

УДК 551.72:561.2(571.5)

MOLAR TOOTH STRUCTURES: МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ И СПЕЦИФИКА КАРБОНАТНОГО ДИАГЕНЕЗА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ (СУХОТУНГУСИНСКАЯ СВИТА СРЕДНЕГО РИФЕЯ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ)

© 2011 г. П. Ю. Петров

Геологический институт РАН, Москва

e-mail: petrov@ginras.ru

Поступила в редакцию 13.05.2010 г., получена после доработки 13.10.2010 г.

На примере карбонатных отложений сухотунгусинской свиты рифея Туруханского поднятия Сибири рассмотрен новый механизм формирования проблематичных образований – текстур Molar tooth (MT), которые, наряду со строматолитами, можно назвать “визитной карточкой” рифейского этапа геологической истории. Показано, что эти текстуры были образованы в результате последовательного замещения илистой составляющей карбонатных осадков кальцимикроспаритом в ходе диагенеза в условиях значительного смещения динамического равновесия в системе осадок–поровый раствор–микроспарит в сторону раствора. Одной из возможных причин такого смещения являлся избыток растворенного магния, существенно тормозивший выпадение кристаллических ядер будущего кальцимикроспарита. Предполагается, что магнезиальность поровых растворов была связана с ранним растворением метастабильных фаз высокомагнезиального кальцита илистого осадка, поступавшего из фашиальных зон активного строматолитообразования. Анализ фашиальной приуроченности MT-текстур показывает, что области их распространения представляли “угасающие” в сторону бассейна шлейфы, протягивавшиеся от наиболее продуктивных зон карбонатных платформ. Синхронность стратиграфических трендов MT-текстур и строматолитов в докембрии была связана с эволюцией карбонат-продуктивных микробно-минеральных систем, как непосредственных поставщиков тонкозернистых карбонатных осадков во внешние зоны карбонатных платформ.

Ключевые слова: микроспарит, molar tooth, протерозой, рифей, строматолиты.

ВВЕДЕНИЕ

Molar tooth structures (MT-текстуры) представляют собой небольшие (0.5–10 см в сечении и протяженностью первые десятки сантиметров) тела, выполненные микрокристаллическим (5–15 мкм) кальцитом. Их форма существенно варьирует от прихотливо изогнутых протяженных прожилок до разнообразных изометричных обособлений, которые четко выделяются среди вмещающих карбонатных илов. Скопления таких тел, обособленных или сообщающихся друг с другом, составляют сложные системы, в различной мере деформирующие осадочную слоистость. Прожилковые элементы MT-текстур ориентированы, как правило, либо субнормально, либо строго вдоль слоистости. В разрезе слоев подобные системы нередко образуют характерные и разнообразные орнаменты в виде плотных сетей или обособленных элементов, подобных клинописи. На поверхностях напластований MT-текстуры, как правило, формируют псевдополигональные системы различных стадий развития, сходные с трещинами усыхания. Количество MT-тел в пределах отдельных слоев варьирует в очень

широких пределах – от единичных микроспаритовых обособлений до плотных скоплений, нередко составляющих более половины объема слоев.

Несмотря на изменчивую морфологию, MT-тела выделяются массивным, на редкость однородным внутренним строением и выдержанным, однообразным петрографическим составом. Такие тела выполнены однородным (равномерно кристаллическим) чистым микроспаритовым цементом (MT-цементом), в котором количество силикатной (главным образом глинистой) составляющей обычно оказывается менее первых десятых процента. Основными петрографическими особенностями MT-цемента являются изометричность микроспаритовых зерен и высокая выдержанность зернистости по всему объему отдельных элементов, составляющих MT-текстуры. Все перечисленные характеристики MT-цемента не обнаруживают зависимости ни от морфологии тел, ни от состава вмещающих их карбонатных илов.

В последние годы, благодаря исследованиям большого числа докембрийских карбонатных

разрезов, была установлена важная стратиграфическая особенность МТ-текстур — их избирательная приуроченность к рифейскому этапу геологической истории. Древнейшие (около 2.6 млрд. лет) и единичные находки МТ-текстур известны в архейской формации Монтовилл надсерии Трансвааль Южной Африки (Bishop, Sumner, 2006; Bishop et al., 2006). В начале рифея эти текстур получили широкое распространение и безвозвратно исчезли в заключительные моменты рифейской истории (James et al., 1998; Shields, 2002). При этом максимальной представительности они достигли в позднем рифее, повторив в общих чертах докембрийский временной тренд разнообразия, а отчасти и обилия строматолитов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996).

Вместе с тем, в отличие от строматолитов, генезис МТ-текстур представляет предмет острых дискуссий. Так, в настоящее время существует более десятка противоречивых гипотез происхождения этих образований, многие из которых принципиально различаются между собой по механизмам формирования. Однако ни одна из существующих на сегодня гипотез не может объяснить все особенности строения и состава МТ-текстур, а также факт их избирательного стратиграфического распространения.

Цель данной статьи — предложить новую, альтернативную гипотезу происхождения МТ-текстур, а также установить связь между механизмом формирования этих текстур и особенностями их стратиграфического распространения. Сделанные выводы основаны на данных структурно-текстурного, петрографического и фациального анализа МТ-текстур из карбонатных отложений сухотунгусинской свиты рифея Туруханского поднятия Сибири — толщи, вмещающей слабоизмененные, преимущественно известняковые породы с обилием разнообразных МТ-текстур.

МОДЕЛИ И НЕОБХОДИМЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ MOLAR TOOTH STRUCTURES

Развитие взглядов на происхождение МТ-текстур и современные модели их формирования

Термин “molar tooth” был введен еще в конце XIX столетия применительно к рассматриваемым текстурам, широко распространенным в карбонатных отложениях протерозоя надсерии Белт США и Канады (Bauerman, 1885). В последующие годы природа этих образований неоднократно привлекала к себе внимание исследователей. Одни видели в них остатки структур органического происхождения (Smith, 1968; O'Connor, 1972), другие — псевдоморфозы по эвапоритовым минералам (Ебу, 1977) либо раннедиагенетическое выполнение карбонатным цементом свободного пространства трещин усыхания (Knoll, 1984;

Demiccò, Hardie, 1994). Пожалуй, наиболее обоснованным явилось отнесение МТ-текстур к трещинам синерезиса (Young, Long, 1977; Hofmann, 1985; Beukes, 1987; Calver, Baillie, 1990; Knoll, Swett, 1990; Петров, 1993). В пользу этой гипотезы, помимо исключительно субаквальных обстановок формирования МТ-текстур, свидетельствовала их приуроченность к интервалам наиболее тонкозернистых карбонатных осадков, при этом нередко обогащенных тонкодисперсным органическим веществом. Донные слои именно таких отложений в наибольшей степени подвержены процессам изменения объема в условиях раннего диагенеза, и, как следствие, в них повсеместно развивается синерезис. Благодаря интенсивным исследованиям двух последних десятилетий, на сегодняшний день существует множество различных моделей формирования МТ-текстур (Bishop, Sumner, 2006). Во всех случаях их образование предопределялось возникновением пустот, в частности трещин, которые впоследствии были заполнены известковым цементом.

Гипотезы образования МТ-пустот. Современные взгляды на происхождение полостей внутри известковых слоев можно разделить на две группы: образование пустот в результате процессов, протекающих внутри осадочного слоя, или в результате внешнего воздействия на него. К первой группе относятся такие процессы, как синерезис, медленная генерация газов и “взрывное” разложение газогидратных комплексов. Синерезис на сегодняшний день рассматривается как одна из вероятных, хотя и не ведущих гипотез образования внутрислоевых пустот (Bishop, Sumner, 2006). Новообразованные полости синерезиса в условиях раннедиагенетического уплотнения известковых илов могли коллапсировать, не оставляя явных следов своего присутствия, либо заполняться раннедиагенетическим цементом с развитием МТ-текстур (Pore et al., 2003). Как альтернатива синерезису, образование полостей в слабоуплотненных осадках могло происходить в результате медленной генерации газов при бактериальном разложении захороненного там органического вещества (Frank, Lyons, 1998; Furniss et al., 1998; Marshall, Anglin, 2004; Pollock et al., 2006; Кузнецов 2003, 2010). И наконец, согласно иной интерпретации, появление свободного от осадка пространства внутри слоев могло быть результатом “взрывного” разложения CO₂-газогидратных комплексов в условиях их неглубокого поверхностного захоронения (Marshall, Anglin, 2004).

Ко второй группе относятся гипотезы происхождения МТ-полостей (трещин) вследствие сейсмического либо гидродинамического (штормового) воздействия на осадочные слои. В результате сейсмического удара внутри слаболитифицированных слоев могли мгновенно возникать системы трещин с одновременным внедрением в новообразованное пространство обводненных карбонатных

илов, которые впоследствии были преобразованы в микроспарит МТ-цемента (Pratt, 1998a, 1998b, 1999, 2001). В иной, близкой интерпретации сейсмическое воздействие на уже консолидированные слои приводило к их растрескиванию с последующей цементацией пустот (Fairchild et al., 1997). Согласно другой точки зрения, системы МТ-пустот могли являться результатом гидродинамического воздействия штормовых волн на поверхностный слой донных карбонатных осадков (Bishop et al., 2006). Такое воздействие по механизму аналогично модели формирования “diastasis cracks” – трещин, возникающих при растягивающих напряжениях в результате “торможения” крупных штормовых волн о дно (Cowan, James, 1992). Любопытно, что последняя модель была предложена авторами также в качестве альтернативы синерезису.

Природа МТ-цемента. Внутреннее строение зерен МТ-цемента, выявленное в результате микрондирования, убедительно свидетельствует об их выпадении из раствора в виде первичных ядер с последующей их регенерацией и заключительной полной цементацией (Bishop, Sumner, 2006). Следовательно, после появления внутрислоевых полостей происходило их постепенное заполнение МТ-микроспаритом, кристаллические ядра которого выпадали непосредственно из раствора, заполнявшего эти полости. При этом процесс заполнения и последующей регенерации и цементации был ограничен по времени ранним диagenезом, а нередко и начальной его стадией (Furniss et al., 1998). Иногда формирование МТ-цемента протекало непосредственно в приповерхностных слоях илистых осадков, при перемыве которых МТ-текстуры являлись источником литокластов, в том числе горизонтов сгруженных флейкстоунов (Fairchild et al., 1997; James et al., 1998; Pratt, 1998a).

Условия необходимые для формирования МТ-текстур

Согласно существующим моделям происхождения МТ-текстур, обязательными условиями их формирования являлись, с одной стороны, те или иные внешние воздействия или внутренние процессы, которые приводили к появлению внутри осадочных слоев обособленных полостей, а с другой – их последующая цементация. Однако тот или иной механизм формирования дислокаций осадочных слоев, приводящий к образованию МТ-текстур, не в состоянии объяснить многие наблюдаемые особенности их морфологии, распределения внутри осадочных слоев и взаимоотношения с вмещающими отложениями. В частности, морфология МТ-тел, наблюдаемая нередко в пределах одного и того же слоя, оказывается слишком разнообразной, чтобы объяснить их происхождение каким-либо одним из перечисленных выше механических воздействий. Кроме

того, во всех случаях признаки какого-либо механического воздействия на сами слои (частичное разрушение, деформации, в том числе и пластические, смещения отдельных фрагментов и пр.) отсутствуют, а деформация слоистости являлась лишь результатом последующих процессов дифференциальной компакции, обусловленной разностью в уплотнении консолидированных МТ-тел и окружающих их обводненных осадков. Любое “жесткое” механическое воздействие на слой осадка не могло не оставить заметных следов его механической деформации, и в частности его осадочной слоистости. В этой связи наиболее вероятной причиной появления трещин внутри осадочных слоев могли бы быть процессы медленно развивающегося синерезиса. Однако широкое морфологическое разнообразие МТ-образований, подчас не имеющих ничего общего с последствиями даже таких “мягких” разрывных нарушений, ставит под сомнение и последнее предположение.

С точки зрения условий, необходимых для формирования первичных полостей МТ-текстур, принципиальным и наиболее важным является вопрос о количестве свободного пространства, образованного внутри слоев карбонатных илов. Так, нередко объем МТ-тел, сложенных микроспаритом, составляет более 50% от объема вмещающих отложений. Такие объемные соотношения практически полностью исключают гипотезу синерезиса, как с позиции природы самого процесса, так и с точки зрения механической устойчивости слоев обводненных пластичных осадков с таким значительным объемом внутреннего свободного пространства. Впрочем, проблема механической устойчивости слоев ставит под сомнение и сам факт возможного существования начального свободного внутрислоевого пространства, как условия, необходимого для формирования МТ-текстур.

Другим принципиальным моментом, касающимся процесса заполнения новообразованных пустот МТ-микроспаритом, является вопрос об источнике карбонатного вещества, которое, судя по его составу (Bishop, Sumner, 2006), в сравнительно короткие сроки было выделено из раствора, заполнявшего первичные полости в осадочных слоях. Вполне очевидно, что собственных внутренних минеральных ресурсов поровых вод, захороненных в слоях известковых илов, было явно недостаточно для быстрой цементации пустот, сопоставимых по объему с окружающими осадками. В этом случае единственным возможным поставщиком карбонатного вещества могли являться придонные морские воды с высокой динамикой циркуляции, при условии их интенсивной инфильтрации в слои донных осадков. Такие условия, согласно модели “fluid flow” (Bishop et al., 2006), могли быть реализованы в обстановках постоянных течений или частого штормового воздействия на донные слои, пронизанные системой полостей (трещин), непременно сооб-

