) или негативного эпирельефа (кровля). Диаметр их 5–20 мм. Различаются как простые округлые отпечатки, так и диски, ограниченные валиком (рис. 3, *2*), а также диски с центральным углублением и слабо выраженными радиальными структурами (рис. 3, *3–5*). Встречаются изолированно, либо образуют скопления. В единичном случае наблюдаются сдвоенные отпечатки, которые могли образоваться в результате слияния двух дисков (рис. 3, *1*). Похожие отпечатки, ранее обнаруженные в чинейской и кеменской подсериях, были описаны как *Cyclomedusa salopi* Vilmova*, Butunella sokolovi* Vilmova*, Nemiana simplex* Palij и *Nimbia occlusa* Fedonkin (Синица и др., 2003). Морфологически идентичные отпечатки широко распространены в верхневендских отложениях. Традиционно они интерпретируются либо как примитивные кишечнополостные («медузоиды»), либо как прикрепительные органы бентосных организмов (Федонкин, 1981). Однако при более тщательном их изучении обнаруживаются детали, которые вынуждают пересмотреть эту точку зрения. В исключительных случаях пиритизация дисковидных отпечатков позволяет увидеть их нитчатую микроструктуру (на материале из венда юго-восточного Беломорья), в то время как внешне они практически неотличимы от микробных колоний на поверхности современных микробных матов (Gerdes et al., 1993). Таким образом, дисковидные отпечатки из удоканской серии можно интерпретировать как колонии одноклеточных организмов (бактерий, протистов, грибов). *Уплощенные возвышения* сохраняются в виде позитивного эпирельефа (кровля) с четко выраженным краевым уступом (рис. 3, *6*). Могут иметь размеры до первых см и более. Очертания округлые, овальные, с несколькими лопастями. Поверхность гладкая, либо с тонкими морщинами, складки и бугорками. Уплощенные возвышения интерпретируются нами как своеобразные эрозионные останцы микробного мата — тонкого песчаного слойка, который был насыщен экзополимерами (продуктами жизнедеятельности микроорганизмов) и поэтому оказался закрепленным (биостабилизирован) и устойчивым по отношению к размыву волнами и течениями.*Бугорки* сохраняются в виде позитивного эпирельефа (кровля). Размеры до 3–4 мм. Распределены равномерно (рис. 3, *11*). Их можно интерпретировать как мелкие микробные колонии. *Шагреневая текстура* образована незакономерным пересечением морщинок на поверхностях напластования (рис. 3, 7). Часто встречается совместно с мелкими складками деформации (рис. 3, *9, 10*). Обычно объясняется как отпечаток циано-бактериального мата (Gehling, 1999; Schieber, 2004). *Трещины усадки* сохраняются в виде песчаных слепков, выполненных осадком из вышележащего слоя. Сильно варьируют по толщине и протяженности и могут иметь как прямолинейную, так и изогнутую, в том числе синусоидальную форму, параллельную волновой ряби (трещины типа «Manchuriophycus») (рис. 3, *12)*. Образуются в процессе разложения микробиального субстрата, когда захороненный мат теряет свои эластичные свойства и на его поверхности появляются трещины усадки и стягивания, которые затем заполняются песчаным осадком. Кроме текстур микробиального происхождения и отпечатков микробных колоний и матов, в отложениях намингинской свиты встречен проблематичный отпечаток в виде серий изогнутых валиков различного размера, которые имеют некоторое морфологическое сходство со следами жизнедеятельности (рис. 3, *8*).

Заключение

1. Из терригенных отложений удоканской серии (александровская?-бутунская, сакуканская и намингинская свиты) и одновозрастной ханинской свиты (серии) выделены единичные микрофоссилии *Eosynechococcus* sp.*, Leiosphaeridia* cf. *crassa, Leiosphaeridia* cf. *tenuissima, Bavlinella?* sp., а также ряд непрозрачных округлых, нитевидных и колбовидных форм, которые диагностируются как остатки коккоидных и нитчатых цианобактерий.

Таксономический состав изученного комплекса микрофоссилий не противоречит раннепротерозойскому возрасту удоканской серии.

2. Выявлены и диагностированы разнообразные осадочные текстуры микробиального происхождения и отпечатки микробных матов и колоний из сакуканской (Синица и др., 2003) и намингинской свит верхней кеменской подсерии удоканской серии. Присутствие в мацерате мелких углефицированных фрагментов и пленок органического происхождения согласуется с тем, что в отложениях намингинской свиты микробиальные маты имели широкое распространение.

3. Дисковидные отпечатки из удоканской серии, которые предыдущими исследователями интерпретировались как остатки многоклеточных животных эдиакарского облика («медузоидов»), можно рассматривать как сложноорганизованные колонии одноклеточных организмов (бактерий, протистов, грибов). Такая интерпретация дисковидных отпечатков частично снимает накопившиеся противоречия, связанные с попытками установить относительный возраст удоканских отложений, опираясь только на палеонтологическую характеристику и не принимая во внимание историко-геологические данные и изотопный возраст. Вместе с тем приходится признать, что такое количественное и морфологическое разнообразие дисковидных отпечатков, какое мы наблюдаем в удоканской серии, в отложениях довендского возраста встречено впервые. Учитывая данные абсолютного возраста удоканской серии, эти дисковидные микробные колонии бесспорно являются древнейшими из известных.

