Гео-биологические системы в прошлом

Программа Президиума РАН
«Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем»

Научно-образовательный центр ПИН РАН
Научно-образовательный центр ИНМИ РАН

РИФОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ И РИФЫ В ЭВОЛЮЦИИ БИОСФЕРЫ

Москва
ПИН РАН
2011

1 Rozhnov.indd 1 8/23/11 5:29:16 PM

ISBN 978-5-903825-17-2

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Отв. ред. С.В. Рожнов. Серия «Гео-биологические процессы в прошлом». Москва, ПИН РАН, 2011. 228 с. (97 ил.).
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf
ISBN 978-5-903825-17-2

Редакционный совет серии:
академик Г.А. Заварзин
академик А.Ю. Розанов
академик Н.А. Колчанов
академик Н.Л. Добрецов
академик Н.П. Юшкин
д.б.н. А.В. Лопатин
д.б.н. А.Г. Пономаренко
д.б.н. С.В. Рожнов

Ответственный редактор С.В. Рожнов

ISBN 978-5-903825-17-2

© Коллектив авторов
© ПИН РАН, 2011
© А.А. Ермаков (обложка)

1 Rozhnov.indd 2 8/23/11 5:29:17 PM

СОДЕРЖАНИЕ

Заварзин Г.А., Рожнов С.В. Рифы в эволюции гео-биологических систем. Постановка проблемы 4

В.А. Лучинина. Палеоальгология при переходе от циано-бактериальной (строматолитовой) к водорослевой экосистеме на примере кембрийских отложений Сибирской платформы 26

Н.В. Сенников. Позднеордовикский и раннесилурийский этапы развития рифовых построек в Алтае-Салаирском бассейне 38

Б.И. Чувашов. Рифовые системы Уральского подвижного пояса и эволюция рифообразующих биот 71

А.И. Антошкина. Раннепалеозойское рифообразование на Севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями 116

В.В. Баранов. Рифообразование в среднем палеозое Северо-Востока Азии 142

И.А. Гончарова, Ю.В. Ростовцева. Развитие карбонатных органогенных построек в среднем-позднем миоцене Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис) 155

Т.Н. Даутова. Современные коралловые экосистемы: пути распространения и состав сообществ 179

Н.М. Задорожная. Терминология, систематика и классификация рифогенных формаций 201

1 Rozhnov.indd 3 8/23/11 5:29:17 PM

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 4–25.
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf

РИФЫ В ЭВОЛЮЦИИ ГЕО-БИОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ.

С.В. Рожнов, Г.А. Заварзин

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН
rozhnov@paleo.ru
Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН
zavarzin@inmi.host.ru

Рифовые системы являются геоморфологическим барьером, седиментационными и химико-биологическими фильтрами в направленном от суши к океану потоке влияния гео-биосферных процессов. Геоморфологический барьер рифовой системы может быть выражен в разном масштабе биогенного рельефа. Прямое воздействие биоты создает карбонатный геохимический барьер со шлейфом последствий для осадконакопления и, в более широких масштабах, для формирования осадочной оболочки. Топографически продуценты и консументы рифа могут быть разнесены на большое расстояние или быть настолько сближены, что представляют собой единое целое. Трофическую систему современного кораллового рифа можно представить в виде двойной петли. По внутренней петле симбиотические водоросли поставляют органику кораллам, а кораллы водорослям биогены. Внешняя петля обеспечивает развитие биоразнообразия в коралловом рифе и увеличивает продуктивность кораллов.

Ключевые слова: рифы, биогермы, эволюция биосферы, трофика, химико-биологический фильтр, геоморфологический барьер

ВВЕДЕНИЕ

Под рифами нередко понимают любые биогенные постройки, выраженные в топографическом рельефе (Wood, 1999). Выраженность рифов в рельефе подразумевает прямое воздействие биоты на геоморфологию. Топография, как и рифы, может быть разного масштаба. Но в целом рифы тесно связаны с карбонатными платформами, под которыми понимается обширное карбонатное тело с более или менее горизонтальной верхней

1 Rozhnov.indd 4 8/23/11 5:29:17 PM

поверхностью и обрывистыми окраинами. Карбонатные платформы располагаются обычно в пределах шельфа и классифицируются по морфологическим, тектоническим и генетическим признакам. Многие рифовые системы нередко приурочены к бровке шельфовой карбонатной платформы, маркируя перегиб в сторону океанических глубин. Рифы и карбонатные платформы обязаны своим развитием, прежде всего, биоте, поставляющей карбонатный материал и образующей сложную гео-биологическую систему с окружающей средой. На развитие рифов и карбонатных платформ прямо или опосредованно влияют многие факторы, нередко образующие положительные и отрицательные обратные связи с рифовой системой. Воздействие этих факторов может быть разной продолжительности и разного масштаба. Факторы, действующие в масштабах эволюции биосферы, оказывают более значительное влияние на развитие рифовых систем, чем простое суммирование и усреднение коротких по продолжительности и ограниченных по площади факторов.

Рифы приурочены к определенной ландшафтной и климатической зоне и представляют наиболее наглядный пример прямого воздействия биоты на геоморфологический рельеф обитаемой поверхности Земли. Они образуют важный пограничный биоценоз на границе суши и моря (рис. 1). Прямое воздействие биоты создает карбонатный геохимический барьер со шлейфом последствий для осадконакопления и, в более широких масштабах, для формирования осадочной оболочки. В зарифовом пространстве развиваются геохимические и биологические процессы лагунного типа, свойственные амфибиальным ландшафтам. Перед фронтом рифа существует пелагическая система открытого моря. Контрастная обстановка создает условия для быстрого протекания геохимических процессов в масштабах мегабиологии. Опосредованное воздействие биоты может превосходить прямые процессы образования скелетных структур.

Влияние различных факторов на развитие рифовых систем и, шире, карбонатных платформ, активно изучается многими исследователями в мире. В нашей стране особое место в изучении кораллов и рифовых фаций принадлежит академику Б.С. Соколову. В 1951–1955 гг. вышла его фундаментальная монография «Табуляты палеозоя Европейской части СССР» – серия из шести книг, в которой впервые в мировой литературе на огромном материале рассмотрены общие вопросы систематики, эволюции, филогении, стратиграфического и географического распространения книдарий (табулят, гелиолитид, хететид) с охватом всей палеозойской истории, от возникновения и до вымирания. В семидесятые годы под его руководством была создана уникальная по своим масштабам научная программа сравнительного изучения современных и ископаемых рифовых экосистем, которая связала воедино имеющие первоочередное экономическое значение палеонтологические исследования кораллов и изучение рифогенных систем со-

1 Rozhnov.indd 5 8/23/11 5:29:17 PM

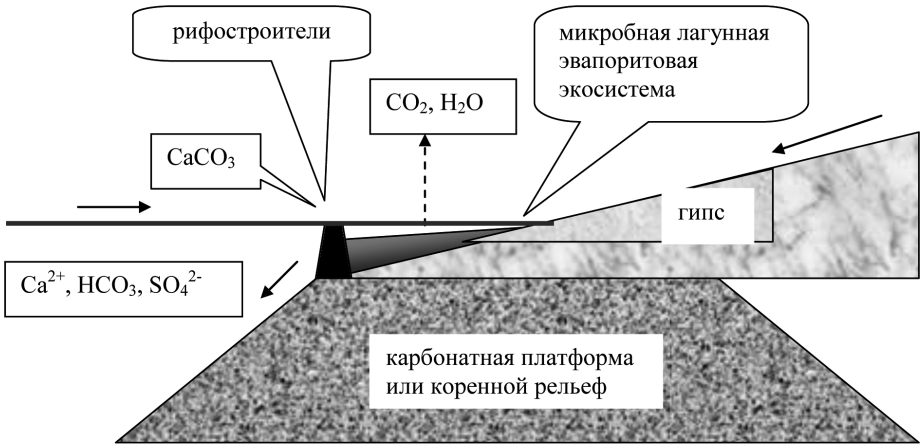


Рис. 1. Схема рифовой системы.

временного Мирового океана. Работами академика А.Ю. Розанова по археоциатам и стратиграфии кембрия Сибири были заложены основы понимания развития и функционирования кембрийских рифовых систем. Многие факты по стратиграфическому и географическому распространению рифовых систем и влияющим на их развитие факторов (тектоника, климат, седиментация, течения, соленость, биоразнообразие, эвстатика) собраны в единую базу данных, например в рамках проекта "Carbonate Analogs Through Time", закончившегося десять лет назад (Lukasik, Simo, 2008). Значительно меньше обращают внимания на другой процесс – влияние рифовых систем на развитие биосферы. Этот аспект развития рифовых систем требует специального изучения, которое предполагает выявление положительных и отрицательных обратных связей в развитии рифовой системы, вписанной в географическое, геологическое и биологическое окружение.

РИФЫ В ГЛОБАЛЬНОМ БАЛАНСЕ

В глобальном балансе рифовые системы играют роль стока CO_2 с образованием известняковых карбонатных толщ, но одновременно служат источником так называемого «кораллового потока CO_2», возвращающего половину растворенной углекислоты в атмосферу. Только в этом смысле, как играющие большую роль в цикле углекислого газа, они могут называться легкими планеты, как выделяющие углекислый газ. Но захоронение углерода в виде карбонатов как конечного результата стока углекислого газа не связано с выделением кислорода и его глобальным балансом. Поэтому сравнение связывания углекислого газа в рифах и захоронения органики в болотных отложениях торфа (Жирков, 2010) некорректно. По глобальному масштабу процесса связывания CO_2 в осадочные породы рифовые системы

1 Rozhnov.indd 6 8/23/11 5:29:17 PM

конкурируют с образованием карбонатного ила планктонными организмами и отложением скелетных образований многоклеточными организмами, кокколитофоридами и фораминиферами вне рифовой системы.

Обстановка накопления карбонатов жестко связана с климатом и происходит в условиях избыточного испарения и удаления CO_2 вследствие падения растворимости углекислоты на прогреваемом мелководье. Привнос растворенной углекислоты в географическую зону образования рифов происходит с холодной водой вследствие глобального конвейера морских течений. Огромное количество захороненного карбоната в рифах и карбонатных платформах (в фанерозое не менее 50 % всех осадочных образований) не могло не быть мощным регулятором углекислого газа в атмосфере. Наибольшее количество карбоната кальция образуется в тропиках, то есть при достаточно высокой температуре воды и атмосферы, что связано с нарушением карбонатного равновесия в теплых водах в связи с уменьшением растворимости углекислоты. Выделение в атмосферу углекислого газа приводит к парниковому эффекту и потеплению, а его связывание биогенным карбонатом должно было приводить к уменьшению содержания углекислого газа в атмосфере, уменьшению парникового эффекта и буферизации климатических изменений. Особенно важна буферная роль рифов в додевонский период, когда наземный растительный покров был недостаточно развит.

Образование рифовых систем на перепаде глубин указывает на возможную важность апвеллинга. В то же время, волновое движение вызывает опускание воды по фронту рифа. В разные геологические эпохи при различном расположении материков и разном климате роль апвелингов и даунвелингов в распространении рифов сильно менялась.

РИФОВАЯ СИСТЕМА – ЭТО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ БАРЬЕР, СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ И ХИМИКО-БИОЛОГИЧЕСКИЙ ФИЛЬТРЫ

Эволюция биосферы происходит преимущественно в двух географических сферах: в океанах и на суше, взаимодействие которых происходит через морскую и континентальную прибрежную полосу, и воздействует на третью сферу – атмосферу. Эта поверхностная область планеты получила название географической оболочки в смысле, приданном ей акад. А.А. Григорьевым в 1932 г. (Григорьев, 1932, 1937). Биосфера располагается в ее пределах. Рифовая система, или шире, карбонатная платформа является геоморфологическим барьером и седиментационным и химико-биологическим фильтром в направленном от суши к океану потоке влияния гео-биосферных процессов. Рифовые системы, формируя донный рельеф, являются фильтром для взвеси, поступающей с береговой суши. Поступление терригенного материала, его объем, минералогический и гранулометрический состав зависят от рельефа, климата и состава выветриваемых на суше пород. Взвесь может улавливаться рифовой системой и

1 Rozhnov.indd 7 8/23/11 5:29:17 PM

осаждаться в ней как на щетке, формируя строматолиты и иловые холмы, а может осаждаться в лагуне между рифом и берегом, чередуясь с эпизодами эвапоритовой седиментации.

Рифовая система отражает наступление суши на море с поясом рифов, располагающимся на границе в качестве волнолома. Зарифовое пространство служит ловушкой для хемогенной садки эвапоритов морского происхождения и здесь развиваются характерные для амфибиальных таласcофильных ландшафтов микробные процессы. Особо следует обратить внимание на доминирующий в лагунах цикл серы.

АРХИТЕКТУРА РИФА

Рифогенное сообщество – сложная экосистема, в которой каркасообразователи создают локальные условия для взаимодействующих между собой организмов. Структура создается организмами-строителями, эдификаторами.

Образование рифов защищает берег от размывания при трансгрессии моря, создавая условия для сохранения захороненных слоев. Геоморфологический барьер рифовой системы может быть выражен в разном масштабе биогенного рельефа. На море и на суше осуществляются принципы единой архитектуры от биогенного нанорельефа болотной кочки с депрессией-мочажиной до строматолитовых биогермов и от них к рифам и рифогенным структурам, образованным разными организмами, от археоциат, колониальных губок, кишечнополостных, мшанок до одиночных брахиопод (рихтгофении), двустворчатых моллюсков (рудисты) и даже иглокожих (эдриоастероидея Cyathocystis). Основой единства архитектуры при различии эдификаторов-строителей является возникновение обратных положительных и отрицательных связей между развитием организмов и оптимумом условий на месте их поселения при росте потомства на отмерших слоях родительских поколений, в одном случае органических остатков (кочка), в другом – литифицированных (строматолиты), в третьем случае на скелетных структурах (большинство рифостроителей). В случае кочки, образующейся в исключительно спокойной гидродинамической обстановке болота или луговины, причиной может служить тяга к свету растений-эдификаторов, часто мхов и не обязательно сосудистых растений. Для строматолитовых биогермов в виде подушек может действовать аналогичная тяга к свету и преимущество в росте для расположенных ближе к самой высокой точке поверхности группировок цианобактерий (рис. 2). Случайная неравномерность исходного нанорельефа при первом заселении может сразу давать начало возникновению обратных связей между вселенцами и формирующимся биорельефом поверхности дна. Поселенцы на слегка возвышающемся микроучастке дна развиваются быстрее из-за немного лучших условий по сравнению с соседними слегка заглубленными поверхностями. Отмирающие родительские слои быстрее

1 Rozhnov.indd 8 8/23/11 5:29:17 PM

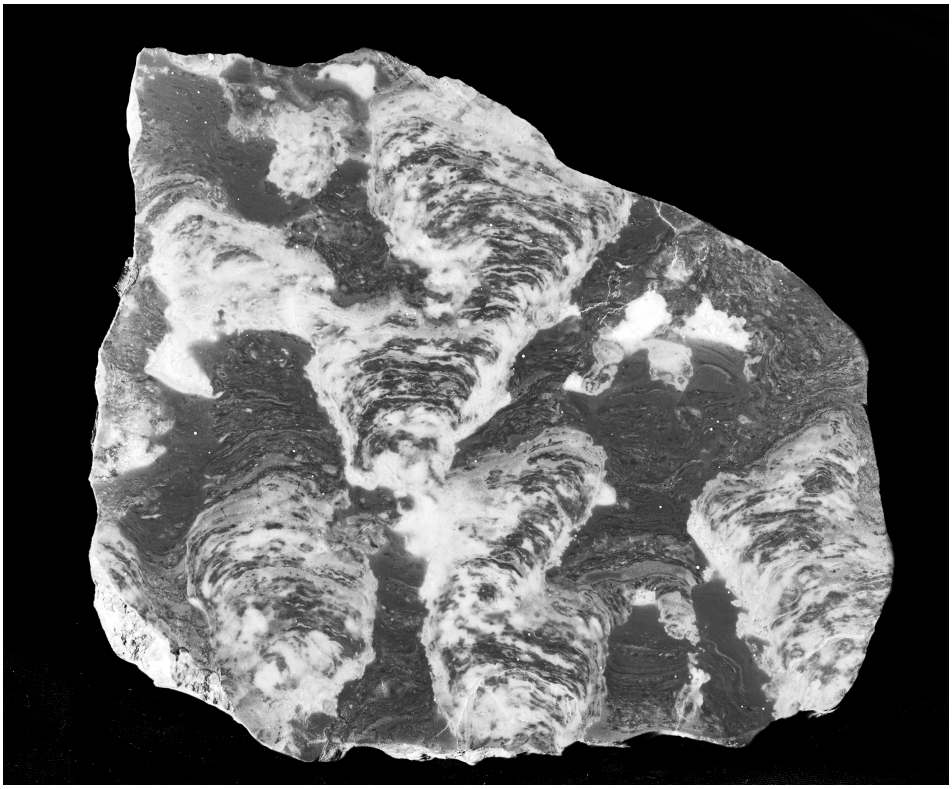


Рис. 2. Столбчатый строматолит Baicalia sp. Поздний рифей. Сибирь, Туруханский выступ, р. Нижняя Тунгуска. Экспонат Палеонтологического музея им. Ю.А. Орлова Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН.

приподнимают живых вселенцев над окружающей поверхностью. Новые поколения развиваются еще быстрее. Возникает обратная положительная связь. Но при достижении определенной высоты над уровнем окружающей поверхности деструктивные силы (гидродинамика в море, ветер на суше) делают конструкцию неустойчивой, и положительная обратная связь переходит в отрицательную. Образование мочажин между кочками и промежутков между подушками строматолитов связано не столько с усиленной деструкцией, сколько со слабой скоростью роста, подавляемого, например, скоплением ила в промежутках между подушками или затенением. В этих депрессиях сразу же возникает обратная отрицательная связь: чем быстрее в понижениях растет сообщество, тем сильнее действуют на него деструктивные факторы. Поэтому ни мочажины, ни промежутки между подушками строматолитов не являются результатом деструкции единого плоского рельефа, а возникают при усиленном росте соседних участков.

1 Rozhnov.indd 9 8/23/11 5:29:17 PM

Литогенетическая зональность рифа основана на выделении участков биогенного роста, деструкции, транспорта и осадконакопления, как биогенного, так и кластического (Преображенский, 1986). Наибольший биогенный рост наблюдается на поверхности рифового плато благодаря высокой скорости роста здесь известковых водорослей. Вместе с тем, эта зона наиболее активного роста приурочена к зоне волнолома, где происходит наиболее активное механическое разрушение биогенного материала. Процессы накопления и деструкции сбалансированы в этой зоне активного волнового воздействия, благодаря чему поверхность плато все время расположена на одной и той же метровой глубине.

Грубообломочный материал, образующийся при постоянном волновом разрушении рифового плато, осаждается в районе системы баттресс («контрфорсов»). В этой зоне происходит также значительный биогенный рост, повышающий общий уровень платформы баттресс, так как здесь наблюдается максимальная скорость роста кораллов и массовое приживание обломков кораллов, сорванных штормами с плато. Прижившиеся обломки цементируют отлагающийся среди них органогенно-грубообломочный плохо сортированный материал, укрепляя риф. Наиболее мелкий и медленно оседающий материал спускается по склонам рифа, образуя у его подножья рифовый шлейф.

В тыловой части рифа и в пририфовой части лагуны происходит активная донная эрозия благодаря приливно-отливным и штормовым течениям. В лагуне накапливается преимущественно мелкообломочный материал, отложения которого имеют отчетливую косую слоистость.

Такое распределение литодинамического процесса по зонам приводит к суммарному перемещению поверхности рифа, направление которого зависит, прежде всего, от соотношения скоростей роста рифа и эвстатического погружения.

В геологическом времени судьба рифа определяется тектоникой и эвстатическими колебаниями уровня моря. При сбалансированном опускании рифа он растет вверх, а при опускании уровня воды его поверхность размывается и риф растет фронтально. Риф и связанная с ним карбонатная платформа могут достигать большого объема и веса за геологически короткое время. Это может способствовать опусканию рифа и находящегося под ним геологической структуры под действием силы тяжести. Рифовые барьерные экосистемы располагаются на пассивном крае кратонов как коренной геологической структуры. Они отличаются от островных рифовых образований на возвышенностях под поверхностью моря с концентрическим ростом биоты в сторону фронта.

У строматолитов существует противопоставление плоских слоистых образований отмелого берега и столбчатых строматолитов (биогермов) мористого фронта. Если поверхностные продукционные слои рифогенной структуры представлены более или менее хрупкими отдельностями, то

1 Rozhnov.indd 10 8/23/11 5:29:17 PM

массивное тело рифа возникает в результате микробной трансформации, ведущей к цементации. Осуществляется тот же принцип, что в дереве: отмершие части выполняют механическую функцию поддержания макроструктуры. Столбчатые строматолиты имеют разные размеры от сантиметровых столбиков до многометровых биогермов (рис. 2). Классификация форм столбчатых строматолитов (конофитоны и др.) первоначально связывалась с различием цианобактерий-строителей и потому могла иметь значение для стратиграфии. Теперь это связывают преимущественно с гидродинамическими условиями среды обитания.

Необходимо различать биологически активную поверхность рифогенного сообщества, которое действует в темпе биологического времени, и образование геологической структуры, на которую действуют факторы многолетнего изменения климата, тектоники и эвстатики. Это хорошо видно на примере современных коралловых рифов: большая масса скелета живых кораллов покрыта тончайшей пленкой микронной толщины мягкого тела. При малой массе относительно скелета эта пленка имеет огромную поверхность, позволяющую активно взаимодействовать животному с внешней средой. Отмирающие скелеты животных составляют основную часть рифа как элемента рельефа.

ТРОФИЧЕСКАЯ СИСТЕМА СОВРЕМЕННЫХ КОРАЛЛОВЫХ РИФОВ

С биологической точки зрения рифы представляют автономное сообщество с собственной первичной продукцией, как за счет водорослей, так и за счет фототрофных симбионтов животных-эдификаторов. Рифы обычно омываются водами, крайне бедными биогенами. Поэтому без существенного притока биогенов экосистема рифа должна быть в высокой степени замкнутой. В целом сообщество рифа зависит от освещения и поэтому возникает и развивается на дневной поверхности. Высокая продуктивность рифовой экосистемы служит источником для $C_{орг.}$ В современном рифе выделяются две автотрофные зоны (внешняя, покрытая герматипными кораллами и внутренняя в виде водорослевого гребня на рифовой платформе) и одна гетеротрофная, расположенная в лагуне и отделенная от автотрофных зоной волнолома (Преображенский, 1986). Растворенный и взвешенный органический материал, поступающий из автотрофных зон, волнами забрасывается в лагуну, где заселяется бактериальными агрегатами и осаждается на дно. Этими агрегатами питаются многочисленные планктонофаги. Это и приводит к парадоксу обилия планктонофагов в рифовых лагунах при крайней бедности зоо- и фитопланктона. Экосистема кораллового рифа с энергетической позиции описана Одумом (Odum, 1971). Баланс продукции и деструкции с попыткой определить значительный вклад микробной компоненты в $C_{орг}$-цикл сделан Ю.И. Сорокиным (1990).

1 Rozhnov.indd 11 8/23/11 5:29:18 PM

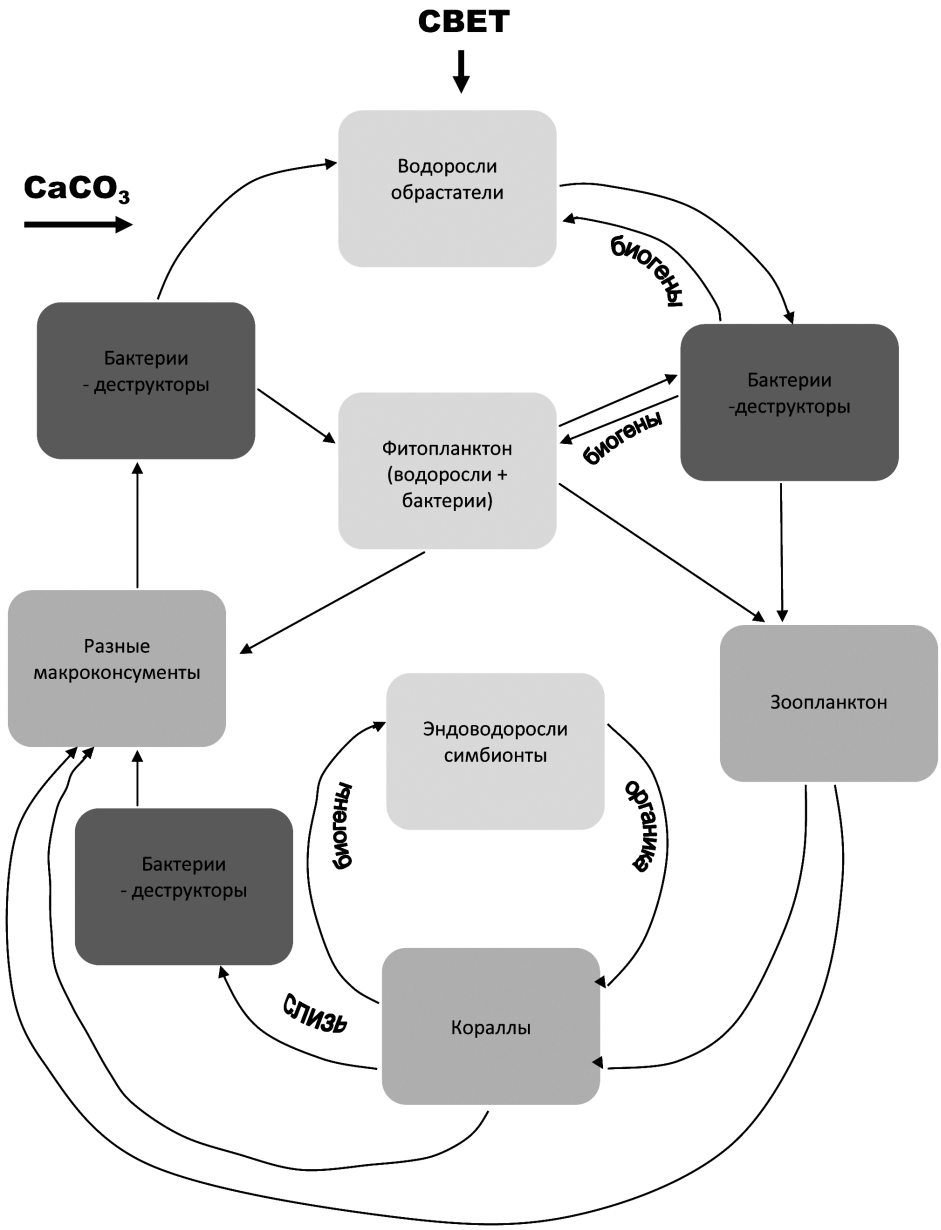


Рис. 3. Двойная трофическая петля кораллового рифа.

Их данные можно представить в обобщенном виде «сдвоенной рифовой петли» (рис. 3).

Рифовая система в своей основе всегда должна иметь продуцентов, которые либо непосредственно являются эдификаторами рифа, либо снаб-

1 Rozhnov.indd 12 8/23/11 5:29:18 PM

жают консументов-эдификаторов рифа необходимым потоком органического вещества. Топографически продуценты и консументы рифа могут быть разнесены на большое расстояние (глубоководные рифы с притоком органики из фотической зоны или в результате апвелинга) или быть настолько сближены, что представляют собой единое целое (кораллы с симбиотическими водорослями). При значительном притоке органики к рифу должен быть соответствующий баланс ее оттока и/или захоронения, потому что расширение рифовой системы ограничено геоморфологическими, тектоническими и климатическими факторами. Баланс этих перемещений органики важен для оценки глобального количества высвобождающегося кислорода в рамках более крупной экосистемы и распределения этого количества в пространстве и во времени.

