

## КАРБОНАТНАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В МЕЗОНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАСЕЙНАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ РИФООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Е.М. Хабаров

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

В мезонеопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири выделяются разнообразные строматолитовые постройки: простые (биогермы и биостромы), одиночные, барьерные, береговые рифы и рифоподобные структуры и крупные рифоподобные банки. Эти данные и результаты макро- и микроскопических исследований строматолитов указывают на ведущую роль микробных сообществ в производстве первичного карбонатного материала. Основная масса карбонатного ила зон глубокого шельфа, склонов и бассейновых равнин мезонеопротерозойских бассейнов Восточной Сибири поступала с мелководных шельфов. Анализ материалов практически по всем карбонатным комплексам докембрия свидетельствует, что ведущая роль микробных сообществ в генерации карбонатного материала прослеживается в явном виде с позднего мезоархея. Как мелководные, так и глубоководные карбонатные осадочные системы докембрия во многом гомологичны фанерозойским. Их многообразие и развитие контролируется рядом факторов, которые по-разному проявляют себя в геодинамически разнотипных бассейнах, а сами разновозрастные карбонатные системы являются хорошими индикаторами разновасштабных событий в развитии бассейнов, начиная от малоамплитудных эвстатических колебаний уровня моря до глобальных эпох затопления и высокого стояния суперконтинентов.

Отсутствие в докембрии разнотипных известьпродуцирующих организмов определяет относительное однообразие карбонатных пород, а также не всегда выразительную структурно-морфологическую дифференциацию органогенных построек докембрия.

Эволюция рифогенных систем в докембрии определялась в первую очередь общей эволюцией литосферы, благодаря которой в определенные эпохи создавались и прекращали свое развитие бассейны, благоприятные для массового развития микробных сообществ, а также усложнением структуры микробных сообществ — строматолитообразователей. Эпохи редукции строматолитообразования и деструкции морских бассейнов хорошо гармонируют с глобальными эпохами становления и высокого стояния суперконтинентов.

*Докембрий, рифы, седиментология, эволюция, Восточная Сибирь.*

## CARBONATE SEDIMENTATION IN THE MESO-NEOPROTEROZOIC BASINS IN SOUTHERN EAST SIBERIA AND SOME PROBLEMS OF EVOLUTION OF REEF FORMATION IN THE PRECAMBRIAN

E.M. Khabarov

Diverse stromatolitic buildings are recognized in the Meso-Neoproterozoic basins in southern East Siberia: simple (bioherms and biostromes), individual, barrier, shore reefs and reef-like structures, and large reef-like banks. These data and results of macro- and microscopic studies of stromatolites point to the leading role of microbial communities in the production of primary carbonate material. Most of the carbonate mud was supplied to the deep-water shelf zones, slopes, and plains of the Meso-Neoproterozoic East Siberian basins from shallow-water shelves. Analysis of the materials from almost all Precambrian carbonate complexes shows that the microbial communities have played the leading role in the generation of carbonate material since the Late Mesoarchean. Both the shallow- and deep-water Precambrian carbonate sedimentary systems have much in common with the Phanerozoic ones. Their diversity and development are controlled by a number of factors, which exert different effects in geodynamically different basins, and the carbonate systems of different ranks are fine indicators of various events in the basin evolution, from the low-amplitude eustatic fluctuations of the sea level to the global epochs of flooding and highstand of supercontinents.

The absence of lime-producing organisms in the Precambrian determined the similar composition of carbonate rocks and sometimes the indistinct structure-morphologic differentiation of the Precambrian organogenic buildings.

The evolution of reef systems in the Precambrian was determined first of all by the evolution of the lithosphere, which periodically led to the formation and cessation of development of basins favorable for the mass evolution of microbial communities, and by the structural complication of microbial communities producing stromatolites. The epochs of stromatolite formation reduction and destruction of sea basins correlate well with the global epochs of the formation and highstand of supercontinents.

*Precambrian, reefs, sedimentology, evolution, East Siberia*

## ВВЕДЕНИЕ

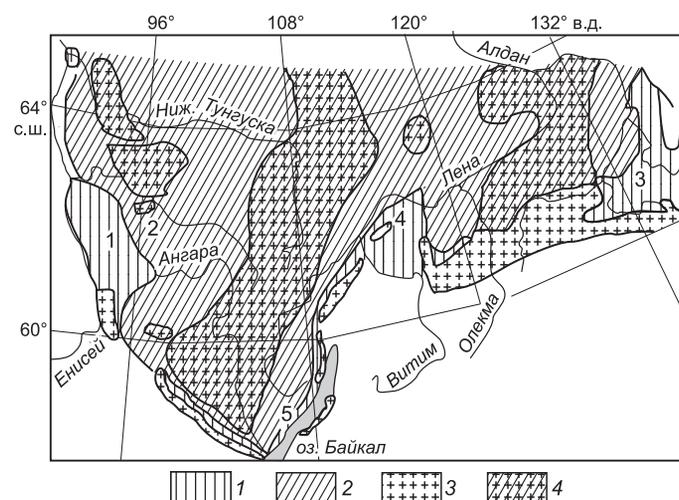
Выяснение роли микробиальных сообществ в формировании разнотипных органогенных построек в докембрии остается одной из актуальных задач осадочной геологии. В литературе, особенно в российской, до настоящего времени доминирует точка зрения о примитивности и однообразии органогенных построек докембрия. Отсутствие рифов в докембрии, как известно, объясняется двумя причинами. Во-первых, исключительной мелководностью докембрийских бассейнов. Действительно, в мелководных интракратонных бассейнах рифы, по существу, не формируются, поскольку их вертикальная аккумуляция лимитируется глубиной бассейна. Однако в докембрии существовали и глубоководные бассейны, в том числе и на территории Восточной Сибири. Вторая причина основана на отрицании активной роли микробиальных сообществ в генерации карбонатных частиц и на неспособности строматолитов формироваться в высокоэнергетических обстановках и создавать рельефные постройки.

Имеются доказательства, что процесс минерализации микробиальных матов происходил в период их активной деятельности [Серебряков, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983; Хабаров, 1985; Lanier, 1988; Fairchild, 1991; Pentecost, 1991; Awramik, 1991; Chafetz, Buczynski, 1992; Герасименко, Заварзин, 1993; Семихатов, Раабен, 1996; Kazmierczak et al., 2004]. Минерализация возрастает после отмирания нижних частей мата за счет бактериальной декомпозиции первичного органического вещества. В последние десятилетия появились принципиально новые данные о роли микробиальных сообществ в докембрийском рифообразовании. Они свидетельствуют, что в осадочных карбонатных системах выделяются разные типы строматолитовых сооружений, в том числе рифовые и рифоподобные. Эти данные позволяют провести типизацию строматолитовых конструкций с выявлением основных факторов, контролирующих их распространение и развитие. В этом контексте карбонатные формации мезоэопротерозоя юга Восточной Сибири представляют хороший объект для постановки таких исследований. Они составляют значительные части разрезов, сформировались в разнотипных седиментационных бассейнах и на их основе можно показать широкий спектр типовых моделей позднедокембрийского карбонатакопления. Имеющиеся опубликованные материалы по карбонатным формациям других регионов позволяют провести сравнительный анализ разнотипных построек разного возраста и выяснить специфику рифогенного карбонатакопления в докембрии. В практическом аспекте исследование карбонатных рифогенных формаций представляет интерес в связи с необходимостью выделения карбонатных комплексов с благоприятными первичными коллекторскими свойствами при оценке перспективности мезоэопротерозойских отложений Восточной Сибири на нефть и газ.

Цель статьи — на базе результатов седиментологических исследований рифогенных и пространственно связанных с ними осадочных систем показать их основные типы и выявить факторы, которые контролировали развитие органогенных построек в мезоэопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири, а также отразить некоторые вопросы эволюции рифообразования в докембрии.

### МЕЗОЭОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РИФЫ И РИФОПОДОБНЫЕ ПОСТРОЙКИ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В геологическом отношении рассматриваемая территория включает южную часть Сибирской платформы (Байкитская антеклиза, Катангская седловина) и прилегающие складчатые сооружения Енисейского кряжа, Прибайкальского, Жуинско-Патомского и Юдомо-Майского прогибов (рис. 1). На изученной территории в естественных обнажениях, а также скважинами вскрыты мощные комплексы мезоэопротерозойских отложений, существенную часть разрезов которых составляют карбонатные породы (рис. 2).



**Рис. 1. Схема распространения мезоэопротерозойских отложений в современной структуре юга Восточной Сибири.**

1, 2 — области преимущественного распространения мезоэопротерозойских отложений: 1 — выведенные на дневную поверхность, 2 — перекрытые более молодыми образованиями; 3, 4 — области преимущественного распространения домезоэопротерозойских комплексов: 3 — выведенные на дневную поверхность, 4 — перекрытые отложениями верхнего венда-фанерозоя. 1—5 — положение разрезов, показанных на рис. 2.

В общем виде седиментологическое исследование карбонатных формаций включало детальное литостратиграфическое расчленение разрезов; петрографо-морфологическое изучение основных типов отложений с фиксацией признаков, определяющих параметры и механизм седиментации; выделение разноранговых внутрiformационных тел и анализ их пространственных взаимоотношений с последующим построением седиментационных моделей. Для выяснения закономерностей распределения и степени структурно-морфологической дифференциации карбонатных осадочных систем в зависимости от динамики развития разнотипных бассейнов проводился седиментологический анализ бассейнов в целом.

Кроме того, широко использовались изотопно-геохимические исследования, реже изотопно-геохронологические, позволившие уточнить корреляцию разрезов и способствовавшие выделению разномасштабных геологических событий.

Результаты проведенных исследований автора в значительной степени опубликованы [Хабаров, 1985, 1999; Хабаров и др., 1998, 1999, 2002; Вараксина, Хабаров, 2007], поэтому остановлюсь лишь на характеристике основных типов карбонатных отложений и разномасштабных карбонатных осадочных систем, которые фиксируются в мезозопротерозое юга Восточной Сибири.

