

**МИКРОСТРУКТУРЫ, ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИИ И УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ РИФЕЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ
(ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)**

И.В. Вараксина, Е.М. Хабаров

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

630090, г. Новосибирск, пр. Коптюга, 3

E-mail: varaka@ngs.ru

Поступила в редакцию 7 июля 2006 г.

В статье рассмотрены микроструктуры, литологические ассоциации и условия образования различных морфологических типов строматолитов из рифейских отложений Байкитской антеклизы. Наиболее распространены в разрезе строматолитовые ламиниты, в которых широко развита специфическая фиброзная микроструктура. Формирование строматолитовых построек происходило в пределах карбонатной платформы в перитидальных (самая верхняя часть сублиторали, литораль и супралитораль) обстановках. Описанные микроструктуры являются дополнительным аргументом в пользу предположения о нижне-среднерифейском возрасте карбонатных комплексов Байкитской антеклизы.

Ключевые слова: *рифей, строматолиты, Байкитская антеклиза.*

**MICROSTRUCTURES, LITHOLOGIC ASSOCIATIONS AND GENESIS OF RIPHEAN
STROMATOLITES OF THE BAIKIT ANTECLISE (WESTERN SIBERIAN
PLATFORM)**

I.V. Varaksina, E.M. Khabarov

Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch of RAS

This paper considers the microstructures, lithologic associations and genesis of the varying morphotypes of stromatolites from the Riphean deposits of the Baikite anteklise. Laminite forms with abundant specific fibrous microstructures are prevalent in stromatolites. The stromatolite buildups were accumulated on the carbonate platform in the peritidal environments (the upper most sublittoral, littoral and supralittoral). The described microstructures confirm suggestion about the Lower-Middle Riphean age of the carbonate complexes of the Baikite anteklise.

Key words: *Riphean, stromatolites, Baikite anteklise.*

Введение

На территории Сибирской платформы наиболее подробно описаны строматолиты из рифейских отложений, развитых по ее периферии [Семихатов, 1962; Серебряков, 1975; Шенфиль, 1978; Семихатов, Серебряков, 1983; Комар, 1990, и др.]. Их изученность во внутренних районах платформы невысока из-за плохой обнаженности рифея, поэтому анализ кернового материала из этих областей представляет особый интерес.

В результате исследований, связанных с поисками и разведкой углеводородов, на запад-

ной окраине Сибирской платформы в пределах Байкитской антеклизы глубоким бурением вскрыта толща рифейского возраста, мощностью около 3500 м, значительный объем которой занимают строматолитовые доломиты.

Вопросам генезиса и классификации строматолитов посвящены многочисленные публикации [Маслов, 1960; Королюк, 1963; Нужнов, 1967; Gebelein, Hofman, 1973; Серебряков, 1975; Крылов, 1975; Walter, 1977; Monty, 1979; Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов, Комар, 1989, и др.]. В настоящее время большинство исследователей рассматривают их как органоседиментарные структуры, об-

разованные в результате кальцитизации микробиальных сообществ [Семихатов, Раабен, 1993, 1994; Kah, Knoll, 1996; Bartley et al., 2000, и др.]. Влияние микробиальных сообществ на генерацию первичного карбоната в строматолитах установлено на современных примерах [Chafetz, Bus-zynski, 1992; Герасименко, Заварзин, 1993; Rasmussen et al., 1993, и др.] и все больше признается для фанерозойских и протерозойских строматолитов [Серебряков, 1975; Lanier, 1988; Fairchild, 1991; Семихатов, Раабен, 1996; Riding, Sharma, 1998, и др.]. Микробиальные сообщества в докембрии, продуцируя и улавливая CaCO_3 в период их активной деятельности и ранней минерализации после отмирания нижних частей матов, могли формировать изначально твердые, последовательно наслаивающиеся слои-корки, создававшие индивидуальные строматолитовые постройки, способные противостоять течениям и штормам [Grot-zinger, 1986; Walter et al., 1992; Хабаров, 1996, 1999, и др.]. Изучение условий формирования строматолитов различных возрастных интервалов показало, что в докембрии они занимали наиболее широкий спектр экологических ниш [Серебряков, 1975; Семихатов, Комар, 1989; Grotzinger, Knoll, 1999, и др.]. Этот вывод подтверждается данными по Байкитской антеклизе, согласно которым образование строматолитов на разных стратиграфических уровнях рифея происходило в различных обстановках [Варакина, Хабаров, 2000; Хабаров и др., 2002].

В статье особое внимание уделяется микроструктурам строматолитов, в том числе так называемым «фиброзным», которые известны еще с архея [Комар, 1989; Knoll, Semikhatov, 1998; Bartley et al., 2000, и др.]. Максимальное распространение данные микроструктуры получили в нижнем протерозое, а также широко развиты были в нижнем-среднем рифее. В более молодых комплексах они отмечаются крайне редко [Семихатов, Раабен, 1993, 1996; Knoll, Semikhatov, 1998; Sharma, Sergeev, 2004, и др.]. Это дает возможность получить дополнительную информацию о возрасте рассматриваемой толщи, поскольку из-за неполноты фактического материала возрастной диапазон отложений Байкитской антеклизы, по данным разных авторов, варьирует от палеопротерозоя до неопротерозоя [Краевский и др., 1991; Хоментовский, Наговицин, 1998; Виноградов и др., 1998; Хабаров и др., 2002, и др.].

Геологическая позиция района и стратиграфия

Байкитская антеклиза расположена на юго-западной окраине Сибирской платформы и имеет неправильную, несколько вытянутую в северо-западном направлении форму (рис. 1). Площадь ее около 12 тыс км². Рифейский структурный этаж характеризуется блоковым строением. Границы блоков контролируются дизъюнктивами разных порядков, нередко с амплитудой смещения более 1 км, в результате чего на предвендскую эрозионную поверхность выведены различные стратиграфические горизонты.

В сводном рифейском разрезе выделяются 12 толщ (рис. 2). В основании разреза залегают песчаники зелендуконской толщи. Выше лежащая вэдрэшевская толща представлена переслаиванием аргиллитов и алевролитов с редкими маломощными прослоями известняков и глинистых доломитов. Мадринская толща сложена темными глинисто-углеродсодержащими доломитами с частыми прослоями аргиллитов и алевролитов. Юрубченская толща характеризуется преобладанием в ее составе зернистых и строматолитовых доломитов в различной степени окремненных. В долгоктинской толще наблюдается переслаивание доломитов, глинистых доломитов, доломитовых мергелей и аргиллитов с прослоями алевропесчаников. Куюмбинская толща представлена чередованием в разных соотношениях зернистых и строматолитовых пород. Копчерская толща сложена неравномерно переслаивающимися глинистыми доломитами, зернистыми доломитами и алевролитовыми аргиллитами. В юктенской толще зернистые доломиты чередуются со строматолитовыми с подчиненными прослоями микритовых и глинистых разновидностей. В рассолкинской толще отмечается неравномерное переслаивание зернистых, строматолитовых, глинистых доломитов и аргиллитов. Вингольдинская толща представлена переслаиванием зернистых и строматолитовых разновидностей. Токурская толща сложена аргиллитами с прослоями зернистых и столбчатостроматолитовых доломитов. В ирэмэкснской толще переслаиваются конофитоидные доломиты и аргиллиты.