Многочисленные специальные исследования показали, что уровень первичной продукции коралловых рифов очень высокий, а отношение первичной продукции к дыханию равно единице. Это означает, что такое рифовое сообщество производит продукции за год ровно столько, сколько потребляет. Конечно, сами кораллы не могут производить первичную продукцию. Ее производят водоросли: симбиотические эндозойные в герматипных кораллах, известковые водоросли на рифовом плато и водоросли-обрастатели на отмерших скелетах организмов. Продукция симбиотических водорослей поступает непосредственно в ткани хозяина и потери при транспортировке биогенов от продуцентов к консументам оказываются минимальными. Поэтому, несмотря на крайне низкое содержание, например, фосфора в окружающей среде, высокая продуктивность системы поддерживается благодаря многократному его использованию без выхода его за пределы системы. Из этого следует незаменимая роль эндозойных водорослей в функционировании современной системы кораллового рифа. Кораллы выделяют огромное количество слизи. Эта слизь является питательной средой для бактерий, бурно развивающихся на этой слизи. Бактерии, в свою очередь, являются пищевым ресурсом для зоопланктона в коралловом рифе и макроконсументов, например, рыб. Зоопланктон становится добычей коралловых полипов, являясь, видимо, дополнительной к получаемой от симбионтов пище, а не основной. Таким образом, современная система кораллового рифа не нуждается в значительном притоке биогенов и первичной продукции извне. Но в этом случае, она не может являться источником органического вещества, уходящего в другие экосистемы или захороняющегося. Трофическую систему современного кораллового рифа можно представить в виде двойной петли. Внутренняя петля трофической структуры кораллового рифа является наиболее надежной. По этой петле симбиотические водоросли поставляют органику кораллам, а кораллы водорослям биогены. Как показывают проведенные опыты, внутренняя петля может функционировать автономно и не может быть разорвана. Внешняя петля обеспечивает развитие биораз-

1 Rozhnov.indd 13 8/23/11 5:29:18 PM

нообразия в коралловом рифе и увеличивает продуктивность кораллов. Такая схема энергетического баланса характерна для современных и, видимо, мезо-кайнозойских герматипных коралловых рифов. Но для мшанковых рифов и большинства палеозойских рифов такая схема может не работать, так как в них не доказано существование симбионтных эндозойных водорослей. Для таких рифов необходимо строить трофическую пирамиду, включающую как поступление аллохтонного органического вещества для фильтраторов, то есть превышение над концентрацией органических частиц 10^5 клеток/мл, так и автохтонную продукцию. Автохтонная продукция может обеспечить существование рифогенного сообщества либо за счет бентосного фототрофного сообщества, прежде всего, известковых водорослей, красных и зеленых, водорослей-обрастателей, и за счет симбиотических водорослей, если удается доказать их существование. При преобладании автохтонной продукции риф развивается как автономная экосистема с циклом органического углерода и накоплением минеральных компонентов при высокой локальной продуктивности «оазиса» в противоположность бедному «голубому» океану и бедной пустынной суше. При преобладании аллохтонного поступления органического вещества мы должны искать пути его поступления. Поступление его с суши возможно только после девона, когда первичная продуктивность суши стала достаточно высокой. Но прямое поступление взвеси на риф должно приводить к его гибели из-за загрязнения и опреснения. Поэтому аллохтонное органическое вещество, если оно необходимо для развития рифа, должно попадать в его систему со стороны моря. Или, в особых случаях, со стороны особо большой лагуны. Поступающий с суши материал может быть транзитным в глубоководных рифах. При этом органический материал отфильтровывается, а обломочный смывается течением вниз по склону. Если рассматривать риф и лагуну как целостную трофическую систему, то при отсутствии поступления органики как с суши, так и с моря, эта система будет полностью замкнутой. При этом органика заносится в лагуну с автотрофной системы рифа и питает ее гетеротрофную систему. Освобождающиеся при разложении органики в лагуне биогены, возвращаясь в продукционную часть рифа, компенсируют потерю биогенов в автотрофной системе. Дополнительные биогены попадают в этом случае с суши (фосфор) и из атмосферы через продуцирование сине-зелеными водорослями (азот). Особенно характерна такая экосистема была для раннего палеозоя, когда продуцирование органики на суше было незначительным. В целом, палеозойская рифовая система заметно отличалась от мезо-кайнозойской из-за вероятного отсутствия в палеозое герматипных кораллов, скорость роста которых на порядок выше агерматипных кораллов.

1 Rozhnov.indd 14 8/23/11 5:29:18 PM

ТРОФИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ПАЛЕОЗОЙСКИХ РИФОВ

У палеозойских коралловых рифов, возможно, внутренней трофической петли не существовало из-за отсутствия эндозойных водорослей симбионтов. Об этом может свидетельствовать небольшое распространение значительных массивов именно коралловых рифов, что могло быть связано с малой скоростью их роста, обусловленной их агерматипностью. Не существовала такая петля и в мшанковых рифах, как древних, так и современных, так как у мшанок неизвестны эндозойные водоросли-симбионты. В этом случае оставалась только внешняя трофическая петля, которая могла быть разорвана уходом части органики за пределы рифовой системы, например захоронением органики или уносом ее течениями. Для поддержания равновесия в такой рифовой системе отток органики должен был обеспечиваться ее дополнительным притоком извне для питания консументов-эдификаторов или притоком биогенов в фотическую часть рифа для жизнедеятельности продуцентов, обеспечивающих консументов-эдификаторов питанием и для развития непосредственно продуцентов-эдификаторов рифа. Непосредственное поступление на риф как «живой» органики, так и взвешенных «мертвых» органических частиц, в додевонский период могло происходить только со стороны моря, так как в то время поток органики с суши, до ее взрывной колонизации растениями, был незначителен. После девона поток органики с суши значительно увеличился, но все равно непосредственно с берега биогены и органическая взвесь на риф попадать не могли, так как риф в этом случае погибал от загрязнения и от опреснения. Большую роль в трофической системе рифа играли лагуны. Морскими волнами, перекатывающимися через риф и разрушающими его волноприбойную зону, органика с рифа сносилась в лагуну, откуда после прохождения лагунной трофической цепочки и окончательной деструкции бактериями, биогены обратными течениями заносились на риф, поддерживая его продуцирующую составляющую. Поэтому оптимальное место для развития рифов является перегиб рампа или иной карбонатной платформы на некотором удалении от берега.

ТРОФИЧЕСКАЯ СИСТЕМА СТРОМАТОЛИТОВОГО РИФА

Трофическая система строматолитового рифа была иной. Продуценты и консументы здесь всегда находились в непосредственном контакте. Отток органики был небольшой. Поэтому небольшого стабильного притока биогенов им было достаточно. Основной приток биогенов в первую очередь фосфора, шел, видимо, с суши вместе с плоскостным твердым стоком пологого рельефа. Но существует проблема оттока органики. Содержание органики в ископаемых строматолитах всегда минимальное. Поэтому возникает вопрос о ее судьбе после отмирания глубоких слоев строматолита.

1 Rozhnov.indd 15 8/23/11 5:29:18 PM

Можно себе представить, что она вымывалась в последующем диагенезе осадков. Но в этом случае должны быть остатки, пятна такой органики хотя бы в некоторых местах строматолитовых массивов в отдельных местонахождениях. Но такие находки неизвестны. Нам остается только предположить, что органика быстро разлагалась и биогены использовались поверхностными слоями строматолитового сообщества. Если такое предположение верно, то трофическая система строматолитов могла быть тоже в значительной степени замкнутой. Строматолитовые постройки распространялись по всему мелководью. Поэтому они создавали амфибиальный ландшафт, игравший в докембрии важную роль в биотическом взаимодействии суша-море. Редкие эвапоритовые отложения в докембрии были связаны преимущественно с небиогенной изоляцией лагун.

ПОЯВЛЕНИЕ ИЛОВЫХ ХОЛМОВ

Для эпиконтинентальных палеозойских морей, с их большими мелководными пространствами, удаленными как от берега, так и от значительных глубин океанического склона, характерны иловые холмы, возникающие в результате заиления биогенных построек собственными отходами. Рифовые постройки животного происхождения строятся преимущественно фильтрующими организмами. Поэтому основная проблема возможности существования таких построек состоит в том как не стать занесенными илом, не заилиться. Значительная часть илистого материала может оседать в биогерме непосредственно из течений. Тем не менее, основная часть ила попадает на биогерм или колонию фильтрующих организмов через поток фильтруемой взвеси, из которой органическая часть в значительной степени усваивается организмом, а минеральная выбрасывается им наружу в виде фекальных пеллет, оседающих вокруг организма. В этом основная причина относительной недолговечности устричных и, особенно, мидиевых банок. Небольшая скорость вертикального роста устричных колоний, нарастающих друг на друга цементированием, и отсутствие посмертного скрепления мидий, прикрепляющихся биссусом, при мощной фильтрующей системе приводит к периодическому заиливанию их поселений, гибели и перемещению поселений на другое место. В противоположность этим моллюскам, другие ископаемые моллюски, меловые рудисты, были способны создавать крупные рифовые постройки.

Проблема защиты от заиливания может решаться несколькими путями: поселением в местах, обедненных взвешенными минеральными частицами, как терригенными, так и карбонатными; поселением на перегибе рельефа с течениями или волнением воды, вымывающими ил из биогерма; скоростью роста вверх, превышающей скорость накопления ила. В последнем случае, при относительно быстром осадконакоплении образуются ило-

1 Rozhnov.indd 16 8/23/11 5:29:18 PM

вые холмы, не очень сильно возвышающиеся над окружающей поверхностью дна в момент формирования, но в геологическом разрезе выглядящие как высокие рифы. Такие иловые холмы, или мад-маунды, характерны для платформенных эпиконтинентальных морей, где они могли вырастать на плоском или слабо наклонном рампе. Скорость роста современных рифов с герматипными кораллами почти на порядок выше глубоководных агерматипных. Поэтому можно предположить, что многие палеозойские рифы, эдификаторами которых служили агерматипные кораллы, в действительности были слабо возвышающимися над дном иловыми холмами.

Иловые холмы отличались от настоящих каркасных рифов нередко слабой механической связью между скелетными организмами, особенно посмертной, и медленным ростом. Из-за этого они не могли противостоять сильным волновым движениям воды, но хорошо улавливали мелкодисперсный материал, который заносил промежутки между организмами. Этот ил при преобладающем карбонатном составе и химическом составе поровых вод мог цементироваться вскоре после отложения и создавать уплотненное основание этих рифовых построек. Поэтому, играя первоначально роль улавливающих ил щеток, эти постройки на зрелой стадии могли создавать барьер, изолирующий лагуну от открытого моря. Сочетание биогермов из фильтрующих организмов с водорослевыми постройками, способными, образовать крепкий волнолом, способствовал созданию такого барьера. Зарифовая лагуна в этом случае могла занимать обширные пространства, распространяясь на сотни километров от рифа в сторону берега. При жарком климате, это приводило к отложению больших объемов эвапоритов, как например, в кембрии на Сибирской платформе. Объем эвапоритов в это время был настолько большим, что мог существенно менять общую соленость океана. Иловые холмы появились в раннем кембрии, где они строились преимущественно археоциатами.

В более молодых отложениях они нередко строились более типичными губками. При этом губковые поселения, накапливая вокруг себя ил, сами могли разрушаться после смерти, обогащая ил спикулами. Нередко иловые холмы, образованные поселениями губок, покрывались микробиальными микритовыми известняками, на отмерших и затвердевших частях которых развивалась богатая и разнообразная бентосная фауна.

Одним из примеров этого могут служить микритовые кольцевые структуры в среднем ордовике Ленинградской области (рис. 4). В центре этих структур и непосредственно под микритовыми известняками располагаются глины. Благодаря следам от растворенных спикул в глинах можно предположить, что глиняные холмы формировались в результате поселения губок, благодаря интенсивной фильтрации которых осаждался ил (Федоров, 1996). Получавшиеся таким образом холмы осваивали микроби-

1 Rozhnov.indd 17 8/23/11 5:29:18 PM

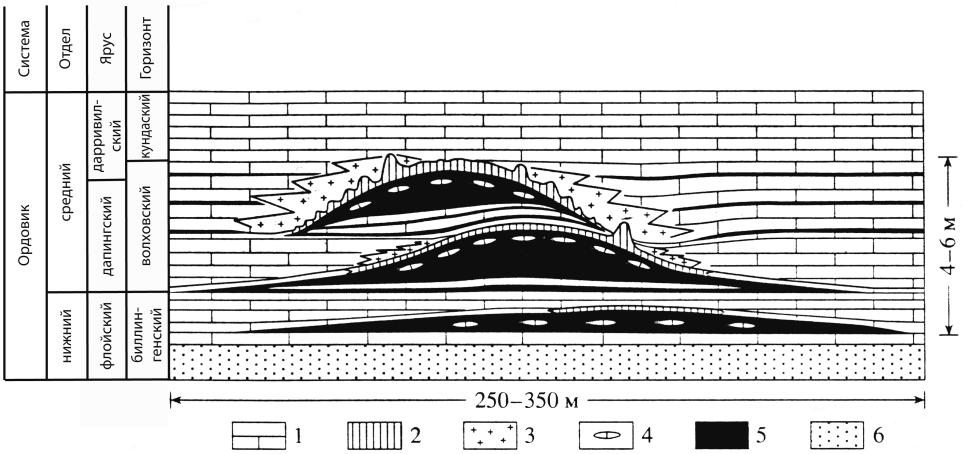


Рис. 4. Схема строения среднеордовикских биогермов в районе Балтийско-Ладожского глинта: 1 – вмещающие органогенно-детритовые известняки; 2 – микритовые известняки микробиального происхождения; 3 – известняки с крупнокристаллическим цементом; 4 – линзы органогенных известняков в глинах; 5 – глины, возможно, образовавшиеся фильтрацией губок; 6 – подстилающие кварц-глауконитовые песчаники (по: Рожнов, Федоров, 2001, с изменениями).



Рис. 5. Верхнеордовикский водорослевой биогерм в стенке карьера близ ст. Вазалемма (северная Эстония). Высота стенки около 6 м.

1 Rozhnov.indd 18 8/23/11 5:29:19 PM



Рис. 6. Эдриоастероидея Cyathocystis из верхнего ордовика Вазалеммы (Эстония). Эти иглокожие, прирастая друг к другу и другим организмам, образуют местами каркас вазалеммасских биогермов. Коллекция Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН, экз. № 4125/657.

альные маты, постепенно покрывавшие и бронировавшие иловый холм от подножия к центру быстро затвердевавшим микритовым известняком.

Другим интересным примером иловых холмов могут служить верхнеордовикские биогермы близ пос. Вазалемма в Эстонии (рис. 5). Полоса этих биогермов протягивается на 35 км с запада на восток при ширине от полкилометра до километра. Биогермы были построены водорослями, мшанками и иглокожими. Водоросли образовывали систему волноломных биогермов, между которыми образовывались менее крепкие биогермы, каркас которых строился мшанками и эдриоастероидеями (иглокожие) Cyathocystis (рис. 6). Каркас мшанковых и иглокожных рифов заполнялся карбонатным детритом, синседиметологическая цементация которого приводила местами к укреплению биогерма. Основным поставщиком детрита были стебельчатые иглокожие (ромбиферные цистоидеи) Hemicosmites, которые селились по краям биогермов и поставляли огромное количество карбонатного материала. Благодаря этому вокруг этой рифовой зоны образовались об-

1 Rozhnov.indd 19 8/23/11 5:29:19 PM

ширные слои цистоидного известняка значительной мощности (Мянниль, 1960; Рыымусокс, 1970).

Иловые холмы с конца позднего девона до конца мезозоя сосуществуют с каркасными рифами, но в кайнозое они редки.

ПОЯВЛЕНИЕ КАРКАСНЫХ РИФОВ

Настоящие каркасные рифы появляются в истории Земли не раньше позднего девона, когда развиваются ветвистые колониальные четырехлучевые кораллы – ругозы. Это приводит к появлению модульной организации собственно рифов. Каждая колония многоклеточных животных, например, мшанок или кораллов, имеет модульную организацию, позволяющую ей принимать наиболее выгодную в данных условиях форму. Но эта модульная организация обособлена в каждой колонии, слагающей риф. При способности колоний успешно селиться на старых и отмирающих частях друг друга возникает модульная организация рифа. Наиболее успешно строительство каркасного рифа могло происходить при способности кораллов срастаться друг с другом, что могло обеспечиваться поселением личинок на отмерших частях старых колоний и высокой скоростью роста кораллов. Если в рифообразующих кораллах отсутствовали эндозойные водоросли-симбионты, то скорость роста скелета кораллов была, видимо, небольшой. Но невысокая скорость роста могла компенсироваться их объемным ветвлением, что быстро увеличивало объем рифа. Если при этом промежутки между кораллитами быстро заполнялись осадком при последующей быстрой его цементации, то такие рифы могли достигать значительных размеров. Модульная организация каркасного рифа не обязательно связана с колониальными организмами. Крупные формы брахиопод (рихтгофении) и двустворчатых моллюсков (рудисты в мелу), нараставшие друг на друга с успехом могли строить каркасный риф по модульному принципу.

СЕДИМЕНТАЦИЯ, СВЯЗАННАЯ С ТАК НАЗЫВАЕМЫМИ КОНСЕРВАТИВНЫМИ ИОНАМИ: Cl, Na, SO_4, Mg, Ca

Основу рифовой системы, как и карбонатной платформы в целом, составляет седиментация, связанная с так называемыми консервативными ионами: Cl, Na, SO_4, Mg, Ca. Пропорции этих элементов постоянны в открытом океане. Это связано с тем, что химические реакции, в которых они участвуют, протекают медленнее, чем их перемешивание течениями и волновым движением вод. В прибрежных районах пропорции и концентрации этих элементов могут меняться из-за притока пресных вод и эвапоризации. Принципиальным вопросом, не нашедшим пока удовлетворительного объяснения, является корреляция строматолитовых построек с преимущественно быстрым внеклеточным отложением доломитов, сохраняющим ламинарную структуру биопленок циано-бактериального сообщества, в то время как

1 Rozhnov.indd 20 8/23/11 5:29:19 PM

рифовые структуры построены из кальцита и арагонита метазойными скелетными организмами и известковыми водорослями. Отложение карбонатов происходит в геохимических условиях самих по себе благоприятствующих осадке минеральных форм и достаточно четко связанных с климатическими условиями. Бесскелетная микробиота развивалась как эндоэвапоритовая группировка при садке карбонатов, отвечая за текстуру осадков и защищаясь от выедания. Та же линия наблюдается у известковых водорослей.

В рифах биогенным путем осаждается огромное количество карбоната кальция в виде кальцита и арагонита. Годовая продукция производимого современными коралловыми рифами карбонатного материала оценивается примерно в 2.5 млрд. тонн (Сорокин, 1990). Строматолиты и карбонатная платформа могут отличаться от каркасных рифов существенным участием доломита, в то время как внутренние компоненты скелета всегда представлены кальциевыми карбонатами. Соотношение концентрации кальций/магний и углекислого газа в морской воде имеет большое значение в синседиментационных диагенетических процессах, так как, по мнению ряда исследователей, влияет на растворимость арагонита и цементирование карбонатного ила осаждением кальцита из поровых вод. Этот процесс имеет важное значение для иловых холмов, особенно в палеозое. Поэтому для построения рифа большое значение имели животные-рифолюбы, способные вырабатывать большое количество карбонатного детрита, который мог быстро цементироваться кальцитом, осаждавшимся из поровых вод. Среди таких животных наиболее важное значение в палеозое имели прикрепленные иглокожие (рис. 7). В ордовике это были преимущественно цистоидеи и эокриноидеи, а позже это были морские лилии и бластоидеи. Скелет иглокожих обычно состоит из большого количества монокристаллических пористых табличек, на которые он чаще всего распадается после смерти. В краевой части рифа плотность поселения иглокожих могла быть очень высокой. Не менее высокой была их карбонатная продуктивность. Таблички и их осколки могли занимать очень большой объем, захороняться в рифовых нишах и у основания рифа, обычно с мористой стороны. Кальцитовый состав табличек скелета иглокожих способствовал их синседиментационной консолидации осаждения при осаждении кальцита из поровых вод. В отличие от современных условий, когда в мелководных морях осаждается из поровых вод арагонит или, реже высокомагнезиальный кальцит, в течение фанерозоя из поровых вод в некоторые периоды осаждался преимущественно кальцит. В фанерозое происходило чередование так называемых кальцитовых морей с преимущественным осаждением кальцитовых оолитов и кальцитового цемента из поровых вод в осадке и арагонитовых морей с преимущественным осаждением арагонитовых оолитов и арагонитового цемента из поровых вод. Это различие в характере осаждения карбоната кальция связывают с глобальным изменением соотношения кальция и маг-

1 Rozhnov.indd 21 8/23/11 5:29:19 PM

ния в морской воде и растворенного углекислого газа. В кальцитовых морях кальцитовый детрит в осадке хорошо цементировался кальцитовым цементом, осаждавшимся из поровых вод. Поэтому в рифах и биогермах развитие прикрепленных иглокожих приводило к укреплению всей постройки при синседиментационной консолидации остатков их скелета в самом рифе и в окружающих его фациях в эпохи кальцитовых морей. В мезозое и кайнозое морские лилии стали на рифах относительно редки в отличие от свободноживущих иглокожих морских ежей и морских звезд. Роль этих иглокожих принципиально изменилась – они стали играть в рифе в основном деструктивную роль, объедая полипы и водоросли и рассверливая тело рифа.

РИФОВЫЕ СИСТЕМЫ – КОЛЫБЕЛЬ ИЛИ МУЗЕЙ БИОРАЗНООБРАЗИЯ

Изменение таксономического состава биологического разнообразия прямым образом влияет на формирование рифовых систем. Этим обусловлена смена каркасостроителей рифа и рифолюбов с течением геологического времени. Но и сами рифы влияют на развитие биоразнообразия. По современным подсчетам более 60 % таксонов морских беспозвоночных в фанерозое впервые появились в мелководных карбонатных тропических фациях, а около 40 % именно в рифовых фациях. Это свидетельствует о важности рифовых местообитаний как колыбели для многих таксонов. Но в действительности географические закономерности происхождения надвидовых таксонов могут оказаться значительно сложней, и рифовые системы могут являться не столько колыбелью, центром происхождения и расселения таксонов, сколько музеем или насосом, втягивающим в себя разнообразные таксоны из различных умеренно-тепловодных местообитаний. По всей вероятности, для одних таксонов они могут оказаться колыбелью, а для других рефугием. В рифах разных геологических эпох и разных континентов соотношение «колыбельных» и «музейных» таксонов было различным.

Например, сравнение фауны холодноводных среднеордовикских (волховских) и тропических позднеордовикских (вазалемаских) рифов Балтийского эпиконтинентального бассейна показывает, что фауна иглокожих в биогермах формировалась из представителей окружающих биогермы биотопов мягкого и твердого грунтов (рис. 7). Но среди биогермов их численное соотношение было иным, чем в окружающем пространстве. Большинство родов иглокожих, живших на холодноводных биогермах волховского горизонта, исчезло к концу кундаского горизонта, ненадолго пережив существование самих биогермов. Исключение представляет морская лилия Hoplocrinus. Два рода иглокожих, появившиеся в балтийском бассейне сначала на мягких грунтах в холодных водах (род Cyathocystis) волховского моря и в несколько более теплых водах кундаского моря (род Hemicosmites) продолжали жить в Балтийском бассейне и в вазалемасских тропических биогермах кейлаского моря резко достигли огромной численности. При этом индивидуальные

1 Rozhnov.indd 22 8/23/11 5:29:19 PM

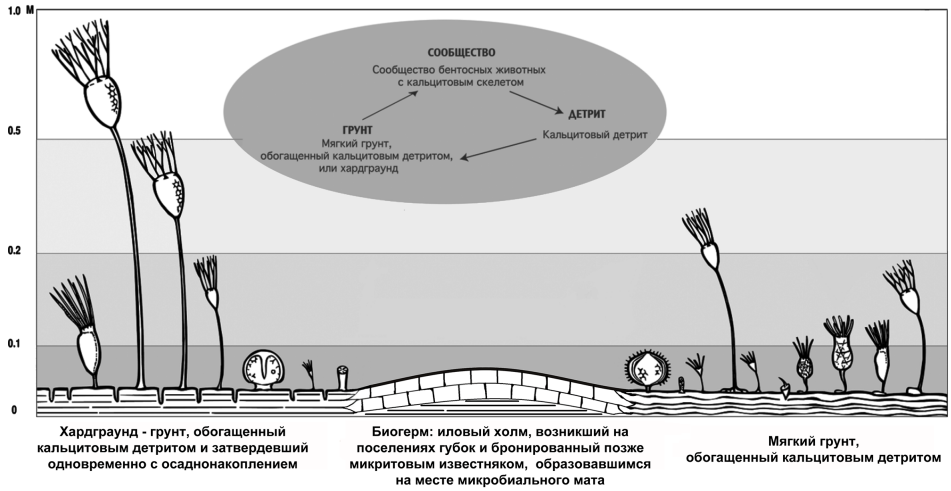


Рис. 7. Сообщество иглокожих на мягком грунте и хардграундах вокруг среднеордовикских биогермов Балтийско-Ладожского глинта, схема расширения хардграундов и насыщенных кальцитовым детритом грунтов.

размеры их представителей увеличились в несколько раз. Увеличение разнообразия, индивидуальных размеров, численности и кальцитовой продуктивности иглокожих являются характерными отличиями тропических кейласких рифов от холодноводных волховских (Rozhnov, 2010).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОНВЕРГЕНЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ, СТРОМАТОЛИТОВ, И РИФОВ В МАСШТАБЕ ЭВОЛЮЦИИ БИОСФЕРЫ

В масштабе времени в миллиарды лет важна геоморфологическая конвергенция карбонатных платформ, строматолитов, и рифов. В геологической истории они играли сходную геоморфологическую и геохимически-балансовую функцию. Биогенные консолидированные структуры служат бронирующим образованием, защищающим берег от размывания. В этом смысле можно говорить о «геоморфологическом естественном отборе», исключающим из геологической истории геоморфологические образования, не удовлетворяющие требованиям для собственного сохранения. Говорить о филогенетической «эволюции» одного сообщества из другого не приходится. Здесь есть только последовательность во времени. Разные организмы приспосабливаются к сходным условиям и выживают в них. И строматолиты, и рифы служат примером сукцессии в конкретном месте обитания биоты, обусловленном накоплением мертвого продукта. Географическая обстановка служит определяющим фактором для геохимических условий,

1 Rozhnov.indd 23 8/23/11 5:29:20 PM

в которых разные по происхождению биологические сообщества удовлетворяют и физическим (гидродинамика), и геохимическим условиям. При формировании рифов и аналогичных барьерных структур для биолога существенна геобиофизическая характеристика среды обитания, как на макроуровне, так и на микроуровне в смысле обитания в пористом пространстве рифов. Иерархия требований к формированию рифов начинается с географического положения, для современных условий соответствующих низким широтам в климатическом поясе 30°; далее к требованию современного геохимического состава океана с 10 мМ кальция, концентрация которого могла быть иной в строматолитовую эпоху; далее к коренному рельефу дна, на котором возникает постройка рифа; далее к преобладающему направлению нагона морской воды, из которой извлекается кальций для построения рифа; далее к суточному режиму освещения и затемнения и, в особенности, двукратному изменению уровня в приливно-отливной зоне. Каркасные рифы насчитывают менее 500 Ма из общей истории прибрежных карбонатных образований более 3 млрд. лет.

Рифы, создавая особый рельеф на границе суши и океана, нередко продолжали выполнять геоморфологическую роль, оказываясь в результате эпейрогенических движений, на суше вдали от моря. Препарируясь денудационными процессами, они создавали на земной поверхности своеобразный рельеф из наземных гор и холмов, повторяющих рифовый рельеф когда-то существовавшего здесь древнего бассейна. Погребенные рифы равнинных областей создали своеобразный внутренний геоморфологический скелет и оказывают сильнейшее воздействие на циркуляцию подземных вод. Ископаемые рифы в этом отношении отличны от бронирующих рифов экотонов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Григорьев А.А. 1932. Материалы к физической географии северо-восточной части Кольского полуострова. Труды СОПС АН СССР, сер. «Кольская», вып. 4, Л.

Григорьев А.А. 1937. О некоторых основных физико-географических закономерностях. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4.

Жирков И.А. 2010. Жизнь на дне. Био-география и био-экология бентоса. М.: Товарищество научных изданий КМК. 453 с.

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

Мянниль Р.М. 1960. Стратиграфия оандуского («вазалеммаского») горизонта. Труды Геологического института АН ЭССР. № 5. С. 89–115.

Преображенский Б.В. 1986. Современные рифы. М.: Наука. 244 с.

Рожнов С.В., Федоров П.В. 2001. Новый род криптокринитид (Eocrinoidea, Echinodermata) из прибиогермных отложений волховского яруса (верхний арениг, Ордовик) Ленинградской области // Палеонтол. журн. № 6. С. 42–49.