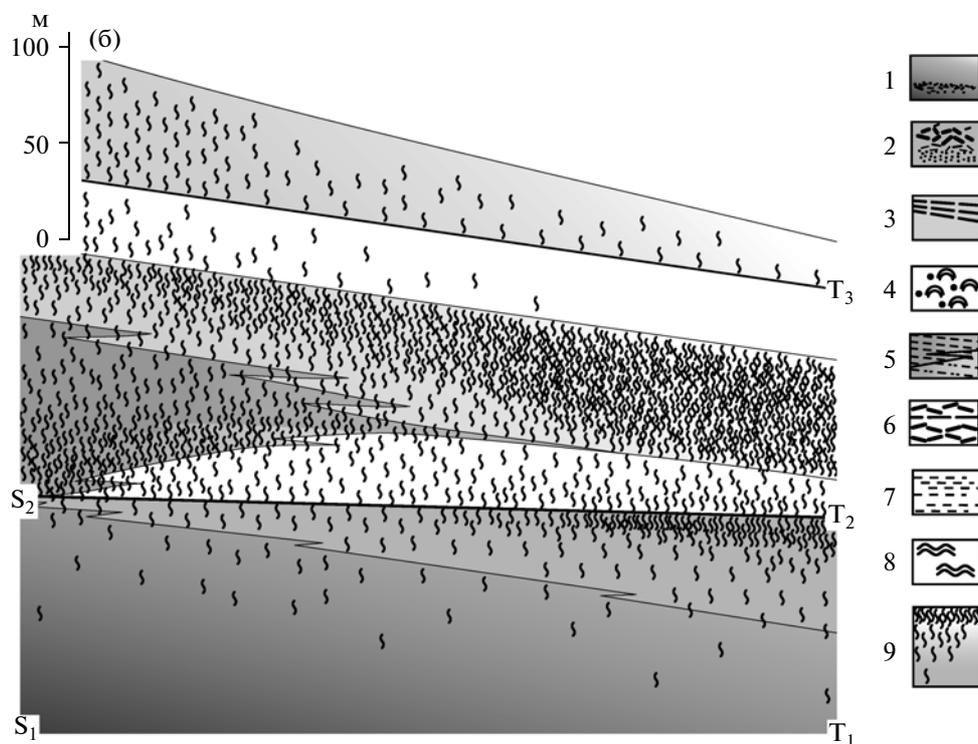
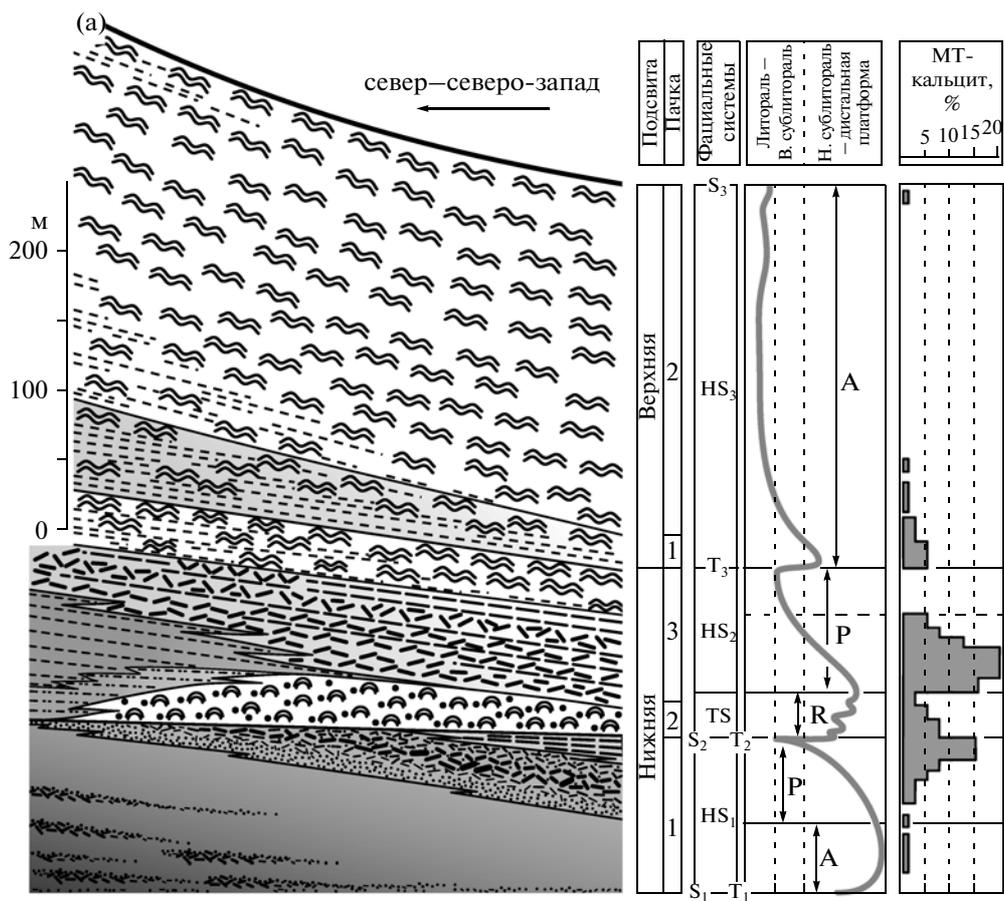


Рис. 1. Фациальная архитектура Сухотунгусинской платформы (а) и фациально-стратиграфическое распределение МТ-текстур (б).

1 — ассоциация пелитоморфных известняков (внешние, дистальные зоны рампа, сравнительно глубоководные обстановки ниже базиса штормового влияния), 2 — ассоциация обломочных известняков (средний рампа, зона штормового и постоянного волнового влияния), 3 — ассоциация пелитоморфных и обломочных известняков (внутренний рампа, защищенная, сравнительно мелководная зона преимущественно тиховодной седиментации), 4 — ассоциация калькаренит-строматолитовая (средний рампа, зона постоянного волнового влияния), 5 — ассоциация тонкозернистых пелит-калькаренитовых и пелит-сильтитовых ритмов (средний—внешний, дистальный рампа, ниже базиса волнового влияния), 6 — ассоциация обломочных и ламинитовых карбонатов, (средний—внутренний рампа, в пределах эпизодического волнового влияния), 7 — ассоциация темно-серых параллельно-слоистых доломитов (обособленные области тиховодной седиментации в пределах мелководного шельфа), 8 — ассоциация волнисто-слоистых доломитов (области мелководного шельфа с активной волновой гидродинамикой), 9 — МТ-текстуры и их относительно-количественное распределение.

Фациальные системы: TS — трансгрессивные, HS — высокого положения уровня моря.

Границы: T — трансгрессивные, S — секвентные. Режим смены фациальных зон: А — аградационный, Р — проградационный, R — ретроградационный.

щающихся как между собой, так и с осадочной поверхностью. Однако в обстановках “илистого дна” и непрерывного поступления в область седиментации тонкозернистых карбонатных осадков такие открытые системы полостей должны были заполняться скорее илистым материалом, чем инфильтрационным МТ-цементом. Вместе с тем практически все тела, составляющие МТ-текстуры, выполнены чистым микроспаритовым цементом; редкие исключения касаются проявления МТ-текстур в смешанных глинисто-карбонатных отложениях (Pratt, 1999). И наконец, с позиций модели “fluid flow” (Bishop et al., 2006) довольно трудно представить количество переносимого в растворе CaCO_3 , достаточного для формирования масс новообразованного МТ-микроспарита, сопоставимых с массами вмещающих осадков.

Таким образом, вероятная модель генезиса МТ-текстур, объясняющая все наблюдаемые их особенности, должна решать проблемы количества свободного пространства и вопросы возможных источников карбонатного вещества МТ-цемента.

Модель раннедиагенетического замещения

В основе такой модели может лежать некий механизм субсинхронного растворения и цементации определенных участков известковых слоев. При таком растворении объем свободного пространства внутри слоя мог заметно варьировать, но, как правило, оставался явно недостаточным для проявления локальных дислокаций. Цементация пустот происходила в замкнутой системе — резервы раствора, заполнявшего новообразованные полости, непрерывно пополнялись за счет растворения вмещающих их осадков. Подобный механизм был предложен ранее для объяснения генезиса “фрагментарных текстур” (Petrov, 1997), которые тесно ассоциируют с МТ-текстурами сухотунгусинской свиты. Ниже мы рассмотрим структурно-морфологические особенности сухотунгусинских МТ-микроспаритовых текстур и генетически родственных им образований, выходящих далеко за пределы традиционно понимаемого термина “molar tooth structures”.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ MOLAR TOOTH STRUCTURES: СУХОТУНГУСИНСКАЯ СВИТА

Сухотунгусинская свита

В рифейской последовательности отложений Туруханского поднятия сухотунгусинская свита завершает крупный терригенно-карбонатный цикл седиментации, приуроченный к нижней части этой последовательности (Петров, 1993). Свита представляет собой мощную (530–670 м) толщу темноцветных известняков, которые вверх по разрезу сменяются преимущественно светлыми доломитами с обилием линз и прослоев черных кремней с остатками микроорганизмов (Петров и др., 1995; Sergeev et al., 1997; Сергеев, 2006). Сухотунгусинские известняки согласно залегают на пестроцветных известняках и доломитах свиты линок, заметно отличающихся от первых по значениям $\delta^{13}\text{C}$ (Knoll et al., 1995). Такие различия, вместе с резким изменением фациального облика отложений на этой границе, отражают начало крупной морской трансгрессии. В кровле сухотунгусинская свита ограничена региональным перерывом и перекрыта строматолитовыми доломитами деревнинской свиты (Семихатов, Серебряков, 1983; Петров, Вейс, 1995).

Микропалеонтологические данные и данные по ассоциациям строматолитов указывают на то, что основание деревнинской свиты совпадает с нижней границей верхнего рифея, датируемой в 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000). Такое определение возраста, в свою очередь, хорошо согласуется с изохронным Pb-Pb возрастом известняков сухотунгусинской свиты, равным 1035 ± 65 млн. лет (Овчинникова и др., 1995). Таким образом, сухотунгусинская свита по возрасту отвечает терминальному горизонту среднего рифея.

По типу пород и фациальному составу отложенной сухотунгусинская свита расчленяется на две подсвиты (рис. 1а). Нижняя подсвита мощностью 240–300 м представлена главным образом темно-

серыми (до черных) тонкозернистыми, реже обломочными карбонатами, среди которых преобладают известняки. Последние вверх по разрезу и избирательно по латерали замещаются доломитами. Наиболее тонкозернистые разности известняков нижней подсвиты приурочены к нижней части ее разреза. В средней части нижней подсвиты выделяются обособленные горизонты тесно сближенных строматолитовых биогермов в окружении калькаренигов. Верхнюю часть нижней подсвиты слагают темно-серые тонкозернистые и обломочные известняки и доломиты, а также светло-серые волнисто-слоистые доломиты, образующие латерально хорошо выдержанную (в пределах 40 м мощности) терминальную пачку нижней подсвиты. Верхняя подсвита сухотунгусинской свиты (300–380 м) сложена светло-серыми волнисто-слоистыми и обломочными, а в нижней части темно-серыми параллельно-слоистыми доломитами. К светлым разностям приурочены обильные и разнообразные по форме обособления кремней.

МТ-текстуры, за некоторым исключением, приурочены к тонкозернистым известковым разностям нижней подсвиты, а также к их доломитовым фаціальным эквивалентам. Наиболее тонкие детали внутреннего строения МТ-тел и их взаимоотношения с вмещающими осадками наиболее полно сохранены в недоломитизированных горизонтах, слагающих бóльшую нижнюю часть разреза нижней подсвиты (рис. 1а, 1б).

Структурно-морфологические особенности МТ-текстур сухотунгусинской свиты

Ниже рассматриваются особенности МТ-текстур: форма тел, их взаимоотношения друг с другом и с окружающими отложениями, латеральная и вертикальная изменчивость, а также структуры тел и детали их внутреннего строения.

Особенности морфологии и пространственная изменчивость. В отложениях сухотунгусинской свиты обычной формой проявления МТ-тел являются классические “червячковые” текстуры, варьирующие от одиночных вертикально ориентированных прожилков до сложных прожилковых систем, рассекающих пласты, как правило, субнормально и вдоль слоистости (рис. 2а, 2б). В таких системах четко выделяются два типа прожилков: 1) сравнительно крупные субвертикально ориентированные тела и 2) тонкие, в различной

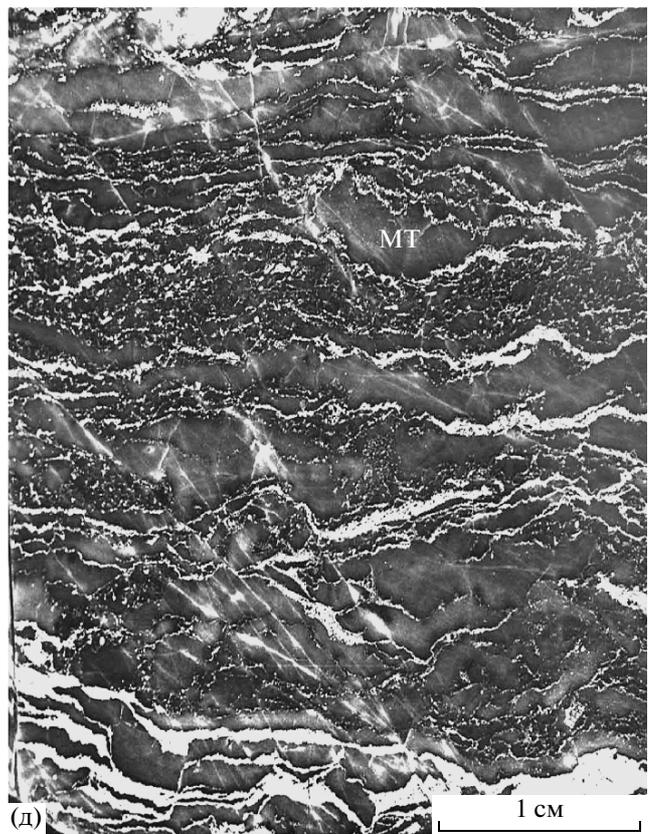
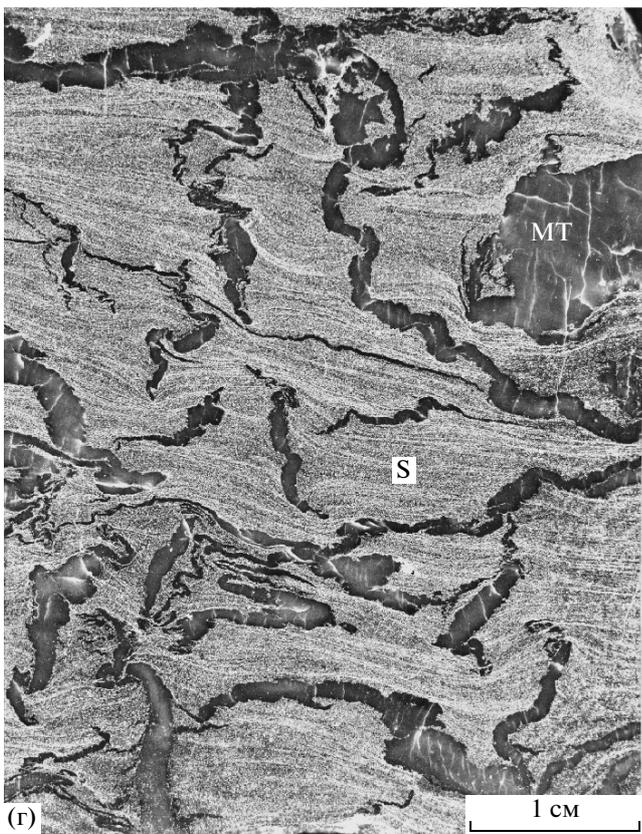
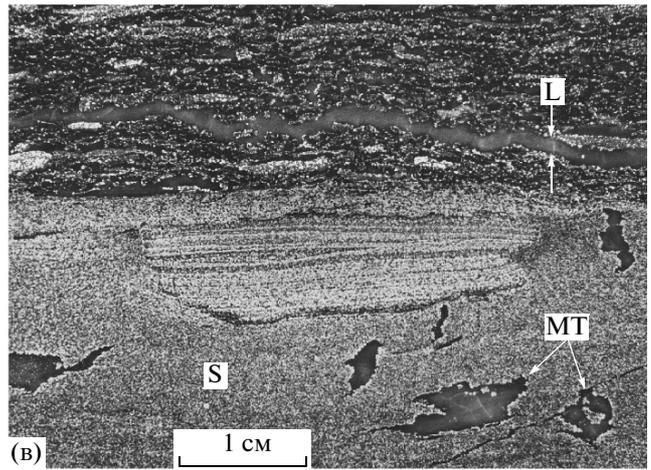
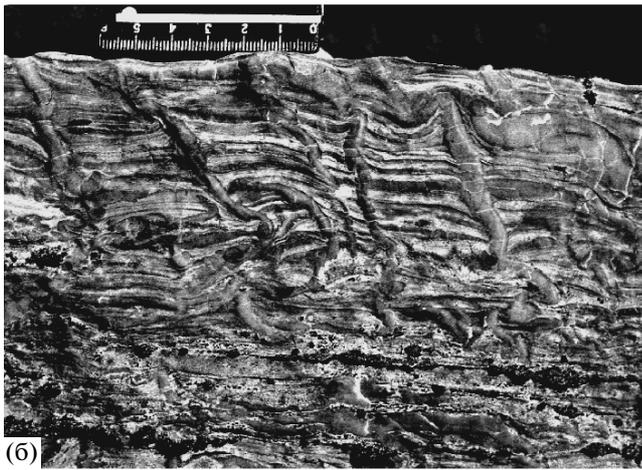
мере выгнутые и вогнутые прожилки, следующие строго вдоль деформированной слоистости. Характерной чертой всех элементов, составляющих прожилковые системы, является их постепенное и симметричное выклинивание, при этом субвертикальные и горизонтальные тела не сообщаются друг с другом, а лишь соприкасаются в точках выклинивания.