Стратиграфическая позиция довендского разреза до настоящего времени обсуждается. Из общегеологических данных следует, что

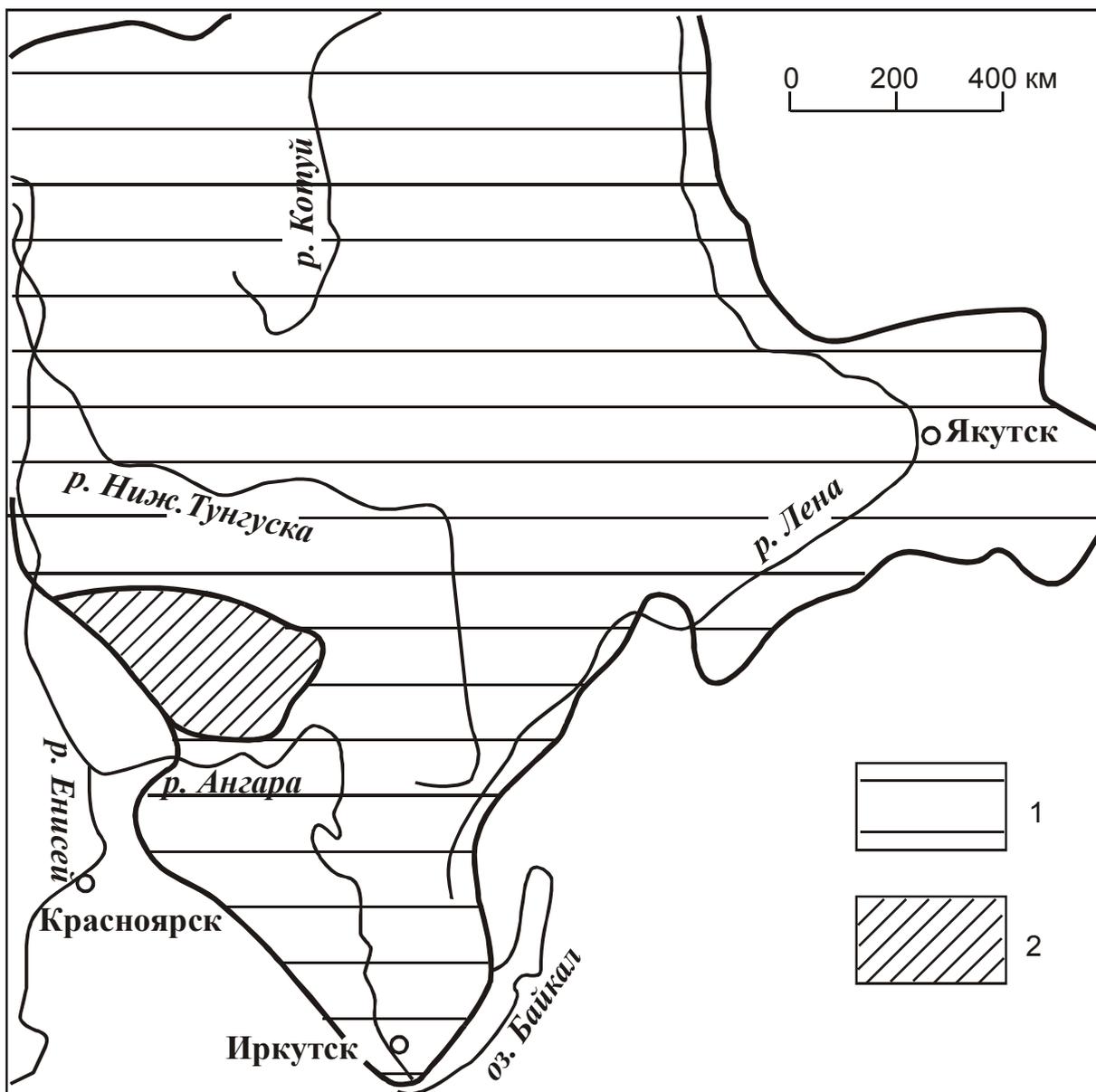


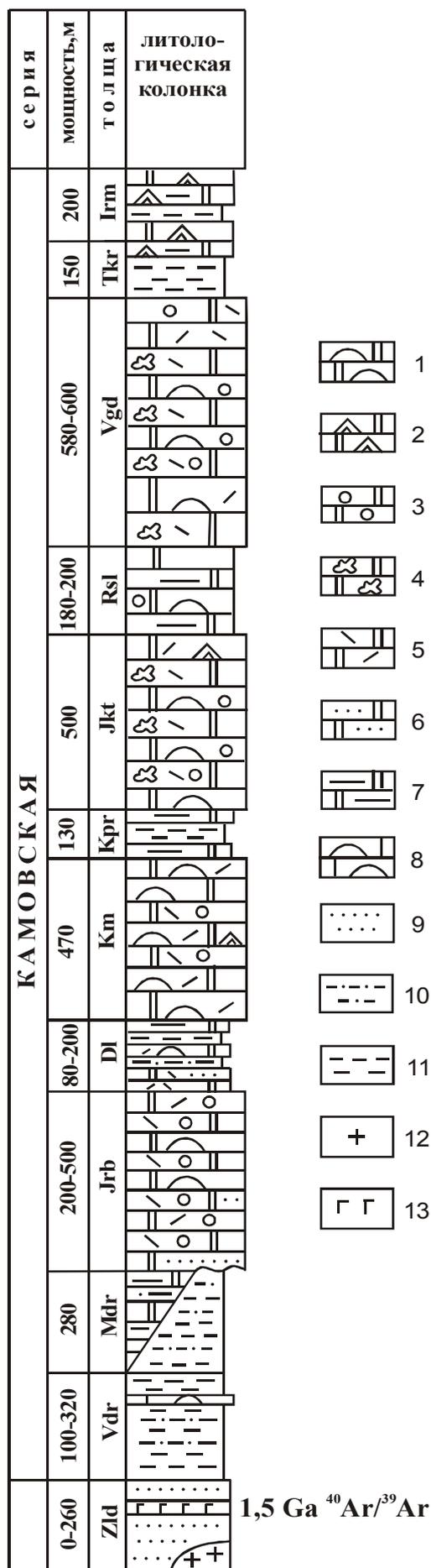
Рис. 1. Местоположение района исследований.
1 – Сибирская платформа; 2 – Байкитская антеклиза.

эти отложения сформировались до раннебайкальской коллизии, интенсивно проявленной на территории соседнего Енисейского кряжа, т.е. не позднее 800-860 млн. лет, однако время заложения Байкитского бассейна остается неясным. Некоторые исследователи [Краевский и др., 1991; Сурков и др., 1996; Хоментовский, Наговицин, 1998] полагают, что в пределах Байкитской антеклизы преобладают верхнерифейские образования. Существуют представления о дорифейском возрасте рассматриваемых отложений [Виноградов и др., 1998]. Учитывая данные седиментологических, изотопно-геохимических и изотопно-

геохронологических исследований, авторы допускают широкое развитие в разрезе ниже-среднерифейских образований [Хабаров и др., 1998, 1999, 2002].

Микроструктуры

Строматолитовые породы встречаются во всех изученных разрезах. Это серые, реже темно-серые, иногда с зеленоватым или розоватым оттенком, массивные доломиты, которые слагают как мелкие биогермы и биостромы, так и довольно мощные биогермные комплексы практически во всех рассматриваемых



толщах, за исключением вэдрешевской, где представлены известняками. Обычно породы сильно перекристаллизованы, строматолитовая слоистость затушевана и видна хорошо лишь в шлифах и пришлифовках. В составе строматолитов рассматриваемой территории выделяются несколько морфологических типов, которые охватывают практически все многообразие докембрийских форм: столбчатые ветвящиеся, столбчатые неветвящиеся (конофитоидные), пластовые (водорослевые маты или ламиниты) и министрматолиты. К сожалению, керновый материал не позволяет выявить все признаки, необходимые для точного определения систематической принадлежности строматолитов.

Характерным признаком строматолитов является закономерная микрослоистость, обусловленная чередованием микрослоев темного и светлого карбоната. Строение слоев, их размеры и соотношения, микрорельеф поверхности и т.д. отражают метаболическую деятельность специфических микробиальных сообществ и предопределяют характер микроструктур, наблюдаемых в строматолитах [Семихатов, Комар, 1989; Семихатов, Раабен, 1993; Knoll, Semikhatov, 1998, и др.].