Рыымусокс А. 1970. Стратиграфия вируской и харьюской серий (Ордовик) северной Эстонии. Таллин: Валгус. 346 с.

1 Rozhnov.indd 24 8/23/11 5:29:20 PM

Сорокин Ю.И. 1990. Экосистемы коралловых рифов. М.: Наука. 503 с.

Федоров П.В. 1996. Значение процесса осаждения терригенной взвеси бентосными биофильтраторами для образования раннеордовикских органогенных построек северо-запада Русской платформы // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. Вып. 2 (№ 14). С. 143–151.

Lukasik J., Simo J.A.T. 2008. Controls on development of Phanerozoic carbonate platforms and reefs – introduction and synthesis // Lukasik J. and J.A.T. Simo (eds.). Controls on carbonate platforms and reef development. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 89. Tulsa, Oklahoma, 2008. Pp. 5–12.

Odum E.P. 1971. Fundamentals of ecology. Third Edition. Philadelphia, London, Toronto: W.B. Saunders Company (русский перевод: Одум. Ю. 1975. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.).

Rozhnov S.V. 2010. Sibling echinoderm taxa on isolated Ordovician continents: Problem of center of origin // Bulletin of Geosciences. N 85 (4). Pp. 671–678.

Wood R. 1999. Reef Evolution. Oxford, New York: Oxford University Press. xi + 414 pp.

1 Rozhnov.indd 25 8/23/11 5:29:20 PM

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 26–37.
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf

УДК 551.351:551.732

ПАЛЕОАЛЬГОЛОГИЯ ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНОЙ (СТРОМАТОЛИТОВОЙ) К ВОДОРОСЛЕВОЙ ЭКОСИСТЕМЕ НА ПРИМЕРЕ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.А. Лучинина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

ВВЕДЕНИЕ

История фанерозойского рифообразования Земли отличалась на разных временных рубежах интенсивностью роста и распространения органогенных структур, составом и особенностями каркасостроителей, спецификой тектонического режима и т.д. На тему влияния различных факторов на развитие рифовых систем опубликовано немало работ как российскими, так и зарубежными исследователями (Журавлёва, 1979; Pratt et al., 2001; Zhuravlev, 1996; Wood, 1999 и др.). Выработке новых направлений исследований в этой области способствовало сотрудничество коллективов лабораторий из двух институтов под руководством академиков Г.А. Заварзина и А.Ю. Розанова, итогом которого явилась публикация книги «Бактериальная палеонтология» (2002). Предложенные ими методы по признанию серьезной роли микроорганизмов в геологических процессах, позволили по новому интерпретировать особенности рифообразования на рубеже позднего докембрия – раннего кембрия, с которого началась история фанерозойских рифов, совсем непохожая на докембрийскую и посткембрийскую .

В качестве объекта изучения перехода от докембрийской цианобактериальной экосистемы к кембрийской водорослевой, определившей ход образования и распространения новой фанерозойской формы органогенных структур, была выбрана Сибирская платформа, на которой находятся стратотипические карбонатные разрезы с постепенным переходом

2 Luchinina.indd 26 8/23/11 5:29:49 PM

от докембрия к кембрию, а также всего кембрия с разнообразным набором всех типов органогенных построек. Эти разрезы трижды (1973, 1990, 2008) были продемонстрированы геологам-стратиграфам всего мира и хорошо известны специалистам.

На платформе зафиксировано массовое распространение рифейских строматолитов и почти полное их исчезновение к началу вендского периода, связанное с сокращением мелководных областей обитания, в том числе и литорали, вымирание мягкотелых организмов в конце вендского периода, вызванное трансгрессивно-регрессивными циклами, влиявшими на изменения уровня моря и сопутствующую им аноксию. Произошедшие события являлись следствием тектонических движений, вызванных продолжающимся с конца венда распадом суперматерика Палеогондвана и всё большим удалением друг от друга Северо-Американской, Восточно-Европейской и Сибирской платформ (рис. 1). На этом фоне на Сибирской платформе быстро распространились органостенные и известковые водоросли, предварив массовое возникновение раковинной морской биоты: проблематичных мелкораковинных организмов (SSF), моллюсков, хиолитов, гастропод, археоциат, трилобитов, положивших начало крупнейшей эпохе рифообразования нового типа.

СТРОМАТОЛИТЫ – РИФЫ ДОКЕМБРИЯ

Докембрийские рифы, начиная с 3.5 млрд. лет, были образованы разными формами строматолитов, которые, достигнув максимума в рифее, последовательно сокращали площади распространения до полного исчезновения в конце раннего ордовика, приблизительно 490 млн. лет (Wood, 1999). Строматолиты представляли собой, по определению Л.М. Герасименко (2002), слоистые осадочные органогенные постройки, сформировавшиеся в результате роста и метаболической деятельности водорослевых сообществ, прежде всего цианобактерий, и их взаимодействия с окружающей средой, выражавшегося в связывании, улавливании и захватывании частиц минерального осадка с последующей цементацией его в породу. Внешняя форма строматолитов зависела не от различия в составе цианобактерий – строителей, а от гидродинамической обстановки среды обитания (Хабаров, 2004). При этом бактерии в них выполняли роль катализаторов в улавливании и осаждении карбоната на слизистые оболочки цианобактерий. В трофической системе строматолитовых рифов продуценты и консументы находились в непосредственном контакте с незначительным оттоком органики и со стабильным притоком биогенов (Заварзин, Рожнов, 2010).

Помимо прокариотных организмов, в конце среднего рифея в строматолитах отмечались протисты: представители отдела красных водорослей, имеющих ветвящуюся форму, и зеленые – сифонокладиевые, а с позднего рифея к ним присоединился сложно-построенный эукариотный фитопланк-

2 Luchinina.indd 27 8/23/11 5:29:49 PM

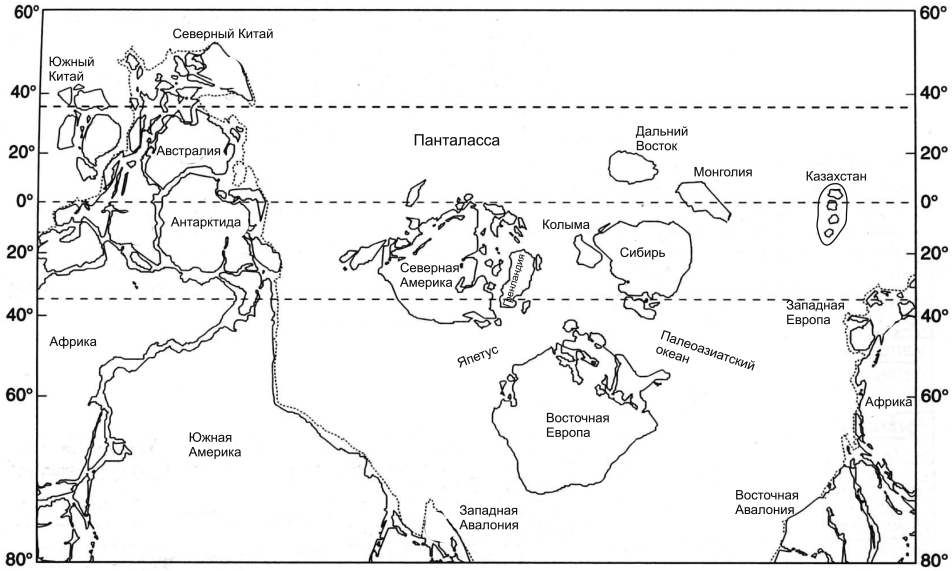


Рис. 1. Палеогеографическая реконструкция положения древних платформ и их обрамлений в раннем кембрии (по Brock et al., 2000 с дополнениями).

тон (Сергеев, 2003). На вендском этапе эволюции растительного мира произошло усложнение в строении альгофлоры, заложенной в рифее. В массовом количестве появились высокоорганизованные многоклеточные водоросли – вендотениды с органостенной формой сохранности, позволившей сравнивать их с высшими современными водорослями (Гниловская, 1985). В позднем венде резко сократились строматолиты, вендотениды, эукариотный фитопланктон и на этом фоне, благодаря известьвыделяющим эукариотным водорослям, возник новый тип рифов, в которых значение цианобактерий отошло на второй план, уступив место известковым водорослям.

Что касается известковых водорослей, то их единичным находкам в протерозое не придавалось никакого значения, несмотря на то, что они не раз фиксировались в интервале 1100–780 млн. лет. Впервые их обнаружили Ж. Гротзингер и П. Гофманн (Grotzinger, Hoffman, 1983) в Канаде, в формации Рокнест с отметкой абсолютного возраста 1.9 млрд. лет, но описаны они были с такой степенью осторожности, что типичный *Renalcis* хорошей сохранности, судя по фотографии, был представлен как ренальцисоподобное образование. Вслед за этим, из рифов Литл Дал группы гор Макензи на северо-западе Канады среди пластовых строматолитов и тромболитов обнаружены *Girvanella* и структуры, похожие на *Renalcis* (Саютина, Ушатинская, 1987; Aitken, 1989; Turner et al., 1997; Pratt, 1995). А.А. Терлеевым (1993) на территории Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие) в верхнем рифее были найдены *Girvanella, Subtifloria, Re-*

2 Luchinina.indd 28 8/23/11 5:29:51 PM

nalcis. Они формировали небольшие желваки, которые нередко становились центром концентрически-слоистых онколитов (тромболитов). Кроме этого, на р. Котуй (Анабарский массив) в юсмастахской свите верхнего рифея между строматолитовыми столбиками была отмечена довольно крупная обызвествленная *Obruchevella* (?) sp. длиною до 1.5 мм. Далее нами в столбовской свите венда определена *Girvanella*, встреченная вместе с трубочками *Anabarites* sp. (Советов и др., 2000).

Перечисленные находки известьвыделяющих водорослей в позднем протерозое свидетельствовали об их появлении задолго до первых раковинных организмов – будущих конкурентов за кальций. Лишь в конце вендского периода незначительная часть докембрийской альгофлоры сумела выработать инструмент выделения кальция внутриклеточно, существенно облегчивший выживание водных организмов в экстремальных обстановках, если таковые наступали. Перестройки в циклах кальция от быстрого внеклеточного отложения доломитов, сохраняющих ламинарную структуру биопленок цианобактериального сообщества на слизистые оболочки цианобактерий к его внутриклеточному выделению обызвествлявшимися при жизни водорослями были связаны с историей микробных сообществ, в свою очередь зависимых от симбиоза с фотоавтрофными организмами (Заварзин, 2003).

ИЛОВЫЕ ХОЛМЫ – РИФЫ КЕМБРИЯ

Характер рифовых построек кардинально изменился в конце вендского периода, когда под влиянием абиотических факторов возникли новые условия, способствующие быстрому распространению красных известковых водорослей и археоциат, и случилось это сначала на Сибирской платформе (рис. 2) и чуть позже – на других кратонах.

Первые редкие находки *Renalcis, Korilophyton, Subtifloria,* не встречающиеся вне органогенных построек, зафиксированы с середины немакит-далдынского века венда (фаза *Anabarites trisulcatus*), начиная с основания сухарихинской свиты на р. Сухариха (северо-запад платформы). Этот рубеж характеризовался фаунистической перестройкой, повлекшей за собой вымирание большей части эдиакарской биоты, исчезновением акантоморфных акритарх и многих ихнофоссилий, а также сокращением строматолитов (Лучинина, 1988; Лучинина и др., 1997). Предполагается, что в это время произошло: снижение содержания кислорода, внезапные температурные изменения, возможно связанные с падением уровня моря, активизация процессов фосфатообразования.

С концом немакит-далдынского века венда (фаза *Purella antiqua*) совпал набирающий темпы регрессивный цикл, завершилось сокращение площадей литорали и как следствие – исчезновение строматолитов. Первые метры шельфа оккупировались рифовыми постройками особого

2 Luchinina.indd 29 8/23/11 5:29:51 PM

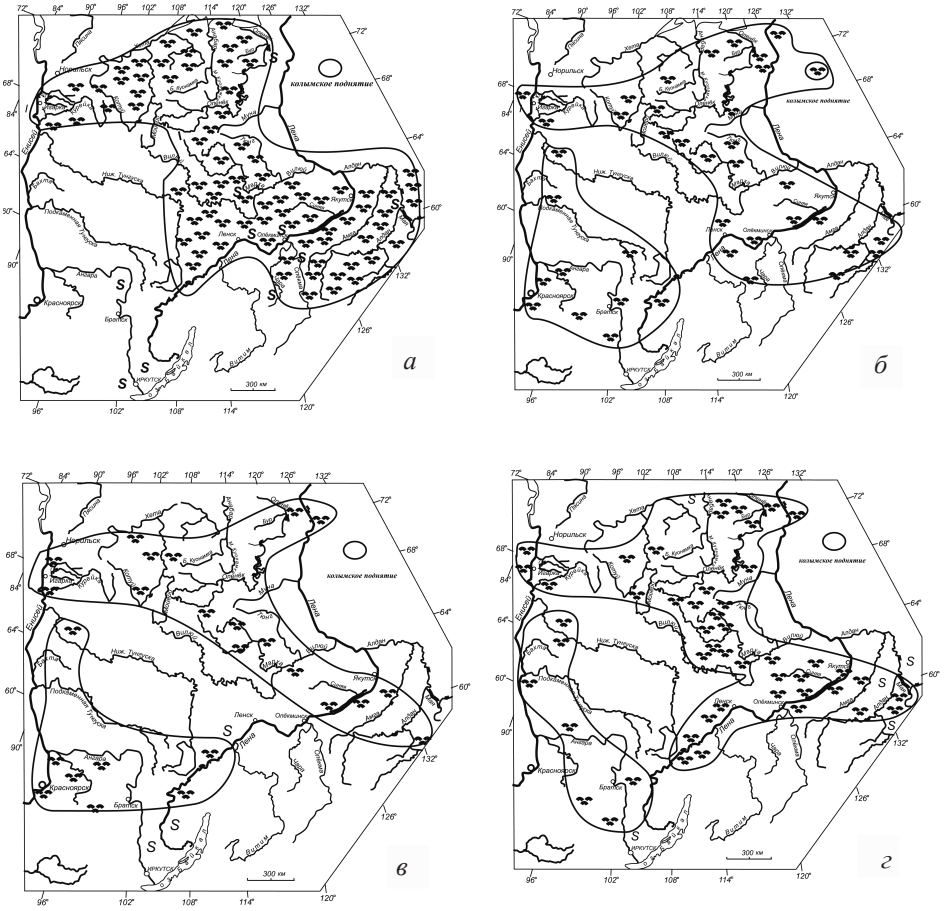


Рис. 2. Палеогеографическое распространение водорослей: *а* – на границе венда – кембрия, *б* – томмотского и атдабанского ярусов, *в* – атдабанского и ботомского ярусов, *г* – в среднем кембрии.

типа – иловыми холмами или мад-маундами, характеризующимися слабой механической связью между сначала только красными известковыми водорослями, а несколько позже – археоциатами. Этим объясняется нередкий факт нахождения археоциат во внерифовом пространстве. Типичным примером таких построек служили небольшие биогермы и биостромы в верхней части сухарихинской свиты на севере платформы на р. Сухарихе, притоке р. Енисей. Классические ее выходы, описанные неоднократно под названием «корилская» пачка, наблюдались в юго-западном Прианабарье (Кембрий Сибири, 1992; Лучинина и др., 1997). В Лено-Алданском районе данному уровню соответствовали биогермы в кровле толбинской свиты, а на р. Оленёк – в кровле туркутской свиты (Лучинина, 1990).

2 Luchinina.indd 30 8/23/11 5:29:52 PM

В совокупности первые кембрийские рифы были образованы известковыми водорослями – *Renalcis, Girvanella, Obruchevella, Subtifloria, Gemma*, *Korilophyton, Hedstroemia, Botomaella, Proaulopora, Kordephyton*.

В самом начале томмотского века на юго-востоке и северо-западе Сибирской платформы водорослевые биостромы сменились разрозненными мелкими биогермами с *Renalcis* и вертикально ориентированными *Epiphyton* и впервые в каркасостроении рифов начали участвовать организмы животного происхождения – археоциаты. Все вместе взятое ознаменовало новый этап рифообразования в истории Земли.

Атдабанский век на Сибирской платформе характеризовался заметным сокращением биоразнообразия мелкораковинной фауны, расцветом археоциат, появлением и быстрой экспансией трилобитов, зафиксированной как крупное биотическое событие в истории Земли.

Расцвет известковых водорослей, выразился в увеличении видового разнообразия в составе ранее известных родов, а также в появлении первых представителей родов *Razumovskia, Tubophyllum, Chabakovia, Bija, Batinevia*. Они образовали совместно с археоциатами Сахайскую органогенную полосу (рис. 2), пересекавшую всю платформу с северо-запада на юго-восток.

С раннеботомского века на платформе началось заметное замедление рифообразования и сокращение водорослевых комплексов. В начале века исчезли *Renalcis* и *Epiphyton*, а перешедшие из атдабана *Girvanella, Proaulopora, Subtifloria и Batinevia* формировали только тафостромы. Начиная со второй половины ботомского и в первой половине тойонского веков, водоросли на какое-то время исчезли и вновь возродились только со второй половины тойонского века. *Chabakovia, Epiphyton, Bija, Proaulopora, Girvanella* в совокупности образовывали биогермы средних размеров. У ранее самого часто встречаемого в сообществах рода *Epiphyton* сократилось видовое разнообразие. Именно на этом рубеже произошла смена доминирующих в рифах водорослевых таксонов: преимущество получил род *Bija.*

Последующее обеднение всех ботомских водорослевых и фаунистических сообществ совпало с быстрым разнохарактерным изменением глубины бассейна (как в сторону ее уменьшения с западной стороны от Сахайской полосы, так и увеличения – в сторону Палеопацифики), выразившейся в образовании черных сланцев. Наиболее остро на смену обстановки прореагировали археоциаты, и начало их вымирания скорее всего было связано не с увеличением глубин в местах их обитания, а скорее – наоборот, с уменьшением, что могло привести к гибели симбионтов археоциат – одноклеточных водорослей, одних из главных составляющих в трофических связях археоциат. Указанные причины послужили толчком для начала глобального процесса вымирания археоциат, которое проявилось гораздо раньше на Сибирской платформе, чем на других кратонах мира, где ботомские археоциаты ещё продолжали находиться в стадии расцвета (Наймарк, Розанов, 1997).

2 Luchinina.indd 31 8/23/11 5:29:52 PM

В позднеботомское время на платформе до начала тойонского века временно исчезли все рифы. Практически отсутствовал и одноклеточный планктон (акритархи). Розанов первым указал, что вдоль восточного борта Сахайской рифовой полосы постепенно сформировался мелководный полузамкнутый бассейн с придонной аноксией и с образованием черных сланцев (Бактериальная палеонтология, 2002). И если пик в разнообразии биогермных организмов (известковых водорослей и археоциат) во всем мире отмечался в течение всей ботомы, то на Сибирской платформе дело обстояло иначе. Именно в начале ботомского века заметно замедлились темпы рифообразования. Для платформы это было серьезным региональным событием, опередившим подобные на других территориях мира.

На этом фоне интерес представляют находки в синской свите в стратотипическом разрезе Аччагый-Туойдах на р. Лене исключительных по сохранности ранее неизвестных кембрийских организмов и скопления эластичных необызвествлённых водорослей. Специалисты, обнаружившие уникальные фоссилии, склонились к мысли, что синские местонахождения формировались в условиях типичных лагерштеттов, могли являться членами сообщества, населявшего фотическую область склона и подвергавшиеся переносу течениями и мутьевыми потоками (Уникальные синские местонахождения…, 2005).

Известный российский палеоботаник В.А. Красилов описал из этих разрезов разнообразные по систематическому составу и формам сохранности остатки прокариотических организмов и водорослей. Макроскопические водоросли сохранились в виде отпечатков, отражающих микроструктуру корового слоя. Были установлены: один род цианобактерий *Marpolia*, ранее известный из среднего кембрия Северной и Южной Америк; один род красных водорослей – *Lechampia* и новые роды зеленых сифоней – *Lenodesmia*, *Lenocladium*, *Laenigma*. Им был изменен диагноз у *Aldanophyton*, при первом описании принятый за плауновидное растение (Криштофович, 1953), в результате переизучения перенесённое в отдел зеленых водорослей. Все описанные водоросли обитали вблизи рифов и являлись типичными представителями рифолюбивых водных растений.

В тойонском веке в Сибирском бассейне произошли существенные перестройки во всех фаунистических сообществах, но критическими они стали только для археоциат. Быстрые темпы в сокращении таксонов завершили их эволюцию и привели к вымиранию в конце века. Сибирская платформа была первым регионом, на котором случилась катастрофа.

В конце тойонского века уменьшились размеры органогенных построек и сократились площади их развития. Возрождение рифов произошло в начале амгинского века, и исчезновение археоциат никак не повлияло на этот процесс. Вновь возникли рифовые массивы, оккупировавшие самые большие площади в кембрийской истории Сибирского бассейна.

2 Luchinina.indd 32 8/23/11 5:29:52 PM

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ПРИРОДЕ ИЗВЕСТКОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ КЕМБРИЯ

Род *Epiphyton* с многоосевым кустистым талломом – один их характернейших родов кембрийского периода. Он доминировал в кембрийских рифах), почти исчез в ордовике, вновь возродился в девоне и последний раз был отмечен в мелу (Barattolo, 1990). Несмотря на длительную историю изучения раннекембрийских известковых водорослей, их природа оставалась невыясненной, пока не были обнаружены образцы с уникальной сохранностью клеточного строения и спорангиев у рода *Epiphyton*, позволившие поместить род в отдел Rhodophyta (Терлеев, Лучинина, 2000; Luchinina, Terleev, 2008). Хорошо сохранившееся субгоризонтальное клеточное строение, плазмодесмы, нематеции и спорангии у *Epiphyton* неоспоримо свидетельствовали о принадлежности к этому отделу, в то время как остатки более темного хлопьевидного карбоната на поверхности нитей подтвердили предположение Б. Пратта (Pratt, 1984) о том, что поверхности талломов у *Epiphyton* подвергались воздействию известьосаждающих бактерий и цианобактерий. По-видимому, процесс колонизации талломов *Epiphyton* происходил дважды: при жизни (по аналогии с современной красной водорослью *Corallina*), а также посмертно (Лучинина, Тихомирова, 1988).

Далее нами было высказано предположение, что жизненный цикл *Epiphyton* складывался из гетероморфных ступеней, состоящих из временных пальмеллоидных форм (*Renalcis, Izhella, Chabakovia, Shuguria, Gemma*), и только на стадии созревания перераставших в вертикально ориентированные кустистые талломы *Epiphyton* с простым уровнем организации (Лучинина, 2009). Сделанные выводы свидетельствовали о незначительном наборе таксонов известковых водорослей – каркасостоителей, и среди них до начала среднего кембрия доминировал только один род – *Epiphyton,* уступивший свое место со среднего кембрия роду род *Bija*, ставшего основным в каркасостроении в среднем и верхнем кембрии. Несмотря на то, что род *Bija* впервые был описан А.Г. Вологдиным (1932) как представитель красных водорослей, убедительных доказательств (клеток, спорангиев) для такого вывода до сих пор не обнаружено. Диагностика рода осложняется еще тем, что в нижнем кембрии были описаны под разными названиями малоотличимые от *Bija* другие роды: *Solenopora, Hedstroemia, Canadiophycus, Mackenziephycus* (Воронова и др., 1987). Но К. Брук и Р. Райдинг (Brooke, Riding, 1998) убедительно доказали, что типичные *Solenopora* появились лишь с ордовикского периода. Поэтому мы считаем, что *Bija*, найденная в биогермах амгинской свиты среднего кембрия на р. Амге (притоке р. Лены), представлена рядом разновидностей, связанных с типом сохранности, относящихся к одному роду *Bija*. Начиная с этого времени представители рода *Bija* постепенно заняли главное место среди водорослей-каркасостроителей в органогенных постройках, оттеснив *Epiphyton* на второй план (Лучинина, Терлеев, 2004).

2 Luchinina.indd 33 8/23/11 5:29:52 PM

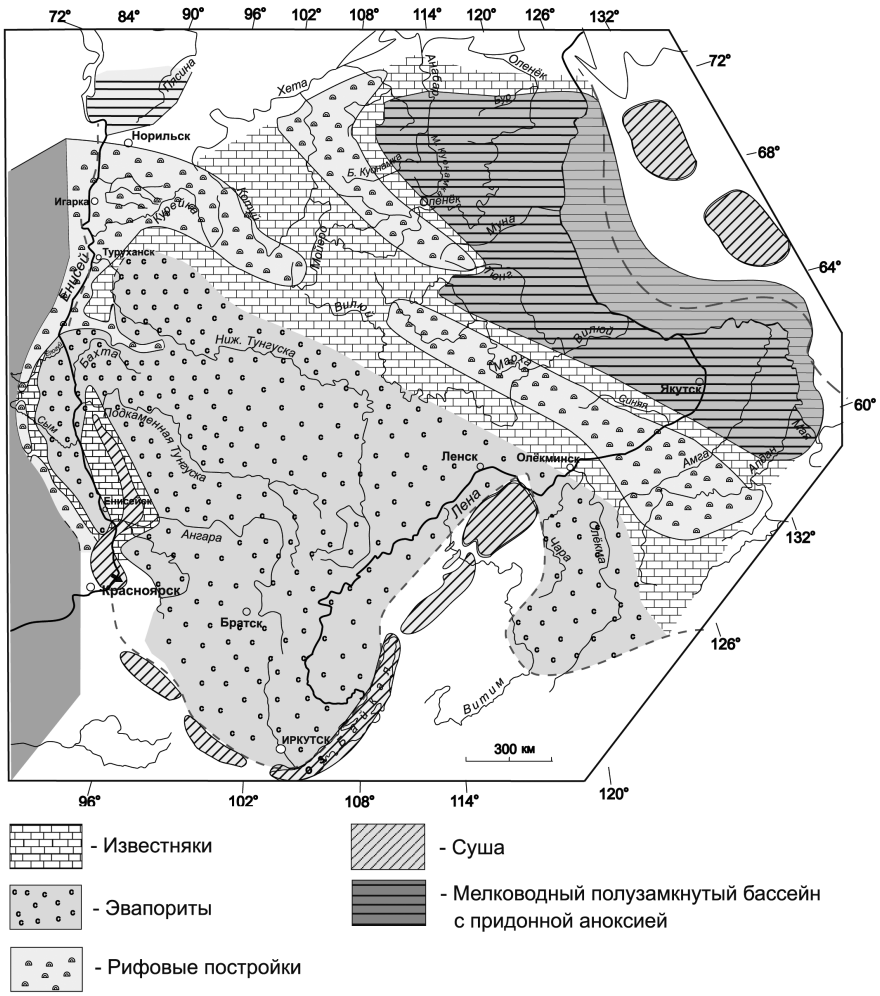


Рис. 3. Палеогеография Сибирской платформы в раннем кембрии (Розанов, Заварзин, 1997; Елкин и др., 2008).

О ВОЗМОЖНЫХ СИМБИОЗАХ

Воспроизводство первичной продукции в кембрийских рифах было связано с жизнедеятельностью водорослей как известковых, так и эластичных, обитающих вблизи рифов. Пока не найдены достоверные остатки симбиотических эндозойных одноклеточных водорослей, но об их присутствии как на поверхностях талломов известковых водорослей, так и в поровом пространстве археоциат, свидетельствуют карбонатные хлопьевидные образования, наблюдаемые в шлифах в непосредственной близости от этих организмов. Не раз высказывалось предположение, что хлопья являются

2 Luchinina.indd 34 8/23/11 5:29:52 PM

продуктом жизнедеятельности организмов-симбионтов (Журавлёва, Мягкова, 1987; Pratt, 1995; Luchinina, Terleev, 2008), живущих на пористых поверхностях известковых организмов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Переход от цианобактериальной к водорослевой экосистеме на рубеже позднего докембрия – фанерозоя непосредственно повлиял на характер образования рифов нового типа. Это событие лучше всего отразилось на Сибирской платформе в силу уникального географических, тектонических и прочих условий, отсутствующих на других территориях мира в указанный промежуток геологического времени. Новые рифы предопределили массовое развитие мелкораковинной фауны, защищенной от непосредственных контактов с открытыми океанами: на западе существовала барьерная рифовая система между Западной Сибирью и Сибирской платформой (рис. 3) (Конторович и др., 1999). Сахайская рифовая полоса, протянувшаяся с северо-запада на юго-восток платформы, являлась барьером между бассейнами повышенной солености, нормально-морскими, с амфибиальным ландшафтом и открыто-морскими. Пояс рифов Алтае-Саянской складчатой области служил волноломом для южной части Сибирского бассейна. И в то же время океанические воды приносили огромное количество органики и очищали Сибирское эпиплатформенное море от загрязнения. Водоросли и археоциаты выделяли огромное количество слизи, являвшейся питательной средой для бактерий, которые, в свою очередь, создавали первичную продукцию для мелкораковинных организмов. Дополнительными продуцентами являлись и эластичные водоросли, произраставшие по побережьям Сибирского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бактериальная палеонтология. 2002 / Ред. А.Ю. Розанов. М.: ПИН РАН. 188 с.