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И ИХ ГЕНЕЗИС

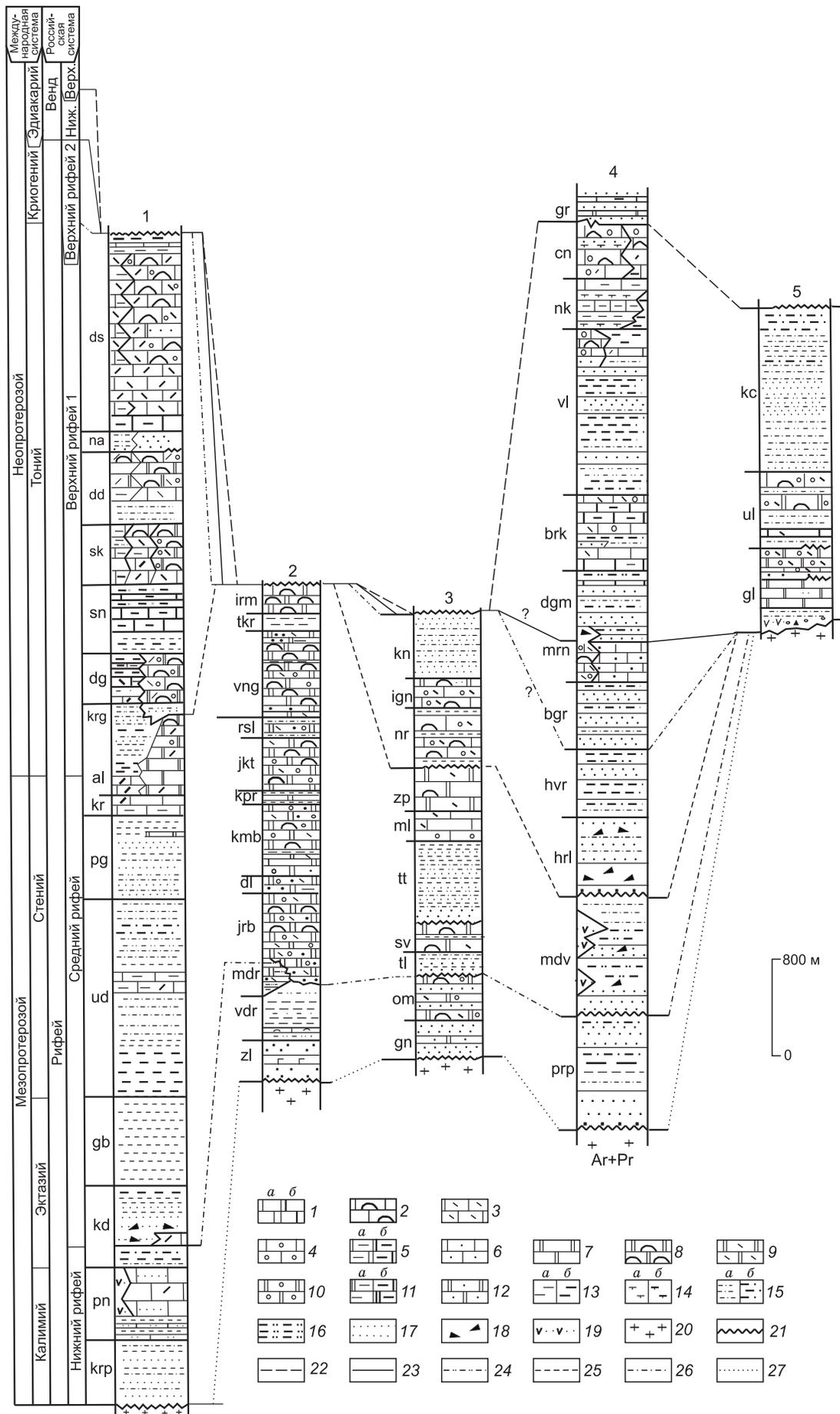
К автохтонным (биолититовым, биогермным, каркасным, биоморфным) породам в докембрии можно отнести лишь строматолитовые, хотя их биолититовая природа оспаривается некоторыми учеными. Строматолитовые известняки и доломиты занимают значительные части разрезов верхнедокембрийских отложений и отличаются исключительным разнообразием. В составе строматолитов выделяются сотни видов, описанных по бинарной номенклатуре [Крылов, 1975; Серебряков, 1975; Семихатов, Раабен, 1994, 1996]. В целом выделяются пять крупных морфотипов строматолитов, исчерпывающих морфологическое разнообразие строматолитов докембрия [Семихатов, Раабен, 1996]: столбчатые ветвящиеся, столбчатые неветвящиеся (конофитониды), желваковые, пластовые (водорослевые или микробиальные маты) и микростроматиты (мини- и микростроматолиты).

Распределение морфотипов строматолитов в позднедокембрийских бассейнах сильно зависело от гидродинамических условий, поэтому их можно рассматривать как специфические «жизненные формы», отражающие влияние экологических условий на морфологию построек. Для седиментологических построек важны некоторые дополнительные признаки строматолитовых построек: тип заполнителя (микритовый или зернистый) межстолбикового и межбиогермного пространства, морфология (округлые или удлиненные в плане) столбиков и биогермов, степень эрозии строматолитовых ламин, превышение столбиков и биогермов над окружающими осадками во время их роста, тренды в изменении структур столбиков и биогермов и т.д.

Строматолиты, как известно, рассматриваются как органоседиментарные структуры, причем роль в их образовании биотических и абиотических факторов трактуется неоднозначно. Исторически сложилось так, что длительное время развивались две точки зрения на природу строматолитов. Российские и некоторые зарубежные исследователи придавали большое значение биологическому и биохимическому механизмам в образовании строматолитовых известняков [Крылов, 1975; Серебряков, 1975; Хабаров, 1985]. За рубежом в основном считали, что механизм формирования строматолитов сводится к пассивному улавливанию и связыванию осадка. Неоднозначно оценивались роль того или иного процесса и при образовании современных строматолитов [Monty, 1967; Gebelein, 1969], хотя большинство авторов считало, что при создании современных строматолитов преобладает механический процесс пассивного улавливания и связывания осадка.

Действительно, в образовании позднедокембрийских строматолитов устанавливается влияние всех трех процессов. Хорошо видимые цилиндрические и кустикоподобные микроструктуры, представляющие собой, вероятно, остатки нитей водорослей и бактериальных пленок и относительно чистый кальцит между цилиндриками, способность к образованию микрорельефа на месте обитания колонии, отсутствие прямой зависимости между количеством кластического карбонатного материала в межстолбиковом пространстве и в столбиках, широкое распространение высокорельефных строматолитовых конструкций свидетельствуют о значительной роли микробиальных сообществ при продуцировании карбонатных частиц под влиянием биологических (внутриклеточные реакции разложения бикарбоната кальция с выделением карбоната кальция в окружающую слизь) и биохимических (извлечений  $\text{CO}_2$  из системы при фотосинтезе с последующим повышением pH среды) процессов. При образовании строматолитов большое значение мог иметь и процесс пассивного улавливания и связывания карбонатного материала как крупного (фиксируется уверенно), так и мелкого, выявление которого весьма сложно [Серебряков, 1975; Хабаров, 1985].

В последние десятилетия произошло сближение точек зрения на природу строматолитов. Исследователи все большее значение стали придавать роли микробиальных сообществ в выделении частиц



## Рис. 2. Корреляция мезонеопротерозойских отложений юга Восточной Сибири.

1—6 — известняки: 1 — микрит-силтитовые, частично перекристаллизованные (а) и микритовые углеродсодержащие (б), 2 — строматолитовые, 3 — интракластические, 4 — оолито-комковатые, 5 — глинистые (а) и глинистые углеродсодержащие (б), 6 — песчаные и песчанистые; 7—12 — доломиты: 7 — микрит-силтитовые в разной степени перекристаллизованные, 8 — строматолитовые, 9 — интракластические, 10 — оолито-комковатые, 11 — глинистые (а) и глинистые углеродсодержащие (б), 12 — песчаные и песчанистые; 13 — аргиллиты (а) и аргиллиты углеродсодержащие (б); 14 — аргиллиты известковистые (а) и аргиллиты известковистые углеродсодержащие (б); 15 — глинисто-алевритистые породы (а) и глинисто-алевритистые породы углеродсодержащие (б); 16 — алевриты; 17 — песчаники; 18 — грубообломочные породы с песчано-глинистым матриком; 19 — вулканогенно-осадочные породы; 20 — архей-раннепротерозойский фундамент, 21 — несогласные границы; 22—27 — нижние границы: 22 — верхнего венда, 23 — венда, 24 — верхней части верхнего рифея (криогения), 25 — верхнего рифея (неопротерозоя), 26 — среднего рифея, 27 — нижнего рифея (мезопротерозоя). Свиты: кр — хр. Карпинского, рп — пеннинская, kd — кординская, gb — горбилковская, ud — удерейская, рг — погорюйская, kr — Карточки, al — аладинская, krg — красногорская, dg — джурская, sn — шунтарская, sk — Серого Ключа, dd — дадыктинская, па — нижнеангарская, ds — дашкинская, zl — зелиндуковская, vdr — вздрэшевская, mdr — мадринская, jrb — юрубченская, dl — долгоктинская, kmb — куюмбинская, kpr — копчерская, jkt — юктенская, rsl — рассолкинская, vng — вингольдинская, tkr — токурская, itm — ирэмэкская, gl — голоустенская, ul — улунтуйская, kc — качергатская, gn — гонамская, om — омахтинская, tl — талынская, sv — светлинская, tt — тоттинская, ml — малгинская, зр — ципандинская, пр — нерюенская, ign — игниканская, kp — кандыкская, ррг — пурпульская, mdv — медвежьевская, hrl — хорлухтакская, hvg — хайвергинская, bgr — бугарихтинская, mrg — маринская, dgm — джемкуканская, brk — баракунская, vl — валюхтинская, nk — никольская, сп — ченчинская, gr — жербинская. 1—5 — положение разрезов (см. рис. 1). Нижняя часть разреза (до тоттинской свиты) Учуро-Майского региона построена по данным [Семихатов, Серебряков, 1983].

карбоната кальция и образовании морфологически разнообразных строматолитовых построек. Этому способствовали исследования как докембрийских, так и современных строматолитов. В последних были описаны все более многочисленные примеры кальцитизации некоторых микробных сообществ в морских и континентальных обстановках [Pentecost, 1991; Chafetz, Buezyuski, 1992; Rasmussen et al., 1993; Герасименко, Заварзин, 1993; Macintyre et al., 1996; Kazmierczak et al., 2004; Decho et al., 2005; Visscher, Stolz, 2005; Vasconcelos et al., 2006]. Процесс кальцитизации происходил в период активной деятельности микробных сообществ на поверхности и ниже поверхности мата в результате фотосинтеза и повышения pH среды и, возможно, при внутриклеточных реакциях при разложении бикарбоната кальция. Минерализация резко возрастала после отмирания нижних частей мата за счет бактериальной декомпозиции первичного органического вещества. В результате могли формироваться изначально твердые последовательно наслаивающиеся слойки-корки, создававшие индивидуальные строматолитовые постройки, способные противостоять сильным течениям и штормам.

Этот вывод хорошо согласуется с результатами седиментологических исследований докембрийских строматолитовых построек Восточной Сибири и явно противоречит представлениям о том, что все строматолиты первоначально были не кальцитизированы и поэтому формировались только в низкоэнергетических обстановках. Изучение онкоидов из ченчинской свиты Патомского нагорья, которые перекатывались во время формирования и достигали при этом 30—40 см в диаметре, показывают, что пороговая скорость потока для их перемещения достигала 150—180 см/с [Хабаров, 1999].