Деформация осадочной слоистости, наблюдаемая между крупными субнормально ориентированными телами, является следствием в различной мере проявленной дифференциальной компакции. Из-за разницы в уплотнении различных частей слоя в ходе диагенеза, слоистость оказывается симметрично выгнута или вогнута к центру тел. Поскольку тонкие горизонтально ориентированные прожилки следуют строго вдоль слоистости, уже деформированной крупными телами, формирование этих прожилков должно было происходить после возникновения и полной цементации этих тел. Так, если бы цементация всех элементов МТ-текстур происходила одновременно, то количество хрупких деформаций прожилков, ориентированных вдоль слоистости, было бы гораздо более значительным, чем наблюдаемое. Таким образом, формирование “червячковых” МТ-текстур происходило постепенно в ходе уплотнения известковых илов. Как следует из наблюдений, МТ-текстуры были сформированы в две стадии. Вначале были образованы крупные тела, секущие слоистость, а затем, по мере развития компакции и появления растягивающих напряжений между этими телами, возникали тонкие микроспаритовые прожилки, ориентированные вдоль уже деформированной слоистости.

Другой характерной чертой МТ текстур является их избирательная приуроченность к центральным частям вмещающих слоев, мощность которых обычно составляет от 15 до 40 см. При этом отдельные микроспаритовые тела, составляющие МТ-текстуры, никогда не пересекают границ слоев, даже если соседние слои имеют сходный литофаціальный состав. Таким образом, классические “червячковые” МТ-текстуры формировались строго в пределах последовательно отложенных осадочных слоев, находящихся на определенной стадии раннего диагенеза. При этом образующиеся элементы МТ-текстур не общались ни с поверхностью слоев, ни с межслоевыми горизонтами нижележащих отложений.

Рис. 2. Особенности морфологии и пространственная изменчивость МТ-тел.

а, б — системы “червячковых” МТ-текстур в слоях тонкозернистых известняков; в — одиночные области микроспаритовой цементации (МТ) в известковых илах (S) (нижняя часть фотографии), тесные скопления микроспаритовых тел (темное) среди реликтовых фрагментов известнякового слоя (S) (светлое, верхняя часть фотографии) и одиночный лентовидный прослой микроспарита (L); г — одиночная область микроспаритовой цементации (МТ) в окружении мелких микроспаритовых прожилков; д — фрагментарные текстуры, образованные однородными сливающимися друг с другом микроспаритовыми телами (МТ) и подчеркнутые тонкими паутиновидными реликтами илестых осадков.



Сделанные выводы не противоречат синерезису, как основному механизму происхождения МТ-текстур, однако появление плотных скоплений микропаритовых тел в сочетании с довольно низким коэффициентом компакции (рис. 2б) исключает возможность такой интерпретации. Кроме того, во многих случаях тонкие горизонтальные прожилки по латерали сменяются крупными МТ-телами (рис. 2а), явно не связанными ни с синерезисом, ни с компакцией.

Наряду с “червячковыми” текстурами, в сухотунгусинских карбонатах широко распространены мелкие (0.1–1 см в сечении) МТ-тела неправильной субизометричной и лентовидной формы (рис. 2в). Первые представляют обособленные области микропаритовой цементации, а вторые – протяженные микропаритовые слойки. В разрезе отдельных тонкозернистых известняковых слоев нередко наблюдается чередование горизонтов с одиночными подобными телами и интервалов, в которых эти тела образуют тесные (более 40% от объема слоя) скопления (рис. 2в). И наконец, в ряде случаев наблюдались латеральные переходы “червячковых” МТ-текстур с одиночными субизометричными образованиями (рис. 2г) в своеобразные фрагментарные текстуры (рис. 2д). Последние представляют собой аномально тесные (более 90% от объема слоя) скопления субизометричных, а также в различной степени вытянутых по слоистости МТ-микропаритовых тел. В пределах областей их распространения от вмещающих известковых илов остаются лишь теневые фрагменты, создающие сетчатый или паутинообразный орнамент (рис. 2д). Таким образом, если в случае одиночных МТ-тел их происхождение можно объяснить цементацией неких первичных каверн и трещин внутри консолидированных известняковых слоев, то в случае плотных скоплений подобных микропаритовых тел остается предполагать лишь механизм диагенетического замещения исходных осадков.

Особенности внутрислоевых взаимоотношений МТ-цемента. На некоторых горизонтах нижней подбиты присутствуют следы глубокого, иногда почти полного замещения отдельных участков или целых крупных (10–40 см) слоев тонкозернистых известняков кальцимикропаритовым цементом. Морфологически некоторые черты внутрислоевых взаимоотношений такого рода напоминают последствия развития карста или гальмиролиза. Однако полевые и петрографические наблюдения показывают, что такое замещение было тесным образом связано как с МТ-микропаритовой цементацией, так и непосредственно с МТ-текстурами.

Характерной особенностью таких замещенных микропаритом горизонтов является присутствие в их составе многочисленных незамещенных “плавающих” фрагментов первичных осадочных слоев, нередко создающих на отдельных

участках ложную картину мелкообломочных текстур вакстоуна (рис. 3). Практически все фрагменты оказываются лишь незначительно смещенными относительно своего первичного залегания, а наиболее протяженные из них в различной мере пластически деформированы (рис. 3а, 3б). Очевидно, что смещение фрагментов и деформация реликтовых слойков были связаны большей частью со стрессом при неравномерной цементации окружающего пространства. Вместе с тем явления заметного проседания сравнительно крупных участков слоев в зоне их выклинивания (рис. 3а), а также иногда наблюдаемые сравнительно крупные (1–3 см) “упавшие” фрагменты незамещенных отложений свидетельствуют о том, что на каких-то этапах цементации свободное пространство внутри осадочных слоев могло достигать первых сантиметров.

Другой характерной чертой горизонтов замещения является поведение отдельных слоев вдоль их простираения. Такие слои в зоне выклинивания постепенно “съедаются” кальцитовым цементом, причём замещение происходило не только снизу и сверху, но и изнутри слоя. При этом внутренние области замещения представляют собой обычные “червячковые” разновидности МТ-текстур (рис. 3а), которые могут располагаться изолированно внутри слоя или сообщаться с внешней массой вмещающего слой цемента (рис. 3а, 3в). Очевидно, что все микропаритовые тела различных размеров и морфологии были образованы в результате одного и того же механизма замещения. Дополнительным подтверждением этого является наличие характерного и петрографически идентичного МТ-микропаритового цемента, выполняющего МТ-текстуры внутри осадочных слоев и слагающего массы цемента замещенных горизонтов.

Таким образом, замещение целых горизонтов тонкозернистых известковых отложений МТ-микропаритом, как и формирование рассмотренных выше МТ-текстур, происходило по механизму субсинхронного растворения–цементации без появления значительного объема внутреннего пространства и свободного сообщения с внешней средой. В данном случае замещение развивалось главным образом по отдельным слойкам, и лишь небольшая (около 5%) часть фронтальных поверхностей рассекала слоистость. В результате были сформированы специфические лентовидные и псевдообломочные текстуры, состоящие из разноразмерных реликтов осадочных слоев, окруженных МТ-микропаритовым цементом и рассеянных редкими МТ-прожилками. Примечательно, что подобные МТ-текстуры, в отличие от большинства “червячковых” разновидностей, имеют очень незначительный коэффициент дифференциальной компакции, указывающий на высокую степень консолидации карбонатных илов. Вместе с тем наличие многочисленных пластиче-

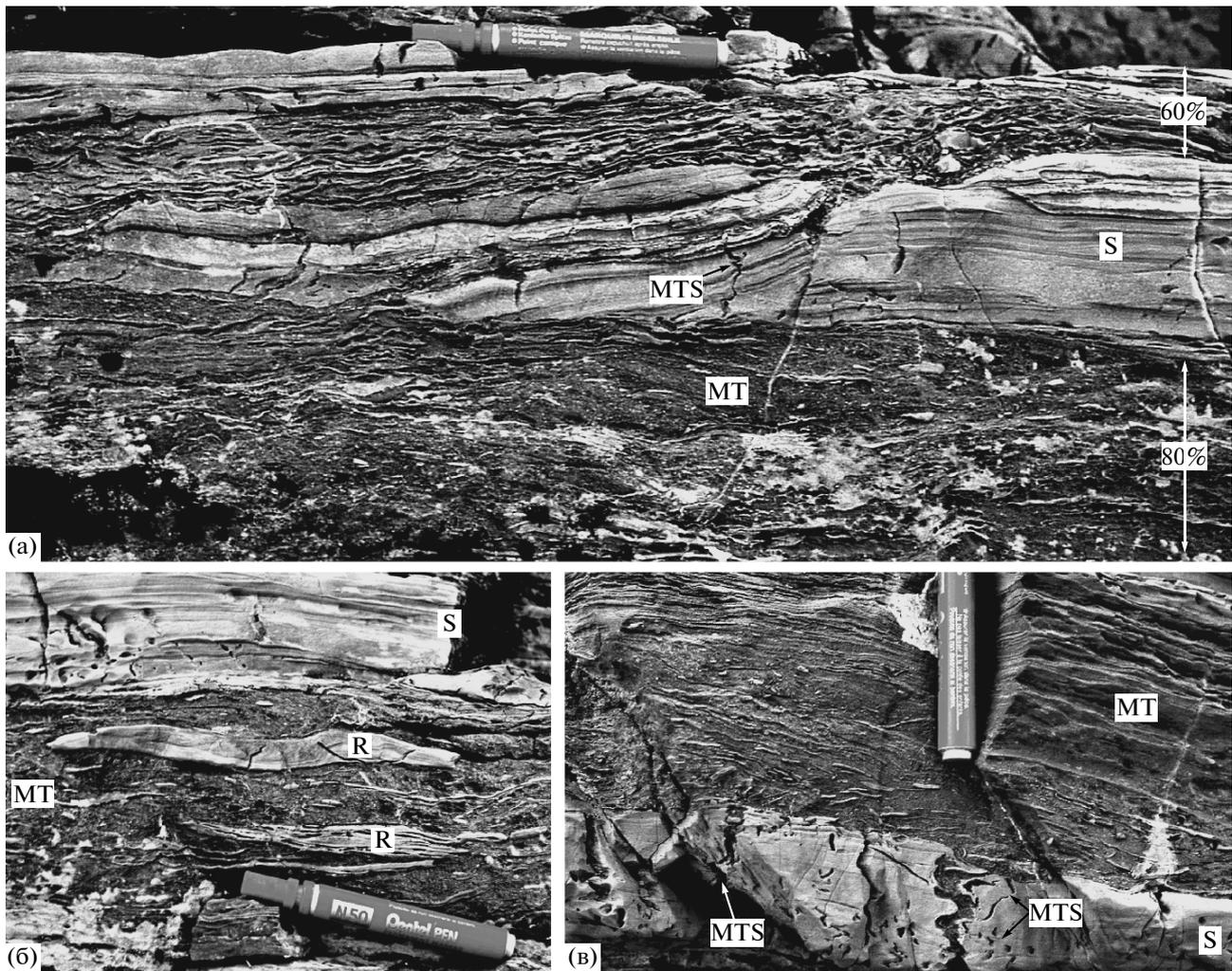


Рис. 3. Особенности взаимоотношений осадочных слоев и МТ-цемента.

а – фрагмент осадочного слоя тонкозернистого известняка (S), постепенно замещающийся справа налево окружающим его микроспаритом (МТ) и рассеченный редкими “червячковыми” микроспаритовыми прожилками (МТС). Верхняя часть пласта замещена микроспаритом приблизительно на 60%, имеет множество тонких, протяженных, пластически деформированных остаточных слойков. Нижняя часть пласта замещена микроспаритом на 80%, содержит обособленные смещенные фрагменты известковых илов; б – замещенный микроспаритом (МТ) горизонт слоя тонкозернистого известняка (S) с крупными плавающими реликтами слоя (R) и остаточными мелкими фрагментами незамещенных слойков; в – нижняя часть крупного, в значительной степени (более 90%) замещенного микроспаритом горизонта (МТ) известнякового слоя (S), с множеством мелких зон микроспаритовой цементации и “червячковыми” МТ-текстурами (МТС).

ских деформаций свидетельствует о том, что на момент замещения это были еще не полностью литифицированные отложения.

Особенности распространения МТ-цемента.

Кальцитовый цемент всех рассмотренных выше сухотунгусинских текстур представляет собой однородный, равномерно кристаллический микроспарит, который отличается от прочих типов диagenетического цемента четкой изометричной (сфероидальной, ромбоидной или гексагональной) формой кристаллов и практически полным отсутствием оптически наблюдаемых внутрикристаллических примесей (рис. 4а). Размер кристал-

лов варьирует от 5 до 20 мкм, однако в пределах отдельных МТ-тел или их определенных зон кристаллы хорошо выдержаны по размеру. Кроме того, характерной чертой МТ-микроспарита является крайне незначительное присутствие тонкодисперсных межкристаллических примесей, несмотря на заметное количество сравнительно крупных частиц – реликтов карбонатных илов. Судя по имеющимся публикациям (Bishop, Sumner, 2006), отмеченные особенности МТ-микроспарита сухотунгусинской свиты типичны для прочих подобных образований докембрия.