Вологдин А.Г. 1932. Археоциаты Сибири // Вып. 2. Фауна кембрийских известняков Алтая. М.-Л.: Гос. науч-тех. геол-развед. 106 с.

Воронова Л.Г., Дроздова Н.А., Есакова Н.В. и др. 1987. Ископаемые нижнего кембрия гор Макензи (Канада). М.: Наука. 88 с.

Герасименко Л.М. 2002. Актуалистическая палеонтология циано-бактериальных сообществ // Дисс. науч. докл. уч. степ. докт. биол. наук. М.: 70 с.

Гниловская М.Б. 1985. Вендотениды – вендские Methaphyta // Вендская система. Т. 1. М.: Наука. С. 117–125.

Журавлёва И.Т. 1979. Сахайская органогенная полоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. Новосибирск: Наука. С. 128–154.

2 Luchinina.indd 35 8/23/11 5:29:52 PM

Журавлёва И.Т., Мягкова Е.И. 1987. Низшие многоклеточные фанерозоя. М.: Наука. 220 с.

Заварзин Г.А. 2003. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука. 347 с.

Заварзин Г.А., Рожнов С.В. 2010. Рифы в эволюции гео-биологических систем. Постановка проблемы // Мат-лы к конфереции «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы». М.: ПИН РАН. С. 1–8.

Конторович А.Э., Каштанов В.А., Сараев С.В. и др. 1999. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение Западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геол. и геофиз. Т. 40, № 7. С. 1022–1031.

Криштофович А.Н. 1953. Находка плаунообразного растения в кембрии Восточной Сибири // Докл. АН СССР. Т. 91, № 6. С. 1377–1379.

Лучинина В.А. 1988. Известковые водоросли в строматолитовых постройках нижнего палеозоя Сибирской платформы // Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск: Наука. С. 140–145.

Лучинина В.А. 1990. Расчленение и корреляция пограничных отложений венда и кембрия Сибирской платформы по известковым водорослям // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. Новосибирск: Наука. С. 32–43.

Лучинина В.А. 2009. *Renalcis* и *Epiphyton* – различные формы единого жизненного цикла известковых водорослей // Палеонтол. журн. № 4. С. 101–105.

Лучинина В.А., Терлеев А.А. 2004. Особенности состава дендролитов в нижнекембрийских органогенных постройках Сибирской платформы // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 6–7. С. 43–57.

Лучинина В.А., Коровников И.В., Сипин Д.П., Федосеев А.В. 1997. Биостратиграфия верхнего венда – нижнего кембрия разреза р. Сухариха (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. Т. 38. № 8. С. 1346–1358.

Лучинина В.А., Тихомирова Н.С. 1988. О новой форме сохранности раннекембрийских водорослей и их ультраструктуре // Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск: Наука. С. 140–145.

Наймарк Е.Б., Розанов А.Ю. 1997. Закономерности развития региональных фаун правильных археоциат // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 5. № 1. С. 67–78.

Сергеев В.Н. 2003. Окремнённые микрофоссилии докембрия: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение. М.: Автореф. докт. дисс. 53 с.

Советов Ю.К., Благовидов В.В., Лучинина В.А., Ромашко А.И. 2000. Вендские отложения на западе Енисейского кряжа // Докл. Акад. наук. Т. 372. № 2. С. 222–224.

Терлеев А.А. 1993. Известковые водоросли (*Calcibionta*) в рифейских отложениях Восточной Сибири // Геология и геофизика. Т. 34. № 8. С. 73–80.

Терлеев А.А., Лучинина В.А. 2000. Новые факты по установлению природы рода *Epiphyton* Bornemann 1886 // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 2–3. С. 173–177.

2 Luchinina.indd 36 8/23/11 5:29:53 PM

Уникальные синские местонахождения раннекембрийских организмов. Сибирская платформа / Ред. А.Г. Пономаренко. М.: Наука. 140 с.

Хабаров Е.М. 2004. Карбонатная седиментация в докембрии // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седиментолитогенез, минерагения. Екатеринбург, Мат-лы 6 Уральского регионального литологического совещ. С. 172–174.

Aitken J.D. 1989. Giant "algal" reefs, Middle / Upper Proterozoic Little Dal Group (>770, > 1200 Ma), Mackenzie Mountains, N.W.T. Canada // Reefs. Canada and adjacent areaю V. 13. P. 13–23. Canadian Society of Petroleum Geologists.

Barattolo F. 1990. Mesozoic and Cenozoic marine benthic calcareous algae with particular regard to Mesozoic dasycladaleans // Calcareous Algae and Stromatolites. Springer-Verlagю P. 504–540.

Brooke C., *Riding* R. 1998. Ordovician and Silurian coralline red algae // Lethaia. № 31. P. 185–195.

Grotzinge, J.P., Hoffman P.F. 1983. Aspects of the Rocknest Formation, Asiak thrust-fold belt, Wopmay Orogen, District of Mackenzie // Geol. Surv. Can. Pap. 83–1B. P. 83–92.

Luchinina V.A., Terleev A.A. 2008. The morphology of the genus *Epiphyton* BORNEMANN // Geologia Croaticaю 61. 2–3. P. 105–111.

Pratt B.R. 1984. *Epiphyton* and *Renalcis* – diagenetic microfossils from calcification of coccoid blue-green algae // Journ. of Sedimentary Petrology. V. 54. № 3. P. 0948–0971.

Pratt B.R. 1995. The origin biota and evolution of deep-water mounds // Carbonate mud mounds; their origin and evolution // Intern. Assoc. of Sedimentologists, Spec. Publ. V. 23. Blackwell Science, Oxword. P. 49–123.

Pratt B.R., Spincer B.R., Wood R.A., Zhuravlev A.Yu. 2001. Ecology and Evolution of Cambrian Reefs // The Ecology of the Cambrian Radiation. Columbia University Press. New-York. P. 254–274.

Turner E.C., James N.P., Narbonne G.M. 1997. Growth dynamics of Neoproterozoic calcimicrobial reefs. Mackenzie Mountains, Northwest Canada // J. Sedimentory Res. V. 67. P. 437–450.

Wood R. 1999. Reef Evolution. Oxford University Press. Oxford. New-York. 414 p.

Zhuravlev A.Yu. 1996. Reef ecosystem recovery after the Early Cambrian extinction / Ed. M.B. Hart. Biotic Recovery from Mass Extinction. Geological Society. Special Publicationю 102. P. 79–96.

2 Luchinina.indd 37 8/23/11 5:29:53 PM

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 38–70.
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЙ И РАННЕСИЛУРИЙСКИЙ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РИФОВЫХ ПОСТРОЕК В АЛТАЕ-САЛАИРСКОМ БАССЕЙНЕ

Н.В. Сенников
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

Рассмотрены четыре хроностратиграфичесих уровня развития рифогенных комплексов в Алтае-Салаирском палеобассейне – 1) раннесреднекатианский, раннехирнантский, позднетеличский, гомерский. Продолжительность развития таких комплексов оценена интервалом от 0.5 до 3 млн. лет, а промежутки между ними – интервалом от 10 до 12 млн. лет. На основе реальных геологических профилей по сериям изученных разрезов предложена синтезированная модель раннепалеозойской рифовой седиментации в Алтае-Салаирском палеобассейне. Выявлена унаследованность плана структур позднеордовикско-раннесилурийских южно-сибирских рифов геологическим строением изученных объектов в виде характерных брахискладок. Установлены явления разнонаправленной «миграции» границ рифовых сооружений при развитии Алтае-Салаирского палеобассейна от одного к другому хроностратиграфическому уровню. Рассмотрены таксономический состав и структура палеобиот, существовавших в рифовых и соседствующих с ними обстановках в Алтае-Салаирском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне.

Ключевые слова: ордовик, силур, карбонатная платформа, рифовый комплекс, литология, фаунистические сообщества, Горный Алтай, Салаир.

ВВЕДЕНИЕ

В западной части Алтае-Саянской области ордовикские и силурийские отложения пользуются широким площадным распространением на Горном Алтае, Салаире, в меньшей степени (и только ордовикские) в Кузнецком Алатау и Горной Шории (рис. 1). Алтайский шельфовый бассейн на протяжении ордовика-силура и раннего девона развивался в режиме пассивной

3 Sennikov.indd 38 8/23/11 5:30:14 PM

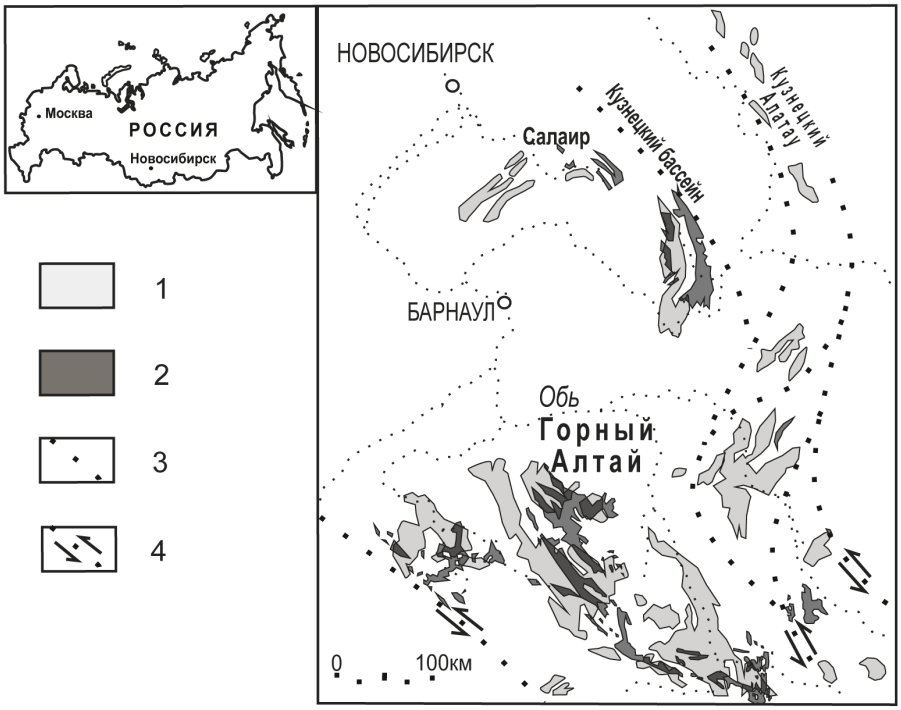


Рис. 1. Схема выходов нижнепалеозойских осадочных образований на территории в западной части Алтае-Саянской складчатой области. 1 – ордовикские отложения, 2 – силурийские отложения, 3 – границы крупных тектонических блоков, 4 – зона главных сдвигов. В перекрывающихся областях масштаб схемы не позволяет разделить поля распространения ордовикских и силурийских отложений, а в ряде районов, кроме того, имеются непрерывные ордовикско-силурийские разрезы.

окраины Сибирского кратона (Елкин и др., 1994; Сенников, 2006; Sennikov et al., 2008). В нем на протяжении отмеченного хроностратиграфического интервала на внешнем шельфе (вблизи внешнего его края) регулярно, с определенной цикличностью формировались карбонатные платформы. Под термином «карбонатная платформа» автор вслед за рядом исследователей (Wilson, 1975; Tucker, 1990; Pomar, 2001 и др.) принимает линейную «приподнятую» зону дна какого-либо палеобассейна, находящуюся на значительном удалении от континента, в которой возникали и развивались отдельные рифы средних и крупных размеров, часто сливающиеся в крупные рифогенные массивы. Протяженность такой зоны во много раз превышает ее ширину. В Алтае-Салаирских палезойских бассейнах длина таких зон достигала нескольких сотен километров. Деление Алтае-Салаирского палеобассейна на внутренний и внешний шельф отражает закономерную латеральную смену фациальных обстановок от обстановок карбонатной платформы внешнего шельфа к терригенно-карбонатным и терригенным фациям внутреннего шельфа и далее к прибрежным грубо-терригенным

3 Sennikov.indd 39 8/23/11 5:30:15 PM

фациям (Елкин и др., 1994). Под рифом (рифовой постройкой) автор, следуя актуалистическим наблюдениям, понимает сложенную «автохтонными» карбонатами положительную, начиная с момента ее формирования, холмообразную структуру округло-эллиптической формы с уплощенной вершиной, образованную рифостроящими организмами. Такие постройки при трансгрессивном тренде уровня моря «растут» преимущественно вверх, а при стационарном стоянии уровня моря и «медленных» регрессиях могут увеличивать свою площадь, «разрастаясь» в стороны. Они обычно имеют у своих подножий «шлейфы» органогенно-обломочных карбонатов (особенно при устойчивых регрессиях уровня моря), в краевых частях – «рампарты» для защиты от волнового воздействия и подводные «каналы» (узкие каньоны), образованные за счет перемещения по ним обломков кораллов различной размерности к основанию рифа, а в центральных частях – лагуны (Преображенский, 1986; Рифы…, 1987; Современные…, 1990).

МАСШТАБЫ РИФООБРАЗОВАНИЯ В АЛТАЕ-САЛАИРСКОМ ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Рифогенные комплексы на Горном Алтае и Салаире занимают не менее 30 % общей площади выходов позднеордовикско-раннесилурийских отложений. В обобщенном разрезе позднеордовикско-раннесилурийские рифогенные комплексы в рассматриваемых регионах занимают до 40–50 % их мощности. Формировавшиеся в раннем палеозое на исследуемой территории «карбонатные платформы», сложенные рифовыми массивами (рис. 2), по длительности своего развития и протяженности сравнимы с крупнейшим современным рифовым сооружением глобального масштаба – Большим Барьерным рифом Австралии.

Породные ассоциации ордовикско-силурийского Алтае-Салаирского палеобассейна делятся на ряд макрофаций, литофаций и микролитофаций (Сенников, 2008а), значительная часть из которых связана именно с рифовыми комплексами (см. рис. 3).

В терригенно-карбонатном типе седиментации выделяется две группы литофаций, связанные с рифовыми комплексами. Первая группа – литофации, соседствующие с удаленными частями рифовых построек, представленные средне- и тонкослоистыми глинистыми известняками с прослоями известковистых аргиллитов. В составе палеобиоты этой группы литофаций были многочисленные таксономически разнообразные кораллы, трилобиты, брахиоподы.

Вторая группа в терригенно-карбонатном типе седиментации – литофации, значительно удаленные от центральных частей карбонатной платформы, сложенные чередованием преобладающих тонкослоистых глинистых известняков, с подчиненным количеством известковистых аргиллитов и алевролитов. Палеобиота в этой группе литофаций была представлена

3 Sennikov.indd 40 8/23/11 5:30:15 PM

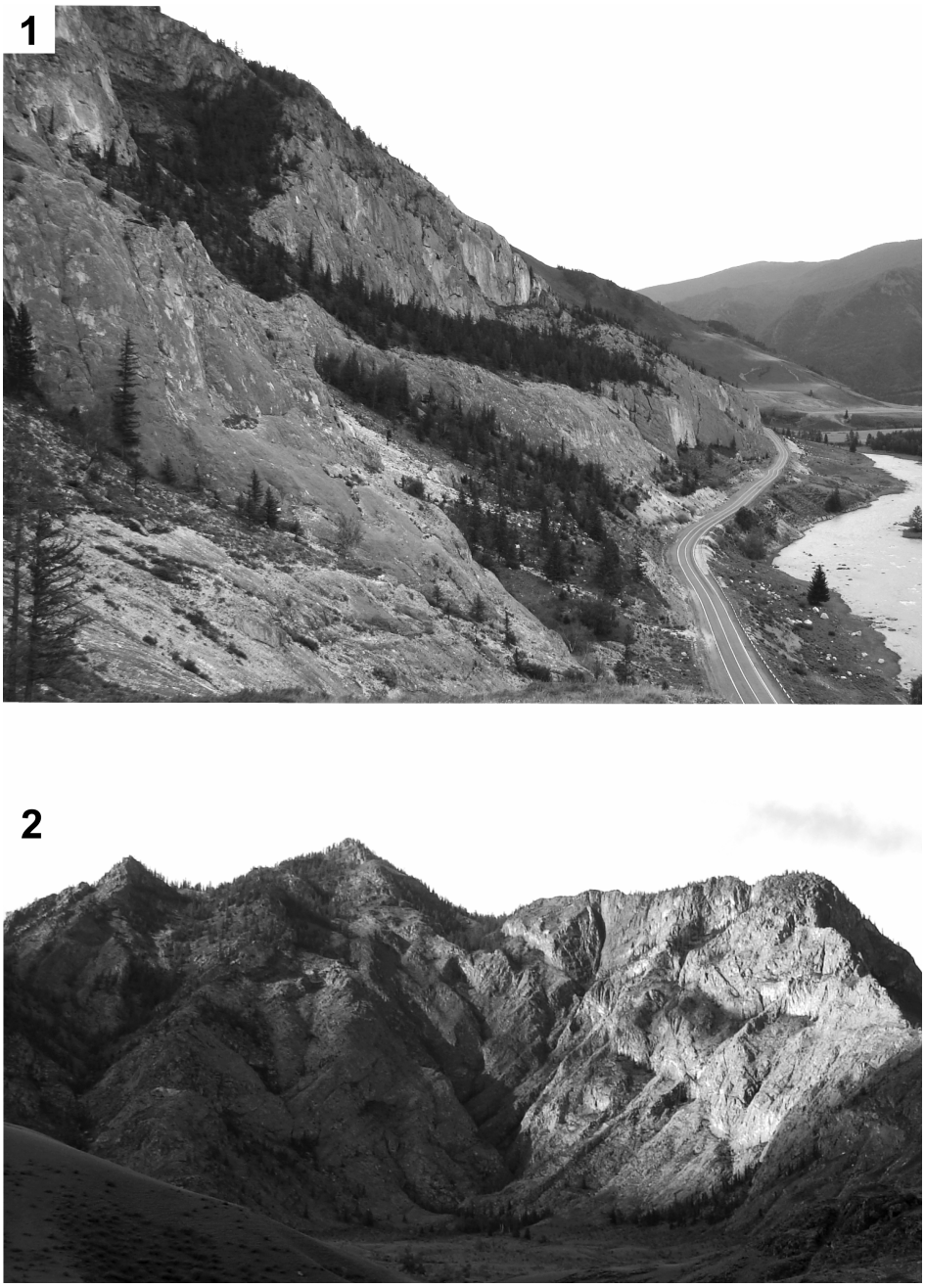


Рис. 2. Крупномасштабные раннепалеозойские рифовые массивы Горного Алтая: 1 – «Белобомский» раннехирнантский массив; 2 – «Чуйский» позднетеличский массив. Здесь и далее – фотографии выполнены автором, В.Д. Ермиковым, П. Мянником, О.Т. Обут.

3 Sennikov.indd 41 8/23/11 5:30:16 PM

Макролитофации (*типы седиментации*)	**Литофации (*генетически близкие*)**	**Микролитофации (*генетически однородные и территориально локализованные*)**
Терригенно-карбонатный	Удаленные от рифов	Зарифовые
	Соседствующие с рифовыми постройками	Окаймляющие рифы
		Заливы на рифах
Карбонатный (рифовый)	Крупные рифы (до 2-3 км в диаметре) на внешнем шельфе, обычно сгруппированные в линейные структуры	Центральные части отдельных рифов
		Внешние краевые части отдельных рифов
		Внутренние краевые части отдельных рифов
	Рифы средних размеров (0,5 – 1 км в диаметре), часто сгруппированные	Соседствующие и чередующиеся с крупными рифами
		Латерально замещающие рифы крупных размеров
	Отдельные мелкие (до 50 до -100 м в диаметре), редко сгруппированные рифы	Окаймляющие рифы средних размеров
		Латерально замещающие рифы средних размеров
	Изолированные мелкие (до 5-50 м в диаметре) рифы (patch-reef).	Зарифовые
		В лагунах крупных рифов

Рис. 3. Рифовые и соседствующие с ними литофации в позднеордовикско-раннесилурийском Алтае-Салаирском бассейне (по Сенников, 2008а, с дополнениями).

многочисленными таксономически разнообразными брахиоподами и трилобитами, редкими таксономически однообразными кораллами.

В карбонатном типе седиментации выделяются следующие четыре группы литофаций. Первая группа – литофации группировки крупных рифов (до 2–3 км в диаметре), каждый из которых состоит из массивных неслоистых известняков, часто с гигантскими и крупными водорослевыми биогермами диаметром до 15–25 м. Палеобиота этой группы литофаций состояла из редких таксономически однообразных кораллов и водорослей.

Вторая группа в карбонатном типе седиментации – литофации рифов средних размеров (0.5–1 км в диаметре), представленных массивными неслоистыми известняками, нередко с крупными и средними водорослевыми биогермами диаметром до 10–15 м. Состав палеобиоты аналогичен составу предыдущей группы литофаций. Третья и четвертая группы в карбонатном типе седиментации – литофации мелких (как правило, сгруппированных) рифов и литофации изолированных мелких рифов (patch-reef), состоящие из массивных, неслоистых или слабослоистых (за счет пластовых строматолитов) известняков. Обычно палеобиоты таких групп литофаций фиксируются в виде водорослевых (калиптры и мелкие биогермы) и микробиальных (строматолиты) построек.

Дополнительно следует отметить следующее. Кроме терригенно-карбонатного и карбонатного типов седиментации, непосредственно связанных

3 Sennikov.indd 42 8/23/11 5:30:16 PM

с рифогенными комплексами, в Алтайской акватории Алтае-Салаирского позднеордовикского бассейна известны терригенно-кремнистые литофации, располагавшиеся на некотором удалении (до 5–10 км) от внешнего края раннехирнантской карбонатной платформы в сторону открытоокеанической акватории на переуглубленном шельфе. Там происходила седиментация кремней, кремнистых аргиллитов, реже алевролитов, с примесью олистостромовых образований в виде линз карбонатов (Sennikov et al., 2008). В кремнях найден комплекс радиолярий, по биоиндикаторным характеристикам которого (прекрасная сохранность скелетов, высокая плотность их палеопопуляций и значительное таксономическое разнообразие) глубины этой части рассматриваемого палеобассейна были оценены величинами 300–600 м (Sennikov, Obut, 2007).

Наибольшие площади распространения рифовых сооружений позднеордовикско-раннесилурийского возраста в Алтае-Салаирском бассейне фиксируются в западной, северо-западной и центральной частях Горного Алтая, а также в северо-восточной, юго-восточной и южной частях Салаира. Именно в этих районах находятся стратотипы и опорные разрезы местных стратонов (свит) (Решения…, 1983), сложенных рифовыми комплексами с богатыми комплексами фауны – рифостроителей, рифолюбов и рифожителей (Дзюбо, 1966; Кульков, 1967; Елкин и др., 1974; Ивановский, Кульков, 1974; Сенников, 1976; Решения…, 1983; Кульков, Севергина, 1989; Антошкина и др., 2006; Sennikov et al., 2008). Оценка масштабов площадного распространения рифовых отложений различных по возрасту комплексов Алтае-Салаирского позднеордовикско-раннесилурийского бассейна рассмотрена ниже.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РИФОВЫХ СИСТЕМ НА ШЕЛЬФЕ АЛТАЕ-САЛАИРСКОГО ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКОГО БАССЕЙНА

В строении Алтае-Салаирского позднеордовикско-раннесилурийского палеобассейна наблюдается отчетливое деление на внутренний и внешний шельф (см. рис. 4). Характерными элементами внешнего шельфа этого палеобассейна (рис. 5) являлись периодически формирующиеся там (Елкин и др., 1994; Сенников, 2006; Sennikov et al., 2008) «карбонатные платформы» в виде непрерывного пояса рифогенных известняков, близкого к современному понятию «барьерный риф» (Рифы…, 1987; Рифогенные…, 1997). Верхние части Алтае-Салаирских ордовикско-силурийских рифовых сооружений в составе карбонатных платформ с биогенно-рифогенным типом седиментации располагались вблизи поверхности моря в приливно-отливной зоне (так называемые «уровневые» рифы) с формированием «рампарта» и внутренних лагун, а с внутренней стороны (реже и с внешней) имели шлейфы из обломочных карбонатных пород и перемещенных кораллов (Вараксина, Сенников, 2006; Сенников, 2008а, 2008б; Sennikov et al., 2008).

3 Sennikov.indd 43 8/23/11 5:30:17 PM

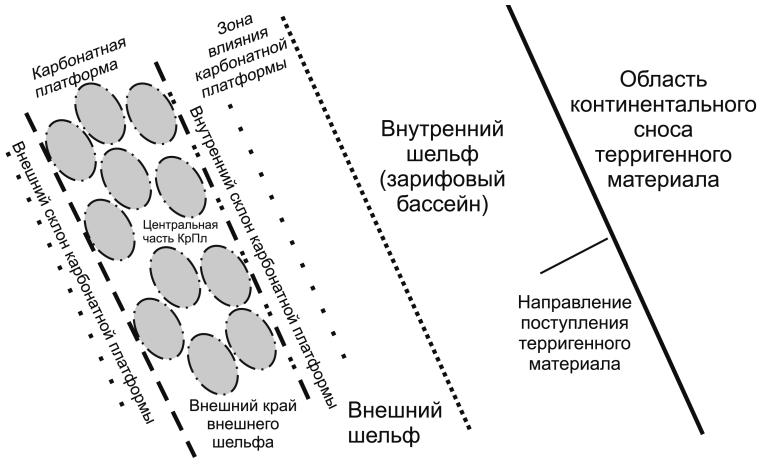


Рис. 4. Строение шельфа позднеордовикско-раннесилурийского Алтае-Салаирского бассейна.

На одном из позднетеличских рифов («Россыпногорский» в западной части Горного Алтая) наблюдаются отчетливые эрозионные «карманы», свидетельствующие, что при даже при кратковременных малоамплитудных регрессиях «уровневые» рифы становились «поднятыми» рифами и их верхние части подвергались активному разрушению.