В карбонатных комплексах мезопротерозоя Байкитской антеклизы запада Сибирской платформы широко развиты строматолиты с фиброзной микроструктурой, сходные с преципитатами. Последние рассматриваются в качестве образований, возникших в результате хемогенного осаждения и ранней литификации морского цемента [Grotzinger, Read, 1983] без прямого влияния микробных сообществ. В изученных мезопротерозойских отложениях микрослойки с фиброзной структурой (толщиной обычно менее 0.5 мм) чередуются с темными микрослойками (толщиной до 0.01—0.02 мм), обогащенными органическим материалом. Их структура сходна с классической строматолитовой структурой (чередование светлых карбонатных и темных с ОВ микрослойков) и отличается лишь фиброзной микроструктурой светлых микрослойков. При перекристаллизации возможно нарушение темных микрослойков. В некоторых случаях фиксируются слабовыраженные столбики (высотой до 0.5—1.0 см). Характерны многочисленные строматокласты с хорошо сохранившимися фиброзными микроструктурами [Вараксина, Хабаров, 2007; Хабаров, Вараксина, 2011]. В некоторых современных строматолитах фиброзная микроструктура образуется после отмирания нижней части мата в результате изменения параметров микросреды при бактериальной переработке первичного органического вещества [Kazmierczak et al., 2004]. Поэтому рассматривать преципитаты как результат чисто химического осаждения карбоната кальция, по-видимому, не следует [Knoll, Semikhatov, 1998].

Интенсивная деструкция строматолитовых построек давала огромную массу интракластического материала разной размерности [Серебряков, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983; Хабаров, 1985, 1999]. Даже в современных средне- и высокоэнергетических обстановках (небольшие строматолитовые рифы на побережье Белиза) 95 % карбонатных осадков, ассоциирующих с рифами, составляют фрагменты строматолитовых ламин [Rasmussen et al., 1993]. В некоторых случаях объем строматокластов в докемб-

рии был соизмерим с производством карбоната современными известьвыделяющими водорослями [Lanier, 1988]. Зоны активного строматолитообразования в позднем докембрии служили основным источником карбонатного материала для прилегающих склонов, бассейновых равнин и для некоторых лагунно-шельфовых обстановок [Хабаров и др., 1998; Хабаров, 1999]. Кроме того, строматолитовые постройки служили ловушками для карбонатного материала, который концентрировался между столбиками и биогермами, а также бронировали осадки, защищая их от размыва.

Иначе, микробиальные сообщества в докембрии, продуцируя  $\text{CaCO}_3$ , создавали устойчивые специфические каркасные системы, которые в процессе роста могли достигать уровня моря, противостоять сильным штормам и течениям и влиять на характер седиментации в окружающем пространстве. В этом смысле они гомологичны фанерозойским рифам [Хабаров, 1985; Grotzinger, 1986, 1989; Trompette, Boudzoumou, 1988; Walter et al., 1992; Petrov, Semikhatov, 2001].

Прямое или косвенное влияние микробиальных сообществ на генезис различных карбонатных зерен (оолитов, пизолитов, микрокомков), являющихся главными компонентами зернистых и микриво-зернистых пород, также устанавливается достаточно определенно. Зерна часто в литературе по докембрию описываются как микрофитолиты или онколиты и считаются биохемогенными образованиями, возникшими при непосредственном участии микробиальных сообществ. К ним применяется бинарная номенклатура, и есть попытки использовать их при стратиграфических корреляциях. При этом не всегда учитывается сильная зависимость их морфологии и микроструктуры от обстановок седиментации и постседиментационных преобразований.

Происхождение микрита дискутируется. Многие относят микритовые известняки к чисто хемогенным породам. В этой связи отметим, что современные карбонатные илы образовались при прямом или косвенном участии организмов и представляют собой либо чистые биогенные осадки (остатки бентосных водорослей и планктона), либо продукты механической и биологической деструкции более крупных биогенных частиц. Допускается непосредственное осаждение арагонита из морской воды (уайтинги), однако и в этом случае его выпадение происходит при биохимической стимуляции из-за массового развития фитопланктона [Robbins, Blackwelder, 1992].

Исследование позднедокембрийских карбонатных формаций Восточной Сибири показывает, что микритовые породы (бывшие илы) фиксируются как в пределах шельфа, так и в более глубоководных обстановках. В первом случае они концентрируются в зонах с ослабленной гидродинамикой и пространственно связаны с зонами массового производства первичного карбонатного материала при прямом или косвенном участии микробиальных сообществ. Макро- и микроскопическое изучение карбонатов показывает, что имеются все переходы от зернистых и строматолитовых пород к крупно- и тонкоинтракластическим, а последних — к микритовым, т.е. микритовые породы шельфа, скорее всего, являются преимущественно продуктами дезинтеграции строматолитовых и оолито-пизолито-комковатых осадков [Хабаров и др., 1998, 2002; Хабаров, 1999]. Микриты более глубоких зон шельфа, а также склонов и прилегающих бассейновых равнин включают две разновидности. Первая явно входит составным элементом в градационные слои штормовых и глубоководных турбидитов. Следовательно, они являются переотложенными, а не химически выпавшими из воды осадками. Другая разновидность микритовых глубоководных известняков, обычно с однородной структурой и примесью глинистого материала, не имеет явных признаков отложения из мутьевых потоков. Однако ассоциация их с дистальными турбидитами показывает, что карбонатный ил все же частично может быть связан с осаждением самых тонких частиц из замирающих турбидитовых потоков. Другая часть отнесена к гемипелагитам, образование которых связано с выпадением частиц карбоната из «облака» карбонатной взвеси. Последняя всегда наблюдается по периферии карбонатных шельфов и образована на шельфе. При благоприятном направлении ветра мутьевое «облако» распространяется в верхнем слое воды и служит источником карбонатного материала в гемипелагитах. Скорость аккумуляции гемипелагического ила может быть высокой, хоть количество его быстро уменьшается при удалении от карбонатного шельфа. Этот механизм изучен на современных примерах [Wilson, Roberts, 1992, 1995] и хорошо согласуется с результатами исследований на территории Восточной Сибири и других регионов докембрийских отложений зон перехода от шельфов к бассейновым равнинам [Хабаров, 1985, 1999; Grotzinger, 1986; Trompette, Boudzoumou, 1988; Sami, James, 1993; Хабаров и др., 1998]. Количество гемипелагического материала и ширина области его распространения от края карбонатных шельфов резко возрастает, если часть карбонатного ила, увлекаемого мутьевыми потоками вниз по склону, будет отделяться от основного потока и двигаться в горизонтальном направлении вдоль поверхностей раздела по плотности воды [Wilson, Roberts, 1995]. Следовательно, основная масса карбонатного ила поступала на глубокие шельфы, склоны и бассейновые равнины докембрийских бассейнов с мелководных шельфов с интенсивным производством карбонатного материала.

Можно допустить непосредственное химическое выпадение карбоната кальция из морской воды, тем более что некоторыми учеными пересыщенность и суперпересыщенность по  $\text{CaCO}_3$  докембрийских

(особенно архейско-раннепротерозойских) морских вод считается одним из важных признаков [Grotzinger, Kasting, 1993]. В связи с этим отметим, что и в современных океанах и морях верхний слой воды пересыщен по отношению к  $\text{CaCO}_3$ , однако чисто химическое выпадение карбоната кальция проблематично. Вместе с тем, если использовать механизм биостимуляции при образовании кристаллов карбоната Ca в верхних горизонтах докембрийских морей планктонными микробными сообществами по аналогии с современным фитопланктоном и даже индивидуальными клеточными компонентами [Robbins, Blackwelder, 1992], то можно допустить пелагическое биохимическое происхождение  $\text{CaCO}_3$ . Оценить объем карбонатной пелагической части в докембрийских илах сложно, тем не менее имеющиеся данные по распределению карбонатных илов в бассейнах показывают, что объем ее не может быть большим.

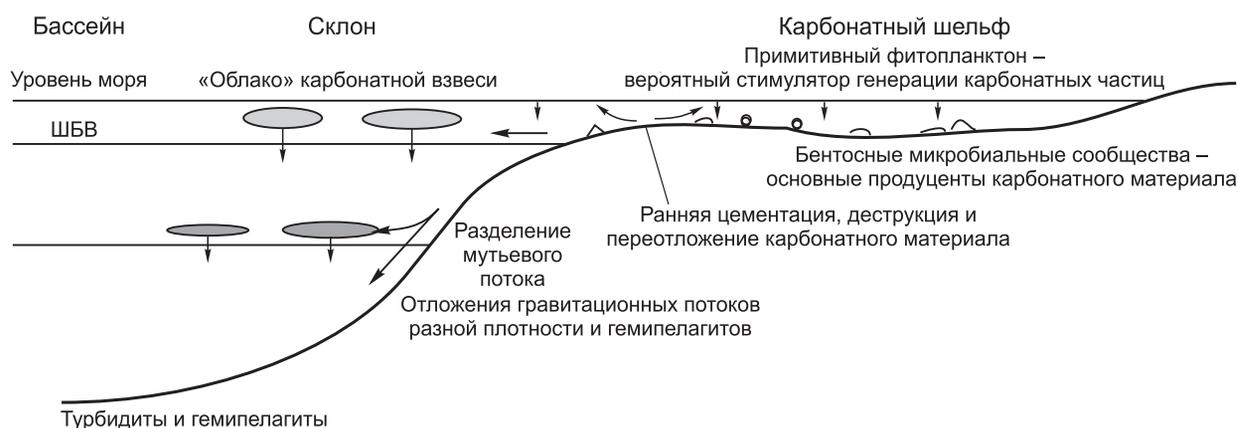
Суммируя данные по структуре и генезису компонентов карбонатных пород позднего докембрия, можно подчеркнуть, что они образовались в основном при прямом или косвенном участии бентосных и планктонных микробных сообществ. Принципиальная схема генерации и перераспределения карбонатного материала в мезонеопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири показана на рис. 3.

### СТРОЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРОМАТОЛИТОВЫХ ПОСТРОЕК

Нередко отрицается способность строматолитов создавать рельефные постройки [Кузнецов, 2008], поскольку индивидуальные строматолитовые колонки (столбики) редко имеют синоптический рельеф более 5 см. Действительно, многочисленные исследования строматолитов, в том числе и на территории Восточной Сибири, показывают, что только у колоннел и конофитонидов синоптический рельеф может достигать нескольких десятков сантиметров, а иногда и одного метра. Однако при анализе структур более высокого порядка — биогермов, которые могут быть представлены как столбчатыми, так и нестолбчатыми (пластовыми) строматолитами, прижизненная высота может достигать 3—4 м (например, биогермы из сероключевской формации, в них хорошо прослеживаются облегающие строматолитовые слои). Пластовые строматолиты также создают биогермы с синоптическим рельефом в 2—3 м. Если рассматривать более сложные образования — биогермные (иногда и биостромовые) комплексы, в которых наряду со строматолитовыми породами существенную роль играют ассоциирующие с ними оолито-пизолито-комковато-интракластические и микритовые отложения, синоптический рельеф может быть еще более существенным. Однако наиболее рельефные строматолитовые сооружения развивались на окраине карбонатных платформ; в этих случаях превышение над предплатформенными депрессиями могло достигать десятков и нескольких сотен метров [Grotzinger, 1986; Хабаров, 1999].