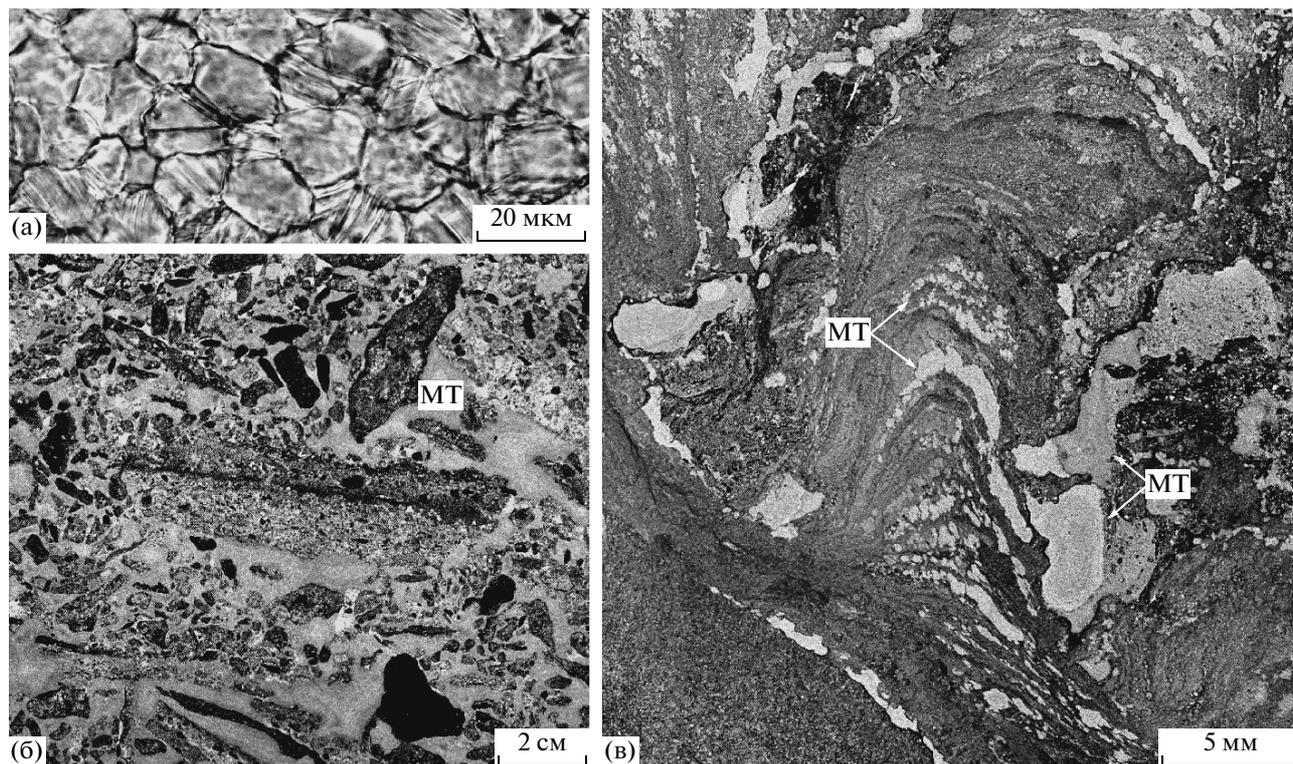


Рис. 4. Особенности распределения МТ-цемента.

а – структура кальцимикроспаритового цемента; б – микроспаритовый цемент (МТ) в несортированном мелкообломочном интракластите со структурой вакстоуна; в – проявление МТ-микроспаритовой цементации внутри и в межстолбиковом пространстве строматолита.

Петрографическое изучение сухотунгусинских отложений показывает, что многочисленные проявления МТ-микроспаритовой цементации распространяются далеко за пределы макроскопически наблюдаемых МТ-образований. Наиболее часто МТ-микроспаритовая цементация охватывает тонкообломочные известняки, выделяющиеся четко выраженной структурой вакстоуна (рис. 4б). В таких структурах пространство между обломками выполнено микроспаритом, который петрографически не отличается от цемента МТ-текстур. Другим проявлением микроспаритовой цементации являются характерные “цепочечные” микротекстуры, иногда оконтуривающие строматолитовые столбики, слагающие прерывистые микрослойки в илстых осадках, а также развивающиеся вдоль отдельных строматолитовых наслоений (рис. 4в).

Однако наиболее проблематичными с точки зрения интерпретации являются калькаренит-микроспаритовые структуры. В таких структурах соотношения карбонатных зерен и цемента изменяются в максимально возможных пропорциях – от структуры ооидно-оолитового или пелоидного калькаренита с микроспаритовым цементом до структур фрагментарной микроспаритовой цементации с малочисленными группами или оди-

ночными пелоидными зернами. Особенностью этих структур, по мере увеличения в них доли микроспаритового цемента, является все более четко выраженная приуроченность карбонатных зерен к границам соседствующих микроспаритовых фрагментов (рис. 5а–5г). В этом случае зерна и их группы как бы оконтуривают обособленные области микроспаритовой цементации и отсутствуют внутри таких областей. Примечательно, что в подобных структурах резко преобладают оолитовые и микритовые зерна с заметным содержанием органического вещества.

В последовательности отложений сухотунгусинской свиты наблюдается четкая корреляция между распространением МТ-текстур и проявлениями МТ-микроспаритового цемента во вмещающих отложениях, что также указывает на общий механизм процессов их формирования. Очевидно, что процессы диагенетического замещения известкового осадка микроспаритом в данном случае проявлены лишь в различном масштабе наблюдаемых текстурных признаков. На то, что такой осадок представлял собой тонкозернистые илстые фракции, указывает приуроченность микроспаритового цемента к тонкообломочным вакстоунам, матрикс которых был избирательно замещен МТ-цементом. Структурный анализ по-

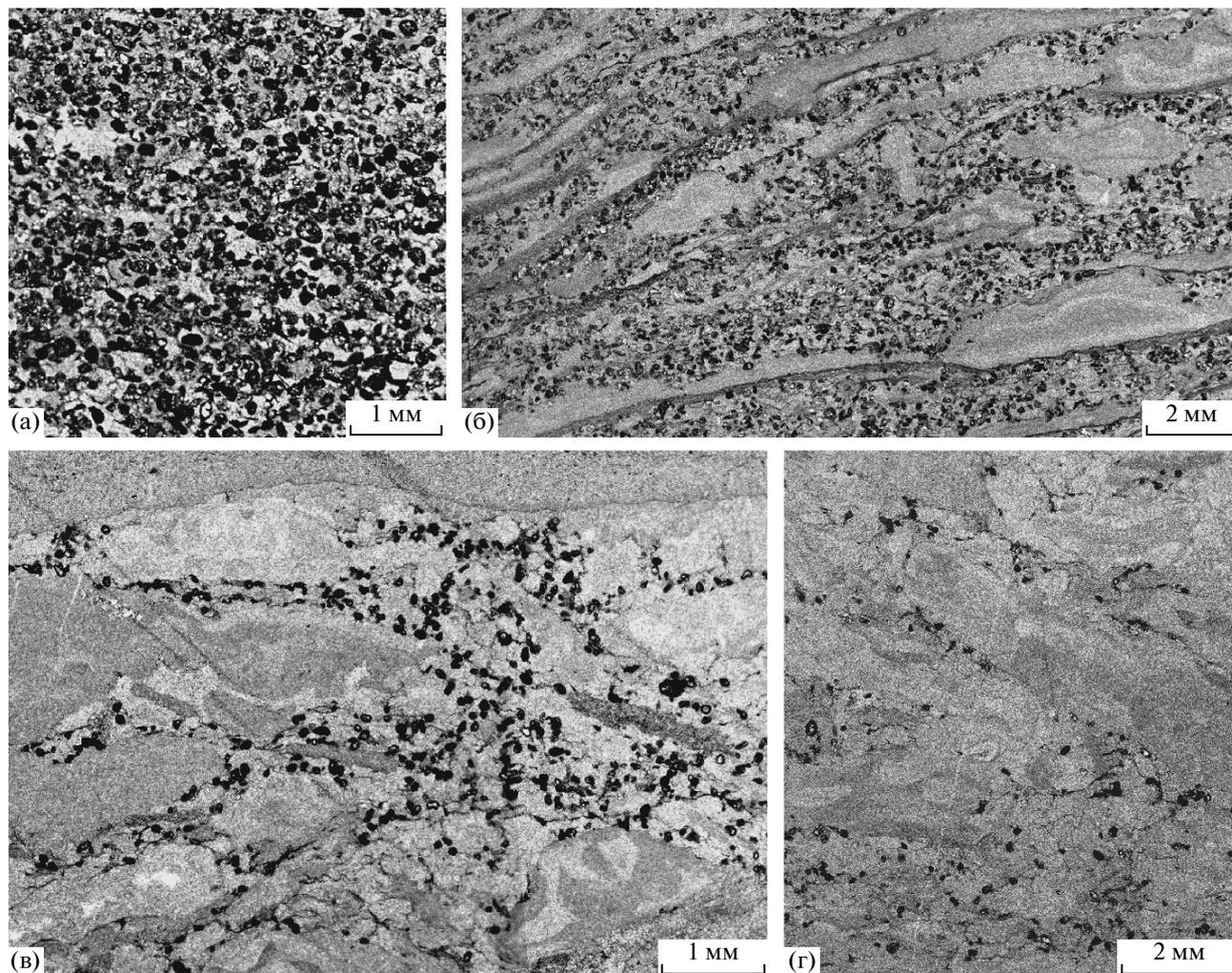


Рис. 5. Калькаренит-микроспаритовые структуры.

а – структура обычного ооид-оолитового калькаренита с МТ-микроспаритовым цементом; б – полосчатая калькаренит-микроспаритовая структура, образованная вытянутыми линзами МТ-микроспарита с концентрической зональностью и текстурно подчиненными им скоплениями оолитовых зерен, окруженных микроспаритовым цементом; в – фрагментарная микроспаритовая структура с обособленными группами органико-содержащих ооидных и оолитовых зерен, приуроченных к границам смежных микроспаритовых тел; г – структура полной (около 95%) фрагментарной микроспаритовой цементации с одиночными пеллоидными зернами и паутиновидными реликтами остаточного глинисто-карбонатного материала, обогащенного углеродисто-битумным веществом.

казывает, что если матрикс в таких структурах был бы удален в раннем диагенезе, то вторичные структуры имели бы каркасное строение, резко отличное от наблюдаемого (рис. 4б). Очевидно, что цепочечные МТ-микроструктуры в момент своего образования не сообщались ни с осадочной поверхностью, ни с какими-либо другими МТ-телами. Таким образом, рассмотренные проявления МТ-микроспаритовой цементации на уровне микротекстур также являются следствием избирательного замещения илов в закрытой, не сообщающейся с внешней средой системе.

Очевидно, калькаренит-микроспаритовые структуры также являются продуктами диагенетического замещения илистой части осадка, однако в дан-

ном случае нельзя исключать возможность избирательного замещения и карбонатных зерен. Контурные микротекстуры (рис. 5б–5г) могли представлять собой результат сепарации и постепенного перемещения устойчивых к растворению зерен к периферии зон цементации. Косвенно на это указывает повышенное содержание органического материала в таких зернах, защищавшего их от растворения.

Характер границ, реликтовые включения и внутреннее строение МТ-тел. Большинство МТ-текстур сухотунгусинской свиты макроскопически имеет четко очерченные, ровные границы с вмещающими осадками (рис. 6а). Однако микроскопически такие границы имеют сложные очертания

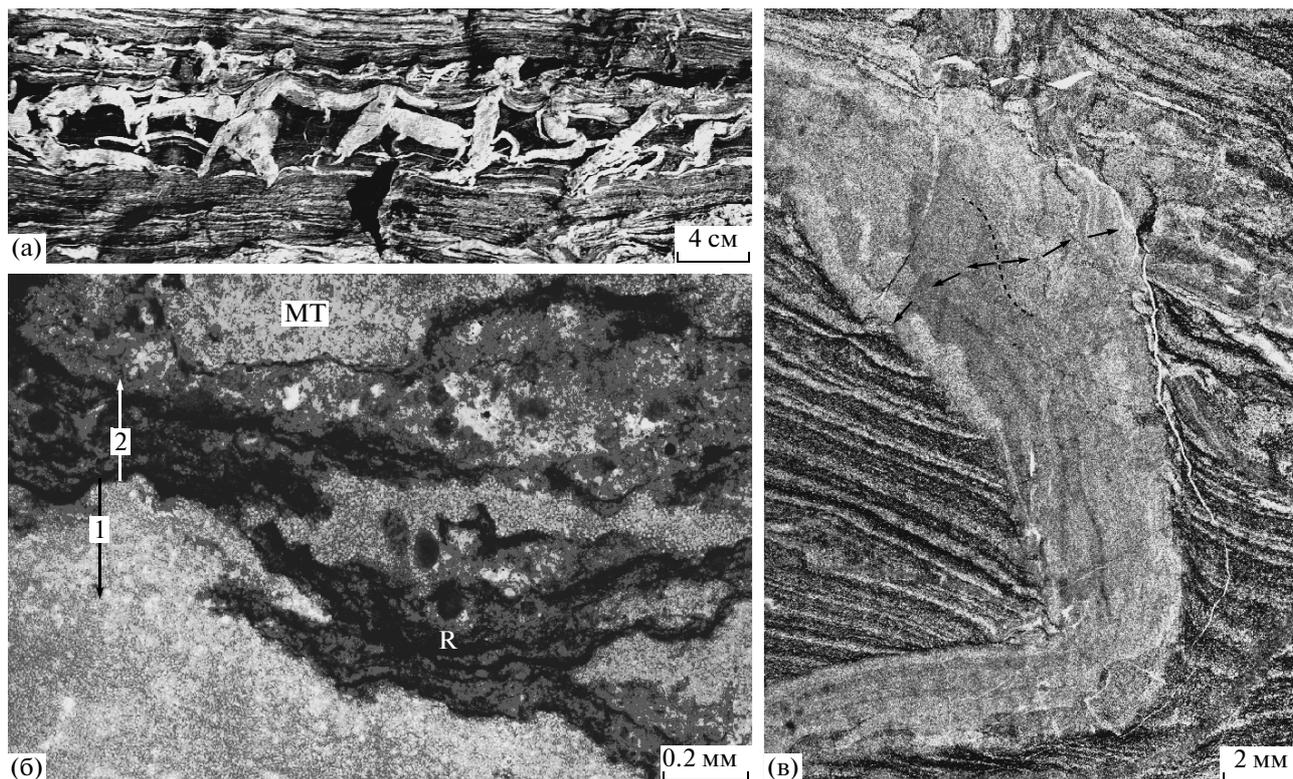


Рис. 6. Характер границ и внутреннее строение МТ-тел.

а – система червячковых МТ-прожилок, развивающаяся в пределах обогащенного органическим веществом слоя тонкозернистого известняка; б – заливообразный характер границы микроспаритового (МТ) тела (1) и вмещающих органикосодержащих известковых илов (2) с отшнурованным реликтом илов (R) и областью внутренней микроспаритовой цементации (МТ); в – концентрическая зональность МТ-микроспаритового тела в тонкослоистом известняке, стрелками показаны локальные направления развития тела в последовательные отрезки времени.