Наиболее широко в пределах рассматриваемой территории распространены пластово-строматолитовые (ламинитовые) породы. Они составляют значительные части разрезов юрубченской, куюмбинской, и юктенской толщ, отмечаются в составе долгоктинской, копчерской, рассолкинской и вингольдинской толщ. В строматолитовых ламинитах зафиксированы два типа микроструктур.

Первый тип характеризуется хорошо выраженной горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием микритовых и спаритовых слоев. Такие микроструктуры типичны

Рис. 2. Сводный разрез рифейских отложений Байкитской антеклизы.

Долмиты (1-7): 1 – пластово-строматолитовые, 2 – конофитоидные, 3 – оолитово-комковатые, 4 – пизолитовые, 5 – интракластические, 6 – песчано-алевритовые, 7 – глинистые; 8 – известняки строматолитовые; 9 – песчаники; 10 – алевролиты; 11 – аргиллиты; 12 – граниты; 13 – долериты. Толщи: zld – зелендуконская, vdr – вэдрешевская, mdr – мадринская, jrb – юрубченская, dl – долгоктинская, kmb – куюмбинская, kpr – копчерская, jkt – юктенская, rsl – рассолкинская, vgd – вингольдинская, tkr – токурская, irm – ирэмэкэнская.

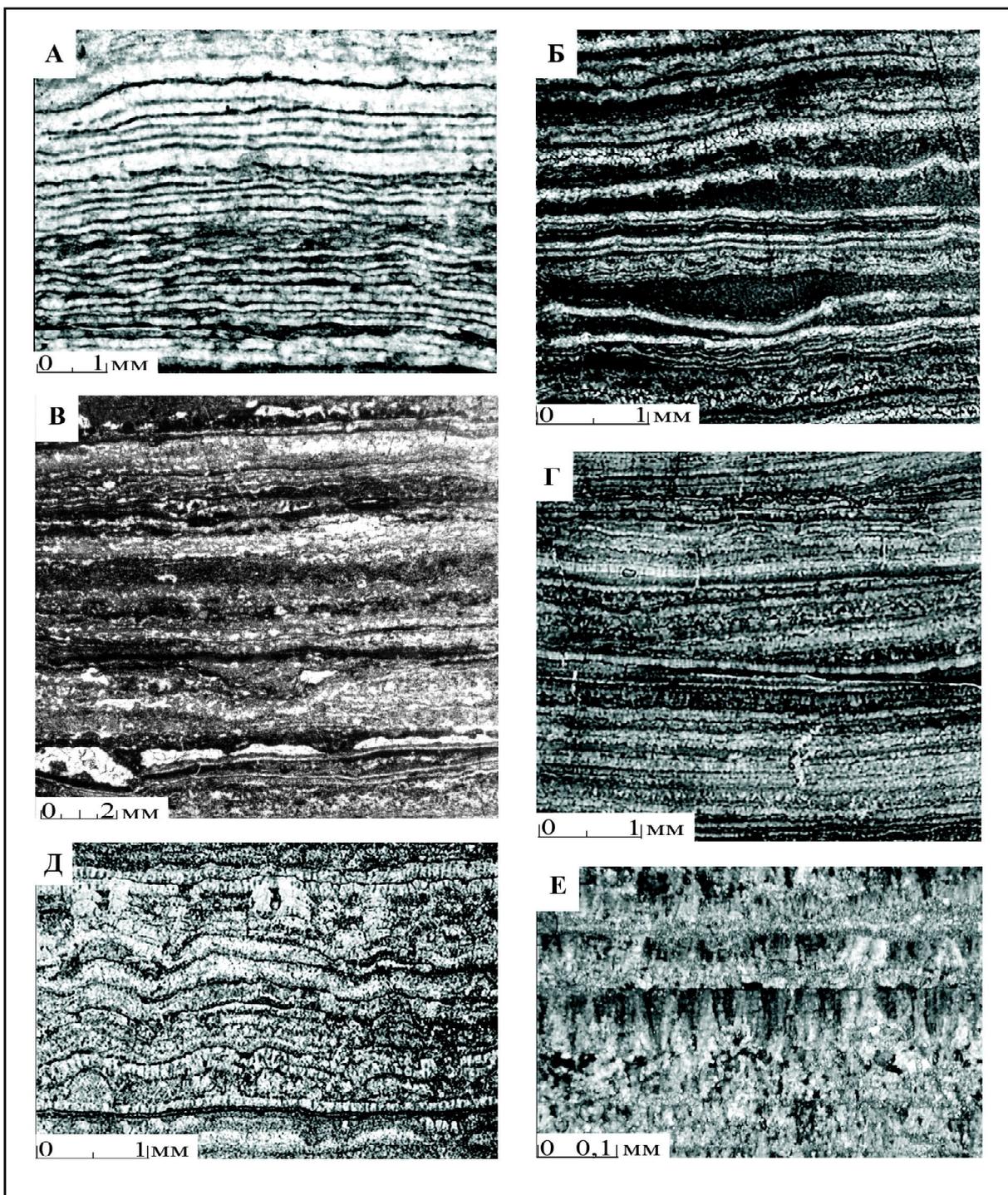


Рис. 3. Микроструктуры пластовых строматолитов (ламинитов):

А – спаритовые ламины толще микритовых (вингольдинская толща); Б – микритовые микрослои толще спаритовых (юкгенская толща); В – сгустково-комковатое строение микритовых слоев (юрубченская толща); Г – фиброзное строение отдельных ламин (куюмбинская толща); Д, Е – фиброзная микроструктура спаритовых ламин (вингольдинская толща).

для пластовых строматолитов группы *Stratifera* Кор. [Комар, 1979]. Темные однородные микрослои, сложенные микритом, как правило более тонкие (0,05-0,5 мм), более ровные и выдержанные по мощности. Светлые спаритовые

микрослои, состоящие из мелкокристаллического карбоната, более широкие (0,5-1 мм), часто слабо волнистые, иногда линзовидные с раздувами до 2-3 мм (рис. 3А). В редких случаях, наоборот, темные микрослои разделены

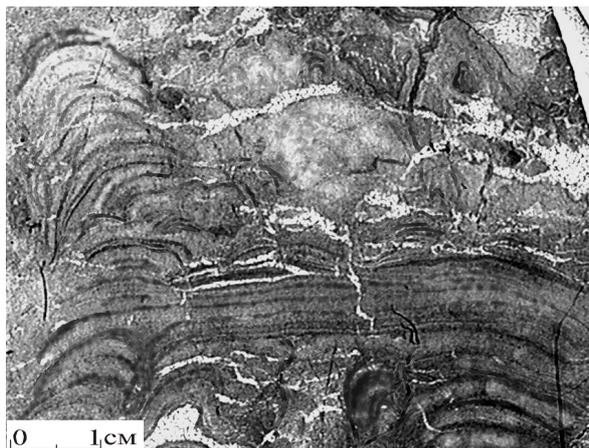


Рис. 4. Продольное сечение столбиков, отмечаются соединительные слои (юктенская толща).

более тонкими светлыми (рис. 3Б). Форма кристаллов в светлых слоях изометрическая и ромбоэдрическая. В некоторых строматолитах темные микрослои могут быть в виде слоев и микролинз неясно-сгусткового строения или в виде четких слоев сгустково-комковатого строения. Светлые микрослои прерывистые, переменной толщины (0,05-0,5 мм), сложены спаритовым тонкокристаллическим доломитом, в котором также отмечаются скопления темно-го микрита в виде линзочек и сгустков (рис. 3В).