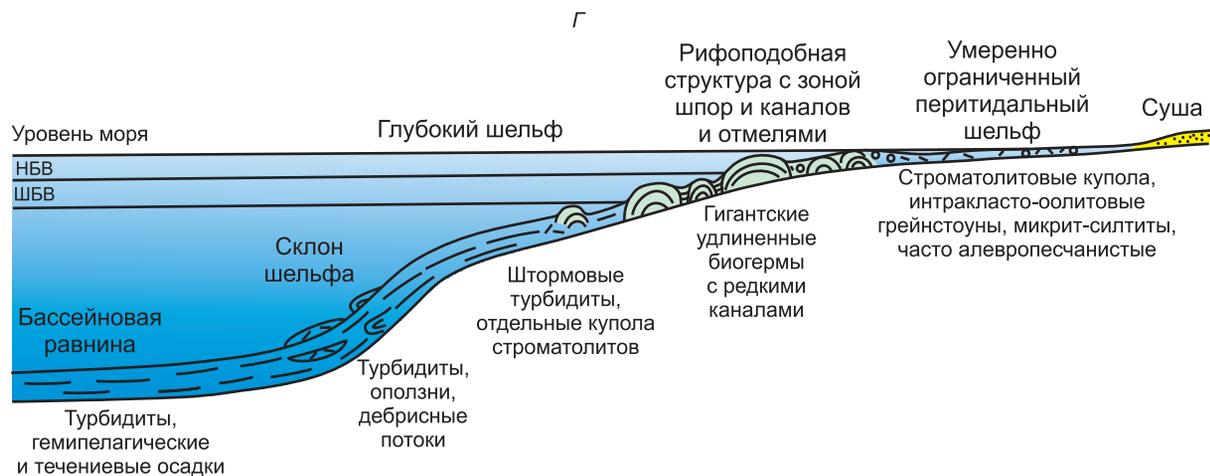
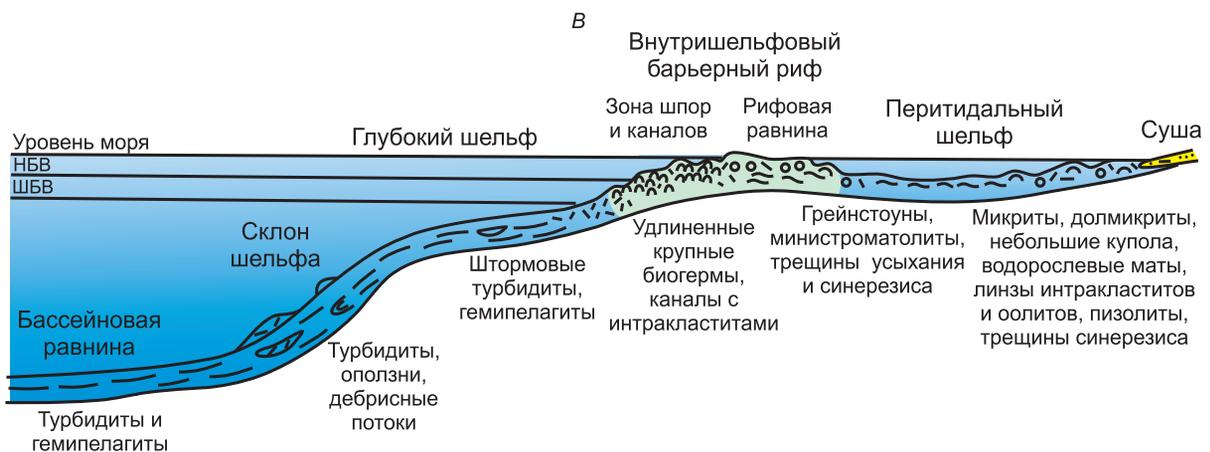
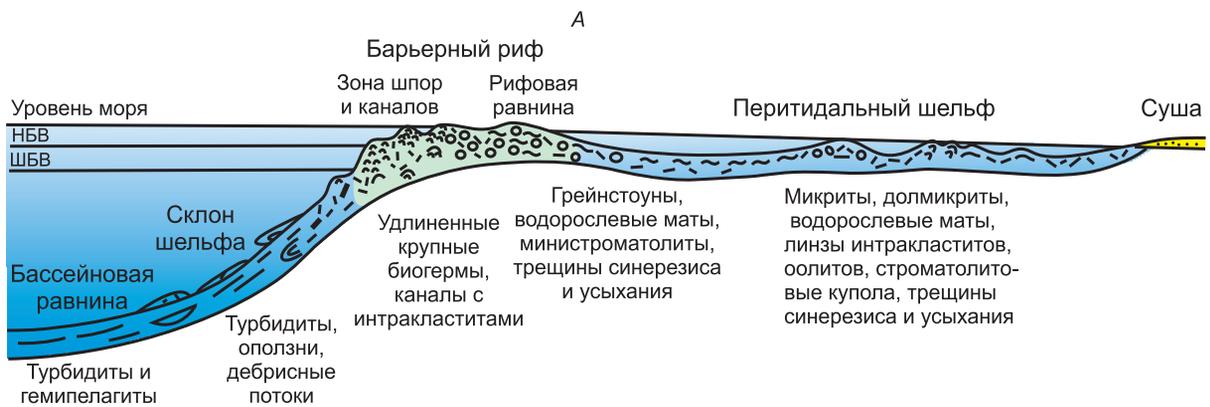
Результаты анализа черносланцевых и карбонатных гравитационных систем, проводившегося с целью выяснения типов склонов, высоты рифогенных конструкций и оценки их влияния на седиментацию, подтверждают высказанные выше положения. Так, углеродистые отложения обычно занимают самые глубоководные части бассейнов и через зону накопления турбидитов связаны со строматолитовыми постройками. Они также формировались в пределах шельфов: в депрессиях между карбонатными банками и за строматолитовыми рифами [Хабаров и др., 1998; Хабаров, 1999]. Такие латеральные соотношения свидетельствуют о геоморфологической выраженности последних и влиянии на циркуляцию вод.

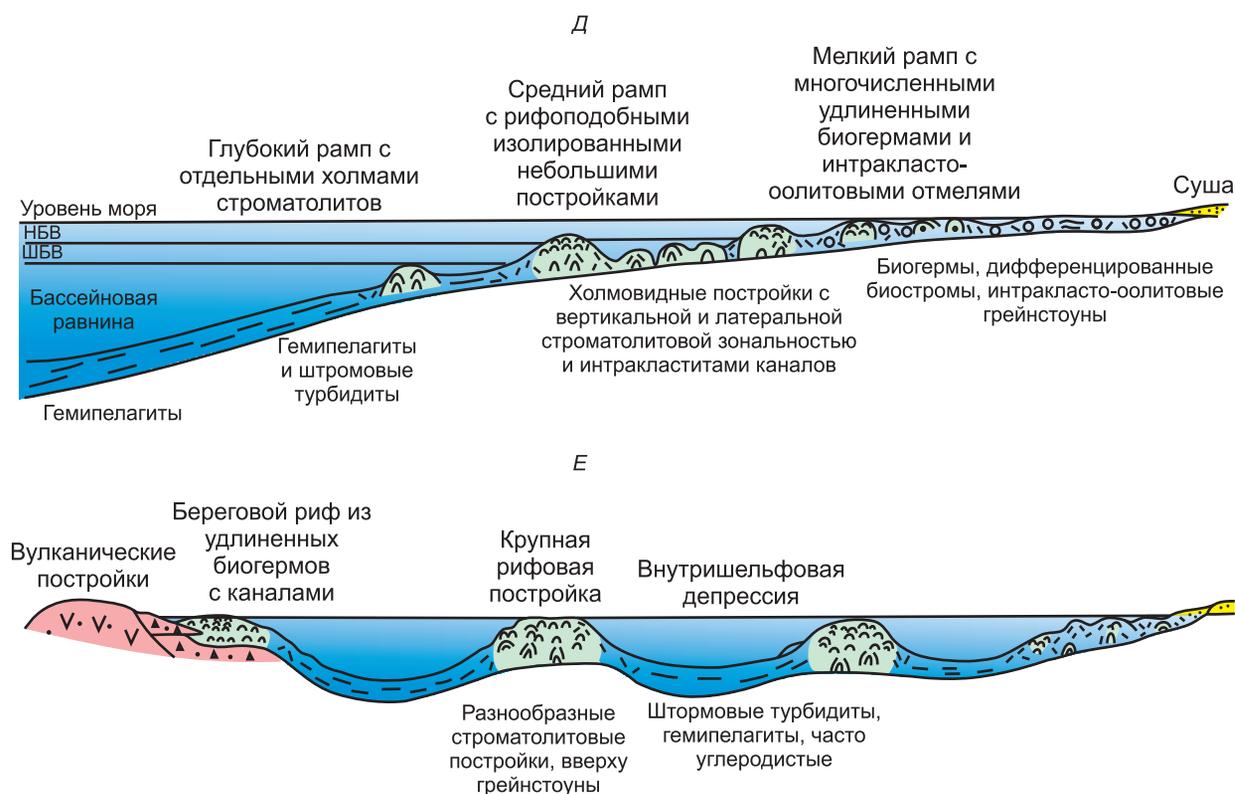
Гравитационные системы разнообразны по набору гравититов и гемипелагитов, что позволило реконструировать типы склонов. Преобладают осадочные склоны, элементы транзитных склонов редки. Наблюдаются маломощные «голодные» и мощные карбонатные склоны. Доминируют последние, под-



**Рис. 3. Принципиальная схема генерации и перераспределения карбонатного материала в мезонеопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири.**

ШБВ — штормовой базис волнения.





**Рис. 4. Принципиальные схемы формирования рифовых и рифоподобных систем в мезонеопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири:**

*А* — барьерной рифовой системы окраины карбонатной платформы с широким перитидальным внутренним шельфом (край карбонатной платформы совпадает с краем шельфа); *Б* — барьерной рифовой системы окраины карбонатной платформы с широким субтидальным внутренним шельфом (край карбонатной платформы совпадает с краем шельфа); *В* — внутрیشельфовой барьерной рифовой системы окраины карбонатной платформы, край которой удален от бровки шельфа; *Г* — линейной внутрیشельфовой рифоподобной системы открытого карбонатного шельфа — рампа (рамп, переходящий на значительном удалении в шельфовый склон с возрастанием градиента — *distally steepened ramp*, по [Read, 1985]); *Д* — система изолированных, редко слабоструктурированных линейных рифоподобных и простых построек классического (гомеклинального) карбонатного рампа с постепенным переходом в умеренно глубоководный бассейн; *Е* — система крупных рифоподобных банок (изолированных карбонатных платформ) в умеренно глубоководном бассейне и береговых рифов. НБВ — нормальный базис волнения.

тверждая высокую продуктивность зон рифообразования, поставивших карбонатный материал. В некоторых случаях рифы и рифоподобные структуры фиксируются на удалении от бровки шельфа и переходят в штормовые турбидиты и гемипелагиты, а иногда в микробильные ламиниты глубокого шельфа.