ния с множеством плавающих реликтов илстых осадков, окруженных МТ-микроспаритом, с внутренней стороны и обилием обособленных областей микроспаритовой цементации в приграничной зоне вмещающих илов с внешней стороны (рис. 6б). В целом наблюдается тенденция к усложнению морфологии приграничных зон МТ-тел по мере увеличения в их составе количества тонкодисперсного органического вещества. Такая тенденция, скорее всего, объясняется влиянием аминокислот захороненного органического вещества, способных образовывать молекулярные пленки, предохранявшие кристаллы исходных карбонатных фаз от растворения (Kennedy, Hall, 1967). Присутствие одиночных реликтов карбонатных илов, плавающих в микроспаритовом матриксе, также отмечается и внутри МТ-тел на значительном расстоянии от границ с вмещающими их отложениями.

Примечательной особенностью внутреннего строения МТ-тел является полное отсутствие “теневых” текстур осадочной слоистости, даже в тех случаях, когда тонкая слоистость окружающих осадков обусловлена заметными вариациями их состава, включая и органическую составляющую.

Напротив, во всех наблюдаемых случаях микроспаритовые тела имеют однородные массивные, а также пятнистые или концентрически полосчатые микротекстуры (рис. 6в). В последнем случае полосчатость имеет зональный характер и в целом ориентирована параллельно поверхностям микроспаритовых тел. Обычно полосчатые текстуры четко повторяют рельеф поверхности МТ-тел лишь непосредственно в их пограничных зонах. К центру тел такая текстурная унаследованность исчезает, что предполагает формирование концентрически зональных текстур скорее непосредственно в процессе цементации, чем в ходе последующих диагенетических преобразований.

Таким образом, характер границ МТ-тел, наличие реликтовых включений, взаимосвязь микротекстурных признаков с составом осадка и внутренние текстурные особенности микроспарита – все это свидетельствует в пользу механизма последовательного замещения исходных известковых илов от центра к периферии. Отсутствие “теневых” текстур осадочной слоистости внутри микроспаритовых тел указывает на то, что замещение происходило не на мембранном уровне, а с образованием некоторого объема свобод-

ного пространства в ходе растворения илов. В результате какие-либо первичные текстурные признаки осадков не могли быть унаследованы в микротекстуре цемента МТ-тел. Очевидно, что объем свободного пространства был незначительным на протяжении всего времени формирования МТ-тела. Вероятно, по ходу замещения осадка непрерывно возникали системы фронтальных микрополостей, ширина которых была соизмерима с зернистостью микропарита. В противном случае вместо массивных и концентрически слоистых микропаритовых текстур были бы проявлены области со слоистостью внутреннего выполнения полостей. Очевидно и то, что последовательное замещение известковых илов МТ-микропаритом происходило в замкнутом, то есть не сообщавшемся с внешней средой, пространстве, о чем говорят также и все прочие рассмотренные выше особенности МТ-образований сухотунгусинской свиты.

Механизм замещения и его вероятные причины

Предлагаемый здесь механизм формирования МТ-текстур, опирающийся на множество рассмотренных выше структурно-морфологических признаков, отражает довольно необычные процессы, происходившие с тонкозернистыми известковыми осадками в ходе диагенеза. Еще более необычными и неоднозначными с точки зрения интерпретации представляются вероятные причины, по которым значительные массы известковых илов протерозоя и, вероятно, часть карбонатных зерен вовлекались в эти диагенетические преобразования.

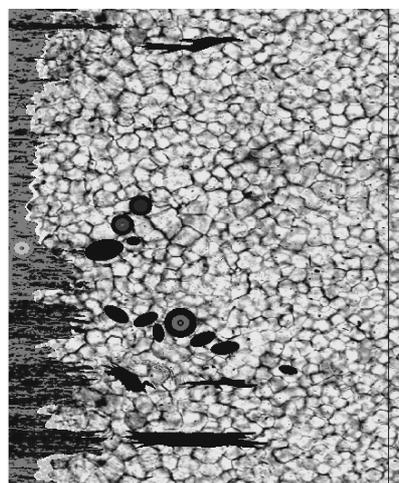
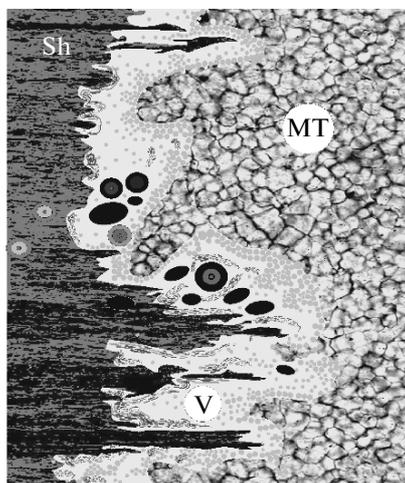
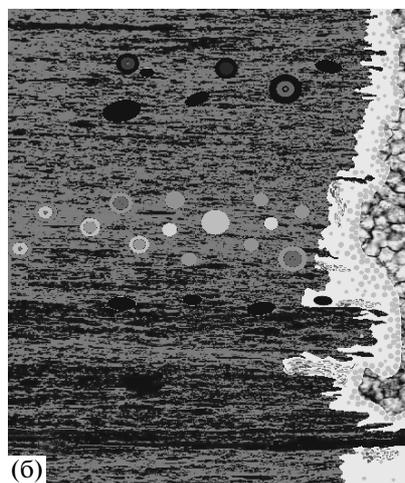
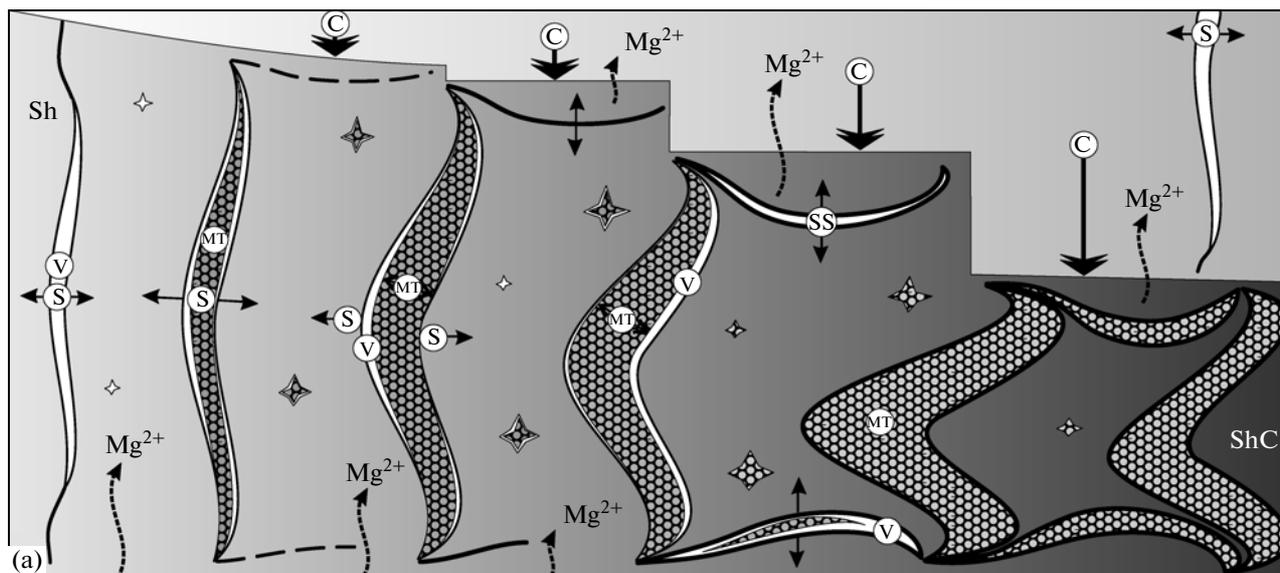
Механизм МТ-замещения. Рассмотрим последовательность процессов, в результате которой были образованы системы “червячковых” текстур – наиболее яркого представителя среди разнообразных МТ-микропаритовых проявлений (рис. 6а). Приуроченность этих текстур к слоям наиболее тонкозернистых известковых илов и их морфологическое сходство с трещинами синерезиса предполагают, что положение отдельных микропаритовых элементов в пределах слоя было предопределено локальными зонами его внутренних деформаций. Зарождение первичных полостей (трещин) могло быть вызвано процессами синерезиса в условиях неглубокого захоронения илистых слоев (рис. 7а). В растворах, заполнявших эти первичные полости, скорее всего в результате разложения органического материала и уменьшения рН среды, начиналось интенсивное растворение известковых илов, существенно опережавшее по времени отложение МТ-микропарита. Объем полостей в ходе последовательного замещения мог заметно варьировать. В исключительных случаях полости могли частично заполняться вмещающими илами до начала их цементации (Pratt, 1999; Bishop, Sumner, 2006; Bishop

et al., 2006). Однако в большинстве случаев объем полостей, возникавших вдоль фронта замещения, был существенно меньше размера отдельных микропаритовых элементов (рис. 7б). В этой связи стоит отметить, что современные исследования петрографически однородных МТ-микропаритовых тел методом компьютерной томографии показывают их внутреннюю плотностную неоднородность. Такая скрытая неоднородность свидетельствует о том, что распространение микропарита могло происходить не равномерно по объему тела, а из отдельных центров в результате ряда последовательных внедрений флюида с образованием множества обособленных полостей в обводненных илах (Long, 2007). Однако подобная структурная неоднородность могла явиться и результатом последовательного появления полостей растворения в ходе формирования МТ-тела.

Таким образом, развитие МТ-текстур представляло собой процесс непрерывного и последовательного фронтального растворения и следовавшей за ней микропаритовой цементации. Форма растущих таким образом тел приобретала характерный “червячковый” облик, а уплотнение вмещающих илов приводило к появлению новых горизонтально ориентированных микротрещин между этими телами. Такие микротрещины могли дать начало подобным процессам микропаритового замещения в горизонтальной плоскости, в результате чего формировались системы МТ-текстур (рис. 7а).

Развитие МТ-текстур прекращалось по мере уменьшения пористости вмещающих отложений и вследствие диагенетических преобразований их состава. Очевидно, что такие преобразования протекали не только в ходе неоморфизма карбонатных илов, но и в результате локальных МТ-замещений, проявленных на уровне микротекстур. Это были небольшие (0.5–2 мм) обособленные зоны микропаритовой цементации, которые в определенных условиях могли развиваться в сравнительно крупные МТ-тела округлых и линзовидных форм (рис. 2в, 2г). В отдельных случаях процессы замещения охватывали значительные объемы целых слоев (рис. 2д, 3). Примечательно, что в пределах горизонтов развития МТ-текстур общее количество МТ-микропарита могло существенно превосходить его объемы, сосредоточенные собственно в МТ-телах.

Вероятные причины МТ-микропаритовых замещений. Развитие МТ-микропаритового сценария раннего диагенеза известковых илов, по-видимому, было связано не столько со спецификой состава поровых вод, сколько с особенностью состава исходных карбонатных фаз осадка. Из рассмотренного выше механизма формирования МТ-текстур следует, что кинетика диагенетических преобразований в системе осадок–поровый раствор–МТ-микропарит была существенно смещена в сторону раствора. Кристаллизация



1



2



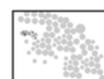
3



4



5



6

Рис. 7. Последовательные стадии формирования МТ-текстур (а) и детали замещения известковых илов МТ-микроспаритом (б).

Последовательные стадии развития процесса во времени слева направо. 1 – обособленные зоны микроспаритовой цементации во вмещающих осадках, 2 – карбонатные зерна с низким содержанием органического вещества, 3 – органикосодежащие карбонатные зерна, 4 – захваченные микроспаритом реликты органикосодежащих илстых слоев, 5 – минерально-органический остаточный детрит растворения, 6 – протокристаллические ядра МТ-микроспарита. Sh – известковые илы, ShC – консолидированные известковые илы, МТ – МТ-микроспарит, V – фронтальные полости растворения, С – литостатическая нагрузка, S – синерезис, SS – вторичные синкомпакционные нарушения.

кальцимикроспарита не могла начаться до завершения растворения заметного количества минеральной массы известковых илов. Несмотря на пересыщенность растворов, заполнявших полости растворения, по отношению к кальциту, его осаждению, очевидно, препятствовал некий сдерживающий фактор – скорее всего, высокомагнезиальный состав внутрислоевых растворов (Bernier, 1975). Кинетика осаждения кальцита из таких растворов экспериментально исследована

наиболее полно (Morse, 1983). Из-за сравнительно высокой энергии дегидратации Mg^{2+} по отношению к Ca^{2+} избыток растворенного магния мог существенно тормозить выпадение кальцитовых кристаллов будущего МТ-микроспарита (Mucci, Morse, 1983). Адсорбция Mg^{2+} на поверхностях кристаллических зародышей низкомагнезиального кальцита препятствовала их дальнейшему росту (Reddy, Gaillard, 1981; Zhang, Dawe, 2000). В результате процессы растворения карбонатных

илов локально опережали темпы начального формирования микроспаритовых ядер, что и явилось причиной смещения равновесия всего процесса замещения в сторону раствора и появления микрополостей того или иного объема.

Очевидно, что ощутимые концентрации Mg^{2+} в поровых растворах карбонатных илов не могли быть связаны непосредственно с захороненной в осадках морской водой. В обстановках карбонатных платформ основным источником магния мог быть высокомагнезиальный кальцит исходных минеральных фаз карбонатных осадков, растворившихся в условиях увеличения pCO_2 в диагенезе. В таком случае процессы растворения могли быть строго локализованы и автономны, то есть не требовали какой-либо активной циркуляции флюида, в частности из придонной водной толщи. Подток магнезиальных растворов мог происходить лишь из нижележащих известковых слоев, в которых шло интенсивное формирование МТ-текстур (рис. 7а). Накапливавшийся в поровых растворах магний мигрировал в придонные илистые осадки, увеличивая там потенциал растворения метастабильных карбонатных фаз, но в конечном итоге в ходе участия в последовательных циклах раннего диагенеза возвращался в воды бассейна. Очевидно, что в таких условиях значительного пересыщения растворов не только по отношению к низкомагнезиальному кальциту, но и, в еще большей степени, к доломиту, образованию последнего препятствовал фактор слишком медленной реакционной кинетики доломитообразования (Lippmann, 1973; Moggow, 1982; Warren, 2000). Процессы формирования кристаллических агрегатов доломита, равновесных с окружающим раствором, равно как и процессы доломитизации вмещающих известняков, требовали значительно более продолжительного интервала времени в сравнении с длительностью рассматриваемых здесь процессов раннего диагенеза. Одним из предполагаемых промежуточных компонентов могли являться плохо упорядоченные высокомагнезиальные (вплоть до протодоломитового состава) минеральные фазы, полученные экспериментально (Нечипоренко, Бондаренко, 1988). Такие высокорезактивные и наименее “короткоживущие” образования в обстановках раннего диагенеза оказывались нестабильными в еще большей степени, чем высокомагнезиальный кальцит, что в конечном счете приводило к формированию низкомагнезиального кальцита и перехода основной массы магния в раствор. Очевидно, что в предложенной схеме раннего диагенеза карбонатных илов также не было условий и для кристаллизации арагонитовой фазы, в целом крайне нестабильной в подобных обстановках (Morse, Mackenzie, 1990).