Ко второму типу относится фибрильная микроструктура, характеризующаяся тем, что спаритовые микрослои сложены микрошестоватыми (волокнистыми) индивидами (рис. 3Е). Микрослои выдержаны по мощности, обычно не превышающей 0,2 мм, и отделяются друг от друга тонкими ламинами темного микрита (рис. 3Г). В большинстве случаев фибрильное строение сохраняется в пределах одной-трех ламин, но иногда прослеживается и через несколько десятков микрослоев (рис. 3Д). Такое фибрильное строение характерно для первичного арагонита и свидетельствует о ранней (сингенетической) литификации осадка, которая проявляется в приливно-отливных и надприливных обстановках. Темные микритовые ламини образовались в результате деградации микробильных матов, которая привела к осаждению на них синседиментационного фибрильного цемента [Ginsburg, 1957; Wolf, 1965; Grotzinger, Read, 1983, и др.]. Аналогичные микроструктуры встречены на Сибирской платформе в пластовых строматолитах *Gongylina diferenciata* из перитидальных карбонатов кютингдинской свиты [Knoll, Semikhatov, 1998].

В ламинитах с микроструктурами как первого, так и второго типа, часто наблюдаются уплощенные фенестры [структуры «птичий

глаз»], длиной до 3 см и высотой до 0,5 см. Наиболее крупные из них выполнены по периферии друзовидным доломитом, а в центральной части – яснокристаллическим доломитом или кварцем. Мелкие пустоты, как правило, полностью заполнены яснокристаллическим карбонатом (рис. 3В). Фиксируются регулярная седиментационная деструкция строматолитовых ламин, иногда шатровые структуры и трещины усыхания.

Нередко среди тонких горизонтальных строматолитовых слоев в юрубченской и куюмбинской толщах присутствуют столбчатые министроматолиты, ширина которых составляет 1-2 мм, а высота не превышает 1-2 см. Столбики субвертикальные, обычно расположены довольно близко друг к другу. Боковые стенки слабо бугорчатые. Микрослоистость довольно отчетливая. Светлые слойки более толстые, часто линзовидные, иногда с фибрильным строением. Темные микритовые слойки в основном выдержаны по мощности, но могут быть и линзовидными.

Столбчатые строматолиты отмечаются значительно реже, чем пластовые. Среди них выделяются неветвящиеся и ветвящиеся разновидности. Столбчатые ветвящиеся строматолиты встречены в юрубченской, куюмбинской и юктенской толщах. Чаще всего они представлены мелкими столбиками, шириной от 1 до 4 см и высотой 2-6 см, лишь в средней части куюмбинской толщи наблюдались формы высотой до 10-20 см. Столбики в основном неправильные, с раздувами в верхних частях, иногда изогнутые, расположены довольно тесно и часто соединяются переходными мостиками (рис. 4). Характер ветвления простой (один более широкий столбик распадается на несколько более мелких). Нередко наблюдаются постепенные взаимопереходы столбчатых и пластовых форм. Учитывая этот факт, а также наличие соединительных слоев, вероятно, было бы правильнее отнести эти строматолиты к столбчато-пластовому типу. Более всего они похожи на группу *Omachtenia* [Нужнов, 1967] и в основном характеризуются довольно четкой слоистой микроструктурой типа *Omachtenia omachtensis*, обусловленной чередова-

нием тонких («нитчатых») прослоев темного микрита и менее выдержанных по толщине, более широких, иногда линзовидных прослоев светлого мелкокристаллического карбоната. В единичных образцах наблюдалась нечеткая слоисто-сгустковая микроструктура. Межстолбиковое пространство заполнено в основном интракластическим и комковато-интракластическим доломитом, причем обломки строматолитовых слоев иногда преобладают и могут составить в отдельных случаях основную массу зернистого материала. В некоторых случаях в межстолбиковом пространстве отмечается небольшая (5-10 %, редко до 20 %) примесь кварцевых зерен алевро-песчаной размерности. В строматолитовых слоях обломочные зерна встречаются довольно редко, лишь в некоторых, чаще темных, слоях и представлены здесь в основном мелкоалевритовой фракцией.

Неветвящиеся столбчатые строматолиты обнаружены в куюмбинской, юктенской, токурской и ирэмэкэнской толщах. Они представлены прямыми субвертикальными столбиками с конически изогнутыми слоями, характерными для конофитонидов. Ширина столбиков 5-7 см и более (часто превышает диаметр керн), высота 10-20 см и более. Боковые стенки ровные. Межстолбиковое пространство заполнено глинисто-доломитовым материалом, иногда с обломками строматолитовых слоев и интракластами, сложенными микритом. Слоистость довольно отчетливо видна в образцах и менее четко в шлифах. Темные и светлые слои чередуются в виде прерывистых линзовидных полос и напоминают ленточную микроструктуру типа *Conophyton cylindricus* [Комар и др., 1965].

Анализ микроструктур строматолитов Байкитской антеклизы показывает, что в целом они достаточно однообразны. Это, вероятно, обусловлено, с одной стороны, определенным таксономическим составом строматолитообразователей, обитавших на данной территории в рассматриваемый период, а с другой стороны, сходством обстановок седиментации, особенно для ламинитов. Известно, что строматолитовые микроструктуры отражают метаболическую деятельность специфических микробных сообществ, эволюция которых связана с динамикой глобальных обстановок осадконакопления, и соответственно обладают определенными рамками распределения во времени [Семихатов, Раабен, 1994, 1996, и др.]. Согласно современным данным, широко распространен-

ные в рассматриваемых отложениях фиброзные микроструктуры свойственны нижнепротерозойским и ниже-среднерифейским строматолитам [Komar, 1989; Kah, Knoll, 1996; Grotzinger, Knoll, 1999; Sharma, Sergeev, 2004, и др.]. В остальных временных интервалах они встречаются крайне редко. На Сибирской платформе они известны в нижнерифейских отложениях – кютингдинской свите Оленекского поднятия, омахтинской свите Учуро-Майского региона и верхах котуйканской свиты Анабарского массива [Knoll, Semikhatov, 1998]. Поэтому массовые находки в разрезе фиброзных микроструктур свидетельствуют в пользу предположения о ниже-среднерифейском возрасте карбонатных комплексов Байкитской антеклизы. Преимущественное развитие среди строматолитов пластовых форм и присутствие мини-строматолитов также характерно для нижнего и среднего протерозоя. Причем мини-строматолиты (микростроматиты) практически полностью исчезают уже в среднем рифее [Раабен, 1980; Семихатов, Раабен, 1993, и др.]. Формы с микроструктурами типа *Omachtenia omachtensis* и *Gongylina diferenciata* ограничены в своем распространении поздним палеопротерозоем и мезопротерозоем (Knoll, Semikhatov, 1998).

Постседиментационные изменения

В литературе неоднократно подчеркивалось, что микроструктура древних строматолитов является результатом различных вторичных изменений, которые накладывались на водорослевую «канву», в разной степени искажая ее первоначальное строение [Маслов, 1960; Крылов, 1963, 1975; Серебряков, 1975, и др.].