Возможно, что часть Алтае-Салаирских позднеордовикско-раннесилурийских рифовых сооружений, рассматриваемых в настоящей статье, относилась к категории «погруженных» рифов, располагавшихся ниже уровня приливно-отливной зоны, в области регулярного воздействия волн. На это косвенно указывает отсутствие на них рампартов, «следов» лагунных образований и других элементов «уровненных» рифов. Все из рассматриваемых Алтае-Салаирских карбонатных платформ возникали при трансгрессиях, достигая расцвета на их пиках, и увеличивали свои площади при дальнейшем стационарном стоянии уровня моря, а также, возможно, и на начальных фазах медленных регрессий.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РИФОВЫХ СИСТЕМ В АЛТАЕ-САЛАИРСКОМ ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Рифовые системы в позднеордовикско-раннесилурийском интервале развития Алтае-Салаирского бассейна формировались в виде следующих карбонатных платформ: 1) ранне-среднекатианской (верхние части ханхаринской свиты), 2) раннехирнантской (верхние части техтеньской свиты), 3) позднетеличской (полатинская свита) и 4) гомерской (чагырская свита) (рис. 6). Общая продолжительность формирования серии позднеордовикско-раннесилурийских карбонатных платформ в Алтае-

3 Sennikov.indd 44 8/23/11 5:30:17 PM

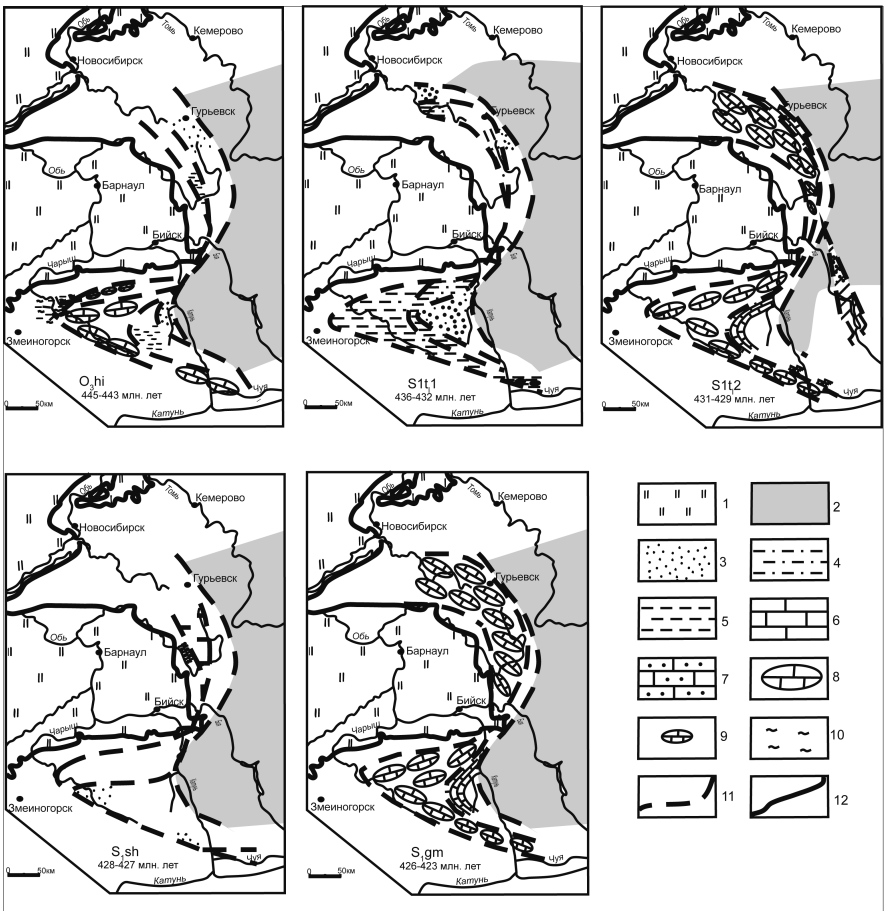


Рис. 5. Палеогеографические схемы Алтае-Салаирского бассейна для раннего хирнантиана, раннего теличиана, позднего теличиана, шейнвудиана и гомериана (по Sennikov et al., 2008 с уточнениями). Условные обозначения: 1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – суша; 3 – грубо-терригенные образования внутреннего шельфа; 4 – тонко-терригенные образования внутреннего шельфа; 5 – тонко-терригенные образования внешнего шельфа; 6 – слоистые карбонатные образования внутреннего шельфа, в том числе: 7 – с терригенной составляющей, 8 – крупные рифовые постройки; 9 – средние и мелкие рифы, 10 – глубоководные кремни (в том числе радиоляриты); 11 – границы фациальных зон (суши, внутреннего шельфа, внешнего шельфа и континентального склона); 12 – южная граница Западно-Сибирской геосинеклизы.

Салаирском раннепалеозойском бассейне составляет 35 млн. лет. За этот продолжительный период произошло постепенное возрастание масштабов рифообразования с максимальным пиком в позднем теличиане, а затем его снижение. Следующий этап формирования карбонатных платформ в Алтае-Салаирском палеозойском бассейне начался в раннем девоне (Елкин и др., 1994; Бахарев и др., 2004).

3 Sennikov.indd 45 8/23/11 5:30:17 PM

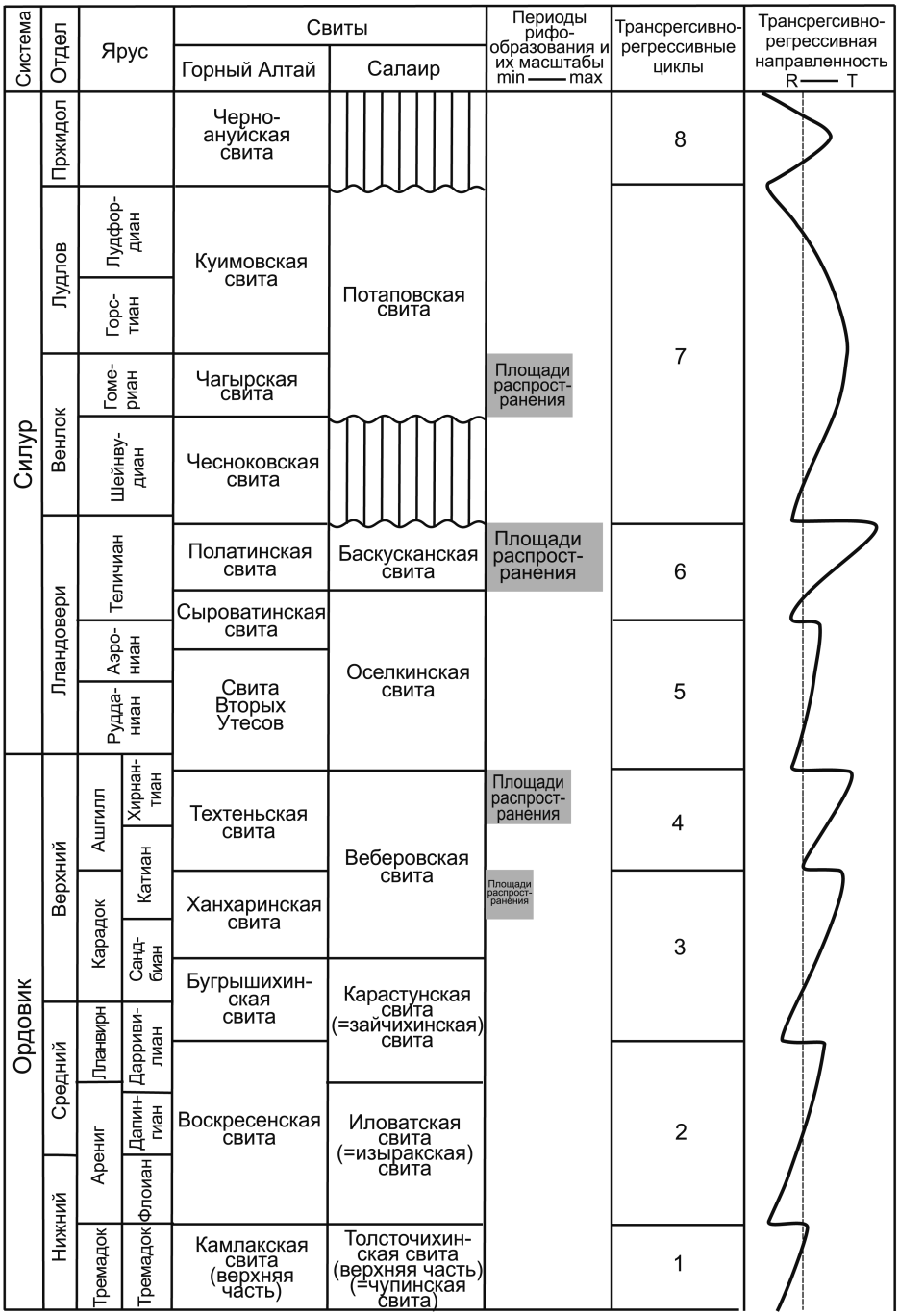


Рис. 6. Стратиграфическое положение периодов рифообразования и масштабы их площадного распространения в ордовикско-силурийском Алтае-Салаирском бассейне (по Елкин и др., 1997; Сенников, 2006, с дополнениями).

3 Sennikov.indd 46 8/23/11 5:30:18 PM

Позднеордовикско-раннесилурийские рифовые комплексы в разрезах на Горном Алтае содержат конодонты, а в подстилающих и перекрывающих терригенных породах – граптолиты и конодонты (Сенников, 1976, 1996; Москаленко, 1977; Ворожбитов, 1996; Изох и др., 2005; Sennikov et al., 2008). Например, в раннехирнантском рифовом комплексе (верхняя часть техтеньской свиты) установлены конодонты зоны *ordovicicus* (разрез «Тачалов» в западной части Горного Алтая). В подстилающих этот рифовый комплекс терригенных породах средней части техтеньской свиты определены граптолиты зоны *ornatus*, *supernus* (разрезы «Тачалов», «Буровлянка»), а в перекрывающих терригенных отложениях низов свиты Вторых Утесов – граптолиты зоны persculptus (разрез «Воскресенка-4»). В позднетеличском рифовом комплексе (полатинская свита) найдены конодонты зоны *celloni* (разрез «Россыпная»). В том же самом разрезе под рифовым комплексом в терригенных отложениях сыроватинской свиты установлены граптолиты зоны *griestonensis*, в перекрывающих терригенных породах чесноковской свиты – граптолиты зон *grandis* и *Cyrtograptus*. Исключением, в отношении точности биостратиграфического датирования, из рассматриваемых позднеордовикско-раннесилурийских Алтае-Салаирских рифовых комплексов является комплекс середины силура (чагырская свита Горного Алтая). В перекрывающих этот рифовый комплекс слоистых известняках куимовской свиты (в верхах стратона) найдены конодонты зоны O. *snajdri* лудвордиана (Изох и др., 2005). Точно датировать рифогенную чагырскую свиту в зональных граптолитовых и конодонтовых последовательностях пока не удалось. По бентосным группам фауны (брахиоподы и трилобиты) она условно сопоставляется с гомерианом, однако, не исключено, что ее низы должны сопоставляться с верхней частью шейнвудиана, а самые верхи – низами горстиана.

Таким образом, отмеченные ортостратиграфические группы фауны позволяют определить продолжительность формирования крупных рифовых систем в составе карбонатных платформ в Алтае-Салаирском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне интервалом в 0.5–3 млн. лет – ранне-средний катиан, ранний хирнантиан, поздний теличиан, гомериан. При этом самой кратковременной (по продолжительности своего существования) была раннехирнантская карбонатная платформа (0.5 млн. лет). Позднетеличская карбонатная платформа с длительностью своего развития в 2 млн. лет проявлена на максимальной площади распространения рифов в Алтае-Салаирском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне. Самой длительной по продолжительности формирования из рассматриваемых карбонатных платформ была гомерская – более 3 млн. лет, занимающая вместе с кратковременной раннехирнантской второе место по масштабам площадей распространения в палеобассейне. Таким образом, масштаб площадей распространения рифовых массивов, сгруппированных в карбонатные платформы в позднеордовикско-силурийском Алтае-

3 Sennikov.indd 47 8/23/11 5:30:18 PM

Салаирском бассейне, не имел прямой зависимости от продолжительности формирования таких массивов.

Между отмеченными четырьмя этапами интенсивного рифообразования в Алтае-Салаирском раннепалеозойском бассейне происходили процессы интенсивного привноса в палеобассейн терригенного материала. Доминировали процессы накопления терригенных пород. При таком отрицательном («угнетающем» и «подавляющем») воздействии терригенной «компоненты» на какие-либо другие (биогенные и хемогенные) типы седиментации процессы рифообразования в палеобассейне практически прекращались. Кроме того, также значительно сокращались площади развития смешанной терригенно-карбонатной седиментации. Такие «безрифовые» интервалы доминирующего терригенного осадконакопления в Алтае-Салаирском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне составляли 10–12 млн. лет.

Рассмотрим последовательно четыре отмеченные возрастные уровни формирования карбонатных платформ в исследуемом Алтае-Салаирском палеобассейне. Первый из них (ранне-среднекатианский) зафиксирован только на Горном Алтае. Рифовые комплексы этого уровня относятся к верхней части ханхаринской свиты (Sennikov et al., 2008). Раннехирнантский уровень формирования карбонатных платформ масштабно проявился на Горном Алтае (верхние горизонты разрезов техтеньской свиты) (Сенников и др., 2001; Sennikov et al., 2008), а также локально отмечается и в разрезах на Салаире (верхние горизонты веберовской свиты). Позднетеличский уровень формирования карбонатных платформ широко проявлен в разрезах как на Горном Алтае, так и на Салаире. Рифовые комплексы позднетеличского уровня на Алтае отвечают полатинской свите (Елкин и др., 1974; Сенников, 1976; Сенников и др., 1988; Гладких и др., 1989; Сенников, 2008б; Сенников, 2010), а на Салаире – баскусканской свите. Гомерский уровень формирования карбонатных платформ масштабно проявился в разрезах на Горном Алтае (чагырская свита) (Елкин и др., 1974; Сенников, 1976; Sennikov et al., 2008), а также локально фиксируется в разрезах на Салаире (нижние горизонты потаповской свиты) (Антошкина и др., 2006).

Пики трансгрессий регионального плана (см. рис. 6), выявленные по комплексу данных, совмещаются, как уже отмечалось выше, в Алтае-Салаирском палеобассейне с максимальным развитием карбонатных платформ. На стратиграфических уровнях ранне-средний катиан (средняя часть ханхаринской свиты), поздний теличиан (полатинская и баскусканская свиты) они совпадают с пиками трансгрессий в синтезированной глобальной эвстатической кривой (Haq, Schutter, 2008). С учетом подчеркнутого выше относительно условного возрастного положения Алтайской карбонатной платформы, коррелируемой с гомерианом (чагырская свита), можно считать, что и этот этап развития условно совпадает с трактом высокого стояния уровня моря глобальной эвстатической кривой.

3 Sennikov.indd 48 8/23/11 5:30:18 PM

Раннехирнантское крупномасштабное (мощность комплекса до 450 м, протяженность более 200 км) рифогенное сооружение в Алтайской акватории Алтае-Салаирского палеобассейна (верхняя часть техтеньской свиты) также могло сформироваться только на пике продолжительной трансгрессии, что подтверждается характером региональной эвстатической кривой (см. рис. 6). В других палеобассейнах мира на уровень конца катиана и на хирнантиан приходится развитие устойчивого регрессивного тренда (Haq, Schutter, 2008), с падением уровня моря на 100 м. Общепризнанно, что низкое стояние уровня мирового океана в хирнантиане является следствием глобального позднеордовикского оледенения (Brenchley, 2004). Выявленное «противоречие» – одновременные ***максимум регрессии*** в мировом палеоокеане и ***пик трансгрессии*** в открыто-шельфовом Алтае-Салаирском палеобассейне, можно объяснить интенсивным прогибанием северо-западной, западной и центральной частей Алтайской акватории палеобассейна, которое превосходило по скорости общее снижение уровня мирового палеоокеана. При этом за 5 млн. лет (поздняя половина катиана и ранний хирнантиан) такое региональное прогибание составило не менее 550 м [100 м (компенсация глобальной регрессии) + 450 м (мощность раннехирнантского рифового сооружения)], то есть его средняя скорость составляла не менее 110 м за 1 млн. лет

«УНАСЛЕДОВАННОСТЬ» ГЕОМОРФОЛОГИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ РИФОВ ПЛАНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ЗОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РИФОВ В АЛТАЕ-САЛАИРСКОМ ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Геологическая структура распространения нижнепалеозойских образований на территории Горного Алтая и Салаира сложена мозаичной структурой из тектонических блоков разного масштаба. В то же время, в ряде районов рассматриваемой территории многочисленными исследователями, в различные годы, как при проведении государственного геологического картирования, так и при тематических работах, выявлены синклинальные и антиклинальные складки овальной формы, сложенные рифогенными образованиями. Для ряда таких структур можно предполагать унаследованность их строения от палеоплана структуры палезойских рифовых построек.

Руководствуясь актуалистическими представлениями об овальной холмообразной форме современных рифов, имеющих во многих случаях прогнутую внутреннюю (центральную или приближенную к одному из краев) лагунную часть, можно постулировать следующие феномены. Первый – общие современные геоморфологические очертания отдельных крупных рифов могут представлять из себя холмообразные формы рельефа с уплощенными вершинами. Таким примером в западной части

3 Sennikov.indd 49 8/23/11 5:30:18 PM

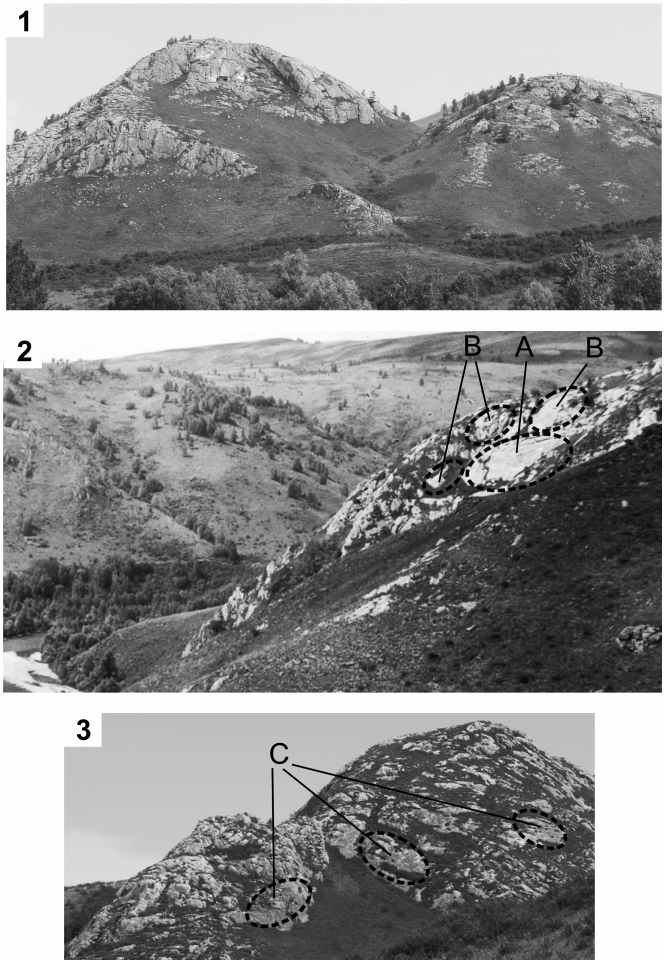


Рис. 7. Раннесилурийские Алтайские рифовые массивы и слагающие их биогермы. 1 – холмообразные палеоформы позднетеличских рифов с уплощенными вершинами в районе пос. Талый в западной части региона; 2 – гигантские (15–25 м) («А») и крупные (10–15 м) («В») биогермы в позднетеличском «Россыпногорском» рифовом массиве в западной части региона; 3 – средние (5–10 м) («С») биогермы в позднетеличском рифовом массиве «Бараний» у с. Усть-Чагырка в западной части региона.

Горного Алтая являются выходы полатинской свиты вблизи пос. Чинета (рис. 7.1). Второй феномен - так как межрифовое пространство заполняется осадками (обычно терригенными или терригенно-карбонатными) после окончания формирования рифов, то, после процесса диагенеза, даже полном отсутствии пликативных дислокаций, рифовые образования в рельефе вместе с соседствующими породами будут представлять из себя брахиантиклиналь. Подобные унаследованные «острово-формные» брахиантиклинальные структуры можно наблюдать в западной части Горного Алтая (рис. 8.1, 9.2). Третий феномен – лагуна на рифе после ее заполнения

3 Sennikov.indd 50 8/23/11 5:30:19 PM

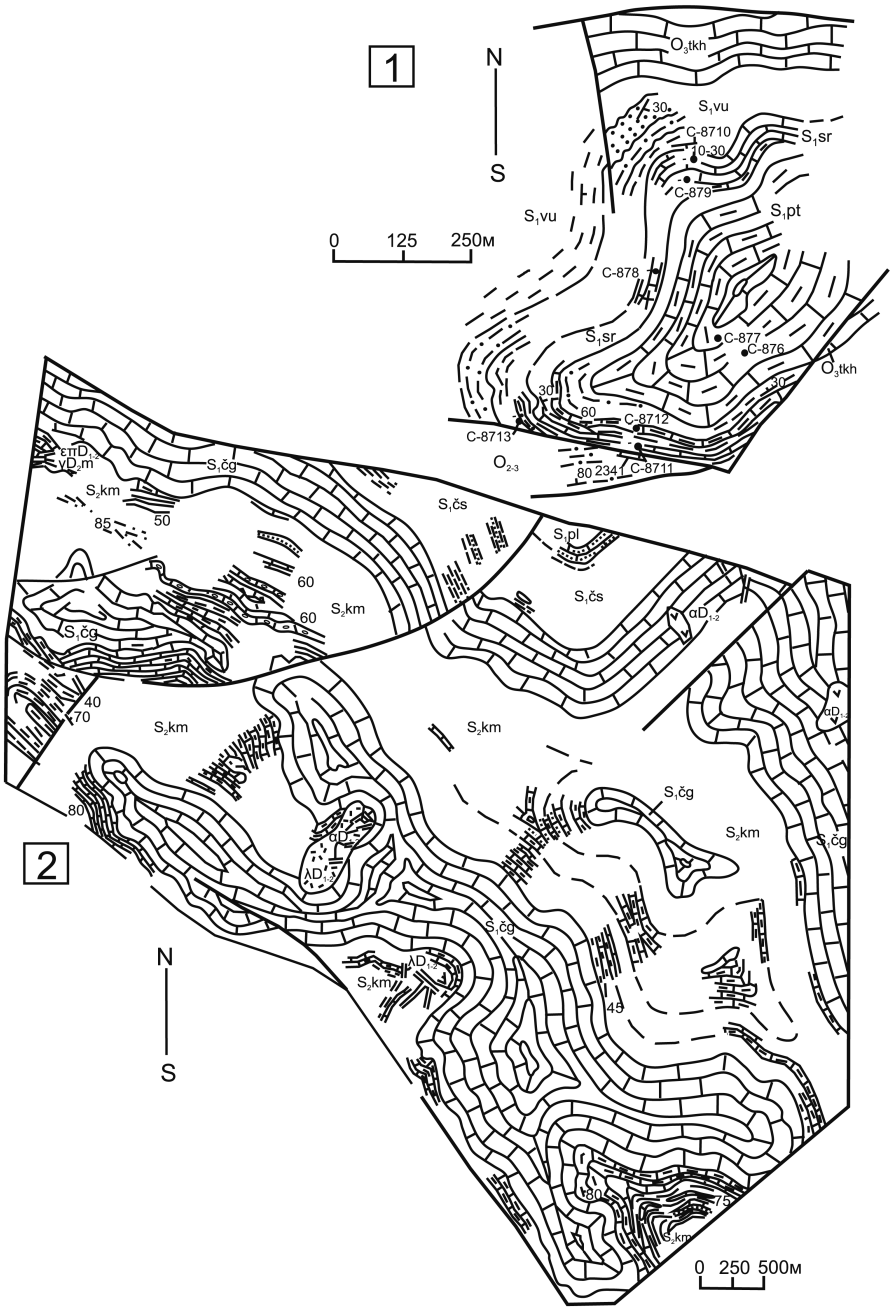


Рис. 8. Геологические схемы полей распространения позднеордовикских и силурийских рифовых и подстилающих и перекрывающих их комплексов в западной части Горного Алтая. 1 – строение участка «Дорожный» на р. Громотуха (по Сенников и др., 1988); 2 – строение участка «Чагырский» у с. Усть-Чагырка (по геолого-съемочным и тематическим материалам Л.А. Гладких, Е.А. Елкина и автора).

3 Sennikov.indd 51 8/23/11 5:30:20 PM

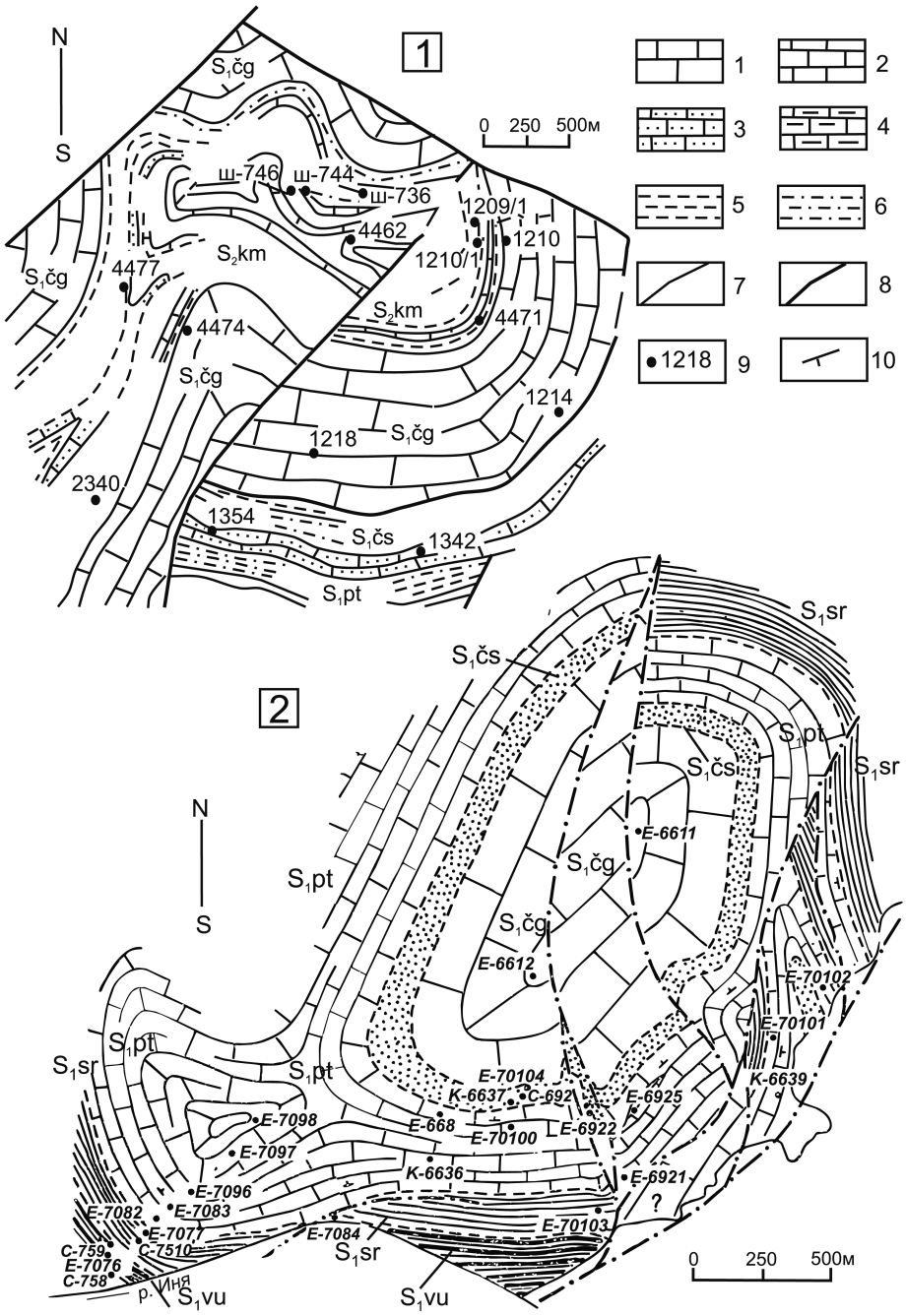


Рис. 9. Геологические схемы полей распространения раннесилурийских рифовых и подстилающих и перекрывающих их комплексов в западной части Горного Алтая. 1 – строение участка «Генеральский» у пос. Генералка (по Сенников и др., 1988); 2 – строение участка «Россыпногорский» (по Елкин и др., 1974, с уточнениями).

3 Sennikov.indd 52 8/23/11 5:30:20 PM

(после формирования самого рифа) осадками (часто также терригенными или терригенно-карбонатными), после процесса диагенеза, даже при отсутствии пластичных деформаций будет иметь форму брахисинклинали. Образцы таких унаследованных «лагуно-формных» брахисинклинальных структур (см. рис. 8.2, 9.1) фиксируются в западной части Горного Алтая.

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АЛТАЙСКИХ ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Центральные части карбонатных платформ Алтае-Салаирского позднеордовикско-раннесилурийского бассейна формировались в виде единых массивов за счет «объединения» («слияния») отдельных «водорослевых» биогермов и «каркасных» (табуляты, ругозы) рифов. Так, для центральной части позднетеличской карбонатной платформы на Горном Алтае характерны: а) гигантские водорослевые биогермы (диаметр до 15–25 м) и крупные биогермы (диаметр до 10–15 м) (риф «Россыпногорский» в западной части региона) (см. рис. 7.2); б) крупные водорослевые биогермы (диаметр до 10–15 м) (риф «Иня» в центральной части региона); в) средние водорослевые биогермы (диаметр до 5–10 м) («Бараний» риф в западной части региона) (см. рис. 7.3). При этом биогермы, по крайней мере, гигантских и крупных размеров, часто занимают до 60–70 % объема породы. Пространство между водорослевыми биогермами сложено неслоистыми карбонатами массивного облика.