Принципиальные модели формирования строматолитовых рифов и рифоподобных структур в пределах более крупных осадочных систем: карбонатных платформ и рампов (терминология Дж. Уилсона [1980]) показаны на рис. 4. Наиболее хорошо структурированные барьерные рифовые системы фиксируются на окраинах карбонатных платформ, край которых совпадал с бровкой шельфа (см. рис. 4, *А*, *Б*). Именно здесь создавались условия для интенсивной агградации рельефных строматолитовых конструкций, поскольку проградации препятствовало возрастание глубины при переходе в склоновые обстановки. Умеренно структурированные барьерные рифы фиксируются и на окраинах карбонатных платформ, край последних не совпадал с бровкой шельфа (см. рис. 4, *В*). Рифы были относительно низкорельефными и соседствовали с обстановками среднего и глубокого шельфа. Высота их оценивается в 20—35 м, исходя из глубины штормового базиса в предрифовой зоне, который должен находиться в задуговых бассейнах Енисейского кряжа (раннедашкинское время) и Патомского нагорья (поздненечинское время) на глубине около 40 м, судя по глубине базиса штормового волнения в современных бассейнах сходных размеров и глубин [Einsele, 1992; Барков, 1994]. Среди рифовых систем выделяются агградационные, проградационные, ретроградационные и сложные, их развитие зависит от колебаний уровня моря, синседиментационной тектоники, предшествующего рельефа и направления преобладающих ветров, контролирующих перемещение осадков [Хабаров и др., 1998; Хабаров, 1999]. В частности, при низком стоянии уровня моря постройки могут быть выведены из-под него и подвергнуты процессам метеорного диагенеза. Вероятен и транзит силикокластики.

Еще менее рельефные рифоподобные структуры барьерного типа с зоной шпор и каналов могли развиваться на карбонатных рампах, которые на значительном удалении переходили в склоны шельфов (см. рис. 4, Г). В рассмотренном варианте интенсивное накопление карбонатного материала в «предрифовой» обстановке способствовало периодической проградации построек и препятствовало созданию рельефных конструкций. Вместе с тем подобные рампы при благоприятных обстоятельствах легко трансформируются в карбонатные платформы с краевыми барьерными рифами.

На классических (гомоклинальных [Read, 1985]) карбонатных рампах возникновение барьерных рифов проблематично (см. рис. 4, Д). Здесь обычно формируются простые постройки (биогермы, биостромы), реже одиночные низкорельефные рифы и в исключительных случаях плоские линейного типа рифоподобные структуры. Связано это с тем, что на таких, с малыми углами наклона дна, рампах процессы седиментации сильно зависят от изменений уровня моря. Развитие рельефных строматолитовых конструкций лимитировалось периодическими понижениями уровня моря, во время которых они проградировали в глубоководную часть бассейна. Природа изменений уровня моря, по-видимому, различна. Повторяемость хорошо структурированных циклов метрового масштаба свидетельствует о важной роли кратковременных эвстатических колебаний уровня моря, однако роль эвстатики при формировании циклов декаметрового и более крупного масштаба остается неясной.

Карбонатные рампы в эпиконтинентальных обширных бассейнах позднего докембрия бывают столь пологими, что их можно рассматривать как горизонтальные поверхности, а сами бассейны отнести к мелководным с плоским дном. Подобные рампы хорошо изучены в серии Атар Северо-Западной Африки [Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1988]. На таких рампах из-за их мелководности возможно быстрое расселение микробных сообществ и почти одновременное развитие построек на обширной территории.

Формирование относительно крупных изолированных карбонатных платформ наиболее вероятно в бассейнах с расчлененным рельефом (см. рис. 4, Е). По некоторым параметрам они сходны с классическими изолированными карбонатными платформами, которые быстро переходят в глубоководные (более 1 км) бассейны, но отличаются тем, что глубины вокруг них, по существу, не превышают шельфовые.

Карбонатная седиментация, как известно, контролируется климатом, темпом тектонического проседания основания, относительными и эвстатическими колебаниями уровня моря, интенсивностью производства карбонатного материала, объемом и периодичностью поступающей в бассейн силикокластики, предшествующим рельефом. Большинство этих факторов взаимосвязаны, а их суммарное воздействие на процессы карбонатной седиментации сильно зависит от типа бассейна.

Докембрийские карбонатные платформы с краевыми барьерными рифами фиксируются на территории Восточной Сибири в бассейнах пассивных окраин и на приконтинентальных склонах задуговых бассейнов. В этих же бассейнах формировались линейные рифоподобные структуры на рампах, переходящих на удалении в шельфовые склоны. Их развитие связано с наличием в этих бассейнах геоморфологически выраженных протяженных приподнятых блоков с устойчивым погружением, благоприятных для длительной агградации строматолитовых структур [Хабаров, 1999]. В других регионах рифовые и рифоподобные линейные системы отмечаются также в форландовых бассейнах, а иногда в рифтовых, в том числе и интракратонных [Grotzinger, 1986; Samy, James, 1993].

Интракратонные обширные бассейны с замедленной скоростью проседания фундамента характеризуются отсутствием хорошо структурированных барьерных рифов, хотя локальные рифоподобные конструкции распространены довольно широко.

Крупные карбонатные банки формировались в задуговом (Енисейский кряж) и форландовом (Прибайкалье) бассейнах в периоды их перестройки и оживления тектонических движений. Последние создавали системы поднятий и депрессий, что предопределяло пространственную локализацию карбонатных построек.

## **ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ В РАЗВИТИИ СТРОМАТОЛИТОВЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК В ДОКЕМБРИИ**

Вопросы, связанные с эволюцией строматолитообразования в геологической истории, неоднократно обсуждались в литературе [Walter, 1983; Grotzinger, 1989; Awramik, 1991; Walter et al., 1992; Schopf, 1992; Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Семихатов и др., 1999; Altermann, 2004; Сергеев и др., 2007, 2010].

В настоящее время известны основные закономерности распределения строматолитов (особенно архейских и палеопротерозойских) в докембрии, включая распределение основных морфотипов строматолитов и их пространственную и стратиграфическую локализацию с обсуждением биотических и абиотических факторов строматолитообразования.

При выделении этапов в развитии строматолитовых построек в докембрии были использованы литературные данные по Северной Евразии, Северной Америке, Китаю, Индии, Австралии и Африке.

При этом учитывались возраст, состав и мощность формаций и строматолитовых образований, морфотипы строматолитов, тип построек (простые, одиночные рифы, барьерные рифы и рифоподобные структуры) и их синоптический рельеф, седиментационные обстановки, тектонический (геодинамический) тип бассейна, изотопный состав карбонатного углерода и стронция. В рамках статьи привести описание всех строматолитовых построек докембрия крайне сложно, поэтому остановлюсь лишь на некоторых главных событиях в развитии строматолитовых построек.

В развитии типов органогенных построек, с учетом данных по распределению морфотипов строматолитов [Семихатов, Раабен, 1994, 1996], автором выделено несколько этапов (млрд лет): палеоархейский (3.2—3.6), мезоархейский (2.8—3.2), неоархейский (2.5—2.8), палеопротерозойский 1 (2.3—2.5), палеопротерозойский 2 (1.75—2.3), палеопротерозойский 3 (1.6—1.75), мезопротерозойский 1 (1.35—1.6), мезопротерозойский 2 (1.0—1.35), неопротерозойский 1 (0.85—1.0), неопротерозойский 2 (0.65—0.85) и неопротерозойский 3 (вендский) (0.545—0.65). Границы между этапами не являются резкими, что отражает асинхронность глобальных событий на разных континентах.

Палеоархейский этап характеризуется первыми находками простых строматолитовых построек в Африке (группы Онвервахт и Себекве) и Австралии (группа Варравуна) среди мощных вулканогенных и вулканогенно-обломочных отложений с возрастом около 3.5 млрд лет (рис. 5, 6). Образование строматолитов происходило в кратковременные эпизоды затухания вулканизма [Walter, 1983; Lowe, 1983; Abell et al., 1985; Schopf, 1992; Van Kranendonk, 2006].

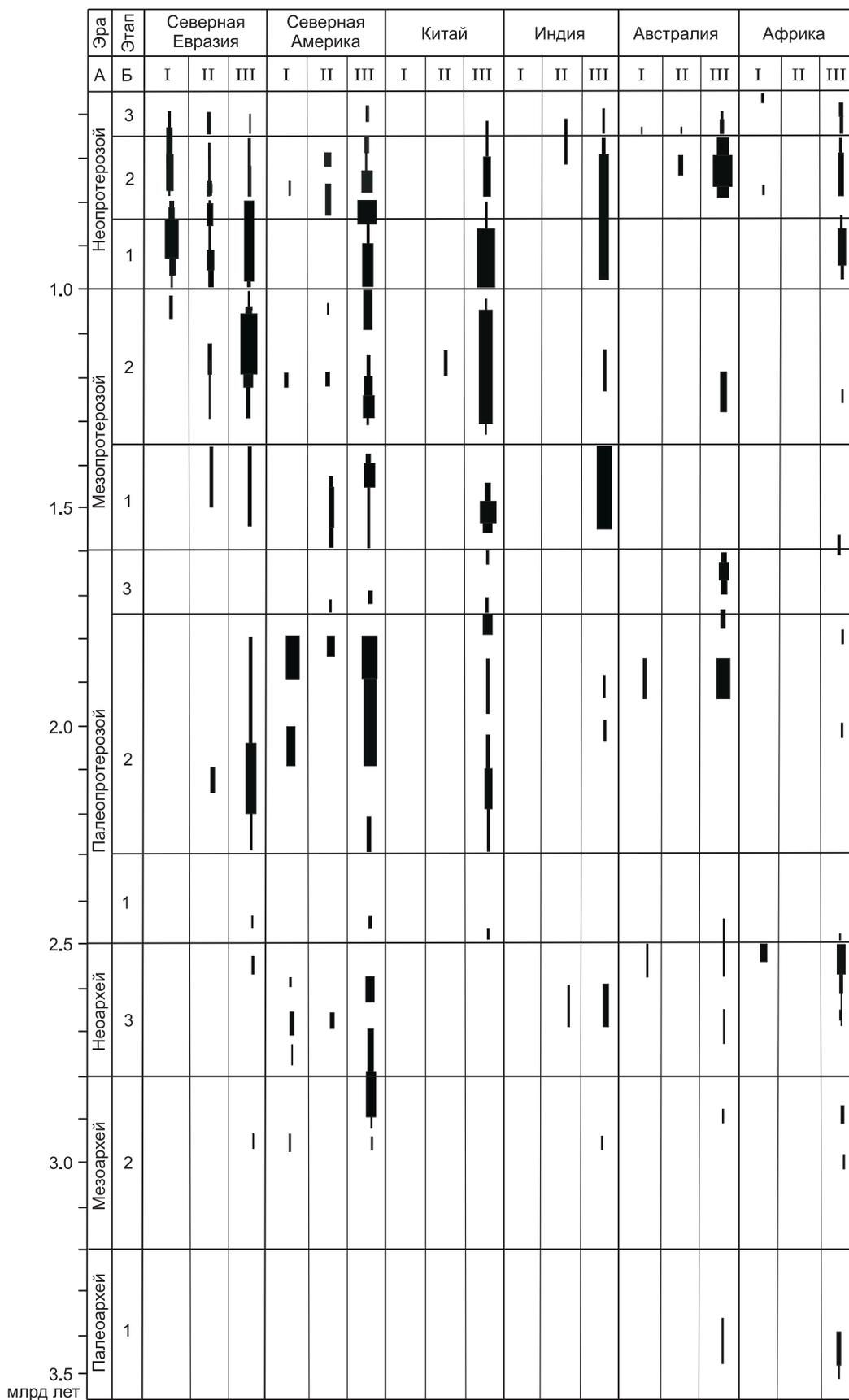
В мезоархее, преимущественно в позднем (моложе 3 млрд лет), существенно увеличилось количество строматолитовых построек и их разнообразие. Они относительно широко распространены в Северной Америке, Австралии, Африке. Отмечаются единичные находки в Северной Евразии. Фиксируются практически все морфотипы строматолитов. Впервые появляются не только простые постройки, но и одиночные рифы и мощные (сотни метров) барьерные рифоподобные системы. Преобладают известняки. Эти принципиальные изменения объясняются, прежде всего, расширением диапазона благоприятных обстановок для образования строматолитов: появление относительно крупных стабильных участков с сиалической корой и шельфами после периода активной кратонизации (около 3 млрд лет назад), проявление элементов плитной тектоники.