Первичная структура байкитских строматолитов, к сожалению, была в значительной степени преобразована под влиянием постседиментационных процессов, главную роль среди которых сыграла перекристаллизация. В строматолитовых породах данный процесс начинается со светлых микрослоев. На начальном этапе в них возникают вытянутые по слоистости пятна более крупнокристаллического доломита, которые постепенно сливаются, охватывая весь слой. Строматолитовая слоистость определяется чередованием слоев микритового и тонко-мелкокристаллического доломита, связанных между собой постепенными переходами. На этом фоне часто появляются удлиненные пятна крупнокристаллических агрега-

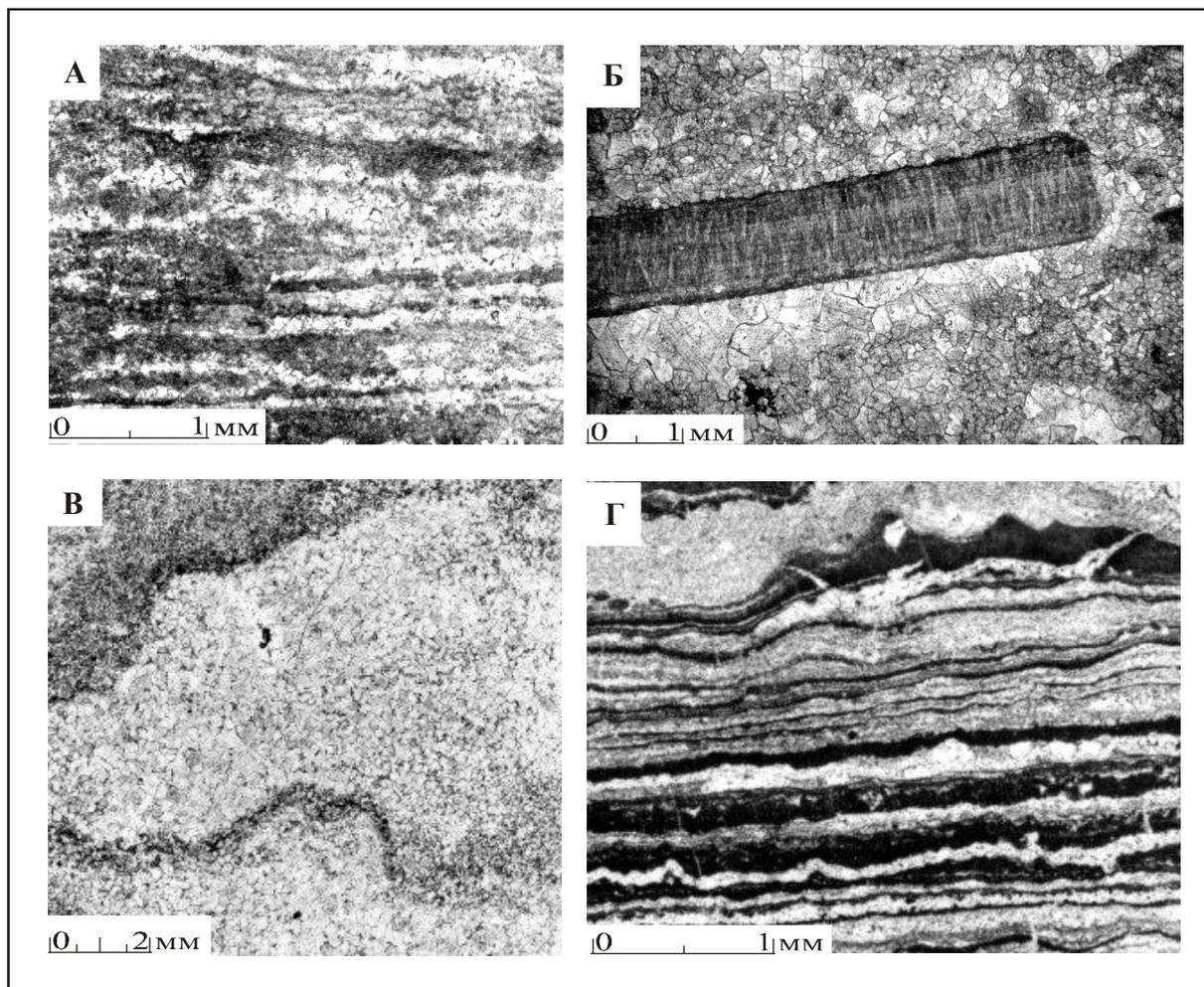


Рис. 5. Постседиментационные изменения строматолитов:

А – линзовидно-пятнистая микроструктура перекристаллизованного строматолитового ламинита (юкпенская толща); Б – обломок строматолитовой ламины с хорошо сохранившейся фиброзной структурой в перекристаллизованном интракластическом доломите (куюмбинская толща); В – фрагмент сильно перекристаллизованного строматолитового столбика. Строматолитовая структура подчеркивается различными размерами кристаллов в отдельных микрослойках. (токурская толща); Г – кремненый ламинит с хорошо сохранившейся горизонтально-слоистой микроструктурой (юрубченская толща).

тов перекристаллизации более поздних этапов и породы приобретают линзовидно-пятнистую микроструктуру (рис. 5А). При дальнейшем развитии процесса перекристаллизации подвергаются и темные микритовые микрослои, лучшая сохранность которых объясняется присутствием примесей глинистого и органического вещества. Первичная слоистая микроструктура становится практически неразличимой в шлифах и улавливается только при макроизучении.

Наиболее интенсивно перекристаллизованы «чистые» строматолитовые доломиты. В породах, которые содержат примесь силикокластики, особенно тонкой, перекристаллизация проходила менее интенсивно. Очень показательны в этом плане строматолитовые ламиниты.

Слойки с фиброзным строением в основном сохранились в них лишь в виде реликтов, однако, фиброзная структура прекрасной сохранности очень часто наблюдается в обломках ламинитов (строматокластах) в интракластических доломитах, матрикс которых обогащен силикокластикой (рис. 5Б). Интенсивной перекристаллизации подверглись доломиты из конофитоидных строматолитов (рис. 5В).

Окремнение, широко развитое в изученных породах, по-разному повлияло на их первичную структуру. Ранее нами отмечалось, что окремнение происходило еще на стадии седиментогенеза – раннего диагенеза, а в дальнейшем кремнезем был перераспределен и перекристаллизован [Варакина, Хабаров, 2000].

Рис. 6. Тонкое переслаивание оолито-комковато-интракластических грейнстоунов и ламинитов.

А – юрубченская толща; Б – куюмбинская толща.

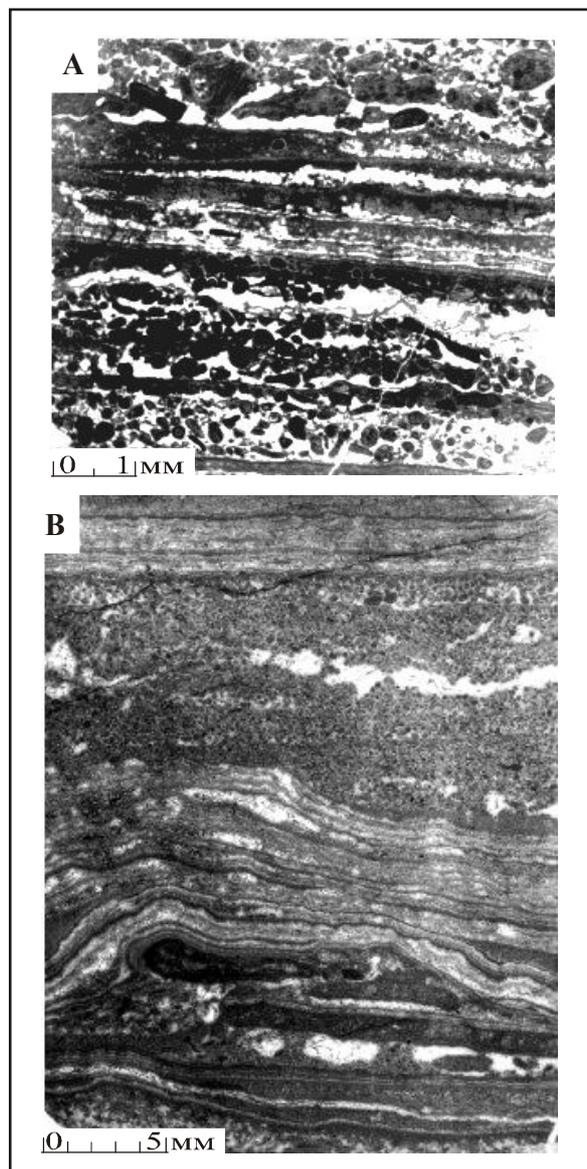
Наиболее часто раннедиагенетические кремнистые агрегаты образуют согласные со слоистостью прерывистые линзы и прослой, в которых сохраняются все первичные особенности строения строматолитов (рис. 5Г). Более поздние кремнистые образования отмечаются в виде желваков, мелких линз и прожилков, сложенных тонко-мелкокристаллическим кварцем или радиально-лучистым халцедоном, которые затушевывают первоначальный «рисунок» породы. Самая поздняя генерация выполняет поры, каверны и трещины.