Представленная схема выглядела бы более реалистичной, если предположить присутствие аномально высокомагнезиального (вплоть до

40 мол. % $MgCO_3$) кальцита в составе осадков определенных фациальных зон рифейских карбонатных платформ и шельфов. Нельзя исключать также и участия в процессах седиментогенеза неупорядоченных, стехиометрически близких к доломиту высокомагнезиальных карбонатных фаз, полученных экспериментально в составе морской воды в условиях быстрой и неконтролируемой кристаллизации (Нечипоренко, Бондаренко, 1988). Такой предполагаемый состав рифейских карбонатных илов не характерен для современных обстановок шельфовой карбонатной седиментации, где содержание $MgCO_3$ в общей массе осадков составляет в среднем около 5%, а наиболее магнезиальные скелетные компоненты содержат 5–18% (в среднем около 13%) $MgCO_3$ (Нечипоренко, Бондаренко, 1988; Morse, 2003). Подобный минеральный состав карбонатных осадков, очевидно, был характерен и для всей фанерозойской, точнее, пострифейской геологической истории (Stanley, Hardie, 1998; Knoll, 2003).

ФАЦИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МТ-ТЕКСТУР СУХОТУНГУСИНСКОГО БАССЕЙНА

Сухотунгусинский бассейн и фациальное распределение МТ-текстур

История этого палеобассейна представляет собой направленное преобразование рампа в крайне мелководный карбонатный шельф. Фациальная архитектура и история этого палеобассейна были детально изучены ранее (Петров и др., 1995; Sergeev et al., 1997). Этапы фациальных преобразований отражены в двух согласно залегающих секвенциях, представляющих два этапа развития бассейна (рис. 1а). В начале раннего этапа во время подъема уровня моря внешние зоны платформ, выделявшиеся периодической штормовой переработкой отложений, постепенно мигрировали в сторону моря, образуя внутреннюю защищенную и сравнительно глубоководную зону наиболее тонкозернистых известковых илов, заключающих лишь редкие проявления МТ-текстур (рис. 1б). В конце раннего этапа с замедлением подъема уровня моря была сформирована проградационная призма, передовые фланги которой обеспечивали накопление тонкозернистых известковых илов в гидродинамически изолированной и сравнительно мелководной внутренней зоне рампа. В пределах этой зоны в условиях обмеления известковые илы (ассоциация пелитоморфных и обломочных известняков) с обильными МТ-проявлениями быстро проградировали в сторону внешней зоны рампа. Далее в сторону бассейна в зоне штормового и постоянного волнового влияния среднего рампа (ассоциация обломочных известняков) их количество быстро уменьшалось (рис. 1б). Максимум обмеления (граница S_2 , рис. 1а) отразился в эрозионном субаквальном перерыве лишь во внут-

ренной зоне платформы, что указывает на стабильный подъем уровня моря, сохранявшийся на протяжении всего раннего этапа.

Поздний этап, представляющий верхнюю секвенцию, был временем перехода рампа в постепенно мелеющий карбонатный шельф. В последовательности отложений этот этап отмечен тремя фаціальными системами: ранней трансгрессивной (T_3) и двумя последующими системами высокого положения уровня моря (HS_2 и HS_3) (рис. 1а). Первая представляет последовательность отложений, образованную в ретроградационном режиме на рампе с максимальным градиентом погружения. В течение ее формирования подъем уровня моря был компенсирован генерацией карбонатных осадков, в формировании которых заметную роль играли биогермы столчатых строматолитов *Baicalia* и *Tungussia* в тесной ассоциации с калькарениитами. В пределах калькарениит-строматолитовой ассоциации МТ-проявления приурочены к слоям калькарениитов, в которых микроспарит представляет практически весь объем цемента (рис. 5), а также к редким илистым осадкам межстолбиковых и межбиогермных пространств (рис. 4в). Наиболее значительная часть МТ-текстур в пределах трансгрессивной системы сосредоточена в тонкозернистых пелит-калькарениитовых ритмитах среднего рампа, представлявших собой осадочный шлейф от перемещавшейся в сторону берега калькарениит-строматолитовой фаціальной зоны (рис. 1б). По мере отдаления песчано-строматолитовых полей, несмотря на увеличение илистой составляющей в осадках пелит-сильтитовых ритмитов дистальной зоны рампа, количество МТ-текстур быстро сокращалось в сторону бассейна.

Две последующие системы высокого положения уровня моря (HS_2 и HS_3), разделенные незначительной по амплитуде трансгрессией (T_3), формировались на все более и более выровненной и мелеющей платформе, лишенной строматолитовых построек. Ранняя система (HS_2) представляет наиболее ярко выраженный тренд обмеления. В начале его развития в обстановках среднего-внутреннего рампа в условиях эпизодического волнового влияния была сформирована проградационная призма обломочных и ламинитовых карбонатов (рис. 1а). Эти отложения включают значительные объемы МТ-микроспарита, сосредоточенного в МТ-текстурах и в крупных горизонтах почти нацело замещенных слоев (рис. 3). По мере проградации эти МТ-образования постепенно распространились в сторону бассейна и быстро исчезли с появлением мелководно-шельфовых обстановок седиментации волнисто-слоистых доломитов (рис. 1б). Поздняя система (HS_3) представляет собой крайне мелководные обстановки карбонатного шельфа. В его пределах малочисленные МТ-текстуры были приурочены только к кратковременному и незначительному подъему уровня

моря в начале формирования этой системы. Фации темно-серых параллельно-слоистых доломитов, заключающие эти МТ-текстуры, в ходе обмеления были быстро вытеснены в сторону бассейна.

Таким образом, распространение МТ-текстур в пределах Сухотунгусинской карбонатной платформы контролировалось положением ее определенных фаціальных зон. На первый взгляд, области распространения карбонатных илов с максимальным проявлением МТ-текстур соответствовали зонам среднего рампа, то есть обстановкам, батиметрические характеристики которых были заданы интервалом от штормового базиса до базиса постоянного волнового влияния. Именно такие обстановки ранее были выявлены как фаціальные зоны развития МТ-текстур (James et al., 1998), что предполагает некую связь между их происхождением и штормовым влиянием на донные осадочные слои.

Закономерности фаціального распределения МТ-текстур

Многие исследователи отмечают четкую приуроченность МТ-текстур к открытому морским обстановкам, в особенности к зонам, расположенным между штормовым базисом и базисом постоянного волнового влияния (James et al., 1998; Sherman et al., 2000, 2001; Pratt, 2001). Именно в таких зонах создавались наиболее благоприятные условия для аккумуляции тонкозернистых карбонатных илов, быстрой литификации донных слоев и их эпизодических штормовых разрушений с образованием внутрислоевых деформаций и брекчий (Kreisa, 1981; Mount, Kidder, 1993). Фаціальные и гидродинамические особенности подобных зон карбонатных платформ и приуроченность к ним МТ-текстур позволили прийти к модели штормогенного формирования пустот (Bishop, Sumner, 2006) и инфильтрационному происхождению МТ-микроспарита (Bishop et al., 2006). Однако стоит отметить, что далеко не во всех многочисленных карбонатных темпеститах протерозоя МТ-текстуры являются обычным элементом. В частности, известняки свиты линок, подстилающие сухотунгусинскую свиту, включают многочисленные брекчии темпеститов, которые формировались в самом широком батиметрическом спектре — от базиса наиболее крупных штормовых волн до уровня прибрежного мелководья (Петров, 1993, 2000, 2001). Однако здесь какие-либо признаки МТ-текстур или проявления МТ-микроспаритовой цементации карбонатных отложений отсутствуют. Обломочный матрикс интракластитов выполнен илистыми осадками, а оставшееся пространство — обычным кальциспаритовым цементом. Примечательно, что в отложениях свиты линок, несмотря на широкое распространение микробиолитов (Петров, 2001), отсутствуют фации с развитием высокорельефных строматолитовых построек.

В Сухотунгусинском бассейне, как и во многих других, в целом отмечается тенденция к дистально-сублитеральной приуроченности МТ-текстур. Они определенно избегали как глубоководных зон дистальной рампы, так и шельфового мелководья (рис. 1). Однако в пределах этой широкой “среднеглубинной” полосы их распределение носило сложный зональный характер и, как было показано выше, не зависело от уровня гидродинамики. Более того, распределение МТ-цемента, и в частности МТ-текстур, очевидно, не было связано непосредственно с какими-либо определенными параметрами обстановок осадконакопления тех или иных фациальных зон. Проведенные выше структурно-морфологический анализ МТ-текстур и анализ их фациальной приуроченности показывают, что процессы МТ-диагенеза известковых илов были связаны не со спецификой осадочно-диагенетических обстановок, а с особенностью состава самих осадков, образовавшихся в пределах областей их распространения либо поступавших из других смежных зон карбонатной платформы. В этой связи примечательно, что значительная часть МТ-текстур, образованных в период формирования трансгрессивной системы (TS), сконцентрирована непосредственно в шлейфе калькаренит-строматолитовой фациальной зоны (рис. 1). Этот факт наводит на мысль о том, что генерация метастабильных карбонатных фаз, контролировавших последующий МТ-сценарий диагенеза, каким-то образом была связана с ростом строматолитовых построек.

Как было показано ранее (Петров, 2001), по способности к осаждению карбонатного вещества микробно-минеральные системы протерозоя варьировали в самых широких пределах. Среди таких систем наиболее карбонат-продуктивными были строматолитформирующие микробные сообщества. Они являлись активным генератором карбонатных осадков, распространявшихся из областей активной строматолитовой аккреции во внешние зоны бассейна (Петров, Семихатов, 2009). Поскольку количество магния, входящего в кристаллическую структуру кальцита, напрямую связано с кинетикой его осаждения (Нечипоренко, Бондаренко, 1988), в данном случае со скоростью роста микробиолита, можно утверждать, что наиболее высокомагнезиальные его фазы осаждались в зонах с наиболее высокой микробиальной карбонатной продуктивностью. Такая взаимосвязь хорошо согласуется как с дистально-сублитеральной приуроченностью МТ-текстур в масштабе карбонатных платформ, так и с наблюдаемым в Сухотунгусинском бассейне зональным характером их распределения в пределах отдельных фациальных трендов. Фашии с обилием МТ-проявлений большей частью представляли собой “угасающие” в сторону бассейна осадочные шлейфы, протягивавшиеся от наиболее продуктивных зон карбонатных платформ.

С одной стороны, отсутствие МТ-текстур в мелководных обстановках карбонатного шельфа, очевидно, представляет собой результат резкого сокращения там темпов карбонатогенерации, связанного, в первую очередь, с истощением минеральных ресурсов (Петров, Семихатов, 2009) и, как следствие, с изменениями минерального состава первичных карбонатных фаз и смещением равновесия в сторону доломитового сценария раннего диагенеза. В этой связи примечательно, что крайне мелководные отложения карбонатных шельфов протерозоя несут отчетливо выраженные признаки сингенетической и экстремально ранней диагенетической доломитизации. С другой стороны, исчезновение МТ-текстур в глубоководных областях дистальной рампы можно объяснить, к примеру, фракционированием разноразмерных арагонитовой и кальцитовой фаз на значительных дистанциях их переноса или химическим составом глубинных бассейновых вод. В любом случае очевидно, что такая закономерность была связана скорее непосредственно с дистанцией переноса осадков, чем с эффектом разбавления или сменой источника карбонатного материала. Нельзя исключать, что дистальный тренд МТ-текстур был обусловлен ограниченной продолжительностью нахождения в зоне седиментогенеза метастабильных по отношению к морской воде, микробиально генерированных карбонатных фаз.

ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МТ-ТЕКСТУР

Как уже было отмечено, какие-либо проявления МТ-текстур не известны в палеозойских и более молодых отложениях. Напротив, во многих крупных детально изученных осадочных сериях рифея МТ-текстуры представляют обычный компонент илистых карбонатных фаций. В пределах всего известного докембрийского интервала геологической истории МТ-текстуры обнаруживают четко выраженную приуроченность именно к рифейскому этапу карбонатонакопления (James et al., 1998; Pratt, 1998a; Shields, 2002). Так, на сегодня из пострифейских отложений известен только один пример МТ-подобных верхневендских образований Австралии (James et al., 1998), а из дорифейских — всего три: два из палеопротерозоя Канады (Campbell, Cecile, 1976, 1981; Ricketts, Donaldson, 1981) и один из отложений позднего архея Трансвааля Южной Африки (Bishop et al., 2006; Bishop, Sumner, 2006). Очевидно, что последующие исследования могут увеличить список МТ-проявлений, в особенности в дорифейской истории, однако вряд ли они способны принципиально изменить уже сложившуюся картину их стратиграфического распространения, построенную на статистически значимом количестве наблюдений (James et al., 1998).

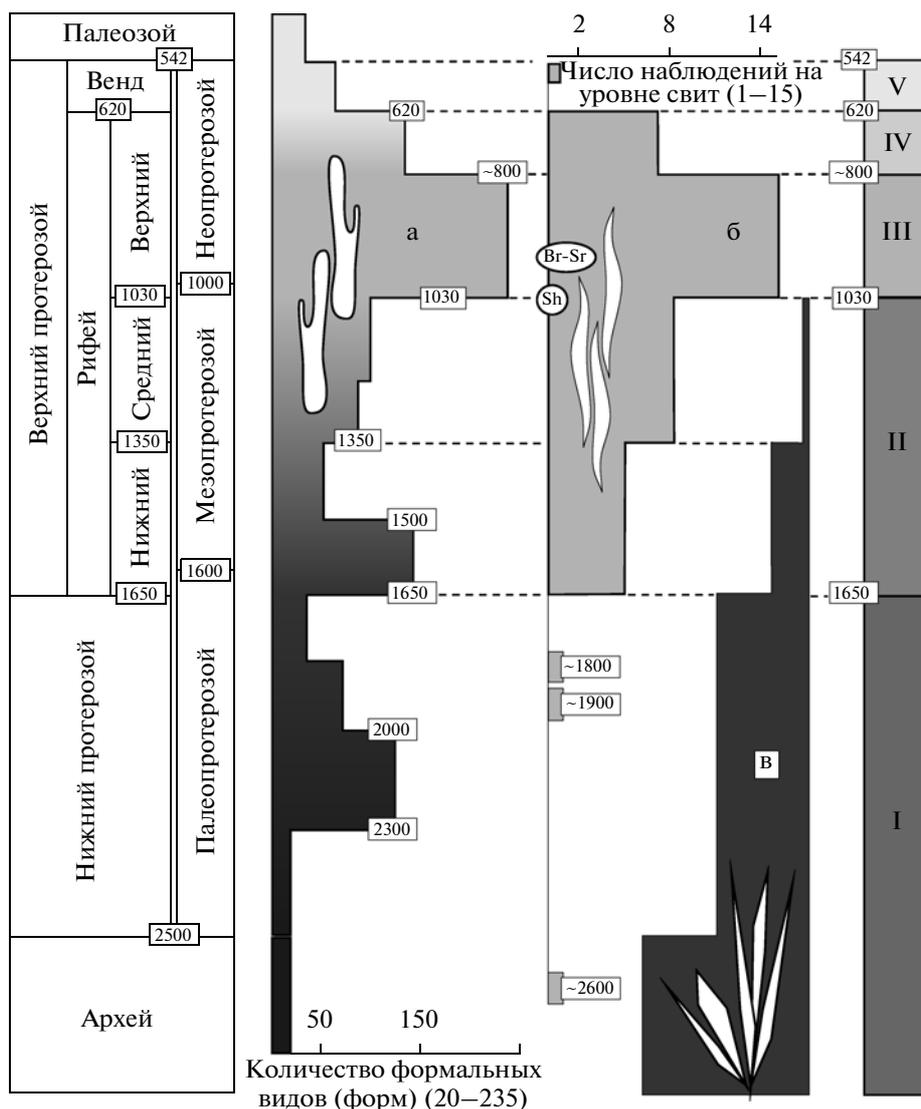


Рис. 8. Стратиграфическое распределение систематического разнообразия строматолитов (а), представительности МТ-текстур (б) и карбонатных преципитатов (в) в докембрии (по данным Семихатов, Раабен, 1996; James et al., 1998; Grotzinger, 1989).