4. Полученная датировка по Чинейскому массиву является максимально возможным изотопным возрастом изученной ископаемой биоты из намингинской свиты, а минимальный возраст установить пока невозможно. Вместе с тем, отпечатки, которые можно было бы с уверенностью интерпретировать как остатки многоклеточных организмов, не установлены ни среди изученных нами экземпляров, ни среди ранее опубликованных изображений. Нет среди них и форм, которые бы указывали на сравнительно молодой (вендский) возраст вмещающих отложений.

Работа выполнена при финансовой поддержке по интеграционной программе РАН «Происхождение и эволюция биосферы» и проектов РФФИ №05-05-64229, 06-05-65087.

Литература

Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. и др. 1997. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:500000. Чита. 239 с.

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

Бережная Н.Г., Бибикова Е.В., Сочава А.Е. и др. 1998. Изотопный возраст чинейской подсвиты удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. Т. 302. № 5. С. 673–676.

Бурмистров В.Н., Апольский О.П., Чечеткин В.С. 1986. К вопросу о внутреннем строении и расчленении удоканского комплекса (Кодаро-Удоканская структурно-формационная зона) // Докл. АН СССР. Т. 291. № 6. С. 1432–1436.

Вильмова Е.С. 1989. Новые данные о бесскелетной органике и ихнофауне удоканской серии Забайкалья // Четверть века отраслевой геологической науке Забайкалья. Тез. докл. науч.-практ. конференции. Чита. С. 57–60.

Вильмова Е.С. 1990. Возможная реконструкция колоний удоканий из протерозойских отложений Южного Забайкалья // Актуальные проблемы наук о Земле. Чита. С. 33–38.

Вильмова Е.С. 1995. Докембрий и нижний палеозой Кодаро-Удоканского прогиба Северного Забайкалья (проблемы биостратиграфии). Автореф. дисс. … к. г.-м. н. Магадан. 25 с.

Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. 1993.Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. № 3. С. 69–81.

Житова Л.М., Толстых Н.Д., Цимбалист В.Г. 2004. Особенности концентрирования благородных металлов в склоновых россыпях Чинейского плутона // Докл. РАН. Т. 396. № 5. С. 654–659.

Заварзин Г.А. 2004. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука. 348 с.

Кузнецов С.И., Иванов М.В., Ляликова Н.Н. 1962. Введение в геологическую микробиологию. М.: Изд-во АН СССР. 239 с.

Лейтес А.М. 1965. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М.: Наука. 183 с.

Михайлова Н.С. 1979. Микрофитофоссилии удоканской и бодайбинской серий // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука. С. 121–128.

Немеров В.К., Станевич А.М. 2001. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. Т. 42. № 3. С. 456–470.

Птицин А.Б., Замана Л.В., Юргенсон Г.А. и др. 2003. Удокан: геология, рудогенез, условия освоения. Новосибирск: Наука. 160 с.

Розанов А.Ю. 2004. Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Современные проблемы геологии / Тр. Геол. ин-та РАН. М.: Наука. Вып. 565. С. 448–462.

Салоп Л.И. 1964. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра. 515 с.

Саютина Т.А., Вильмова Е.С. 1990. К вопросу о природе удоканий из докембрийских отложений удоканского комплекса // Палеонтол. журн. № 1. С. 100–104.

Синица С.М. 1996. Проблема удоканской биоты Кодаро-Удоканского района Забайкалья // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. Новосибирск: Наука. С. 177–181.

Синица С.М., Вильмова Е.С., Туранова Т.К. 2003. Протерозойские экосистемы удоканского комплекса // Удокан: геология, рудогенез, условия освоения. Новосибирск: Наука. С. 26–42.

Станевич А.М., Файзулина З.Х. 1992. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра. 158 с.

Татаринов А.В., Яловик Л.И., Чечеткин В.С. 1998. Динамометаморфическая модель формирования расслоенных массивов основных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье). Новосибирск: Изд-во СО РАН. 120 с.

Томбасов И.А., Синица С.М. 1990. Стратиграфия Удоканского комплекса Икабья-Читкандинского района // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока / Тр. ИТиГ ДВО АН СССР. Владивосток. С. 56–61.

Федоровский В.С. 1981. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.Федонкин М.А. Беломорская биота венда. М.: Наука. 98 с.

Федоровский В.С. 1985. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука. 200 с.

Хоментовский В.В., Постников, А.А. 2001. Неопротерозойская история развития Байкало-Вилюйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника. № 3. С. 3–21.

Шишова С.А. 2000. Строматолиты докембрия и нижнего палеозоя Восточного Забайкалья // Материалы 38-й Международной научной студенческой конференции: Геология. Новосибирск: Изд-во НГУ. С. 50–52.

Awramik S.M., Barghoorn E.S. 1977. The Gunflint microbiota // Precambrian Res. Vol. 5. P. 121–142.

Biostabilization of sediments. 1994. / Krumbein W.E., Paterson D.M., Stal L.J. (eds.). Oldenburg: Bibl. Inform.-syst. Uni. 528 p.

Gehling J.G. 1999. Microbial mats in terminal Proterozoic siliciclastics: Ediacaran death mask // Palaios. Vol. 14. P. 40–57.

Gerdes G., Claes M., Dunajtschik-Piewak K. et al. 1993. Contribution of microbial mats to sedimentary surface structures // Facies. Vol. 29. P. 61–74.

Schieber J. 2004. Microbial mats in the siliciclastic rock record: a summary of diagnostic features // The Precambrian Earth: Tempos and events. Amsterdam: Elsevier. P. 663–673.