Кроме того, в строматолитовых породах интенсивно проходили процессы выщелачивания и стилолитизации. Пустоты выщелачивания удлиненные, вытянутые по слоистости, как правило, выполненные яснокристаллическим доломитом, в некоторой степени «стирают» особенности первичной структуры. Наиболее часто они встречаются в пластово-строматолитовых доломитах. Стилолитовые швы тоже наиболее развиты в ламинитах и приурочены к микролитовым слоям, которые обогащены глинистым и органическим веществом. Зачаточные слабобугорчатые разновидности только подчеркивают первичную слоистость, но более выраженные структуры растворения, толщиной от нескольких миллиметров до 5-8 см, изменяют облик пород, часто приводя к их дезинтеграции.

Таким образом, постседиментационные процессы значительно усложнили первоначальные микроstructures строматолитов Байкитской антеклизы. Тем не менее, все они носили унаследованный характер, который определялся седиментационными особенностями пород, поэтому во многих случаях первичная структура строматолитов вполне распознаваема.

Литологические ассоциации и обстановки осадконакопления

В настоящее время выяснилось, что докембрийские строматолиты формируются в различных обстановках от средне-глубокого шельфа до супралиторали [Gebelein, 1969; Серебряков, 1979; Grotzinger, 1986; Walter et al.,



1992; Grotzinger, Knoll, 1999; Хабаров, 1999, и др.]. Различные условия осадконакопления нашли отражение в микроstructures и морфологии строматолитов, а также в их взаимоотношениях с различными типами пород.

Практически повсеместное распространение строматолиты на рассматриваемой территории получили со времени формирования юрубченской толщи, где представлены главным образом ламинитами. Строматолитовые ламиниты широко развиты также в куюмбинской, копчерской, юктенской, рассолкинской и вингольдинской толщах. Они редко формируют самостоятельные комплексы мощностью в несколько метров и обычно находятся в более тонком переслаивании с зернистыми доломитами, в основном с комковато-интракластическими, комковато-пизолитово-интракластическими

Скв. Куюмбинская-211

Скв. Юрубченская-103

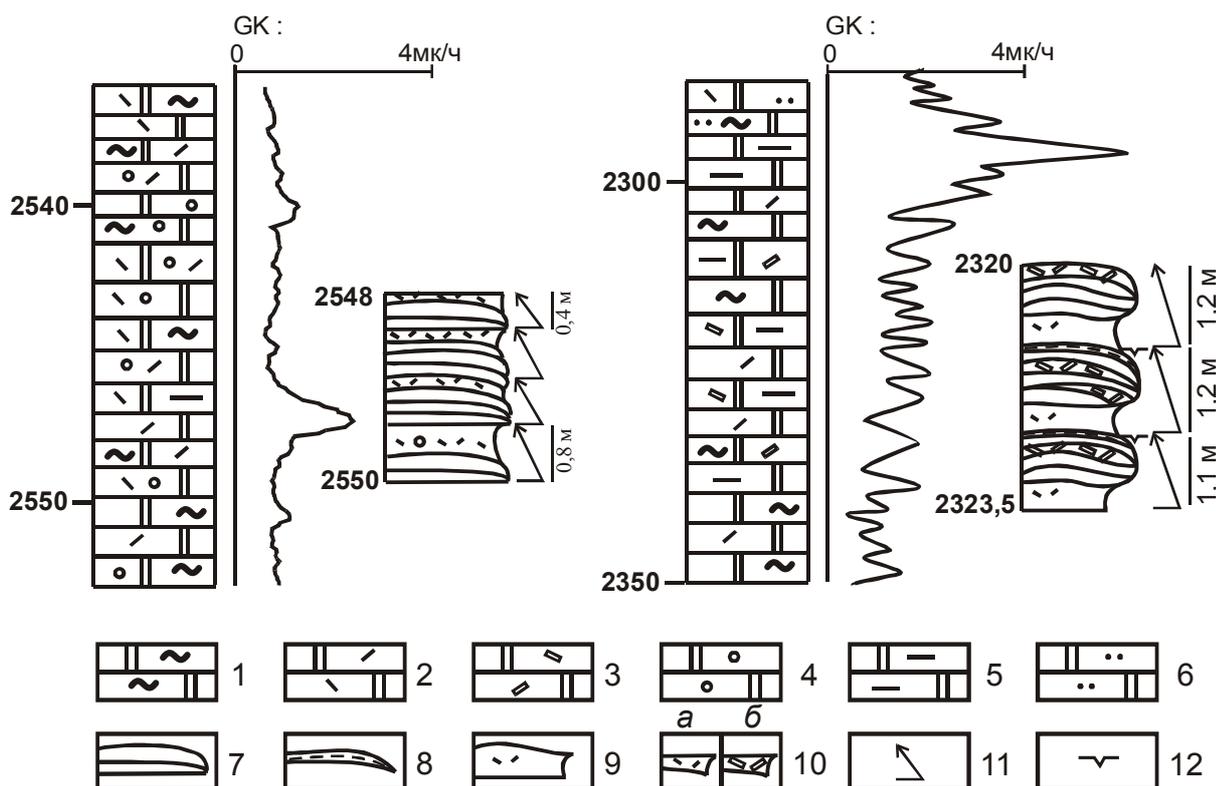


Рис. 7. Примеры строения некоторых пачек вингольдинской толщи.

Условные обозначения: Доломиты (1-6): 1 – пластово-строматолитовые (ламиниты), 2 – мелкоинтракластические, 3 – крупноинтракластические, 4 – комковатые, 5 – глинистые и микритовые, 6 – алевро-песчанистые; 7 – ламиниты; 8 – примазки аргиллитов; 9 – мадстоуны-вакстоуны; 10а – мелкоинтракластические пакстоуны; 10б – крупноинтракластические пакстоуны; 11 – циклы обмеления; 12 – трещины усыхания; GK – гамма-каротаж.

и интракластическими грейнстоунами-пакстоунами. Мощность переслаивания строматолитовых и зернистых пород меняется от нескольких миллиметров до первых метров. Образование тонких миллиметрово-сантиметровых последовательностей, в которых нередко отмечается седиментационное дробление строматолитовых ламин и градационное распределение карбонатных зерен, связано со штормовыми волнениями или приливно-отливной деятельностью [James, 1977; Hardie, Shinn, 1986, и др.] (рис. 6А,Б). Последовательности метрового масштаба, фиксирующие обмеление бассейна, отражают малоамплитудные колебания уровня моря [Уилсон, 1980; James, 1984; Pratt et al., 1992, и др.]. Мощности строматолитовых и зернистых прослоев в таких циклах обычно соизмеримы и колеблются в пределах от 0,1 до 0,5 м, редко до 1-2 м (рис. 7). На некоторых уровнях среди пластово-строматолитовых и зернистых доломитов появляются микритово-

зернистые (вакстоуны) и микритовые (мадстоуны) разновидности, а также прослои аргиллитов. Эти породы формируют последовательности обмеления, нижний элемент которых сложен однородными, в разной степени глинистыми мадстоунами и мелкоинтракластическими вакстоунами, а верхний представлен ламинитами с линзами крупноинтракластических пакстоунов, с тонкими прослоями аргиллитов с трещинами усыхания (рис. 7).