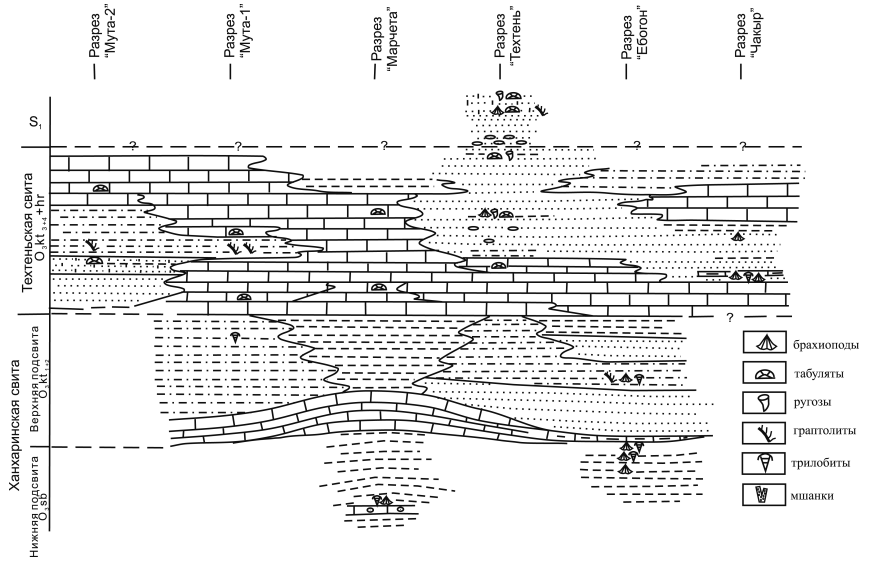


Рис. 10. Литологический профиль по опорным катианско-хирнатским разрезам с рифовыми отложениями в северо-западной части Горного Алтая (по Сенников и др., 2001, с уточнениями).

3 Sennikov.indd 53 8/23/11 5:30:21 PM

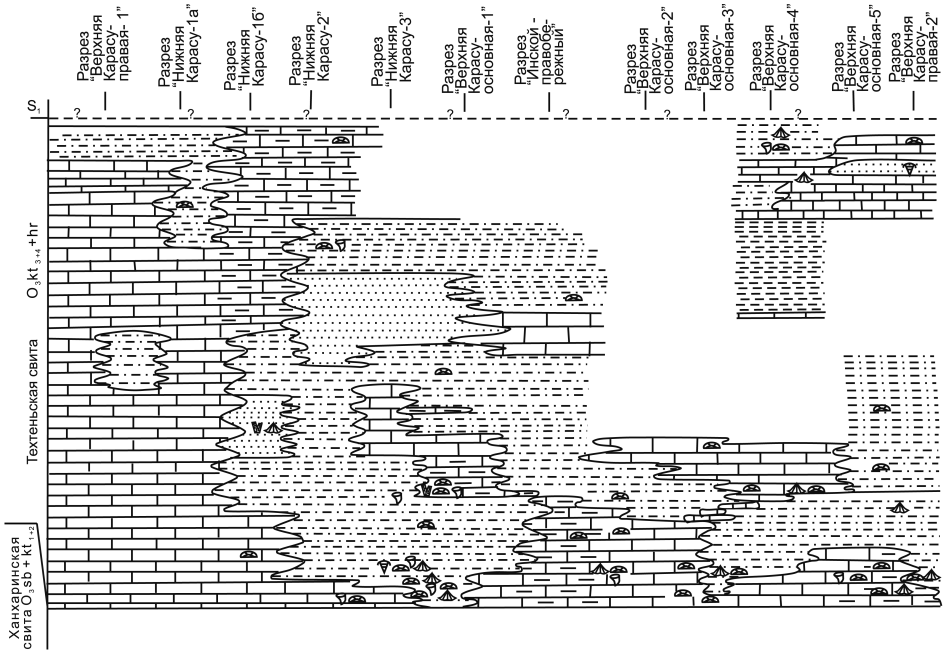


Рис. 11. Литологический профиль по опорным катианско-хирнатским разрезам с рифовыми отложениями в центральной части Горного Алтая (по геолого-съемочным и тематическим материалам Л.А. Гладких, З.Е. Петруниной и автора).

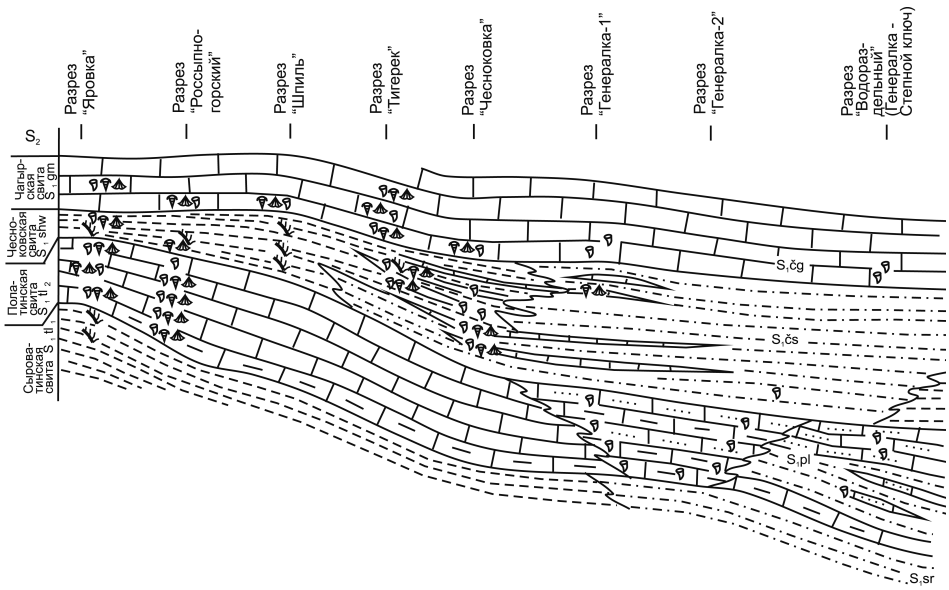
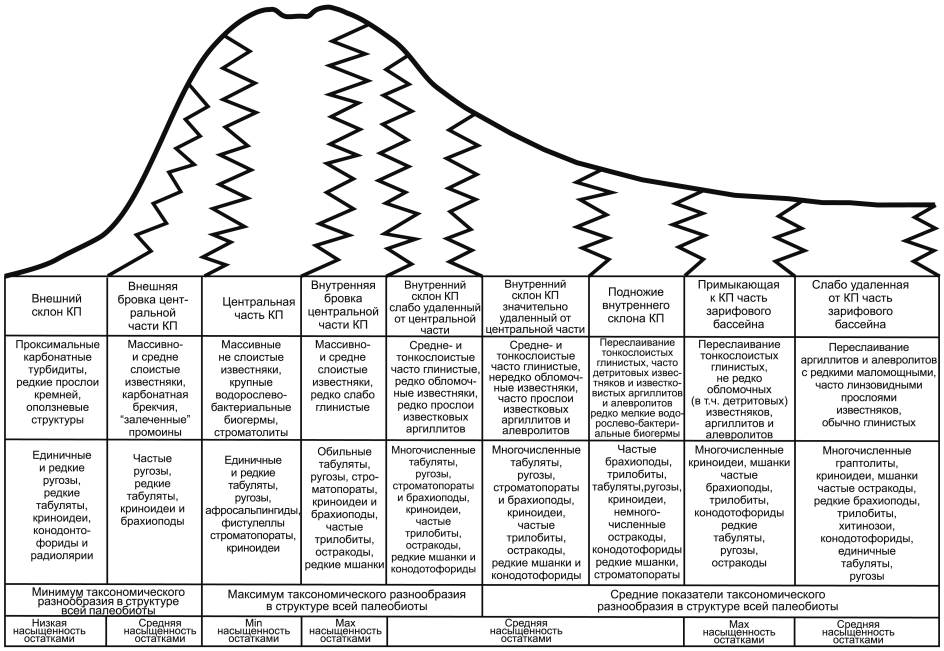


Рис. 12. Литологический профиль по опорным позднетеличским разрезам с рифовыми отложениями в западной части Горного Алтая (по Гладких и др., 1989, с уточнениями).

3 Sennikov.indd 54 8/23/11 5:30:22 PM



Внешний склон КП	Внешняя бровка центральной части КП	Центральная часть КП	Внутренняя бровка центральной части КП	Внутренний склон КП слабо удаленный от центральной части	Внутренний склон КП значительно удаленный от центральной части	Подножие внутреннего склона КП	Примыкающая к КП часть зарифового бассейна	Слабо удаленная от КП часть зарифового бассейна
Проксимальные карбонатные турбидиты, редкие прослои кремней, оползневые структуры	Массивно- и средне слоистые известняки, карбонатная брекчия, "залеченные" промоины	Массивные не слоистые известняки, крупные водорослево-бактериальные биогермы, строматолиты	Массивно- и средне слоистые известняки, редко слабо глинистые	Средне- и тонкослоистые часто глинистые, редко обломочные известняки, редко прослои известковых аргиллитов	Средне- и тонкослоистые часто глинистые, нередко обломочные известняки, часто прослои известковых аргиллитов и алевролитов	Переслаивание тонкослоистых глинистых, часто детритовых известняков и известковистых аргиллитов и алевролитов редко мелкие водорослево-бактериальные биогермы	Переслаивание тонкослоистых глинистых, не редко обломочных (в т.ч. детритовых) известняков, аргиллитов и алевролитов	Переслаивание аргиллитов и алевролитов с редкими маломощными, часто линзовидными прослоями известняков, обычно глинистых
Единичные и редкие ругозы, редкие табуляты, криноидеи, кондонтофориды и радиолярии	Частые ругозы, редкие табуляты, криноидеи и брахиоподы	Единичные и редкие табуляты, ругозы, афросальпингиды, фистулеллы строматопораты, криноидеи	Обильные табуляты, ругозы, строматопораты, криноидеи и брахиоподы, частые трилобиты, остракоды, редкие мшанки	Многочисленные табуляты, ругозы, строматопораты и брахиоподы, криноидеи, частые трилобиты, остракоды, редкие мшанки и конодонтофориды	Многочисленные табуляты, ругозы, строматопораты и брахиоподы, криноидеи, частые трилобиты, остракоды, редкие мшанки и конодонтофориды	Частые брахиоподы, трилобиты, табуляты,ругозы, криноидеи, немногочисленные остракоды, конодонтофориды редкие мшанки, строматопораты	Многочисленные криноидеи, мшанки частые брахиоподы, трилобиты, конодонтофориды редкие табуляты, ругозы, остракоды	Многочисленные граптолиты, криноидеи, мшанки частые остракоды, редкие брахиоподы, трилобиты, хитинозои, конодонтофориды, единичные табуляты, ругозы
Минимум таксономического разнообразия в структуре всей палеобиоты		Максимум таксономического разнообразия в структуре всей палеобиоты			Средние показатели таксономического разнообразия в структуре всей палеобиоты			
Низкая насыщенность остатками	Средняя насыщенность остатками	Min насыщенность остатками	Max насыщенность остатками	Средняя насыщенность остатками			Max насыщенность остатками	Средняя насыщенность остатками

Рис. 13. Поперечный модельный профиль Алтае-Салаирской позднеордовикско-раннесилурийской карбонатной платформы (профиль по горизонтали «сжат» в 20 раз).

Для построения обобщенной модели поперечного сечения Алтае-Салаирских позднеордовикско-раннесилурийских карбонатных платформ (рифогенных массивов) были использованы реальные литологические профили, построенные по сериям конкретных послойно скоррелированных разрезов ранне-среднекатианских, раннехирнанских, позднетеличских и гомерских рифогенных массивов в западной, северо-западной и центральной частях Горного Алтая (см. рис. 10, 11, 12). Таким образом, отдельные элементы рифовых построек «синтезированы» в единую модель не на основе умозаключений, а при полном учете всех их реальных взаиморасположений в наблюдаемых геологических объектах. При построении такой обобщенной модели выявлена асимметричная структура постройки внутреннего и внешнего (значительно больший угол наклона) склонов карбонатной платформы, со сложным поперечным сечением, дифференцированным на последовательный ряд фациальных зон (рис. 13). Такая асимметричная структура рифогенных построек известна по материалам палеозойских «каркасных» рифовых систем Западной Сибири (Сенников и др., 2010а, б) и других регионов России и мира (Wilson, 1975; Tucker, 1990; Рифогенные…, 1997; Pomar, 2001; Антошкина, 2003; Кузнецов, 2008; Schlager, 2005). Полный набор фациальных элементов Алтае-Салаирских карбонатных платформ можно наблюдать только в серии разрезов нескольких профилей, что объясняется наличием складчатости и тектонических нарушений в этих регионах.

3 Sennikov.indd 55 8/23/11 5:30:22 PM

Смену наибольшего набора фациальных зон поперек карбонатных платформ можно проследить для позднетеличского уровня на профиле в западной части региона от разрезов «Чесноковка», «Громотуха» к разрезам «Генералка», «Сыроватый» и далее к разрезам «Гора Россыпная», «Шпиль» (см. рис. 12). Там наблюдаются последовательные фациальные замещения элементов от зарифового бассейна к внутреннему склону карбонатной платформы и к ее центральной, собственно рифогенной части (Сенников, 2008б). Ширина алтайских позднеордовикско-раннесилурийских карбонатных платформ в каких-либо их поперечных сечениях зависела от количества сопряженных в их структуре фациальных зон. В целом, меньшее количество фациальных зон наблюдается в минимальных по ширине частях карбонатных платформ (до 5 км). Фрагменты карбонатной платформы максимальной ширины (до 15–20 км) состоят из наибольшего количества фациальных зон. Максимальное количество фациальных элементов – восемь зон, зафиксировано на Алтае для позднетеличской карбонатной платформы, а минимальное – три зоны, для гомерской карбонатной платформы. Присутствие крупных водорослевых биогермов, хорошо диагностируемых в центральных частях алтайской карбонатной платформы и достигающих размеров от 3–5 до 20 м в диаметре, не приводит к увеличению ширины карбонатной платформы и осложнению ее структуры. Такие биогермы в равной мере характеры, как для «широкополосных», так и для «узкополосных» карбонатных платформ всех четырех – ранне-среднекатианского, раннехирнантского, позднетеличского и гомерского стратиграфических уровней.

«УНАСЛЕДОВАННОСТЬ» И СМЕЩЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ («МИГРАЦИЯ») ОТДЕЛЬНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ АЛТАЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ С ТЕЧЕНИЕМ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Под «унаследованностью» пространственного положения автор понимает фиксирующееся в одних и тех же хроностратиграфически продолжительных непрерывных разрезах «повторение» сходных микролитофаций, относящихся к какому-то одному элементу строения карбонатной платформы. Так, примером «унаследованности» пространственного положения центральных частей карбонатной платформы может служить разрез позднетеличской и гомерской карбонатных платформ в западной части Горного Алтая у пос. Талый (разрез «Россыпногорский», где в единой последовательности наблюдаются микролитофации центральных частей рифогенного массива позднетеличского уровня, а затем, стратиграфически выше, гомерского уровня (см. рис. 9.2, рис. 14.1). Второй пример «унаследованности» пространственного положения центральных частей карбонатной платформы – разрез с ранне-среднекатианскими и раннехирнантскими микролитофациями центральных частей рифогенных массивов в северо-западной части Горного Алтая у пос. Мута (разрезы «Марчета» и «Мута-1») (рис. 14.2). Кроме того, в западной и северо-западной частях Горного Алтая

3 Sennikov.indd 56 8/23/11 5:30:23 PM

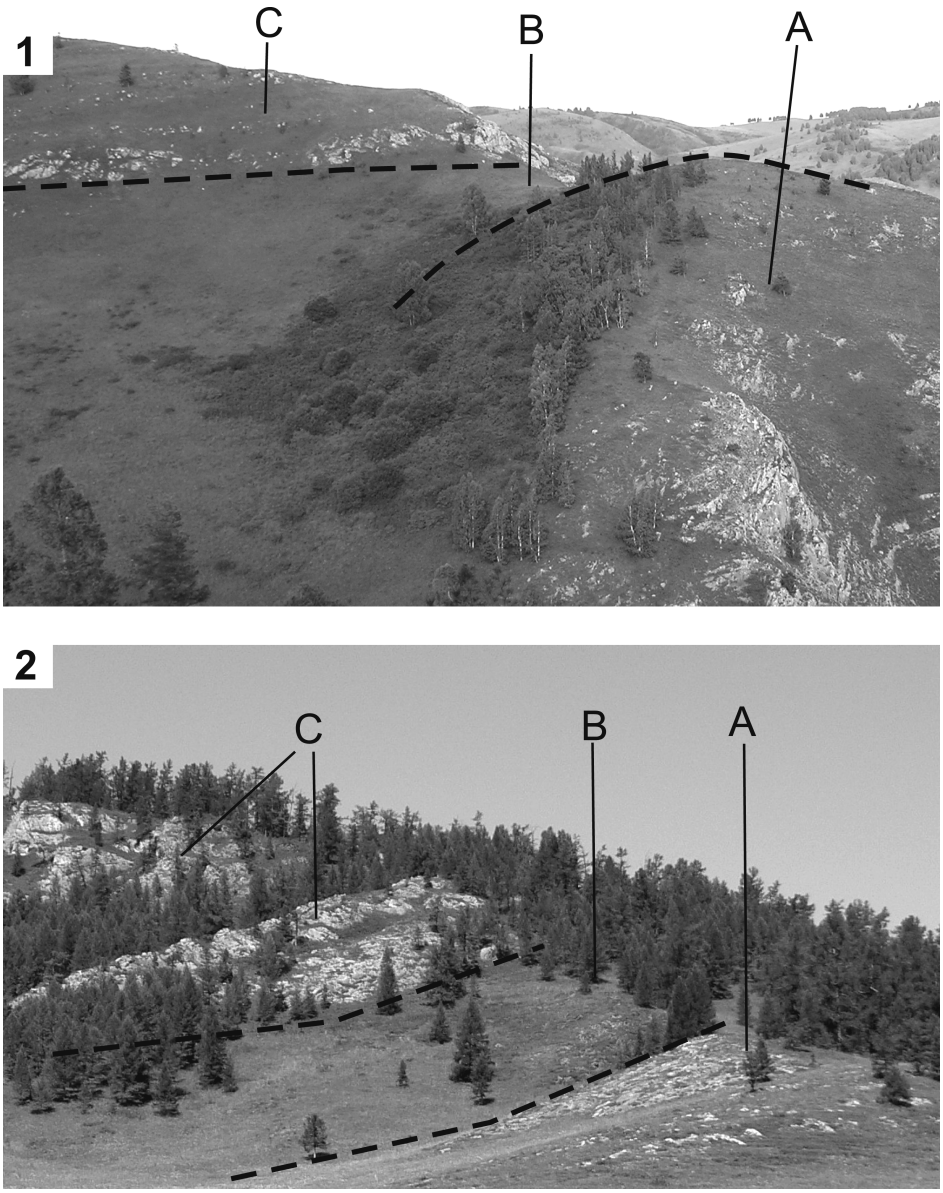


Рис. 14. Рифовые массивы в центральных частях позднеордовикско-раннесилурийских Алтайских карбонатных платформ: 1 – разрез «Россыпногорский» у пос. Талый в западной части Горного Алтая, «А» – центральная часть позднетеличской карбонатной платформы (полатинская свита), «В» – шейнвудский терригенный и терригенно-карбонатный комплекс (чесноковская свита), «С» – центральная часть гомерской карбонатной платформы (чагырская свита); 2 – разрез «Мута-1» в северо-западной части Горного Алтая, «А» – центральная часть ранне-среднекатианской карбонатной платформы (верхнеханхаринская подсвита), «В» – средне-позднекатианский терригенный комплекс (нижняя часть техтеньской свиты), «С» – центральная часть раннехирнантской карбонатной платформы (верхняя часть техтеньской свиты).

3 Sennikov.indd 57 8/23/11 5:30:24 PM

на многочисленных локальных участках часто наблюдаются сближенные разрезы центральных частей карбонатных платформ раннехирнанского, позднетеличского и гомерского хроностратиграфических уровней.

Прежде чем рассматривать феномены пространственного смещения отдельных структур Алтайской карбонатной платформы с течением геологического времени, необходимо отметить следующее. Для «исключения» возможных ошибок при оценке предполагаемой «миграции» в анализ вовлекались не отдельные разрезы, охватывающие разновозрастные рифогенные уровни, а единые разрезы с двумя такими разновозрастными уровнями. Таким образом, полностью «исключено» какое-либо влияние позднепалеозойско-мезозойско-кайнозойских горизонтальных перемещений алтайских блоков ордовикско-силурийских пород на геологические объекты в приведенных ниже примерах «миграции» отдельных элементов рассматриваемых карбонатных платформ.

В качестве образца смещения пространственного положения («миграции») центральных частей разновозрастных алтайских карбонатных платформ можно указать на силурийские разрезы в районе пос. Черный Ануй в северо-западной части Горного Алтая (Сенников, 1976; Sennikov et al., 2008). На западном склоне горы Маяк можно наблюдать литофации внутренней бровки и внутреннего склона позднетеличской карбонатной платформы (полатинская свита), которые стратиграфически вверх по разрезу перекрываются терригенными породами чесноковской свиты, над которыми можно наблюдать литофации центральной части гомерской карбонатной платформы (чагырская свита, разрез горы Маяк – «Маякский» рифовый массив) (рис. 15). Таким образом, от позднего теличиана до гомериана

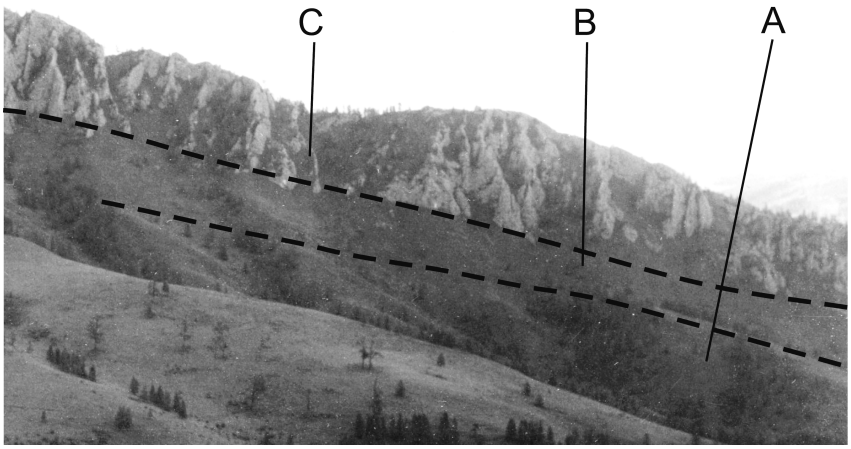


Рис. 15. Общая панорама разреза «Маяк» в северо-западной части Горного Алтая: «A» – внутренний склон позднетеличской карбонатной платформы (полатинская свита), «B» – шейнвудский терригенный комплекс (чесноковская свита), «C» – центральная часть гомерской карбонатной платформы (чагырская свита).

3 Sennikov.indd 58 8/23/11 5:30:24 PM

на одной площади (разрез горы Маяк и разрезы в правобережье р. Каракол) произошла смена обстановки внутренней бровки и внутреннего склона карбонатной платформы на обстановку центральной части карбонатной платформы. То есть, наблюдается феномен однонаправленной «миграции» внутренней границы карбонатной платформы в сторону зарифового палеобассейна.

Другим примером «миграции» границ разновозрастных алтайских карбонатных платформ является район р. Верхняя Карасу в центральной части Горного Алтая (Sennikov et al., 2008). В средней части разреза «Верхняя Карасу» зафиксированы литофации внутренних склонов раннесреднекатианской карбонатной платформы (ханхаринская свита), затем литофации центральной части раннехирнантской карбонатной платформы (техтеньская свита), а затем литофации внутренних склонов карбонатной платформы и зоны, примыкающей к карбонатной платформе (полатинская свита). Следовательно, от ранне-среднего катиана к позднему теличу на одной площади (разрез «Верхняя Карасу», разрез «Нижняя Карасу» и разрезы в правобережье р. Иня) зарифовая обстановка, значительно удаленная от центральной части карбонатной платформы, сменилась на обстановку центральной части карбонатной платформы, а затем на обстановку внутреннего склона и примыкающей к карбонатной платформе части зарифового бассейна. То есть, наблюдается феномен разнонаправленной «миграции» внутренней границы карбонатной платформы сначала в сторону зарифового палеобассейна, а затем в противоположную сторону.

В приведенных выше примерах смещения пространственного положения границ разновозрастных алтайских карбонатных платформ на протяжении «безрифовой» истории развития палеобассейна (около 10 млн. лет) масштаб такой «миграции» измеряется (по оценке современной дистанции между конкретными рассмотренными выше разрезами и одновозрастными совмещенными с ними разрезами других структурных элементов) в пределах от 3–5 до 10 и более километров (при отмеченной выше ширине самой карбонатной платформы от 5 до 20 км).

Для одной из рассматриваемых алтайских карбонатных платформ – позднетеличской, на примере разреза «Чуя» в центральной части Горного Алтая зафиксирована «миграция» внешнего края платформы в сторону континентального склона, обусловленная прогрессивным увеличением площади рифа. Это выражается стратиграфически снизу вверх в смене литофаций зон подводных оползней (рис. 16.1) на литофации внешнего края шельфа с органогенно-обломочными проксимальными карбонатными турбидитами и микропрослоями кремней среди карбонатов (рис. 16.2), далее на литофации зон волнового разрушения с конседиментационной карбонатной брекчией (рис. 17.3) и перемещенными по «каналам» кораллами (рис. 16.3) и водорослево-бактериальными калиптрами, затем литофации зоны внешнего края «рампарта» с «залеченными» палеопромоинами

3 Sennikov.indd 59 8/23/11 5:30:25 PM

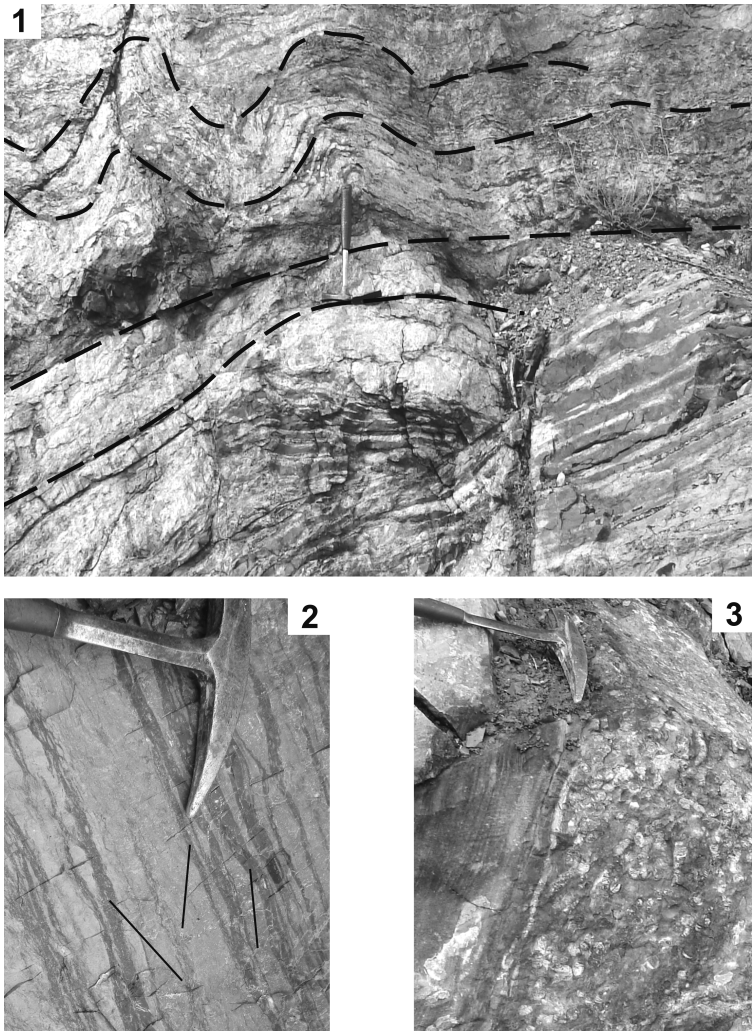


Рис. 16. Литологические особенности строения нижней части позднетеличского разреза «Чуя» у пос. Иня в центральной части Горного Алтая: 1 – конседиментационные складки смятия (указанные штрихами), образованные при «соскальзывании» нелитифицированных слоев со склона рифа (внешний склон карбонатной платформы); 2 – кремнистые микропрослои (темные полосы, указанные стрелками) среди массивных карбонатов; 3 – перемещенные по подводным «каналам» кораллы.