Стратиграфическое положение МТ-содержащих свит рифея Туруханского поднятия: Sh – сухотунгусинской свиты (настоящая статья) и Br-Sr – буровой и шорихинской свит (по данным Petrov, Semikhatov, 2001; Pope et al., 2003; Петров, Семихатов, 1998, 2009). I–V – временные интервалы, выделяющиеся определенной глобальной фациальной спецификой отложений карбонатных платформ (см. текст).

Рифейский тренд распределения МТ-текстур представляет собой прогрессирующий рост их численности на протяжении раннего и среднего рифея вплоть до терминальных горизонтов среднего рифея (рис. 8). Начиная с этих горизонтов, наблюдается резкое увеличение численности МТ-текстур, которые в верхнем рифее получают самое широкое распространение. Хорошо выраженный максимум их численности приходится на большую нижнюю часть верхнего рифея, в интервале от 1030 до примерно 800 млн. лет. Рассматриваемый тренд завершается быстрым и необратимым спадом в предвендский, заключительный

отрезок рифейской истории. В настоящее время такой тренд, как и распространение МТ-текстур на протяжении всего докембрия, объясняется геохимической эволюцией атмосферы Земли и связанной с ней глобальной системой карбонатного осадконакопления, в которой последовательный спад содержания углекислоты играл ведущую роль. Такие эволюционные преобразования отразились в изменениях состава поровых вод осадков и механических свойств донного субстрата (Frank, Lyons, 1998; Shields, 2002; Pollock et al., 2006; Meng et al., 2006). Рост численности МТ-текстур во времени связывают с прогрессив-

ным увеличением количества илистых фаций, которые постепенно и направленно на протяжении мезопротерозоя вытеснили карбонатные преципитаты — фации твердого карбонатного дна (Pollock et al., 2006). Быстрый предвендский закат МТ-текстур соотносят с последствиями грандиозных изменений в геохимии мирового океана (Frank, Lyons, 1998; Shields, 2002; Marshall, Anglin, 2004). Такие изменения затронули многие осадочные и фашиально-экологические системы бассейнов карбонатной седиментации, но в значительной степени они коснулись строматолитовых экосистем (Grotzinger, 1990; Grotzinger, Knoll, 1999).

Сравнительный анализ стратиграфического распределения МТ-текстур (James et al., 1998) и динамики разнообразия строматолитов (Семихатов, Раабен, 1994, 1996) в докембрии, особенно в рифее, показывает высокую степень временной согласованности тех и других (рис. 8). В рамках всего докембрия, по крайней мере, начиная с начала позднего архея (от 3000 млн. лет), можно выделить пять временных интервалов, которые отличались определенной фашиальной спецификой седиментации и диагенеза осадков карбонатных платформ (I–V на рис. 8).

В раннеархейском–раннепротерозойском (до 1650 млн. лет) интервале широкое распространение имели карбонатные преципитаты — морфологически разнообразные донные инкрустации, сложенные арагонитом и кальцитом (Grotzinger, 1993; Sumner, Grotzinger, 1996). Такие образования являлись основным типом каркаса осадочных тел карбонатных платформ того времени и охватывали широкий спектр обстановок: от дистальных зон шельфа до прибрежных лагун (Sami, James, 1996; Sumner, Grotzinger, 2000). В таких условиях доля механогенно продуцируемых карбонатных илов в общей системе осадконакопления была сравнительно невелика. Магний, выводимый из геохимического цикла, был относительно равномерно распределен в общей массе осадков, главным образом в виде Mg-кальцимикроспарита, инкорпорированного в структуру карбонатных преципитатов. Кроме того, магний мог осаждаться хемогенно в составе доломитовых илов непосредственно из водной толщи. Такие илы принимали участие в формировании специфических и характерных для того времени строматолитовых туфов (Pore, Grotzinger, 2000). Предполагаемые наиболее древние высокомагнезиальные кальцитовые микробиолиты, способные поставлять в осадочные системы палеобассейнов заметное количество карбонатных илов, вероятно, представляли собой островные микробно-минеральные сообщества, функционировавшие в пределах обособленных фашиальных зон карбонатных платформ. Распространение таких экосистем могло отвечать некоторым глобальным, но, видимо, кратковременным эпохам

карбонатонакопления. В этой связи примечательно, что хорошо выраженный максимум видового разнообразия строматолитов, приходящийся на середину раннего протерозоя (примерно 2300–2000 млн. лет) (Семихатов, Раабен, 1996), вероятно, был связан с высоким эндемизмом строматолитовых таксонов того времени (Семихатов, 1985). Вместе с тем очевидно, что заметную роль в разнообразии строматолитовых микроструктур здесь играли широко распространенные микростроматиты (microdigitate stromatolites) (Grotzinger, 1989). В целом на основании довольно ограниченного числа наблюдений можно предполагать, что частота появления микробиолитов, продуцировавших высокомагнезиальные фазы кальцита, незначительно возрастала от позднего архея к концу раннего протерозоя. Однако в этом временном интервале связь между морфологическим разнообразием архейско-нижнепротерозойских строматолитов и редкими проявлениями МТ-диагенеза была не столь очевидна (рис. 8).

На протяжении второго ранне-среднерифейского интервала (1650–1030 млн. лет) наблюдается синхронный прогрессивный рост таксономического разнообразия строматолитов и распространения МТ-текстур. Хорошо выраженный строматолитовый максимум, приходящийся на начало раннего рифея (приблизительно 1650–1500 млн. лет) (рис. 8), обязан широкому распространению микростроматит (Семихатов, Раабен, 1996; Раабен, 1998), очевидно также не связанных с обильной генерацией высокомагнезиальных кальцитовых илов. В конце этого временного интервала МТ-текстуры становятся обычным фашиальным компонентом карбонатных платформ, и в частности рассматриваемого в настоящей статье раннесухотунгусинского рампа (рис. 8). Здесь, судя по представленным данным, осаднение высокомагнезиального кальцита было связано с распространением столбчатых ветвящихся строматолитов *Vaicalia* и *Tungussia*, а также микритовых ламинитов, которые, как и строматолиты, отличались активным микробиально индуцированным механизмом карбонатоосаждения.

Третий временной интервал, приходящийся на большую первую часть позднего рифея (от 1030 до примерно 800 млн. лет), выделяется максимальным фашиальным разнообразием карбонатных отложений. Этому интервалу отвечают два наиболее резко выраженных и четко совпадающих между собой максимума распространения МТ-текстур (James et al., 1998) и разнообразия строматолитов, среди которых резко преобладают столбчатые ветвящиеся постройки (Семихатов, Раабен, 1994, 1996). Среди последних заметную роль играли гимносолениды, определившие неповторимый фашиальный облик карбонатных платформ того времени (Раабен, 1975). В рифейской последовательности отложений Туруханского поднятия рас-

смаатриваемый интервал наглядно представляют мощные и фашиально разнообразные карбонатные толщи буровой и шорихинской свит (Петров, Семихатов, 1998, 2009) (рис. 8). Важной особенностью верхнерифейских микробиолитов является резкое доминирование разнообразных микрит-микроспаритовых микроструктур. Карбонатные преципитаты, как элементы строения микробиолитов или обособленные образования, здесь полностью исчезают (рис. 8). В фашиальной архитектуре позднерифейских карбонатных платформ максимального таксономического разнообразия строматолитовые постройки достигают в открытоморских обстановках сублиторали (Петров, Семихатов, 1998, 2009), где они, вероятно, становятся главными производителями известковых илов с предполагаемым значительным содержанием высокомагнезиального кальцита. В пределах рассматриваемого временного интервала появляются и достигают широкого распространения “гигантские” (более 2 мм в диаметре) известковые ооиды (giant ooids), указывающие на аномально высокую динамику локальных процессов карбонатоосаждения в пределах открытоморских фашиальных зон карбонатных платформ с активной штормовой гидродинамикой (Sumner, Grotzinger, 1993). Однако наиболее яркой особенностью первой половины позднерифейского интервала является распространение кальцимикробных микробиолитов (Turner et al., 1993; Knoll, Semikhatov, 1998; Narbonne et al., 2000), которые в определенных геоморфологических обстановках карбонатных платформ были способны формировать крупные, с прижизненным рельефом в сотни метров, рифовые сооружения (Петров, Семихатов, 1998; Turner et al., 2000; Баранова, Петров, 2000; Petrov, Semikhatov, 2001).

Четвертый сравнительно короткий предвендский интервал (от приблизительно от 800 до 620 млн. лет) показывает резкий спад обилия и разнообразия строматолитов (Grotzinger, 1990; Семихатов, Раабен, 1994, 1996) и еще более резкое сокращение распространения МТ-текстур (James et al., 1998; Shields, 2002). При этом в осадочной летописи не наблюдается принципиальных изменений ни в структурах микробиолитов, ни в специфике распространения илистых фаций карбонатных платформ. Очевидно, что на протяжении рассматриваемого временного интервала глубокие и направленные преобразования коснулись главным образом состава микробиально генерированных карбонатных фаз. При этом основные структурные особенности строматолитов и общие черты фашиальной архитектуры карбонатных платформ не претерпели заметных изменений. Одной из наиболее вероятных причин таких преобразований могло явиться постепенное уменьшение локальной скорости микробиально индуцированного карбонатоосаждения. Очевидно, в этих процессах ведущую роль играла ответная реакция строматолитобразующих микробно-

минеральных систем на падение уровня пересыщенности морских вод по отношению к карбонату кальция (Grotzinger, 1990; Grotzinger, Knoll, 1999). Минеральный состав карбонатных осадков в этом интервале, видимо, приближался к фанерозойскому типу минеральных систем, основу которого представляли эпохи чередования седиментации низкомагнезиального кальцита с эпохами осаждения арагонита в ассоциации с умеренно-магнезиальным кальцитом (Stanley, Hardie, 1998). Эти минеральные системы, в частности пермо-триасовые, имели общие геохимические черты с раннепротерозойскими системами карбонатоаккумуляции (Grotzinger, Knoll, 1995), однако позднерифейские карбонатные системы, очевидно, уже никогда не повторялись в последующие этапы геологической истории. Примечательно, что проявления первых признаков скелетной минерализации в докембрии относятся к началу именно этого временного интервала (Knoll, 2003).

Пятый, заключительный, интервал соответствует венду (620–542 млн. лет). Судя по крайне ограниченному данным (James et al., 1998), характер распространения МТ-текстур этого времени в какой-то мере повторяет особенности их распространения в раннеархейском–раннепротерозойском интервале (рис. 8). Вероятно, предполагаемые высокомагнезиальные кальцитовые микробиолиты в это время могли представлять собой некие островные сообщества, периодически возникавшие среди сообществ уже иного, раннепалеозойского, типа. Последние, сравнительно слабо изученные строматолитовые сообщества, постепенно угасая, проследживаются в пределах почти всего верхнего палеозоя.

Таким образом, как в пространстве, так и во времени, на протяжении всего рифея МТ-текстуры и строматолиты генетически были тесно связаны друг с другом. Вероятно, такая связь явилась, в первую очередь, результатом направленных изменений химического состава карбонатного вещества микробиолитов. Состав микробиально осажденных карбонатных фаз явился скорее следствием эволюции микробно-минеральных систем, чем непосредственным отражением геохимического тренда глобальной карбонатной системы в рифее. Рифейская эволюция строматолитовых экосистем была направлена в сторону увеличения кинетики осаждения микробиального кальцита, что, с одной стороны, привело к росту его магнезиальности, а с другой – к увеличению способности строматолитобразующих микробных сообществ к формообразованию.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Структурно-морфологические особенности МТ-текстур, рассмотренные на примере сухотунгусинской свиты, позволяют объяснить специфический механизм избирательного замещения известковых илов в условиях раннего диагенеза. Та-

кие замещения развивались в замкнутом, не сообщавшемся с внешней средой пространстве, в условиях растворения осадка, заметно опережавшего по времени МТ-микроспаритовую цементацию. Инициатором такого рода замещений, в условиях уменьшения рН среды порового раствора, могли служить начальные зоны растворения илов различного происхождения, в частности задаваемые синерезисом и приводившие к формированию характерных “червячковых” МТ-текстур. На протяжении последовательных стадий растворения и цементации объем полостей, как правило, оставался на порядок меньше размера отдельных текстурных элементов. При этом диагенез окружающих осадков не ограничивался неоморфизмом и включал заметную МТ-составляющую диагенетических преобразований. В отдельных случаях МТ-микроспаритовым замещениям подвергались целые осадочные пласты.

Развитие диагенеза известковых илов по сценарию МТ-микроспаритового замещения, очевидно, было связано в первую очередь с кинетикой диагенетических преобразований в системе осадок—поровый раствор—микроспарит. В такой системе динамическое равновесие было резко смещено в сторону раствора для всех участвующих компонентов. Наиболее вероятной причиной этого мог явиться избыток растворенного магния, существенно тормозивший выпадение кристаллических ядер будущего МТ-кальцимикроспарита. Источник магния в поровых растворах был связан непосредственно с растворением (в том числе и с неоморфизмом) высокомагнезиального кальцита исходных минеральных фаз илистого осадка, наиболее нестабильных в условиях увеличения pCO_2 в ходе диагенеза. В этом случае процессы замещения носили автономный характер и не требовали активной циркуляции обменного флюида внутри погребенных осадочных слоев.

Анализ фациальной приуроченности МТ-микроспаритового цемента, и в частности МТ-текстур, показывает, что МТ-диагенез известковых илов был связан не со спецификой локальных осадочно-диагенетических обстановок, а с особенностью состава самих осадков. Такие осадки поступали из зон с наиболее высокой микробиальной карбонатной продуктивностью и связанным с ней активным строматолитообразованием. Именно в таких зонах карбонатных платформ происходило осаждение метастабильных фаз микробиально генерированного высокомагнезиального кальцита, который распространялся в составе тонкозернистых илистых фракций из этих зон во внешние зоны бассейна. Латеральные тренды МТ-проявлений в основном представляли собой “угасающие” в сторону бассейна осадочные шлейфы, протягивавшиеся от наиболее продуктивных зон карбонатных платформ. Вероятно, дистальный тренд МТ-текстур в

какой-то мере мог быть связан и с ограниченным существованием микробиально генерированных карбонатных фаз в зоне седиментогенеза.