В пластовых строматолитах часто наблюдаются фенестральные структуры, регулярная деструкция микрослойков и иногда структуры типа «типи». На поверхностях наслоения нередко фиксируются примазки аргиллитов с трещинами усыхания. Отмечаются ассоциации с мини-строматолитами и мелко столбчатыми разновидностями. Широко распространена фиброзная микроструктура. Все эти признаки указывают на то, что образование ламинитов происходило в мелководных обстановках с уме-

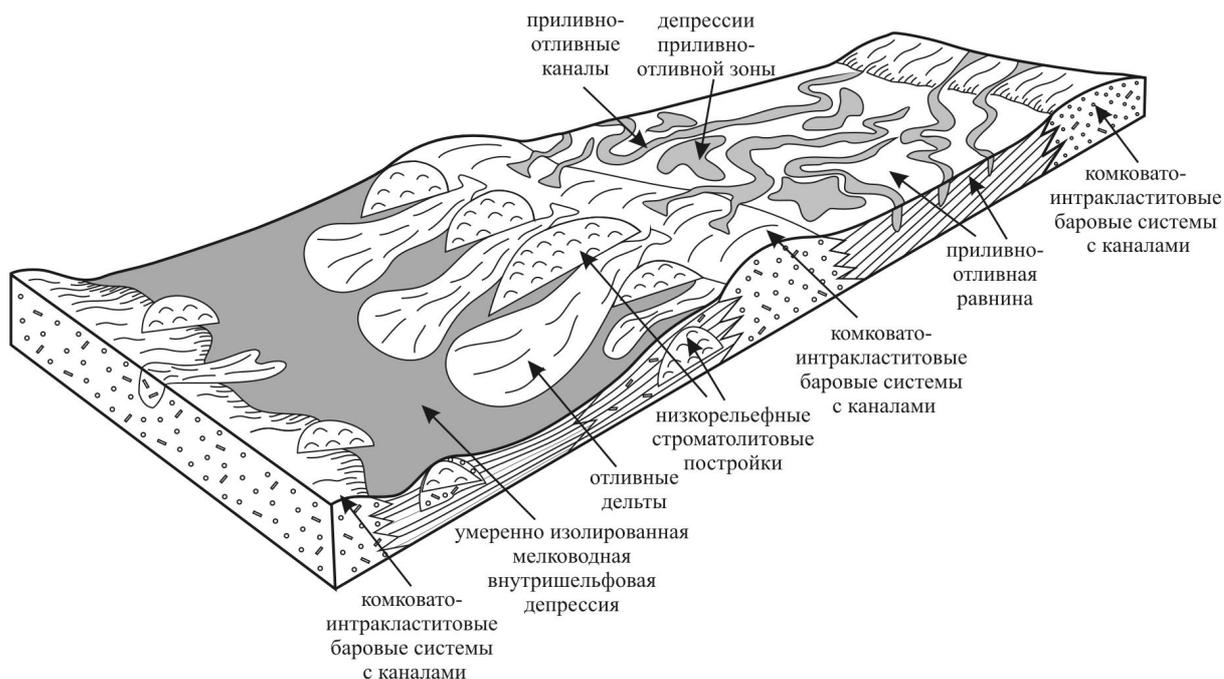


Рис. 8. Принципиальная модель формирования рифейских отложений Байкитской антеклизы.

ренным гидродинамическим режимом, периодически нарушаемым штормовыми волнениями и приливно-отливными течениями, которые приводили к интенсивной деструкции строматолитовых образований и накоплению комковато-интракластических осадков. Это подтверждается преобладающей ролью строматокластов, среди которых нередки крупные (до 7-10 см в длину) фрагменты ламин. Иногда в разрезах встречаются последовательности метрового масштаба с эрозионной нижней границей и многочисленными крупными интракластами строматолитов и глинистых доломитов с постепенным уменьшением размерности частиц вверх по разрезу, которые заполняли приливно-отливные мигрирующие русла приливно-отливных и надприливных зон. Повсеместно фиксируются поверхности размыва и знаки мелкой волновой ряби, кроме того, встречаются градиционные прослойки и слои интракластиков с резкими нижними и верхними границами, которые нередко образуют ассоциации прирусловых валов. Относительно мощные (в несколько метров) горизонты хорошо сортированных оолито-интракластовых грейнстоунов, которые иногда встречаются среди строматолитовых пород, могут соответствовать барам, находящимся под влиянием приливно-отливных течений.

Столбчатые ветвящиеся строматолиты наиболее часто встречаются в отложениях

юрубченского, верхнекумбинского и нижнекумбинского уровней и, как правило, не образуют мощных органогенных построек, а в виде мелких куполов размещаются в горизонтах пластовых строматолитов. Нередко наблюдаются постепенные переходы от горизонтально слоистых форм к столбчатым и наоборот. Иногда они формируют небольшие ($\leq 0,5$ м) самостоятельные биогермные постройки среди комковато-интракластических пакстоунов-грейнстоунов. Межстолбиковое пространство также заполнено интракластическим материалом. Ассоциация их с хорошо и умеренно сортированными зернистыми породами свидетельствует о более активном гидродинамическом режиме, чем при накоплении ламинитов или конофитонов.

Неветвящиеся (конофитоидные) столбчатые строматолиты фиксируются на среднекумбинском, верхнекумбинском, токурском и ирэмээнском уровнях, где формируют достаточно крупные (мощностью 10-60 м) биогермные постройки среди микритовых и глинистых пород. Межстолбиковое пространство также заполнено глинисто-доломитовым материалом. Характерно, что объем межстолбикового пространства в 1,5-2 раза превышает объем самих строматолитовых построек. Их появление в разрезе приурочено к этапам максимального углубления бассейна [Хабаров и др., 2002]. Морфологические особенности конофитонидов,

а также ассоциация с глинистыми микритами и аргиллитами, предполагают относительно спокойные условия их роста ниже базиса действия обычных волн, вероятно, в пределах среднего шельфа.

Суммируя данные об условиях образования различных типов строматолитов и учитывая закономерности их распределения в разрезе, можно сделать вывод о том, что осадконакопление на исследуемой территории происходило, главным образом, в пределах области, простирающейся от верхней сублиторали до супралиторали. На мелководном шельфе существовали морфологически выраженные барово-отмельные системы с хорошо развитыми приливо-отливными зонами с равнинами, эфемерными депрессиями и приливо-отливными каналами (рис. 8). По краям этих отмелей могли формироваться низкорельефные строматолитовые постройки с приливо-отливными каналами, по которым сбрасывался материал и формировались отливные дельты. Крупные барово-отмельные системы разделялись мелководными внутришельфовыми депрессиями. Цикличность, которая фиксируется в разрезе, отражает периодическую смену обстановок приливо-отливных зон (и, возможно, достаточно обширных внутришельфовых мелководных депрессий) и карбонатных песчаных баров-гряд, частично переработанных приливо-отливными каналами. В периоды относительного повышения уровня моря в пределах средне-глубокого шельфа в ассоциации с глинистыми и микритовыми осадками формировались постройки конофитонидов.

Заключение

Строматолиты занимают значительную часть рифейского разреза Байкитской антеклизы. Среди них выделяются пластовые, столбчатые ветвящиеся и неветвящиеся формы, а также мини-строматолиты.

Анализ строения строматолитов показал, что пластовые и столбчатые разновидности характеризуются практически однотипными микроструктурами. Постседиментационные преобразования носили унаследованный характер и в большинстве случаев не уничтожили особенностей первичной структуры строматолитов. Во многих пластовых разновидностях сохранилось фиброзное строение отдельных ламин, характерное для арагонита. Сходство микроструктур изучаемых строматолитов обус-

ловлено развитием определенных микробильных сообществ, а также однообразием обстановок седиментации, особенно для ламинитов.