(рис. 17.1), и завершается разрез внутрилагунными литофациями с водорослевыми биогермами, пластовыми и кустообразными строматолитами (рис. 17.2) и калиптрами. Масштаб такого смещения пространственного положения границ на протяжении формирования рифовой системы (1–2 млн. лет) может быть приблизительно оценен в пределах от нескольких сотен метров до 1–2 км.

3 Sennikov.indd 60 8/23/11 5:30:26 PM

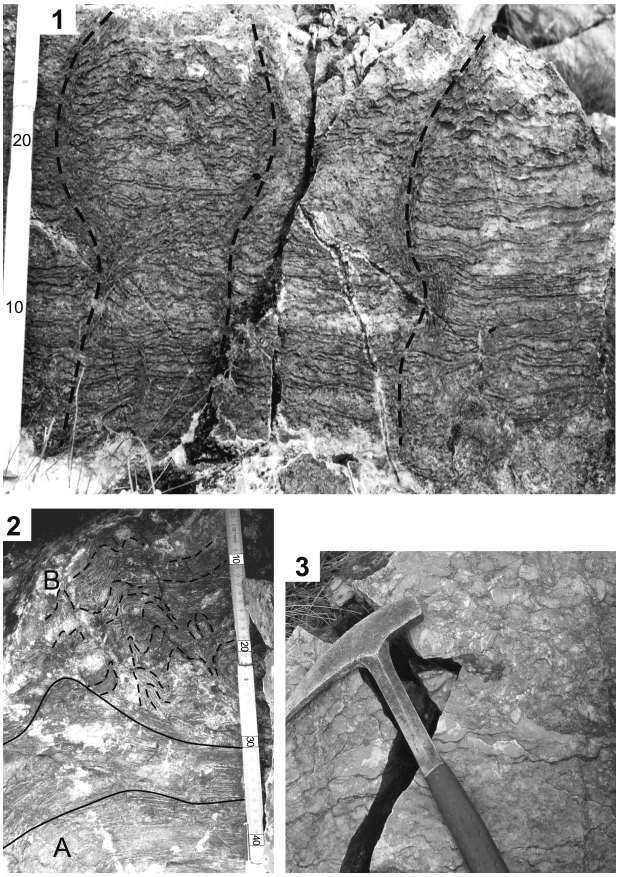


Рис. 17. Литологические особенности строения верхней части позднетеличского разреза «Чуя» у пос. Иня в центральной части Горного Алтая: 1 – «консидементационно залеченные» палеотрещины (глубина до 30–40 см) на «рампарте» внешней бровки рифа (внешняя бровка карбонатной платформы) (указаны штрихами); 2 – строматолиты лагунной обстановки (А – пластовые в нижней части фотографии, В – кустовые в верхней части фотографии); 3 – карбонатная брекчия.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ФАУНИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ «АНАЛОГИЧНЫХ» («ОДНОИМЕННЫХ») ЭЛЕМЕНТОВ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АЛТАЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ

Несомненное общее сходство массивных рифогенных известняков центральных частей карбонатной платформы на различных возрастных уровнях, как в рассматриваемом ордовикско-силурийском алтайском материале, так и в любых других разновозрастных палеозойских рифогенных постройках, априорно не требует каких-либо пояснений. В дополнение к этому выяснилось, что не только обстановки седиментации централь-

3 Sennikov.indd 61 8/23/11 5:30:27 PM

ных частей карбонатной платформы ордовика и силура Горного Алтая литологически полностью тождественны, но и обстановки седиментации других «одноименных» элементов (фациальных зон) разновозрастных карбонатных платформы в одном и том же Алтайском палеобассейне часто имеют удивительное сходство. Например, на Алтае фиксируется полная идентичность литологического состава и строения (ритмичность, размерность слоистости, плитчатости и т. д.) разрезов разновозрастных раннесреднекатианских (рис. 18.1, 18.3) и позднетеличских (рис. 18.2, 18.4) рифогенных комплексов в фациальной зоне подножия внутреннего склона карбонатной платформы (соответственно, разрезы «Верхняя Карасу» и «Яломан-1» в центральной части региона). Также крайне схожи и структуры содержащихся в них разновозрастных палеоценозов (насыщенность фаунистическими остатками, групповой состав фауны, родовое и видовое разнообразие внутри групп) (см. ниже).

В связи с рассматриваемым феноменом необходимо отметить следующее: а) Алтайский шельфовый бассейн на протяжении среднего ордовика – раннего силура располагался в северном полушарии (Елкин, Сенников, 1998; Сенников и др., 2000) в диапазоне широт 10–20º, что и предопределило возможность формирования карбонатной платформы; б) существовало относительно равномерное (на протяжении рассматриваемого стратиграфического интервала практически «одномасштабное») поступление терригенного материала в бассейн из областей континентальной денудации. Таким образом, алтайские и салаирские данные свидетельствуют, что общая внешняя форма и внутреннее строение рифогенных ордовикско-силурийских систем контролировалось, главным образом, масштабно не меняющимся субэкваториально-тропическим широтным положением палеобассейна, в значительной степени определялось расположением рифовой системы внутри этого палеобассейна на внешнем шельфе, а также спецификой геодинамической обстановки его формирования в режиме пассивной континентальной окраины (Елкин и др., 1994; Сенников, 2006; Sennikov et al., 2008).

Анализ палеобиот позднеордовикско-раннесилурийских Алтае-Салаирских рифовых систем (Дзюбо, 1966; Кульков, 1967; Ивановский, Кульков, 1974; Елкин и др., 1974; Сенников, 1976, 1996; Москаленко, 1977; Решения…, 1983; Кульков, Севергина, 1989; Ворожбитов, 1996; Сенников, Обут, 2002; Изох и др., 2005; Антошкина и др., 2006; Sennikov, Obut, 2007) показал, что они имели следующий состав: 1) «рифостроители» – водоросли («биогермообразователи»), табуляты («первичные каркасообразователи»), в меньшей степени ругозы («вторичные каркасообразователи»), редко строматопораты, сфинктозойные губки (афросальпингиды), проблематичные гидроиды (фистулеллы); 2) «рифолюбы» – брахиоподы, мшанки, остракоды, криноидеи; 3) «рифожители» – трилобиты, пелециподы, гастроподы; 4) «соседствующие» пелагические обитатели – хитинозои, граптолиты, ко-

3 Sennikov.indd 62 8/23/11 5:30:27 PM

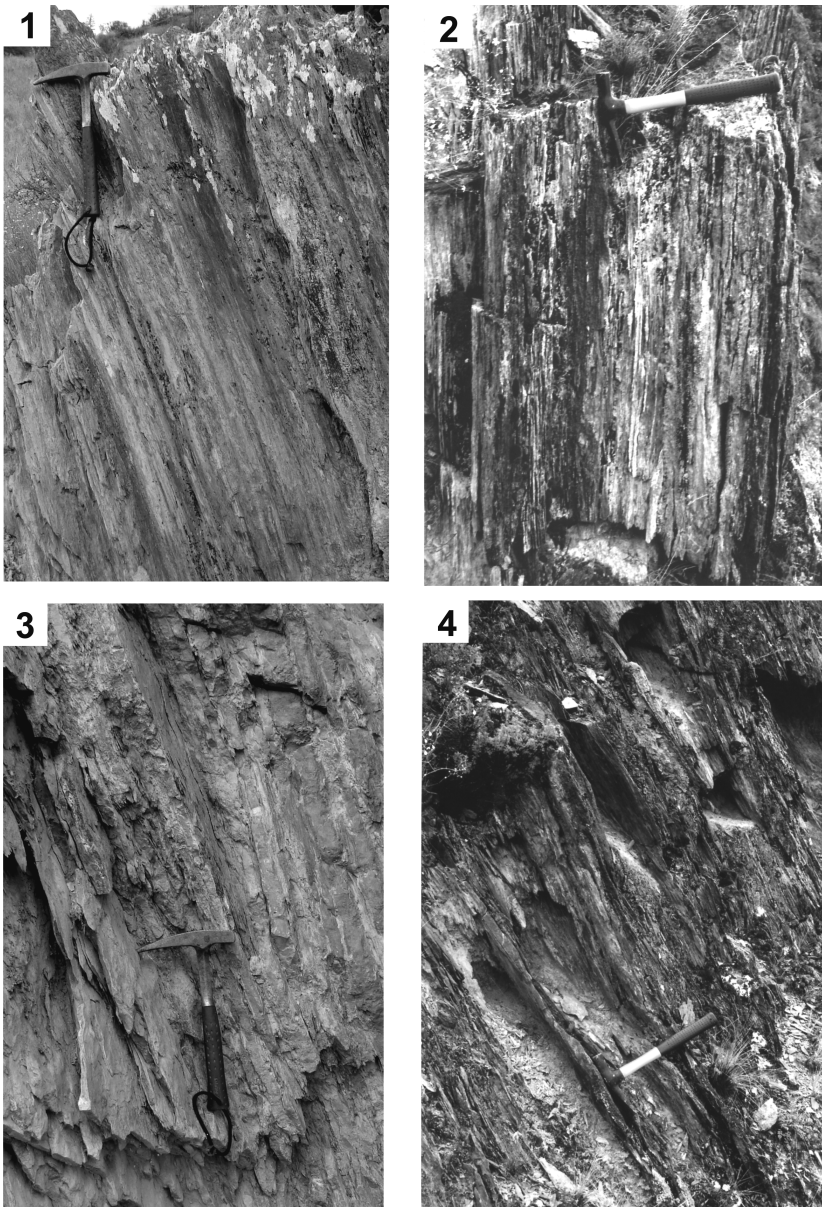


Рис. 18. Сравнение литологических особенностей строения «одноименного» элемента разновозрастных карбонатных платформ в разрезах в центральной части Горного Алтая (фациальная зона подножия внутреннего склона платформы): 1 – тонкое переслаивание глинистых известняков ранне-среднекатианской карбонатной платформы (разрез «Верхняя Карасу»); 2 – аналогичное тонкое переслаивание глинистых известняков позднетеличской карбонатной платформы (разрез «Яломан-1»); 3 – ритмичное чередование глинистых известняков и известковистых аргиллитов ранне-среднекатианской карбонатной платформы (разрез «Верхняя Карасу»); 4 – подобное ритмичное чередование глинистых известняков и известковистых аргиллитов позднетеличской карбонатной платформы (разрез «Яломан-1»).

3 Sennikov.indd 63 8/23/11 5:30:28 PM

нодонты, радиолярии. Таксономическое разнообразие палеобиот (без учета водорослей) в различных частях рифогенных ордовикско-силурийских построек в алтайском бассейне показывает следующие закономерности. Максимум родового (до 24 таксонов) и видового (до 37 таксонов) таксономического разнообразия «кораллов-рифостроителей» отмечается: а) в центральной части карбонатной платформы, б) в подножии ее внутреннего склона. Высокие показатели родового (до 21 таксона) и видового (до 23 таксонов) разнообразия «рифостроителей» фиксируются: а) в примыкающей к карбонатной платформе зоне зарифового бассейна, б) в зоне внутреннего склона карбонатной платформы. Низкие показатели (единичные таксоны) таксономического разнообразия кораллов наблюдаются на внешней бровке и внешнем склоне карбонатной платформы. В коралловых сообществах между плотностью популяций и таксономическим разнообразием наблюдается как прямая, так и обратная зависимости. Максимальная плотность автохтонных коралловых сообществ приурочена к внутренней бровке центральной части карбонатной платформы и к зонам зарифового бассейна, примыкающим к карбонатной платформе, а высокая насыщенность фаунистическими остатками смешанных аллохтонных коралловых сообществ – на внутреннем склоне карбонатной платформы. В структуре таксономического разнообразия «рифолюбов» их высокие показатели (и высокая плотность популяций) наблюдаются в тех же зонах карбонатной платформы, что и у групп организмов «рифостроителей», а для «рифожителей» зоны с высокими показателями таксономического разнообразия (и повышенной насыщенностью остатками) смещаются от карбонатной платформы в сторону удаленных от нее частей зарифового палеобассейна. Зонами благоприятного развития пелагических организмов являются центральные части зарифового палеобассейна и «открытые» «предрифовые» акватории.

Сравнение состава и структуры алтайских палеобиот в разрезах различных литофаций карбонатной платформы и прилегающей части зарифового палеобассейна выявило определенную закономерность. Для раннехирнантской карбонатной платформы с литофациями центральной ее части (центральная часть Горного Алтая, средняя часть разреза «Верхняя Карасу», разрез «Нижняя Карасу» и др.) установлены следующий состав и структура палеобиот: а) водоросли; б) табуляты – много экземпляров многочисленных видов (рода *Mesofavosites*, *Paleofavosites, Baikitolites, Aulopora, Lyopora, Favosites* и др.); в) ругозы – несколько видов (рода *Ditoecholasma* и др.); г) брахиоподы – несколько видов (рода *Strophomena*, *Proconchidium*); д) гастроподы – единичные экземпляры одиночных видов. Для позднетеличской карбонатной платформы с литофациями центральной ее части (центральная часть Горного Алтая, разрезы «Яломан-2» и др.) наблюдается следующий состав и структура палеобиот: а) водоросли; б) табуляты – много экземпляров многочисленных видов (рода *Mesofavosites*, *Paleofavosites, Halysites, Taxopo-*

3 Sennikov.indd 64 8/23/11 5:30:28 PM

ra, Multisolenia, Helioplasma, Shedohalysites, Paleocoralites, Favosites и др.); в) ругозы – среднее число видов (рода *Tryplasma*, *Entelophyllum*, *Cystilasma*, *Cyatactis* и др.); г) брахиоподы – несколько видов (рода *Conchidium*, *Gypidula*, *Proathyris*). Таким образом, структура палеобиот (фаунистические группы, плотность популяций, количество видов в составе родов, число родов) для «одноименных» литофаций центральных частей двух рассмотренных разновозрастных карбонатных платформ имеет значительное сходство. Дополнительно подчеркнем, что среди родов табулят при этом имеются три общих таксона, что может свидетельствовать об их экологической специализации.

Для ранне-среднекатианской карбонатной платформы со значительно удаленными от ее центральной части литофациями зарифового палеобассейна (центральная часть Горного Алтая, нижняя часть разреза «Верхняя Карасу», разрез «Нижняя Карасу» и др.) наблюдается следующий состав и структура палеобиот: а) водоросли; б) табуляты – 5–7 видов (рода *Wormpsipora*, *Plasmoporella*, *Propora*, *Pragnella, Cyrtophyllum* и др.); в) ругозы – несколько видов (рода *Parabrachielasma*, *Ditoecholasma*); г) мшанки – единичные экземпляры одиночных видов; д) трилобиты – единичные экземпляры одиночных видов. Для позднетеличской карбонатной платформы со значительно удаленными от ее центральной части литофациями зарифового палеобассейна (центральная часть Горного Алтая, разрезы «Яломан-1» и др.) фиксируются следующий состав и структура палеобиот: а) водоросли; б) табуляты – 3–5 видов (рода *Mesofavosites*, *Paleofavosites* и др.); в) ругозы – одиночные виды (рода *Altaja* и др.); г) брахиоподы – единичные экземпляры одиночных видов. Следовательно, и этот пример показывает, что структура палеобиот (фаунистические группы, плотность популяций, количество видов в составе родов, число родов) для одноименных литофаций (зоны зарифового палеобассейна, на большое расстояние удаленные от центральных частей карбонатных платформ) для двух рассмотренных разновозрастных карбонатных платформы также имеет существенное сходство.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Общая длительность позднеордовикско-раннесилурийского этапа формирования карбонатных платформ в Алтае-Салаирском палеозойском бассейне составляла 35 млн. лет.

2. Продолжительность формирования крупных рифовых систем в составе карбонатных платформ в Алтае-Салаирском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне охватывала интервалы от 0.5 до 3 млн. лет (ранне-средний катиан, ранний хирнантиан, поздний теличиан, гомериан). Промежутки между такими этапами интенсивного рифообразования, когда наблюдалось замедление рифообразования, сокращение площадей его развития, вплоть до полного прекращения, составляли от 10 до 12 млн. лет.

3 Sennikov.indd 65 8/23/11 5:30:28 PM

3. Масштаб площадей распространения карбонатных платформ в позднеордовикско-силурийском Алтае-Салаирском бассейне не имеет прямой зависимости от продолжительности формирования таких массивов.

4. Рифовые системы в Алтае-Салаирском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне имеют протяженность более 300 км и сравнимы по масштабу с современной системой Большого Барьерного рифа Австралии – крупнейшей кайнозойской рифовой системой «каркасных рифов».

5. Мощности Алтае-Салаирских позднеордовикско-раннесилурийских рифовых отложений для каждого из четырех стратиграфических уровней (ранне-среднекатианского, раннехирнантского, позднетеличского и гомерского) в виде массивных неслоистых известняков центральных частей карбонатных платформ достигали 250–450 м.

6. Ширина карбонатных платформ в Алтае-Салаирском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне была от 5–10 до 15–20 км. Чем больше было обособленных элементов – литофаций в поперечном профиле карбонатной платформы, тем больше была ее ширина.

7. Максимальные по размеру рифы (до 2–3 км в диаметре) в Алтае-Салаирском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне концентрировались ближе к внешнему борту карбонатной платформы. Именно на таких крупных рифоидах формировались крупные водорослевые биогермы диаметром до 15–25 м.

8. Рифовые системы в Алтае-Салаирском позднеордовикско-раннесилурийском бассейне формировались на внешнем шельфе, а их внешние склоны были близки к континентальному склону.

9. Ранне-среднекатианская, позднетеличская и гомерская Алтае-Салаирские карбонатные платформы формировались на фоне региональных и совпадающих с ними глобальных пиков трансгрессий. Раннехирнантская Алтайская карбонатная платформа формировалась при подъеме уровня моря за счет регионального прогибания (более 500 м), компенсирующего синхронную глобальную регрессию.

10. На внешнем крае раннехирнантской Алтайской карбонатной платформы на некотором удалении (до 5–10 км) в сторону открыто-океанической акватории на переуглубленном шельфе накапливались терригенно-кремнистые образования с реконструированными по биоиндикаторам (сохранность скелетов радиолярий, плотность их палеопопуляций и таксономическое разнообразие) глубинами 300–600 м.

11. В поперечном разрезе Алтае-Салаирские позднеордовикско-раннесилурийские карбонатные системы имели ярко выраженную асимметрию углов наклона склонов – крутой внешний и пологий внутренний.

12. На протяжении позднего ордовика и раннего силура происходила миграция границ внешнего и внутреннего краев Алтае-Салаирской карбонатной платформы. Наиболее масштабные перемещения (до 10 км) испытывала внутренняя граница карбонатной платформы.

3 Sennikov.indd 66 8/23/11 5:30:28 PM

13. Литологический состав и строение разреза разновозрастных «одноименных» элементов (микролитофаций) Алтайских карбонатных платформ были весьма сходными.

14. Структуры палеобиот в отдельных элементах (микролитофациях) алтайских позднеордовикских и раннесилурийских рифовых систем для одного хроностратиграфического интервала «значимо» различались друг от друга.

15. Для «одноименных» элементов рифовых систем (микролитофаций) различных временных интервалов (средний катиан, ранний хирнатиан, поздний теличиан) структура Алтае-Салаирских палеобиот была значительно «подобна».

Автор искренне благодарит А.А. Алексеенко, Л.А. Гладких, Е.А. Елкина, В.Д. Ермикова, Н.Г. Изох, А.Н. Мамлина, П. Мянника, О.Т. Обут, З.Е. Петрунину, Т.В. Хлебникову за многолетнее плодотворное сотрудничество при проведении полевых работ.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 15 «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем» и РФФИ (грант № 08-05-00729).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антошкина А.И. 2003. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург. Изд-во УрО РАН. 303 с.

Антошкина А.И., Гутак Я.М., Багмет Г.Н., Савицкий В.Р. 2006. Новые данные по силурийским рифам Салаира, Западная Сибирь // Новости палеонтологии и стратиграфии. Выпуск 9. Приложение к журналу Геология и геофизика. Т. 47. С. 21–29.

Бахарев Н.К., Сенников Н.В., Елкин Е.А. и др. 2004. Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса. Новосибирск. Изд-во СО РАН. 103 с.

Вараксина И.В., Сенников Н.В. 2006. Литология и обстановки формирования карбонатных пород ордовика Горного Алтая и Салаира (Сибирь, Россия). International Symposium "Palaeogeography and Global Correlation of Ordovician Events". (IGCP 503 Project). Contributions. Novosibirsk, Russia. August 5–7, 2006. Novosibirsk. Publishing House of SB RAS, "Geo" Branch. P. 67–71.

Ворожбитов А.М. 1996. Конодонты яровского горизонта (нижний силур) Горного Алтая // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 4. № 1. С. 101–105.

Гладких Л.А., Мамлин А.Н., Хлебникова Т.В. 1989. О расчленении нижнесилурийских отложений в Чарышско-Инской зоне // Стратиграфия, палеогеография и минерагения среднего палеозоя Сибири. Новосибирск. Изд-во СНИИГГиМС. С. 14–16.

Дзюбо П.С. 1966. Табуляты и гелиолитиды ордовика Горного Алтая и Горной Шории. Автореф. канд. дисс. Томск. Изд-во Томского ун-та. 25 с.

3 Sennikov.indd 67 8/23/11 5:30:28 PM

Елкин Е.А., Желтоногова В.А., Сенников Н.В., Базарова Л.С. 1974. Характеристика основных разрезов силура Горного Алтая. В кн.: Древнейшие дехенеллиды (трилобиты) и стратиграфия силура Горного Алтая. Новосибирск: Наука. С. 12–38.

Елкин Е.А., Сенников Н.В. 1998. Палеогеографические и палеоклиматические обстановки в позднем лландовери на территории Алтае-Саянской области и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. Т. 39. № 8. С. 1150–1153.

Елкин Е.А., Сенников Н.В., Бахарев Н.К. и др. 1997. Периодичность осадконакопления в силуре и соотношения глобальных геологических событий в среднем палеозое на юго-западной окраине Сибирского континента // Геология и геофизика. Т. 38. № 3. С. 596–607.

Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. 1994. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. № 7–8. С. 118–143.

Ивановский А.Б., Кульков Н.П. 1974. Ругозы, брахиоподы и стратиграфия силура Алтае-Саянской горной области. М.: Наука. 96 с.

Изох Н.Г., Сенников Н.В., Обут О.Т. 2005. Находка на Горном Алтае нового уровня в зональной ордовикской конодонтовой шкале Алтае-Саянской складчатой области. Эволюция жизни на Земле. Мат-лы 3 Междунар. симп. Томск. Изд-во Томского госуниверситета. С. 125–127.

Кульков Н.П., Севергина Л.Г. 1989. Стратиграфия и брахиоподы ордовика и нижнего силура Горного Алтая. Новосибирск: Наука. 223 с.

Кузнецов В.Г. 2008. Нефтегазоносные рифы. Закономерности распространения, строение ловушек и резервуаров. М.: Изд-во Института проблем нефти газа РАН. 99 с.

Кульков Н.П. 1967. Брахиоподы и стратиграфия силура Горного Алтая. М.: Наука. 151 с.

Кульков Н.П., Севергина Л.Г. 1989. Стратиграфия и брахиоподы ордовика и нижнего силура Горного Алтая. Новосибирск: Наука. 223 с.

Москаленко Т.А. 1977. Ашгилльские конодонты на Горном Алтае. В кн.: Проблемы стратиграфии ордовика и силура Сибири. Новосибирск: Наука. С. 74–83.

Преображенский Б.В. 1986. Современные рифы. М.: Наука. 244 с.

Рифы и рифообразующие кораллы. 1987. М.: Наука. 295 с.

Рифогенные постройки в палеозое России. 1997. М.: Наука. 160 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, Новосибирск, 1979. 1983. Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск. 215 с.

Сенников Н.В. 1976. Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая. М.: Наука. 270 с.

Сенников Н.В. 1996. Граптолиты палеозоя Средней Сибири (систематика, филогения, биохронология, биологическая природа, палеозоогеография). Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 225 с.

3 Sennikov.indd 68 8/23/11 5:30:29 PM

Сенников Н.В. 2006. Геологические события в палеозое Алтае-Саянской складчатой области и их отражение в палеогеографических и седиментационных обстановках и в палеобиотах. Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: КМК. С. 506–526.

Сенников Н.В. 2008а. Аспекты эволюции ордовикско-силурийской палеоэкосистемы Алтае-Салаирского бассейна (типы седиментации, литофации и структура палеобиот). Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Мат-лы 5 Всерос. литол. совещ. (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). Т. 2. Екатеринбург. Изд-во ИГГ УрО РАН. С. 484–486.

Сенников Н.В. 2008б. Структура и условия формирования позднетеличской карбонатной платформы в Алтае-Салаирском силурийском бассейне. Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Мат-лы 5 Всерос. литол. совещ. (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). Т. 2. Екатеринбург. Изд-во ИГГ УрО РАН. С. 486–488.

Сенников Н.В. 2010. Позднеордовикский и раннесилурийский этапы развития рифовых построек в Алтайском бассейне. Мат-лы конф. «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы». М.: ПИН РАН. С. 74–78.

Сенников Н.В., Гладких Л.А., Мамлин А.Н., Петрунина З.Е. 1988. Некоторые проблемные вопросы стратиграфии силура Горного Алтая. Фауна и стратиграфия палеозоя Средней Сибири и Урала. Новосибирск: Наука, Сибирское отд-ние. С. 100–113.

Сенников Н.В., Казанский А.Ю., Ермиков В.Д. и др. 2000. Сравнительный анализ седиментационных, палеозоогеографических и палеомагнитных данных по ордовику и силуру Алтая и Тувы. 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Барнаул. Изд-во Алтайского Госуниверситета. С. 195–200.

Сенников Н.В., Елкин Е.А., Краснов В.И. и др. 2010а. Строение позднедевонских и раннекарбоновых рифогенных комплексов фундамента центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы и состав их палеобиот. Мат-лы конф. «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы». М.: ПИН РАН. С. 79–82.

Сенников Н.В., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др. 2010б. Обстановки формирования и фаунистические комплексы среднедевонских отложений фундамента центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы. Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна и проблемы нефтегазоносности. Мат-лы 2 Всерос. научн. конф. с участием иностранных ученых. Новосибирск. С. 136–139.

Сенников Н.В., Обут О.Т. 2002. Тестирование зональной последовательности по хитинозоям на базе граптолитовых зон (ордовик, Горный Алтай и Московская синеклиза) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 5. Приложение к журналу Геология и геофизика. Т. 43. С. 51–63.

3 Sennikov.indd 69 8/23/11 5:30:29 PM

Сенников Н.В., Петрунина З.Е., Гладких Л.А. 2001. Лито- и биостратиграфическое расчленение ашгилла центральной части Горного Алтая // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Мат-лы научн.-практ. конф., 31 октября – 2 ноября 2001 г., пос. Елань Новокузнецкого района, Кемеровской области. Новосибирск. С. 135–144.

Современные и ископаемые рифы: Термины и определения. Справочник. 1990. М.: Недра. 184 с.

Brenchley P.J. 2004. End Ordovician Glaciation. The Great Ordovician Biodiversification Event / Webby B., Paris F., Droser M.L. and Percival I.G. (eds.). Columbia University Press. New York. P. 81–83.

Haq B.U., Schutter S.R. 2008. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes // Science. V. 322, October 2008. P. 64–68.

Pomar L. 2001. Types of carbonate platforms: a genesis approach // Basin Research. V. 13. P. 313–334.

Schlager W. 2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM, Tulsa, Oklahoma. 200 p.

Sennikov N.V., Obut O.T. 2007. Silica sedimentation in the Altai Late Ordovician Shelf basin on the south of West Siberia (Russia) // Acta Palaeontologica Sinica. V. 46. Suppl. P. 445–448.

Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E. et al. 2008. Ordovician-Silurian Biostratigraphy and Paleogeography of the Gorny Altai. Novosibirsk. Publishing House of SB RAS. 154 p.

Tucker M.E. 1990. Geological background to carbonate sedimentation. Carbonate sedimentation. Blackwell Scientific Publication. Oxford. P. 28–69.

Wilson J.L. 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag. 471 p.