Анализ стратиграфического распределения МТ-текстур и разнообразия строматолитов в докембрии показывает высокую степень их синхронности на протяжении всего рифея, что свидетельствует о тесной связи МТ-текстур и рифейских строматолитов не только в пространстве, но и во времени. Очевидно, что такая связь явилась отражением направленных изменений химического состава карбонатного вещества микробиолитов в сторону увеличения кинетики осаждения микробиального кальцита. Такие изменения, в свою очередь, могли быть во многом связаны с эволюцией рифейских карбонат-продуктивных микробно-минеральных систем, как непосредственных поставщиков тонкозернистых карбонатных осадков во внешние зоны карбонатных платформ того времени.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность М.А. Семихатову, В.Н. Холодову и М.Т. Крупенину за ряд важных критических замечаний при подготовке рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 08-05-00429 и 10-05-00294) и Программы Президиума РАН № 24 “Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем” (подпрограмма 1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранова Д.В., Петров П.Ю.* Организмы-рифостроители в докембрии: анализ двух верхнерифейских структур строматолитов из свиты буровой Туруханского поднятия Сибири. // Докл. АН. 2000. Т. 374. № 4. С. 798–802.
- Кузнецов В.Г.* Текстура “коренного зуба” и ее связь с эволюцией биоса // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 2. С. 221–225.
- Кузнецов В.Г.* Карбонатные отложения докембрия. Состав, условия образования, нефтегазоносность. М.: И.П. Матушкина И.И., 2010. 151 с.
- Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П.* Условия образования морских карбонатов (по экспериментальным данным). М.: Наука, 1988. 136 с.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.
- Петров П.Ю.* Условия осадконакопления нижних свит рифея Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 55–66.
- Петров П.Ю.* Глинисто-карбонатный цикл седиментации и становление карбонатной платформы. Свита линок, средний рифей Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 3. С. 268–289.

- Петров П.Ю.* Микробные маты как источник карбонатных осадков в позднем докембрии: свита линков, средний рифей Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 191–215.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф.* Фациально-экологическая структура древнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3 № 5. С. 18–51.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А.* Верхнерифейский строматолитовый рифовый комплекс: свита буровой Туруханского района Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 6. С. 604–628.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А.* Закономерности развития рифейских карбонатных платформ: шорихинская свита Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 1–18.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий (сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 79–99.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Раабен М.Е.* Микростроматиты и их природа // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 153–161.
- Семихатов М.А.* Строматолиты и стратиграфия докембрия: анализ-84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 1. С. 3–20.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай, Индия // Стратиграфия. Геол. 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. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.* Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. АН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. Москва: ГЕОС, 2006. 280 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 567).
- Bauerman H.* Report on the geology of the country near the forty-ninth parallel of north latitude west of the Rocky Mountains // Geol. Surv. Can. 1885. (Report of Progress 1882–1884). Pt. B. P. 1–42.
- Berner R.A.* The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 489–504.
- 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. P. 1–46.
- Bishop J.W., Sumner D.Y.* Molar tooth structures of the Neoproterozoic Monteville Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. I: Constraints on microcrystalline CaCO₃ precipitation // Sedimentology. 2006. V. 53. P. 1049–1068.
- Bishop J.W., Sumner D.Y., Huerta N.J.* Molar tooth structures of the Neoproterozoic Monteville Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. II: a wave-induced fluid flow model // Sedimentology. 2006. V. 53. P. 1069–1082.
- Calver C.R., Baillie P.W.* Early diagenetic concretions associated with intrastratal shrinkage cracks in an Upper Proterozoic dolomite, Tasmania, Australia // J. Sed. Petrol. 1990. V. 60. P. 293–305.
- Campbell F.H.A., Cecile M.P.* Geology of the Kilohigok Basin. Goulburn Group. Bathurst Inlet, District of Mackenzie // Geol. Surv. Can. 1976. V. 76-1 A. P. 369–377.
- Campbell F.H.A., Cecile M.P.* Evolution of the Early Proterozoic Kilohigok Basin, Bathurst Inlet-Victoria Island, Northwest Territories // Proterozoic basins of Canada. Canad. Geol. Surv. 1981. Pap. 81–10. P. 103–132.
- Cowan C.A., James N.P.* Diastasis cracks: mechanically generated synaeresis-like cracks in Upper Cambrian shallow water oolite and ribbon carbonates // Sedimentology. 1992. V. 39. P. 1101–1118.
- Demico R.V., Hardie L.A.* Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits // SEPM Atlas Series, 1. SEPM, Tulsa, OK, 1994. 265 pp.
- Eby D.E.* Sedimentation and early diagenesis within eastern portions of the 'middle Belt carbonate interval' (Helena Formation), Belt Supergroup (Precambrian), western Montana. PhD Thesis. 1977. State University of New York, Stony Brook, NY. 504 p.
- Fairchild I.J., Einsele G., Song T.* Possible origin of molar tooth structures in Neoproterozoic carbonate ramp deposits, north China // Sedimentology. 1997. V. 44. P. 611–636.
- Frank T.D., Lyons T.W.* 'Molar-tooth' structures: a geochemical perspective on a Proterozoic enigma // Geology. 1998. V. 26. P. 683–686.
- Furniss G., Rittel J.F., Winston D.* Gas bubble and expansion crack origin of 'molar-tooth' calcite structures in the Middle Proterozoic Belt Supergroup, western Montana // J. Sediment. Res. 1998. V. 68. P. 104–114.
- Grotzinger J.P.* Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype // Controls on carbonate platform and basinal development. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 44. 1989. P. 79–106.
- Grotzinger J.P.* Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline // Am. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 80–103.
- Grotzinger J.P.* New views of old carbonate sediments // Geotimes. 1993. V. 38. P. 12–15.
- Grotzinger J.P., Knoll A.H.* Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the Key to the Permian? // Palaios. 1995. V. 10. P. 578–596.
- Grotzinger J.P., Knoll A.H.* Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary mileposts or environmental dipsticks? // Earth Planet. Sci. Annual. Rev. 1999. V. 27. P. 313–358.
- Hofmann H.J.* The mid-Proterozoic Little Dal microbiota, Mackenzie Mountains, north-west Canada // Palaeontology. 1985. V. 28. P. 331–354.

- James N.P., Narbonne G.M., Sherman A.G. Molar-tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the mid- to late Proterozoic // *J. Sediment. Res.* 1998. V. 68. P. 716–722.
- Kennedy W.J., Hall A. The influence of organic matter on the preservation of aragonite in fossils // *Proc. Geol. Soc. London.* 1967. V. 1643. P. 253–255.
- Knoll A.H. Microbiotas of the Late Precambrian Hunnberg Formation, Nordauslandet, Svalbard // *J. Paleontol.* 1984. V. 58. P. 131–162.
- Knoll A.H. Biomineralization and evolutionary history // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 54. P. 329–356.
- Knoll A.H., Semikhatov M.A. The genesis and time distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // *Palaios.* 1998. V. 13. P. 408–422.
- Knoll A.H., Swett K. Carbonate deposition during the Late Proterozoic era: an example from Spitsbergen // *Am. J. Sci. Spec. Vol.* 1990. V. 290-A. P. 46–79.
- Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. Integrated approach to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. P. 251–270.
- Kreisa R.D. Storm generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Ordovician of Southwestern Virginia // *J. Sediment. Petrol.* 1981. V. 51. № 3. P. 823–848.
- Lippmann F. *Sedimentary Carbonate Minerals.* New York: Springer, 1973. 228 p.
- Long D.G.F. Tomographic study of Paleoproterozoic carbonates as key to understanding the formation of molar-tooth structure // *Gondwana Res.* 2007. V. 12. № 4. P. 566–570.
- Marshall D., Anglin C.D. CO₂-clathrate destabilization: A new model of formation for molar tooth structures // *Precambrian Res.* 2004. V. 129. P. 325–341.
- Meng X.H., Ge M., Kuang H.W., Nielsen J.K. Origin of microsparite carbonates and the significance in the evolution of the Earth in Proterozoic // *Acta Petrol. Sinica.* 2006. V. 22. № 8. P. 2133–2143.
- Morrow D.W. Diagenesis 1. Dolomite: Part 1. The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation // *Geosci. Can.* 1982. V. 9. P. 5–13.
- Morse J.W. The kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation // *Carbonates: Mineralogy and chemistry.* Ed. R.J. Reeder. Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral. 1983. V. 11. P. 227–264.
- Morse J.W. Formation and diagenesis of carbonate sediments // *Treatise On Geochemistry.* 2003. V. 7. P. 67–85.
- Morse J.W., Mackenzie F.T. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates.* Amsterdam: Elsevier, 1990. 707 p.
- Mount J.F., Kidder D. Combined flow origin of edgewise intraclast conglomerates: Sellick Hill Formation (Lower Cambrian), South Australia // *Sedimentology.* 1993. V. 40. P. 315–329.
- Mucci A., Morse J.W. The incorporation of Mg²⁺ and Sr²⁺ into calcite overgrowths: influences of growth rate and solution composition // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1983. V. 47. P. 217–233.
- Narbonne G.M., James N.P., Rainbird R.H., Morin J. Early Neoproterozoic Tonian patch reef complexes Victoria Island Arctic Canada // *Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World.* Eds. J.P. Grotzinger and N.P. James. SEPM Spec. Publ. 2000. V. 67. P. 164–177.
- O'Connor M.P. Classification and environmental interpretation of the cryptalgal organosedimentary 'molar-tooth' structure of the Precambrian Belt-Purcell Supergroup // *J. Geol.* 1972. V. 80. P. 592–610.
- Petrov P.Yu. Distribution carbonate microfabric types on the Upper–Middle Riphean Sukhaya Tunguska Formation: Turukhansk Uplift, Siberia // *CSPG–SEPM Joint Convention.* June 1–6, 1997. Program with abstract. P. 221.
- 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 // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. Iss. 1–4. P. 257–281.
- Pollock M.D., Kah L.C., Bartley J.K. Morphology of molar-tooth structures in Precambrian carbonates: Influence of substrate rheology and implications for genesis // *J. Sed. Res.* 2006. V. 76. P. 310–323.
- Pope M.C., Grotzinger J.P. Controls on fabric development and morphology of tufas and stromatolites, Uppermost Pethei Group (1.8 Ga), Great Slave Lake, Northern Canada // *Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World.* Eds. J.P. Grotzinger and N.P. James. SEPM Spec. Publ. 2000. V. 67. P. 104–121.
- Pope V.C., Bartley J.K., Knoll A.H., Petrov P.Yu. Molar tooth structures in calcareous nodules, early Neoproterozoic Burovaya Formation, Turukhansk region, Siberia // *Sediment. Geol.* 2003. V. 158. P. 235–248.
- Pratt B.R. Molar-tooth structure in Proterozoic carbonate rocks: Origin from synsedimentary earthquakes, and implications for the nature and evolution of basins and marine sediment // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1998a. V. 110. P. 1028–1045.
- Pratt B.R. Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering // *Sediment. Geol.* 1998b. V. 117. P. 1–10.
- Pratt B.R. Gas bubble and expansion crack origin of molar-tooth calcite structures in the middle Proterozoic Belt Supergroup, western Montana – Discussion // *J. Sed. Res.* 1999. V. 69. P. 1136–1140.
- Pratt B.R. Oceanography, bathymetry and syndepositional tectonics of a Precambrian intracratonic basin: Integrating sediments, storms, earthquakes and tsunamis in the Belt Supergroup (Helena Formation, ca. 1.45 Ga), western North America // *Sediment. Geol.* 2001. V. 141–142. P. 371–394.
- Reddy M.M., Gaillard W.D. Kinetics of calcium carbonate (calcite)-seeded crystallisation: influence of solid/solution ratio on the reaction rate constant // *J. Colloid Interface Sci.* 1981. V. 80. P. 171–177.
- Ricketts B.D., Donaldson J.A. Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay // *Proterozoic basins of Canada* // *Geol. Surv. Can.* 1981. Pap. 81–10. P. 235–254.
- Sami T.T., James N.P. Synsedimentary cements as Paleoproterozoic platform building blocks, Pethei Group, Northwestern Canada // *J. Sed. Res.* 1996. V. 66. № 1. P. 209–222.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Petrov P.Yu. Paleobiology of the Mesoproterozoic–Neoproterozoic transition: The Sukhaya Tunguska Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Precambrian Res.* 1997. V. 85. P. 201–239.

- Sherman A.G., James N.P., Narbonne G.M.* Sedimentology of a Late Mesoproterozoic muddy carbonate ramp, Northern Baffin Island, Arctic Canada // Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World. Eds. J.P. Grotzinger and N.P. James. SEPM Spec. Publ. 2000. № 67. P. 275–296.
- Sherman A.G., Narbonne G.M., James N.P.* Anatomy of a cyclically packaged Mesoproterozoic carbonate ramp in northern Canada // Sediment. Geol. 2001. V. 139. № 3–4. P. 171–203.
- Shields G.A.* Molar tooth microspar: A chemical explanation for its disappearance similar to 750 Ma // Terra Nova. 2002. V. 14. P. 108–113.
- Smith A.G.* The origin and deformation of some 'molar-tooth' structures in the Precambrian Belt-Purcell Supergroup // J. Geol. 1968. V. 76. P. 426–443.
- Stanley S.M., Hardie L.A.* Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1998. V. 144. P. 3–19.
- Sumner D.Y., Grotzinger J.P.* Numerical modeling of ooid size and the problem of Neoproterozoic giant ooids // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63. P. 974–982.
- Sumner D.Y., Grotzinger J.P.* Herringbone calcite: Petrography and environmental significance // J. Sed. Res. 1996. V. 66. P. 419–429.
- Sumner D.Y., Grotzinger J.P.* Late Archean aragonite precipitation: Petrography, facies associations, and environmental significance // Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World. Eds. J.P. Grotzinger and N.P. James. SEPM Spec. Publ. 2000. V. 67. P. 123–144.
- Turner E.C., Narbonne G.M., James N.P.* Neoproterozoic reef microstructures from the Little Dal Group, northwestern Canada // Geology. 1993. V. 21. P. 259–262.
- Turner E.C., Narbonne G.M., James N.P.* Framework composition of Early Neoproterozoic calcimicrobial reefs and associated microbiolites, Mackenzie Mountains, N.W.T., Canada // Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian World. Eds. J.P. Grotzinger and N.P. James. SEPM Spec. Publ. 2000. V. 67. P. 179–205.
- Warren J.* Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations // Earth-Sci. Rev. 2000. V. 52. P. 1–81.
- Young G.M., Long D.G.F.* Carbonate sedimentation in a late Precambrian shelf sea, Victoria Island, Canadian Arctic Archipelago // J. Sed. Petrol. 1977. V. 47. P. 943–955.
- Zhang Y., Dawe R.A.* Influence of Mg^{2+} on the kinetics of calcite precipitation and calcite crystal morphology // Chem. Geol. 2000. V. 163. P. 129–138.

*Рецензенты М.А. Семихатов,
В.Н. Холодов, М.Т. Крупенин*