Наибольшее распространение в рифейском разрезе Байкитской антеклизы получили строматолитовые ламиниты. Их ассоциация с хорошо- и среднесортированными грейнстоунами-пакстоунами и наличие многочисленных текстур-индикаторов мелководной среды свидетельствуют о накоплении ламинитовых осадков в пределах карбонатной платформы (или на рампе, который, возможно, переходил в шельфовый склон), в перитидальных (самая верхняя часть сублиторали, литораль и супралитораль) обстановках с умеренным гидродинамическим режимом, периодически нарушавшимся штормами и приливо-отливными течениями. На участках с более активной гидродинамикой формировались столбчатые ветвящиеся строматолиты. Цикличность, которая фиксируется в разрезе указывает на постоянную миграцию барово-отмельных систем и локальных депрессий, а также зон интенсивного строматолитообразования. Развитие на некоторых уровнях построек из конофитоидных строматолитов в ассоциации с мадстоунами и аргиллитами свидетельствует о периодическом затоплении шельфа.

По ряду признаков (ламиниты с фиброзной микроструктурой, мини-строматолиты, разномасштабная цикличность) изученные отложения имеют несомненное сходство с нижнерифейскими карбонатными комплексами Сибирской платформы и ее периферии.

Список литературы

- Варакина И.В., Хабаров Е.М.* Обстановки седиментации и постседиментационные изменения рифейских карбонатных отложений Куломбинского месторождения // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 28-36.
- Виноградов В.И., Корж М.В., Сорокина И.Э. и др.* Изотопные признаки эпигенетических преобразований довендских отложений осадочного чехла Байкитского поднятия. Сибирская платформа // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 3. С. 268-279.
- Герасименко Л.М., Заварзин Г.А.* Реликтовые цианобактериальные сообщества // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 222-254.
- Комар Вл.А.* Классификация строматолитов по микроструктурам // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 42-45.
- Комар Вл.А.* Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 3-15.

МИКРОСТРУКТУРЫ, ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И УСЛОВИЯ

- Комар В.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А.* Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1965. 68 с.
- Королюк И.К.* Строматолиты верхнего докембрия // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 112-161.
- Краевский Б.Г., Пустыльников А.М., Кринин В.А. и др.* Новые данные по стратиграфии рифейских отложений Байкитской антиклизы // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 103-110.
- Крылов И.Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Наука, 1963. 133 с.
- Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
- Маслов В.П.* Строматолиты. М.: Наука, 1960. 188 с.
- Нужнов С.В.* Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 159 с.
- Раабен М.Е.* Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды). М.: Наука, 1969. 97 с.
- Раабен М.Е.* Микростроматолиты – характерный элемент нижнепротерозойского строматолитового комплекса // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. С. 734-737.
- Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.
- Семихатов М.А., Комар В.А.* Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация, классификация и стратиграфическое значение // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 13-31.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 3-12.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 1. № 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.
- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 160 с.
- Серебряков С.Н.* Условия образования строматолитов в рифее // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 53-57.
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В. и др.* Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 154-156.
- Уилсон Дж.Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
- Хабаров Е.М.* Рифейские рифогенные системы юга Восточной Сибири и проблема эволюции рифообразования в геологической истории // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: НИЦ ОИГТМСОРАН, 1996. С. 212-215.
- Хабаров Е.М.* Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1149-1169.
- Хабаров Е.М., Морозова И.П., Пономарчук В.А. и др.* Корреляция и возраст нефтегазоносных рифейских отложений Байкитской антеклизы Сибирской платформы по изотопно-геохимическим данным // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 3. С. 378-380.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. и др.* Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 20-40.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. и др.* Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиза) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 211-239.
- Хоментовский В.В., Наговицин К.Е.* Неопротерозой запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 10. С. 1365-1376.
- Шенфиль В.Ю.* Проблема корреляции рифейских отложений Сибири по строматолитам // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 22-37.
- Bartley J.K., Knoll A.N., Grotzinger J.P., Sergeev V.N.* Lithification and fabric genesis in precipitated stromatolites and associated peritidal carbonates, Mesoproterozoic Billyakh Group, Siberia // SEPM Special Publ. 2000. V. 67. P. 59-73.
- Chafetz H.S., Buszynski C.* Bacterially induced lithification of microbial mats // J. Palaios. 1992. V. 7. № 3. P. 277-293.
- Fairchild J.J.* Origin of carbonate in Neoproterozoic stromatolites and identification of modern analogues // Precambrian Res. 1991. V. 53. № 2. P. 281-299.
- Gebelein C.D.* Distribution, morphology and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites in Bermuda // J. Sediment. Petrol. 1969. V. 39. № 1. P. 49-69.
- Gebelein C.D., Hoffman P.* Algal origin of dolomite lamination in stromatolitic limestone // J. Sediment. Petrol. 1973. V. 43. P. 603-613.
- Ginsburg R.N.* Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida // Regional Aspect of Carbonate Deposition. SEPM Spec. Publ. 1957. № 5. P. 80-100.
- Grotzinger J.P.* Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay Orogen, Northwest Territories, Canada // J. Sediment. Petrol. 1986. V. 56. № 1. P. 831-847.

- Grotzinger J.P., Knoll F.H.* Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks // *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1999. V. 27. P. 313-358.
- Grotzinger J.P., Read J.F.* Evidence for primary aragonite precipitation Lower Proterozoic (1,9 Ga) Rocknest dolomite, Wopmay Orogen, Northwest Canada // *Geology*. 1983. V. 11. № 12. P. 710-713.
- Hardie L.A., Shinn E.A.* Carbonate depositional environments modern and ancient. Pt. 3: Tidal flats // *Quart. Colorado School Mines*. 1986. V. 81. № 1. P. 1-74.
- James N.P.* Facies models: 7-Introduction to carbonate facies models // *Geoscience Canada*. 1977. № 4. P. 123-126.
- James N.P.* Shallowing-upward sequences in carbonates // *Facies models* / Ed. R.G. Walker 1984. P. 213-228.
- Kah L.C., Knoll A.H.* Microbenthic distribution of Proterozoic tidal flats: environmental and taphonomic consideration // *Geology*. 1996. V. 24. P. 79-82.
- Knoll A.H., Semikhatov M.A.* The genesis and time distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // *J. Palaios*. 1998. V. 13. P. 408-422.
- Komar V.A.* Classification of microstructures of the upper Precambrian stromatolites // *J. Himalayan Geology*. 1989. V. 13. P. 229-238.
- Lanier V.P.* Structure and Morphogenesis of Microstromatolites from the Transvaal Supergroup, South Africa // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. № 1. P. 88-99.
- Monty C.L.V.* Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolitic communities, an overview // *Ann. Soc. Geol. Belg.* 1979. V. 96. P. 585-624.
- Pratt B.R., James N.P., Cowan C.A.* Peritidal Carbonates // *Facies models response to sea level change*. Geol. Ass. Canada, 1992. P. 303-320.
- Rasmussen K.A., Macintyre I.G., Prufert L.* Modern stromatolite reefs fringing a brackish coastline, Chetumal Bay, Belize // *Geology*. 1993. V. 21. № 3. P. 199-203.
- Riding R., Sharma M.* Late Paleoproterozoic (~1800-1600 Ma) stromatolites, Guddapah Basin, Southern India: cyanobacterial or other bacterial microfabrics? // *Precambrian Res.* 1998. V. 92. P. 21-35.
- Sharma M., Sergeev V.N.* Genesis of carbonate precipitate patterns and associated microfossils in Mesoproterozoic formation of India and Russia – a comparative study // *Precambrian Res.* 2004. V. 134. P. 317-347.
- Walter M.R.* Interpreting stromatolites // *Amer. Sci.* 1977. V. 65. P. 563-571.
- Walter M.R., Grotzinger J.P., Schopf J.W.* Proterozoic stromatolites // *The Proterozoic biosphere. A multidisciplinary study* / Eds. J.W. Schopf, C. Klein. Cambridge Univ. Press, 1992. P. 253-260.
- Wolf K.H.* Litoral environment indicated by open-space in algal reef // *J. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* 1965. № 1. P. 183-223.

Рецензент член-корр. РАН А.В. Маслов