Наибольший интерес представляют строматолитовые постройки из группы Стип Рок (формация Мошер Карбонат) провинции Вабигун Канадского щита. Формация Мошер Карбонат (до 500 м) представлена в основном строматолитовыми известняками, реже доломитами, иногда окремненными. В нижней части формации преобладают страгиформные и псевдостолбчатые строматолиты, которые вверх по разрезу переходят в псевдостолбчатые и мелкие столбчатые, в том числе ветвящиеся строматолиты. Отмечаются строматолиты, сходные с конофитонидами. Строматолиты образуют обычно небольшие тела, но в верхней части разреза отмечаются горизонты крупных строматолитовых куполов, удлиненных перпендикулярно береговой линии. Эти биогермы имеют длину до 17 м, мощность до 3 м и синоптический рельеф до 50 см и более. В разрезе отмечаются оолитовые известняки, брекчии (возможно, карстовые) и псевдоморфозы по гипсу. Формация подстилается кварцевыми аренитами и конгломератами и перекрывается более глубоководными железистыми и ультрамафическими пирокластическими породами. Формация Мошер Карбонат рассматривается в качестве первой в истории Земли мощной карбонатной платформы, возможно, с краевым барьерным рифом, сформированной на сиалическом основании на начальной стадии спрединга [Wilks, Nisbet, 1988; Grotzinger, 1989; Kusky, Hudleston, 1999].

Неоархейский этап характеризуется массовым развитием разнообразных строматолитовых построек. Они широко распространены в Северной Америке, в Африке, в меньшей степени в Австралии. Впервые в большом количестве отмечаются в Индии (см. рис. 5).

Строматолитовые образования фиксируются на склонах вулканических поднятий островодужных систем, на вершинах симаунтов, в форландовых и сдвиговых бассейнах, на шельфах пассивных окраин и приконтинентальных зон задуговых бассейнов. Именно к последним приурочены барьерные рифоподобные системы группы Уален Вайоминга и субгруппы Кампбеллранд Каапваальского кратона.

Карбонатная платформа Кампбеллранд-Малмани мощностью до 1700 м является одной из наиболее изученных в неоархее. В ее составе выделяются склоновые, окраинно-платформенные со строматолитовыми рифами и оолито-интракластическими отмелями и лагунно-шельфовые обстановки [Beukes, 1987; Lanier, 1988]. Юго-западнее фиксируются относительно глубоководные предплатформенные углеродистые сланцы с прослоями кремней и железистых отложений (до 600 м). Ближе к краю платформы они сменялись тонкослоистыми известково-доломитовыми ритмитами и турбидитами с включениями мелких строматокластов. Глубина предплатформенной депрессии оценивается в 70—90 м [Beukes, 1987]. Склоновые отложения представлены тонкослоистыми, в том числе и микробиальными ламинитами, оползневыми брекчиями и глубоководными постройками конофитонидов. Край карбонатной платформы сложен сублиторальными гигантскими строматолитовыми удлиненными куполами (мощность до 13 м, длина до 40 м, синоптический рельеф до 2.5 м), оолитовыми образованиями отмелей в ассоци-



**Рис. 5. Этапы формирования строматолитовых построек в докембрии в пределах Северной Евразии, Северной Америки, Китая, Индии, Австралии и Африки.**

I — барьерные рифы, II — одиночные рифы, III — биогермы и биостромы.

**Рис. 6. Этапы формирования строматолитовых построек (А) и кривые изменения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  морской воды (Б) в докембрии.**

1 — по литературным данным [Покровский, Виноградов, 1991; Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992; Veizer et al., 1992a,b; Mirola, Veizer, 1994; Hall, Veizer, 1996; Brasier, Lindsay, 1998; Bartley et al., 2001; Семихатов и др., 2002; Кузнецов и др., 2006]; 2, 3 — по данным автора: 2 — в Байкитском, 3 — Енисейском бассейнах Восточной Сибири.

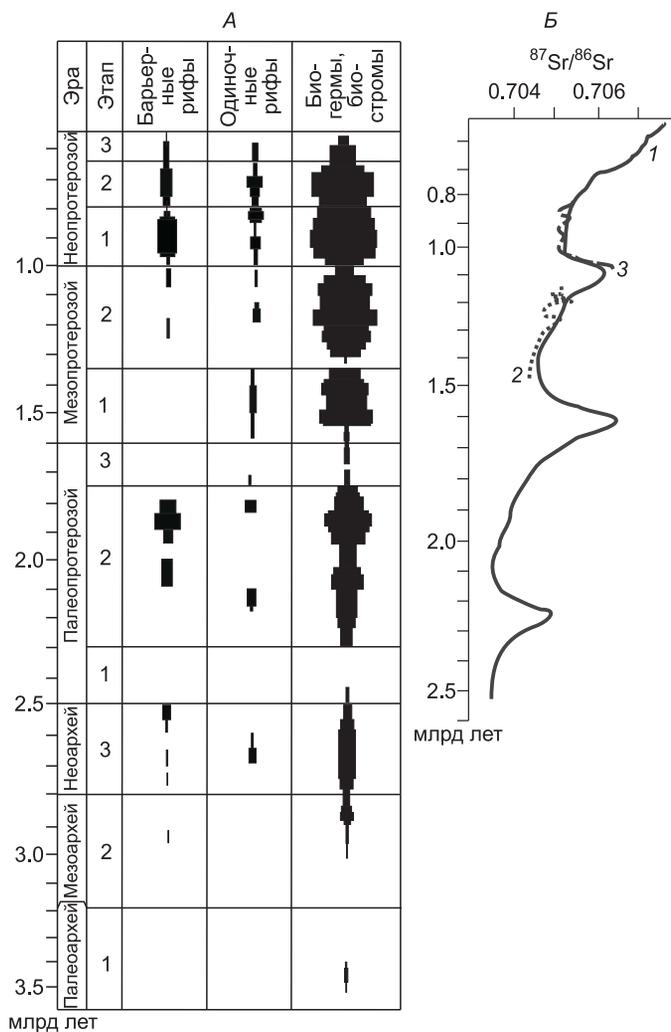
ации со столбчатыми строматолитами и стратиформными строматолитами приливных и надприливных равнин. Отмечаются каналы, ориентированные перпендикулярно береговой линии. Ближе к береговой линии наблюдается сложное сочетание приливно-отливных, надприливных и сублиторальных карбонатных комплексов внутренней части платформы.

В провинции Вайоминг строматолитовые окремненные мраморизованные доломиты образуют две мощные толщи (подразделение А — 900—1500 м и подразделение Д — 60—900 м) в группе Уален [Hofmann, Snyder, 1985]. В нижней части группы строматолиты в ассоциации с немногочисленными кварцитами, конгломератами и сланцами обычно образуют крупные купола шириной до 18 м и синоптическим рельефом до 2 м, сложенные нечеткими мелкостолбчатыми строматолитами. В верхнем подразделении группы строматолиты более разнообразны: широко распространены стратиформные и довольно разнообразные столбчатые, в том числе ветвящиеся строматолиты. Образование строматолитовых комплексов происходило в пределах интенсивно опускающегося шельфа. Строматолитовые постройки занимали краевые части шельфа, в более прибрежных обстановках формировались кварцевые песчаники и конгломераты.

Неоархейская карбонатная платформа, возможно, с краевым барьерным рифом мощностью около 100 м развивалась в бассейне Хамерсли Австралии. В пределах платформы (формация Каравейн) формировались биогермные пласты (до 6 м мощностью), сложенные луковичевидными и столбчатыми строматолитами. В ассоциации со строматолитовыми доломитами, реже известняками, наблюдаются интракластиты и оолито-пизолитовые грейнстоуны. В западном и юго-западном направлении карбонатная платформа переходит в гравитационные склоновые и бассейновые отложения (формация Виттенум) [Simonson, Hassler, 1997; Krapez, 1997]. Формирование формации произошло после затопления вулканических построек на окраине реактивированного океанического бассейна [Krapez, 1997].

Довольно широко распространены строматолитовые постройки неоархея на кратоне Дхарвар Индии. Они встречаются в группе Читрадурга в сланцевых поясах Читрадурга, Сандур и Шимоза [Venkatachala et al., 1989; Shrinavasan et al., 1990]. Эти постройки часто образуют крупные биогермы, сложенные не столбчатыми и разнообразными столбчатыми строматолитами. В наиболее крупном биогермном комплексе (до 80 м), который можно рассматривать как одиночный риф, фиксируется зональность в распределении строматолитов. В нижней части преобладают не столбчатые строматолиты, сменяющиеся вверх по разрезу разнообразными столбчатыми с пассивным и активным ветвлением.

В начале раннего протерозоя отмечаются лишь единичные находки простых строматолитовых построек, причем в Индии и Африке они не обнаружены. Эта эпоха характеризуется господством континентальных обстановок с доминированием вулканогенных и силикокластических отложений, которые накапливались в пределах позднеархейского суперконтинента в период гуронского оледенения [Семихатов и др., 1999].



В палеопротерозойском этапе 2 (1.75—2.3 млрд лет) произошло резкое возрастание количества и разнообразия строматолитовых построек, особенно в Северной Америке и Северной Евразии. В меньшей степени они развиты в Китае и Австралии, и лишь единичные находки отмечаются в Африке и Индии (см. рис. 5, 6). Экспансия микробиальных сообществ хорошо объяснима появлением обширных эпиконтинентальных и окраинно-континентальных бассейнов, возникших после активного рифтинга и распада суперконтинента. Эти процессы сопровождалось потеплением и повышением уровня моря [Семихатов и др., 1999]. В пределах эпиконтинентальных бассейнов активно происходило формирование мощных биостромов и биогермов, которые иногда трансформировались в одиночные рифоподобные постройки. Развитие мощных (до 1 км) протяженных (более 100 км) рифовых барьеров фиксируется на шельфах пассивных окраин, на приконтинентальных склонах задуговых и форландовых бассейнов, а также на бортах некоторых дифференцированных интракратонных бассейнов. В хорошо изученных карбонатных системах, прослеживаемых на окраинах североамериканских кратонов Слэйв, Сьюпириор и Вайоминг, четко выделяются основные элементы барьерных рифов [Wardle, Bailey, 1981; Ricketts, 1983; Grotzinger, 1986; Samy, James, 1993; Bekker, Ericksson, 2003]. Так, формация Рокнест (мощность до 1100 м) орогена Уопмей в период формирования представляла собой карбонатную платформу, которая развивалась на пассивной окраине, с красивым барьерным рифом и склоновыми отложениями, представленными в его нижней части ритмитами, турбидитами и карбонатными брекчиями. Превышение края карбонатной платформы над прилегающей депрессией составляло более 600 м [Grotzinger, 1986].

Конец палеопротерозоя (этап 3) фиксирует новую эпоху интенсивной редукции строматолитов, связанной с деструкцией основной массы морских седиментационных бассейнов, возрастанием вулканогенно-обломочной седиментации во время заключительной стадии формирования нового суперконтинента (см. рис. 5, 6).

В мезопротерозойский этап 1 (раннерифейский) в связи с постепенной деструкцией суперконтинента происходило образование рифтовых бассейнов, а затем бассейнов пассивных окраин и затопление огромных территорий постпалеопротерозойских кратонов. Формировались в основном относительно мощные биостромы и биогермы, но в некоторых случаях на пологих рампах развивались одиночные рифоподобные структуры. Следует отметить неравномерность распределения строматолитовых построек по регионам. Так, в Австралии и Африке они практически не встречаются и приурочены к транзитным бассейнам.

Мезопротерозойский этап 2 (среднерифейский) характеризуется увеличением общей массы строматолитовых образований с появлением одиночных рифов и рифоподобных барьерных систем, которые развиты в основном в Северной Евразии и Северной Америке. Резко сократилось количество построек в эпиконтинентальных бассейнах Индии (см. рис. 5, 6). На севере Канады хорошо изучены одиночные рифы из группы Улуксан супергруппы Байлот [Narbonne, James, 1996; Sherman et al., 2002]. Рифы мощностью до 130 м с синоптическим рельефом до 75 м и шлейфами сформировались на карбонатном рампе. Агградация рифов происходила преимущественно во время трансгрессии и ранней стадии высокого стояния уровня моря. В конце среднего рифея наблюдается сокращение строматолитообразования в связи с перестройкой осадочных бассейнов во время гренвильских событий и заключительной стадии формирования Родиния.

Неопротерозойский этап 1 — эпоха интенсивного формирования органогенных построек в докембрии. В обширных эпиконтинентальных бассейнах Северной Евразии, Северной Америки, Китая и Индии фиксируется широкое развитие мощных строматолитовых биогермов и биостромов (см. рис. 5, 6). На приконтинентальных склонах задуговых бассейнов и на пассивных окраинах в пределах Северной Евразии были широко развиты барьерные рифоподобные системы, протягивающиеся на сотни километров [Хабаров, 1985, 1999; Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Petrov, Semikhatov, 2001]. Фиксируются мощные рифовые тела на склонах островодужных поднятий [Советов, 1984].

Тектонические события с возрастом около 850 млн лет привели к некоторому сокращению благоприятных для строматолитообразования обстановок, но затем ареал этих обстановок вновь расширился. Наиболее широко строматолитовые постройки распространены в Северной Евразии и Северной Америке, реже в Австралии, Индии, Китае, Африке (см. рис. 5, 6). Фиксируются мощные биогермы и биостромы, крупные барьерные системы и хорошо развитые одиночные рифы, однако общее их количество сократилось. В группе Литл Дел северо-запада Канады детально изучены одиночные рифы, которые развивались на карбонатном рампе. Мощность индивидуальных рифов достигает 400 м, а синоптический рельеф — 100 м. Интенсивная агградация рифов происходила во время повышения уровня моря. При высоком стоянии уровня моря и его снижении происходила интенсивная деструкция рифов с формированием обломочных шлейфов. В целом эти рифы ассоциируют с отложениями глубокого шельфа, которые по латерали переходят в перитидальные отложения с уплощенными рифоподобными строматолитовыми постройками и оолитовыми отмелями переходной зоны [Aitken, 1981; Batten et al., 2004].

В конце неопротерозойского этапа 2 общее количество строматолитовых построек сократилось в связи с тектонической перестройкой бассейнов и несколькими эпизодами оледенений. Этот тренд прослеживается в венд. Тем не менее в последнем строматолитовые постройки отмечаются относительно часто на всех континентах. Фиксируются и карбонатные платформы с краевыми барьерными рифами. Так, на западной окраине Африки, в бассейне Гурма, который, возможно, открывался в океан, сформировался мощный (до 1500 м) карбонатный комплекс. В пределах карбонатной платформы формировались перитидальные карбонатные отложения, иногда со структурами усыхания. На крае карбонатной платформы происходило образование биогермов, разделенных каналами, заполненными оолитовыми и интракластовыми грейнстоунами. На склоне платформы доминировали гравитационные отложения (известняковые турбидиты, тонкослоистые глинисто-карбонатные породы с оползнями и многочисленными отложениями потоков карбонатного обломочного материала) [Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1983].

Таким образом, в развитии строматолитовых построек докембрия начиная с палеоархея до раннего неопротерозоя фиксируется долговременный тренд на возрастание количества и разнообразия строматолитовых конструкций, а затем их быстрое уменьшение (см. рис. 6). Четко выделяются несколько продолжительных этапов практически полной деструкции бассейнов, благоприятных для формирования построек. Этапность в развитии строматолитовых построек четко коррелируется с кривой изменения изотопного состава стронция в морской воде (см. рис. 6). Важный рубеж в экспансии строматолитовых построек и в карбонатонакоплении наблюдается в позднем мезоархее (около 3 млрд лет назад), связанном с формированием относительно крупных блоков с сиалической корой и шельфами с накоплением кварц-аренитовых и карбонатных отложений. Именно с этого времени фиксируются мощные (сотни метров) карбонатные платформы с краевыми рифоподобными строматолитовыми постройками и склонами с разнотипными гравититами и гемипелагитами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показывают, что в мезонеопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири выделяются разнообразные строматолитовые постройки: простые (биогермы и биостромы), одиночные, барьерные, береговые рифы и рифоподобные структуры и крупные рифоподобные банки. Этот факт наряду с результатами макро- и микроскопических исследований строматолитов указывает на ведущую роль микробиальных сообществ в продуцировании первичного карбонатного материала. Основная масса карбонатного ила зон глубокого шельфа, склонов и бассейновых равнин мезонеопротерозойских бассейнов Восточной Сибири поступала с мелководных шельфов с интенсивным производством карбонатного материала. Анализ материалов практически по всем карбонатным комплексам докембрия свидетельствует, что ведущая роль микробиальных сообществ в генерации карбонатного материала прослеживается в явном виде с позднего мезоархея. Как мелководные, так и глубоководные карбонатные осадочные системы докембрия во многом гомологичны фанерозойским. Их многообразие и развитие контролируется рядом факторов, которые по-разному проявляют себя в геодинамически разнотипных бассейнах, а сами ранноранговые карбонатные системы являются хорошими индикаторами разномасштабных событий в развитии бассейнов, начиная от малоамплитудных эвстатических колебаний уровня моря до глобальных эпох затопления и высокого стояния суперконтинентов.

Отсутствие в докембрии разнотипных известьепродуцирующих организмов определяет относительное однообразие карбонатных пород, а также не всегда выразительную структурно-морфологическую дифференциацию органогенных построек докембрия.

Эволюция рифогенных систем в докембрии определялась, в первую очередь, общей эволюцией литосферы, благодаря которой в определенные эпохи создавались и прекращали свое развитие бассейны, благоприятные для массового развития микробиальных сообществ, а также усложнением структуры микробиальных сообществ — строматолитообразователей. Эпохи редукции строматолитообразования и деструкции морских бассейнов хорошо гармонируют с глобальными эпохами становления и высокого стояния суперконтинентов.

## ЛИТЕРАТУРА

**Барков Л.К.** Морфолитодинамические процессы в прибрежной зоне шельфа восточной части Финского залива в зависимости от структуры шторма // Вест. СПбГУ. Сер. 7. Геология и география, 1994, вып. 3, с. 34—43.

**Вараксина И.В., Хабаров Е.М.** Микроструктуры, литологические ассоциации и условия образования рифейских строматолитов Байкитской антеклизы (запад Сибирской платформы) // Литосфера, 2007, № 4, с. 59—72.

**Герасименко Л.М., Заварзин Г.А.** Реликтовые цианобактериальные сообщества // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы, М., Наука, 1993, с. 222—254.

**Крылов И.Н.** Строматолиты рифея и фанерозоя. М., Наука, 1975, 243 с.

**Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В.** Sr и С-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 6, с. 25—53.

**Кузнецов В.Г.** Существовали ли рифы в протерозое? // Литология и полезные ископаемые, 2008, № 2, с. 1—7.

**Покровский Б.Г., Виноградов В.И.** Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 5, с. 1245—1250.

**Семихатов М.А., Серебряков С.Н.** Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983, 224 с.

**Семихатов М.А., Раабен М.Е.** Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай, Индия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994, т. 2, № 6, с. 10—32.

**Семихатов М.А., Раабен М.Е.** Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1996, т. 4, № 1, с. 26—54.

**Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н., Вейс А.Ф., Артемова О.В.** Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2.3—2.06 млрд лет назад // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 5, с. 3—27.

**Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П.** Низкое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гренвилевском и постгренвилевском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 1, с. 3—46.

**Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.** Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 1. Архей и ранний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 2, с. 25—46.

**Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г.** Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 2. Поздний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 6, с. 3—34.

**Серебряков С.Н.** Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М., Наука, 1975, 176 с.

**Советов Ю.К.** Докембрийские рифовые и биогермные формации и зональность геосинклиналей (на примере Северного Тянь-Шаня) // Геология и геофизика, 1984 (3), с. 34—41.

**Уилсон Дж.** Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 462 с.

**Хабаров Е.М.** Сравнительная характеристика познедокембрийских рифогенных формаций. Новосибирск, Наука, 1985, 125 с.

**Хабаров Е.М.** Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (8), с. 1149—1169.

**Хабаров Е.М., Вараксина И.В.** Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1173—1198.

**Хабаров Е.М., Таныгин Г.И., Вараксина И.В., Нехаев А.Ю.** Структура и динамика формирования барьерных рифов в позднерифейском задуговом бассейне Енисейского кряжа (свита Серого Ключа) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (7), с. 973—986.

**Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н.** Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 6, с. 20—40.

**Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Вараксина И.В., Сараев С.В.** Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиз) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 211—239.

**Abell P.I., McClory J., Martin A., Nisbet E.G., Kyser T.K.** Petrography and stable isotope ratios from Archaean stromatolites, Mushandike Formation, Zimbabwe // Prec. Res., 1985, v. 27, № 4, p. 385—398.

**Aitken J.D.** Stratigraphy and sedimentology of the Upper Proterozoic Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories // Proterozoic Basins of Canada / Ed. F.H.A. Campbell. Geol. Surv. of Canada, 1981, pap. 81-10, p. 47—81.

**Altermann W.** Precambrian stromatolites: problems in definition, classification, morphology and stratigraphy // *The Precambrian Earth: Tempos and Events* / Eds. P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu. Elsevier, 2004, p. 564—574.

**Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H., Butterfield N.J., Swett K.** Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, № 10, p. 2883—2894.

**Awramik S.M.** Archean and Proterozoic stromatolites // *Calcareous Algae and Stromatolites* / Ed. R. Riding. Berlin, Springer-Verlag, Heidelberg, 1991, p. 289—304.

**Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., Knoll A.H., Pope M.C., Jacobsen S.B.** Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // *Prec. Res.*, 2001, v. 111, № 2, p. 165—202.

**Batten K.L., Narbonne G.M., James N.P.** Paleoenvironments and growth of early Neoproterozoic calcimicrobial reefs: platformal Little Dal Group, northwestern Canada // *Prec. Res.*, 2004, v. 133, № 2, p. 249—269.

**Bekker A., Eriksson K.A.** A Paleoproterozoic drowned carbonate platform on the southeastern margin of the Wyoming Craton: a record of the Kenorland breakup // *Prec. Res.*, 2003, v. 120, № 3/4, p. 327—364.

**Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A.** Platform-to-basin evolution: the carbonates of Late Proterozoic (Vendian) Gourma (West Africa) // *J. Sediment. Petrol.*, 1983, v. 53, № 1, p. 275—293.

**Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A.** Is cratonic sedimentation consistent with available models? An example from the Upper Proterozoic of the West Africa craton // *Sediment. Geol.*, 1988, v. 58, № 2/4, p. 255—276.

**Beukes N.J.** Facies relations, depositional environments and diagenesis in a major early Proterozoic stromatolitic carbonate platform to basinal sequence, Campbellrand Subgroup, Transvaal Supergroup, southern Africa // *Sediment. Geol.*, 1987, v. 54, № 1/2, p. 1—46.

**Brasier M.D., Lindsay J.F.** A billion years of environmental stability and emergence eucariotes: new data from northern Australia // *Geology*, 1998, v. 26, № 6, p. 555—558.

**Chafetz H.S., Bueczynski C.** Bacterially induced lithification of microbial mats // *Palaios*, 1992, v. 7, № 3, p. 277—293.

**Decho A.W., Visscher P.T., Reid R.P.** Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite mats // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2005, v. 219, № 1—2, p. 71—86.

**Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B.** Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, № 3, p. 1317—1329.

**Einsele G.** *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment Budget.* Springer-Verlag, 1992, 628 p.

**Fairchild J.J.** Origin of carbonate in Neoproterozoic stromatolites and identification of modern analogues // *Prec. Res.*, 1991, v. 53, № 2, p. 281—299.

**Gebelein C.D.** Distribution, morphology and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites in Bermuda // *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, № 1, p. 49—69.

**Grotzinger J.P.** Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay Orogen, Northwest Territories, Canada // *J. Sediment. Petrol.*, 1986, v. 56, № 6, p. 831—846.

**Grotzinger J.P.** Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype // *Controls on Carbonate Platform and Basin Development* / Eds. P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg, J.F. Read. Tulsa, Oklahoma, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 1989, v. 44, p. 79—101.

**Grotzinger J.P., Read J.F.** Evidence for primary aragonite precipitation, Lower Proterozoic (1,9 Ga) Rocknest dolomite, Wopmay Orogen, Northwest Canada // *Geology*, 1983, v. 11, № 12, p. 710—713.

**Grotzinger J.P., Kasting J.F.** New constraints of Precambrian ocean composition // *J. Geol.*, 1993, v. 101, № 2, p. 235—243.

**Hall S., Veizer J.** Geochemistry of Precambrian carbonates: VII. Belt Supergroup, Montana and Idaho, USA // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, № 4, p. 667—677.

**Hofmann H.J., Snyder G.L.** Archean stromatolites from the Hartville Uplift, eastern Wyoming // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1985, v. 96, № 7, p. 842—849.

**Kazmierczak J., Kemp S., Altermann W.** Microbial Origin of Precambrian Carbonates: Lessons from Modern Analogues // *The Precambrian Earth: Tempos and Events* / Eds. P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu. Elsevier, 2004, p. 545—563.

- Knoll A.N., Semikhatov M.A.** The genesis and time-distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // *Palaios*, 1998, v. 13, № 4, p. 408—422.
- Krapez B.** Sequence-stratigraphic concepts applied to the identification of depositional basins and global tectonic cycles // *Aust. J. Earth Sci.*, 1997, v. 44, № 1, p. 1—36.
- Kusky T.M., Hudleston P.J.** Growth and demise of an Archean carbonate platform, Steep Rock Lake, Ontario, Canada // *Canad. J. Earth Sci.*, 1999, v. 36, № 4, p. 565—584.
- Lanier V.P.** Structure and morphogenesis of microstromatolites from the Transvaal Supergroup, South Africa // *J. Sediment. Petrol.*, 1988, v. 58, № 1, p. 88—99.
- Lowe D.R.** Restricted shallow-water sedimentation of Early Archean stromatolitic and evaporitic strata of the Strelley Pool chert, Pilbara Block, Western Australia // *Prec. Res.*, 1983, v. 19, № 3, p. 239—283.
- Macintyre I.G., Reid R.P., Steneck R.S.** Growth history of stromatolites in Holocene fringing reef, Stocking Island, Bahamas // *J. Sediment. Res.*, 1996, v. 66, № 1, p. 231—242.
- Mirota M.D., Veizer J.** Geochemistry of Precambrian carbonates: VI. Aphebian Alanel Formations, Quebec, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, № 7, p. 1735—1745.
- Monty C.L.V.** Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas // *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 1967, v. 90, № 3, p. 55—101.
- Narbonne G.M., James N.P.** Mesoproterozoic deep-water reefs from Borden Peninsula, Arctic Canada // *Sedimentology*, 1996, v. 43, № 5, p. 827—848.
- Pentecost A.** Calcification processes in algae and cyanobacteria // *Calcareous algae and stromatolites* / Ed. R. Riding. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1991, p. 3—20.
- Petrov P.Yu., Semikhatov M.A.** Sequence organization and growth patterns of late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Prec. Res.*, 2001, v. 111, № 1, p. 257—281.
- Rasmussen K.A., MacIntyre I.Q., Prufert L.** Modern stromatolite reefs fringing a breckish coastline, Chetumal Bay, Belize // *Geology*, 1993, v. 21, № 3, p. 199—203.
- Read J.F.** Carbonate platform facies models // *Bull. AAPG*, 1985, v. 69, № 1, p. 1—21.
- Ricketts B.D.** The evolution of a Middle Precambrian dolostone sequence — a spectrum of dolomitization regimes // *J. Sediment. Petrol.*, 1983, v. 53, № 2, p. 565—586.
- Robbins L.L., Blackwelder P.L.** Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: a biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism // *Geology*, 1992, v. 20, № 5, p. 464—468.
- Samy T.T., James N.P.** Evolution of Early Proterozoic foreland basin carbonate platform, lower Pethei Group, Great Slave Lake, north-west Canada // *Sedimentology*, 1993, v. 40, № 3, p. 403—430.
- Schopf J.W.** Paleobiology of the Archean // *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study* / Eds. J.W. Schopf, C. Klein. Cambridge Univ. Press., 1992, p. 25—39.
- Sherman A.G., James N.P., Narbonne G.M.** Evidence for reversal of basin polarity during carbonate ramp development in the Mesoproterozoic Borden Basin, Baffin Island // *Canad. J. Earth Sci.*, 2002, v. 39, p. 519—538.
- Shrinivasan R., Nagvi S.M., Kumar B.V.** Archean shelf-facies and stromatolites proliferation in Dharwar supergroup, North Karnataka, District Karnataka // *J. Geol. Soc. India*, 1990, v. 35, № 2, p. 203—212.
- Simonson B.M., Hassler S.W.** Revised correlations in the Early Precambrian Hamersley Basin based on a horizon of resedimented impact spherules // *Aust. J. Earth Sci.*, 1997, v. 44, № 1, p. 37—48.
- Trompette R., Boudzoumou F.** Palaeogeographic significance of stromatolitic buildups in Late Proterozoic platforms: the example of the west Congo Basin // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1988, v. 66, № 1/2, p. 101—112.
- Van Kranendonk M.J.** Volcanic degassing, hydrothermal circulation and the flourishing of early life on Earth: a review of the evidence from c. 3490–3240 Ma rocks of the Pilbara Craton, Western Australia // *Earth Sci. Rev.*, 2006, v. 74, p. 197—240.
- Vasconcelos C., Warthmann R., McKenzie J.A., Visscher P.T., Bittermann A.G., Van Lith Y.** Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: modern Precambrian relics? // *Sediment. Geol.*, 2006, v. 185, № 3—4, p. 175—183.
- Veizer J., Clayton R.N., Hinton R.W.** Geochemistry of Precambrian carbonates: IV. Early Paleoproterozoic ( $2.25 \pm 0.25$  Ga) seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992a, v. 56, № 5, p. 875—885.
- Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N., Hinton R.W., Grotzinger J.P.** Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic ( $1.8 \pm 0.25$  Ga) seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992b, v. 56, № 12, p. 2487—2501.

**Venkatachala B.S., Nagyi S.M., Chadha M.S., Shukla M., Shrinivasan R., Kumar B., Mathur R., Balaram V., Nataragan R., Sharma M., Uday R.B., Subba R.D.V., Manikyamba C., Krishna B.S.S., Bansal R.** Palaeobiology and geochemistry of the Precambrian stromatolites and associated sedimentary rocks from the Dharwar Craton // *Himalayan Geol.*, 1989, v. 13, № 1, p. 1—20.

**Visscher P.T., Stolz J.F.** Microbial mats as bioreactors: populations, processes and products // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2005, v. 219, № 1—2, p. 87—100.

**Walter M.R.** Archean stromatolites: evidence of the Earth's earliest benthos // *Earth's earliest biosphere // Origin and evolution* / Ed. J.W. Schopf. Princeton, Princeton Univer. Press., 1983, p. 187—213.

**Walter M.R., Grotzinger J.P., Schopf J.W.** Proterozoic stromatolites // *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study* / Eds. J.W. Schopf, C. Klein. Cambridge Univ. Press., 1992, p. 253—260.

**Wardle R.J., Bailey D.G.** Early Proterozoic sequence in Labrador // *Proterozoic basins of Canada. Geol. Surv. Canad.*, 1981, pap. 81-10, p. 331—359.

**Wilks M.E., Nisbet E.G.** Stratigraphy of the Steep Rock Group, northwest Ontario: a major Archaean unconformity and Archaean stromatolites // *Canad. J. Earth Sci.*, 1988, v. 25, № 3, p. 370—391.

**Wilson P.A., Roberts H.H.** Carbonate-periplatform sedimentation by density flows: a mechanism for rapid off-bank and vertical transport of shallow-water fines // *Geology*, 1992, v. 20, № 8, p. 713—716.

**Wilson P.A., Roberts H.H.** Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks // *J. Sediment. Res.*, 1995, v. A65, № 1, p. 45—56.

*Поступила в редакцию  
20 мая 2011 г.*