3 Sennikov.indd 70 8/23/11 5:30:29 PM

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 71–115.
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf

РИФОВЫЕ СИСТЕМЫ УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ЭВОЛЮЦИЯ РИФООРАЗУЮЩИХ БИОТ

Б.И. Чувашов
Институт геологии и геохимии УрО РАН

ВВЕДЕНИЕ

Седиментационные бассейны палеозоя Урала и смежных территорий востока Русской платформы и Западной Сибири содержат многократные и обширные по площадям эпизоды возникновения органогенных построек разного ранга. Первые признаки биогенных структур связаны с протерозоем. Эти эпизоды рифообразования отражены в большой серии публикаций, но только в немногих из них некоторое внимание уделено аспекту морфологии и литологии биогенных структур. Здесь эта интересная и многоплановая проблема познания пионерной стадии биогенного седиментогенеза не рассматривается.

Более обширна информация о палеозойских органогенных постройках разного ранга, но в этих публикациях есть несколько слабо проработанных аспектов, среди которых, прежде всего, следует отметить главный: отсутствует обобщение по всему палеозойскому спектру рифообразования очерченного региона с анализом палеотектонического контроля и эволюции рифообразующих биот. Предложенная статья может рассматриваться только как введение к решению этой проблемы.

Существуют многоступенчатые и разнообразные по терминология классификации биогенных образований, из которых здесь выбраны следующие категории: **калиптра**, **биостром, биогерм и риф.** Авторское понимание этих терминов мы надеемся объяснить последующим изложением материала. Термин **органогенная постройка (ОП)** используюсь как обобщающее понятие и может обозначать, кроме названных, и другие биогенные тела, например, банки, раковинные мостовые и т. д. не используемые в данной статье. Термином **рифовая система** обозначено сообщество органогенных построек определенного возраста, приуроченное к конкретной палеотектонической структуре.

4 Chuvashov.indd 71 8/23/11 5:31:16 PM

Все органогенные постройки представляют большой интерес для широкого круга исследователей: для палеонтологов – это объект, в котором сосредоточена наиболее представительная и разнообразная биота времени формирования ОП, для литолога – это возможность оценить роль той или иной группы организмов в формировании толщ карбонатов, а также восстановить условия осадконакопления с наиболее вероятной степенью реальности, распределение ОП в седиментационном поле. Миграция ОП являются основой для определения взаимоотношения фаций, скорости смещения фациальных зон и режима орогенеза.

Размещение ОП на поверхности планеты для отдельных интервалов времени – надежная основа для восстановления климатической зональности и определения положения того или иного региона в геологическом прошлом. Наконец, с уникальными коллекторами некоторых рифовых толщ связаны наиболее крупные месторождения нефти и газа на территории России, а особенно за рубежом. Из других видов полезных ископаемых в этом плане можно упомянуть фосфориты.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

Среди органогенных построек (ОП) выделяются, начиная с наиболее простых к более сложным, следующие составляющие элементы: калиптры, биостромы, биогермы и рифы. Калиптры являются монотаксонными образованиями, биостромы характеризуются абсолютным преобладанием одного таксона, биогермы образуются при ассоциации нескольких групп организмов. Рифы, как правило, могут включать все названные разновидности ОП при наличии значительных объемов детритового материала, а также микритов. Последние образуются двояко: 1) при измельчении карбонатного материала разного происхождения, и 2) при участии бактерий. Разновидности микритов и условия их образования практически не изучены. Первые три разновидности ОП могут возникать на относительно ровном дне, среди однообразных обстановок среды. Рифы формируются при наличии геоморфологических ступеней, а соответственно фациальных границ, существенной разницы в глубинах, солености и температуре воды. Немаловажную роль в развитии ОП играет и длительность сохранения условий, благоприятных для заложения и роста рифов.

Следовательно, многообразие биогенных построек разного ранга следует, прежде всего, разделить на основе их приуроченности к определенным палеотектоническим режимам. В истории развития Уральского подвижного пояса (УПП) установлено несколько периодов существования рифовых систем.

Первый из них начинался в раннем кембрии и продолжался до среднего девона включительно. Эта большая серия рифогенных тел связана с риф-

4 Chuvashov.indd 72 8/23/11 5:31:17 PM

тингом окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и образованием на ее востоке **Главного уральского рифта** (ГУР), разделившего две основные территории – монолитный кратон ВЕП и разноблоковую территорию Уральского подвижного пояса. ОП палеозоя приурочены к западному борту ГУР, причем наиболее древние из них расположены на востоке погруженной части платформы, а более молодые генерации рифов заметно смещаются на запад. Если переходить на фациальный уровень рассуждений, то рифы возникают на границе мелководных существенно карбонатных фаций и более глубоководных маломощных отложений (глинистых, кремнистых с участием пелитоморфных известняков и вулканитов) рифтовой зоны. В современном районировании эти отложения известны под названием Лемвинско-Сакмарской структурно-фациальной зоны. Границы всех фациальных зон этого периода были ориентированы субмеридионально.

Вторая генерация ОП связана с поздним девоном и ее появление определяется моментом тектоно-магматической активизации востока ВЕП, а другими словами, Волго-Уральской нефтегазоносной области. В начале франского века на этой обширной территории возникла Камско-Кинельская система (ККС) поднятий и прогибов с разным фациальным седиментогенезом. На обширных, более или менее изометричных поднятиях (горстах), формировались мощные – (до 1 км и более) карбонатные толщи, пространство между которыми занимали узкие и протяженные прогибы, а точнее грабены, в которых накапливались маломощные богатые органикой доманикиты, мощность которых в несколько раз уступала отложениям поднятий.

Органогенные постройки разного типа приурочены к краевым зонам поднятий. Отметим также важный момент: в позднем девоне и турне границы фациальных зон были ориентированы безразлично, порой почти перпендикулярно к простиранию «уралид». На восточном склоне Урала и в Западной Сибири расположение органогенных построек в позднем девоне контролировалось границами тектонических поднятых блоков (горстов), что определило их значительное разнообразие.

Третья генерация ОП возникла в период варисцийского орогенеза (средний карбон – ранняя пермь). В тектоническом отношении органогенные постройки разного ранга приурочены к бортам Предуральского краевого прогиба. Начальные и конечные стадии рифообразования представлены дискретными постройками типа биогермов и биостромов. Главная фаза рифообразования включает ассельский, сакмарский века и начало артинского века. В этот период формировались мощные (до 500–600 м в каждом ярусе) субмеридионально расположенные рифовые массивы, в которых распознаются предрифовые, рифовые и зарифовые фациальные зоны. Рифы этого возраста обладают наиболее богатой и разнообразной биотой. С высказанных позиций рассматриваются все названные генерации органогенных построек.

4 Chuvashov.indd 73 8/23/11 5:31:17 PM

РАННЕ- И СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ

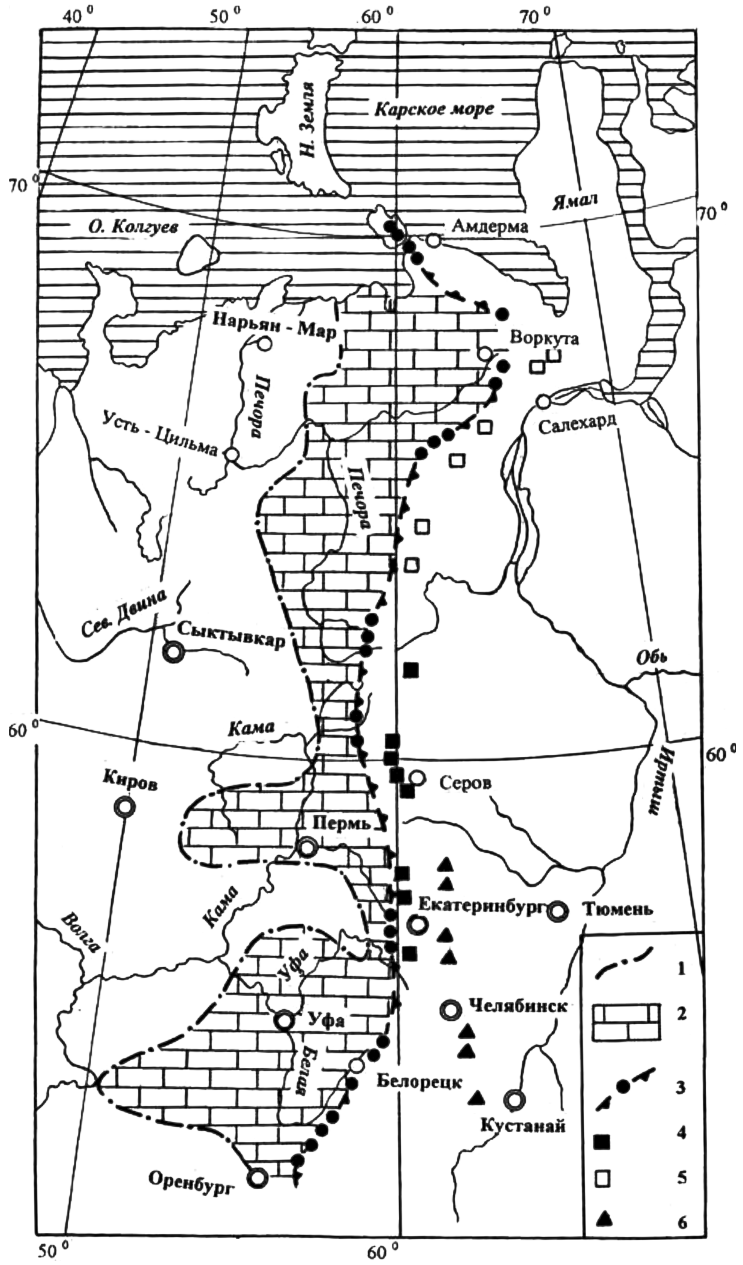
Следы кембрийского рифообразования сохранились только на западном склоне Южного Урала, на р. Сакмара восточнее г. Кувандык, где известно несколько тел биогенных карбонатов мощностью не более 100 м. Эти постройки, образующие субмеридиональную цепочку, располагались на краю зачаточной карбонатной платформы; к востоку они замещались вулканогенно-терригенными породами. Кембрийские постройки можно рассматривать как начальную стадию палезойского рифтогенеза. Они созданы известковыми водорослями (*Epiphyton – Renalcis)* с участием археоциат и строматолитов. По нашим представлениям эти ОП являются следом трансгрессии моря из Казахастана.

Наиболее известна ранне-среднепалеозойская рифовая система на Западном Урале, которая охватывала период от позднего ордовика до среднего девона включительно. Из этой обоймы ОП четко выражена и лучше изучена позднесилурийско-раннедевонская ассоциации рифов (Шуйский, 1973, 1981; Шуйский, Мухина, 1968; Чувашов, Шуйский, 2003).

Образование ордовикских-среднедевонских линейных рифовых построек на Западном Урале было обязано формированию Главного Уральского рифта. В истории развития рифта отчетливо прослеживается его расширение в западном направлении, что фиксируется смещением более молодых рифов к западу. Для некоторых стратиграфических уровней ГУР удается проследить полный набор фаций от прибрежных на западе, через лагунные и зарифовые образования до рифовых тел (фиг. 1, 2) и далее на восток к относительно глубоководным отложениям центральной части рифта. Отложения глубоководной части рифта сохранились на о-ве Вайгач, в Лемвинской структурно-фациальной зоне (СФЗ), в Бардымской зоне Уфимского амфитеатра и в Сакмарской СФЗ Южного Урала. Фрагменты восточного борта рифта имеются на Полярном Урале в Манитанырд-Пайпудынской СФЗ (Руженцев и др., 1999; Тектоническая история Полярного Урала, 2001). Эта рифовая система рассмотрена на примере Уфимского амфитеатра Западного Урала.

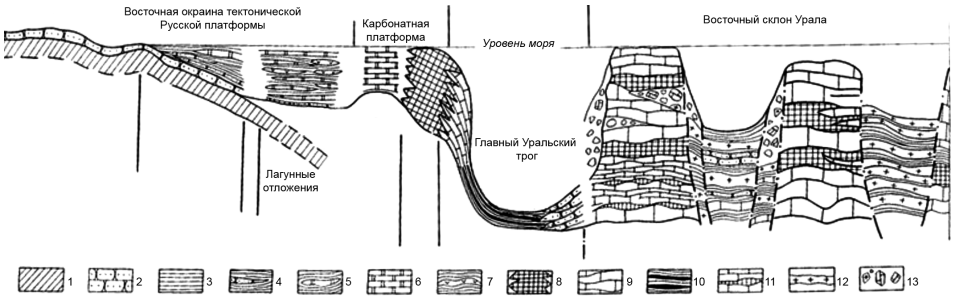
Здесь (таблица 1) выделяются с запада на восток Михайловская и Сергинская фациальные зоны. В сергинской зоне, где сосредоточены органогенные постройки, силур подразделяется на кабанкинские, аракаевские, араслановские, граматухинские и табускинские слои. Кабанкинские слои (венлок) – темно-серые детритовые и песчанистые известняки мощностью до 40 м. Аракаевские слои (верхний венлок) и араслановские слои (нижний лудлов) – единая толща рифогенных известняков суммарной мощностью до 500 м. Громотухинские слои (верхний лудлов) – темно-серые глинистые известняки с прослоями песчаников в основании; мощность слоев – до 100 м. Табускинские слои (пржидольский ярус) – темно-серые глинистые тонкослоистые и слоистые известняки, чередующиеся с мергелями и глинистыми сланцами; мощность слоев 70–100 м.

4 Chuvashov.indd 74 8/23/11 5:31:17 PM



Фиг. 1. Распределение рифовых построек в раннем девоне на территории восточной окраины Русской платформы и на восточном склоне Урала (по В.П. Шуйскому, 1980) с изменениями и дополнениями. Условные обозначения: 1 – западная граница карбонатной платформы на конец бийского времени (начало эйфельского века); 2 – бийская карбонатная платформа (эмс – начало эфеля); 3 – рифовые постройки раннего девона, обрамляющие карбонатную платформу; 4 – раннедевонские постройки Петропавловской СФЗ; 5 – раннедевонские рифы; 5–6 – рифовые постройки, расположенные восточнее Петропавловской СФЗ.

4 Chuvashov.indd 75 8/23/11 5:31:18 PM



Фиг. 2. Широтный профиль через Урал и прилегающие районы Западной Сибири на конец раннего девона. Условные обозначения: 1 – терригенные отложения венда; 2 – песчаники, 3 – аргиллиты и алевролиты; 4 – линзы песчаников среди глинистых пород; 5 – линзы доломитов среди глинистых пород; 6 – доломиты зарифовой лагуны; 7 – линзы ангидритов глинистых пестроцветных отложений; 8 – рифовые известняки; 9 – массивные и толстослоистые известняки; 10 – глубоководные глинисто-кремнистые отложения с вулканитами; 11 – бокситовые горизонты; 12 – эффузивные породы; 13 – крупноглыбовые брекчии, сложенные обломками эффузивов (обозначены крестами) и известняков (Чувашов, Шуйский, 2003).

Аракаевская органогенная постройка представляла собой береговой окаймляющий риф со слабо развитой или отсутствующей лагуной. Риф слагается тремя ассоциациями организмов – 1) водорослевой – **ренальцисово-эпифитоновой;** 2) водорослевой – **ротплетцелово-везередельловой; 3) фистулеллово-икелловой.** Третья группировка относится к категории организмов-проблематиков (фиг. 3, 4, 5, 6). Непременными обитателями рифов были кораллы ругозы, табуляты, брахиоподы, известковые водоросли (фиг. 3).

В нижней половине рифа существуют многочисленные крупные многослойные инкрустации, заполняющие первичные пустоты (фиг. 7). Кроме биогермных известняков значительное место занимают детритовые и микритовые разности. Генеральная структура – ассоциация разных по составу биоценозов биогермов, которые формируют скелет постройки. Объем детритовых фракций возрастает в верхней части рифа. По всему массиву развита наложенная доломитизация.

Нижний девон Сергинской зоны подразделен на два комплекса. Нижний из них сложен слоистыми известняками лохкова, а верхний рифогенной толщей прагиена–эмса. Нижний горизонт носит название мельничного, а верхний – сергинского. Строение Сергинского рифа неоднократно освещалось В.П. Шуйским (1973, 1981). В последней из названных работ отмечено, что главной особенностью органогенных структур этого возраста является их слойчатость. В отличие от Аракаевского рифа в раннем девоне ведущими по объему биогермами являются карбонаты, созданные ассоциацией проблематичных организмов фистулеллово-икелловой ассо-

4 Chuvashov.indd 76 8/23/11 5:31:18 PM

Таблица 1. Взаимоотношения фаций и положение рифов в разрезе силура – девона в Уфимском амфитеатре (по: В.П. Шуйский, 1982).

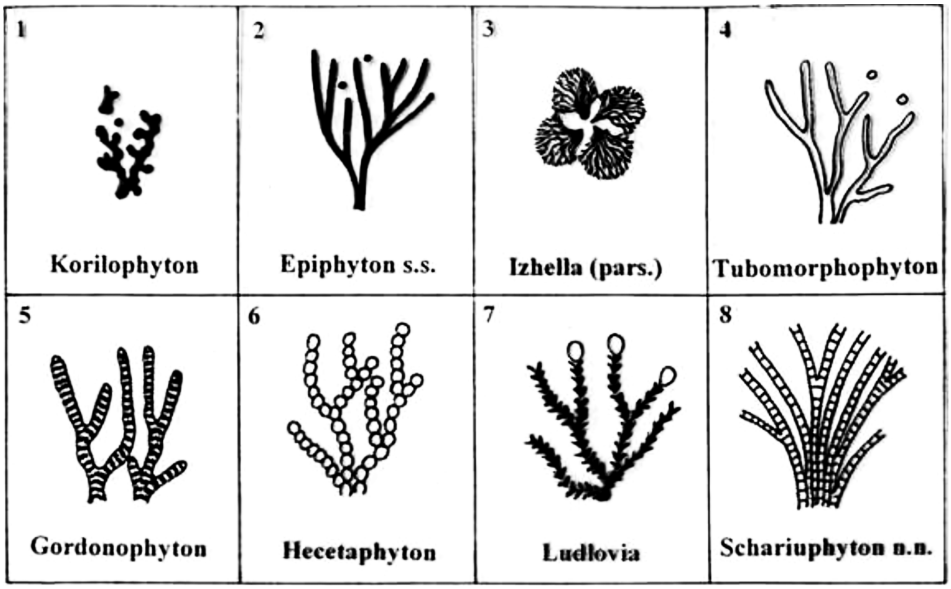
Новоземельский тип разреза (Михайловская зона)	Бельско - Елецкий тип разреза (Сергинская зона)	Сакмаро - Лемвинский тип разреза (Бардымская зона)
Средний девон Живетский ярус Чеславский горизонт Чусовской горизонт Эйфельский ярус Афонинский горизонт и верхи бийского		Заставкинская свита – средний девон – кварцевые песчаники с прослоями кремней, кремнистых брекчий
Нижний девон Эмский ярус Бийский горизонт Вязовский горизонт Лохков - прагиен - эмс Михайловский горизонт - пластовые доломиты 250 - 300м.	Нижний девон Эмский ярус -Пражский ярус **Сергинский горизонт риф**	Аптечногорская свита – нижний девон – кварцевые песчаники, базальты и глинистые сланцы.
Силур Пржидолий Демидские слои Лудлов Кубинские слои Венлок Воронинские слои Лландовери Шемахинские слои	Лохковский ярус Мельничный горизонт; **рифы в верхней части горизонта** Силур Табускинские слои Громатухинские слои **Арасласновские слои - риф** **Аракаевские - риф** Кабанские слои	Плоскокаменская свита – верхний силур – нижний девон. Ургалинская свита (силур) - кремни (радиоляриты) и глинистые сланцы, фосфориты с радиоляриями, кремневыми губками, конодонтами

циации, хотя и другие силурийские породоообразовательные группы продолжали существовать.

Среднедевонский эпизод рифообразования изучен значительно слабее силурийско-раннедевонской стадий. Новые материалы по этому интервалу имеются по территории Уфимского амфитеатра (Бикбаев и др., 2000). Этими авторами отмечено, что среднедевонские ОП залегают на раннедевонских с размывом и перерывом. Отмечено три уровня перерыва с образованием соответствующих серий нептунических даек, заполненных обломками более древних известняков, как биогермных так и слоистых. Размывы происходили в позднеэйфельское, в раннеживетское и предпоздннефранское время.

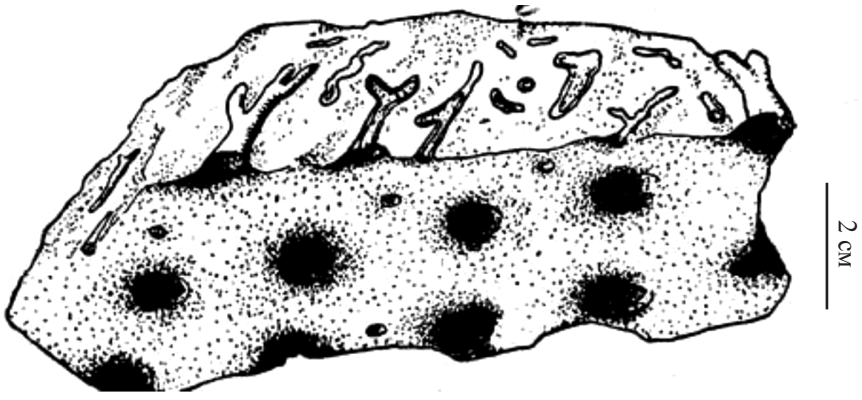
На восточном склоне Урала и в Западной Сибири органогенные постройки силура – раннего девона распространены также довольно широко,

4 Chuvashov.indd 77 8/23/11 5:31:18 PM



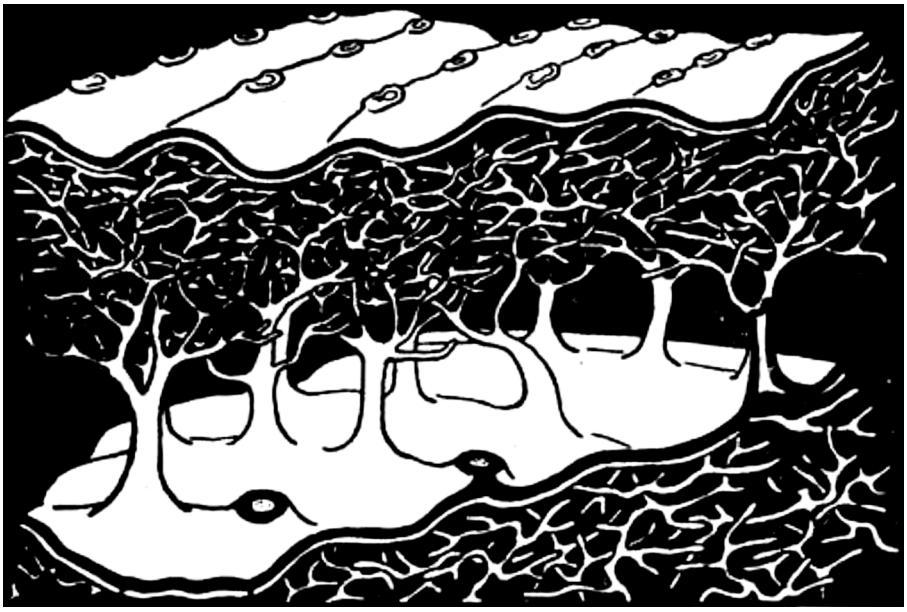
Фиг. 3. Основные рифообразующие водоросли силура – девона (Шуйский, Чувашов, 1978).

но палеотектоническая их природа иная – они располагались на поверхности дискретных карбонатных платформ (Чувашов, Шуйский, 2003; Чувашов, Яцканич, 2003), которые формировались на горстовых структурах. Здесь ОП встроены в толщи мелководных слоистых карбонатов. Разделяющие горсты грабены были заполнены относительно глубоководными вулканогенно-осадочными образованиями.

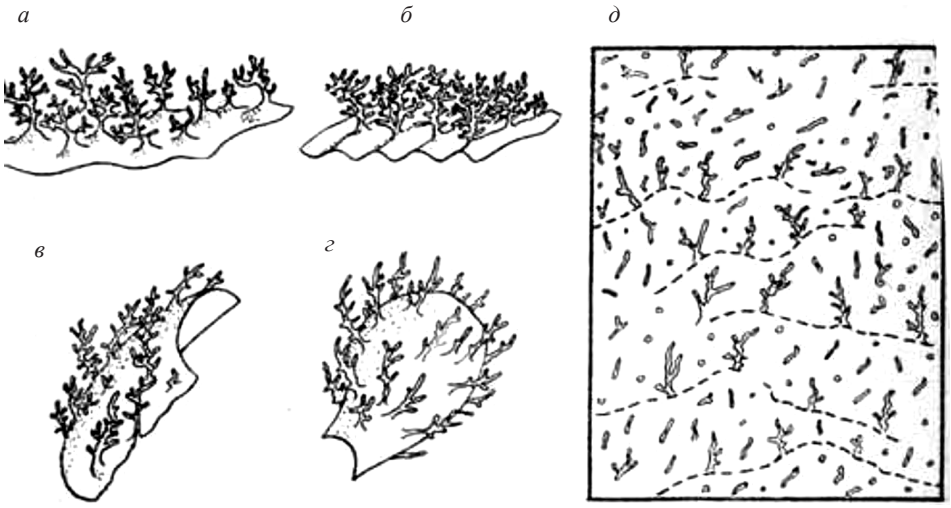


Фиг. 4. Реконструкция строения пластины Fistulella variabilis Shuysky (Шуйский, 1973).

4 Chuvashov.indd 78 8/23/11 5:31:19 PM



Фиг. 5. Реконструкция строения пластин Fistulella undosa Shysky (Шуйский, 1973).



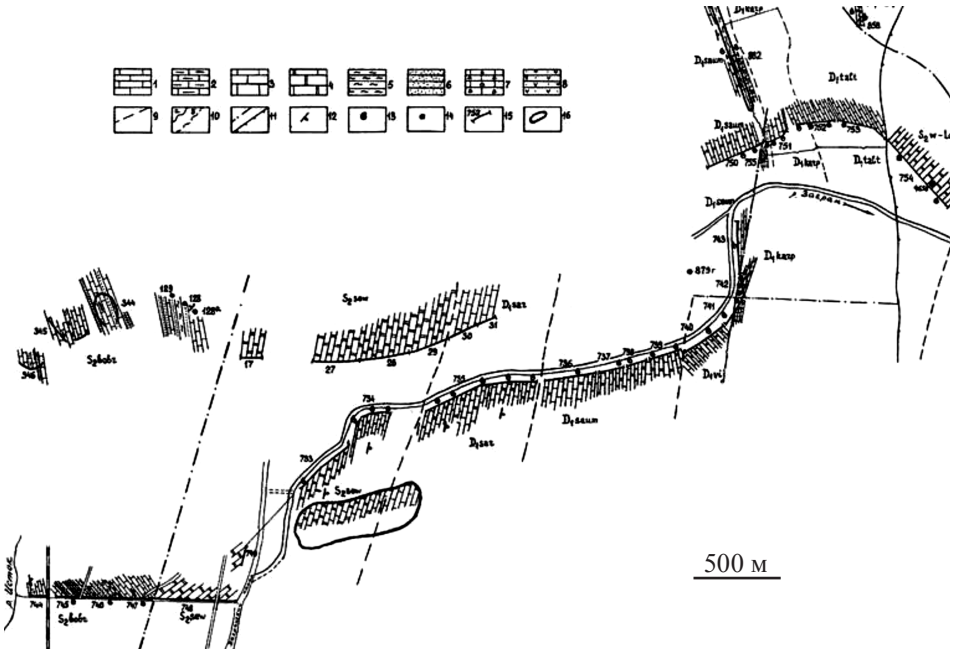
Фиг. 6. Формы роста главного биогермостроящего организма в Сергинском рифе – проблематичного гидроида Fistulella: *а* – форма с плащеобразной бугорчатой базальной пластиной; *б* – базальная пластина волнистой формы; *в* – веерообразная или трубчатая пластина; *г* – форма с грушевидной базальной пластиной; *д* – структура каркасного фистулеллового известняка (Шуйский, 1984).

4 Chuvashov.indd 79 8/23/11 5:31:19 PM



Фиг. 7. Характер каркасной структуры известняка, образованного кустистыми кораллами (вверху) и фистулеллами. Полости каркаса выполнены инкрустационным и кристаллическим (черное) кальцитом. Правый берег р. Серга ниже ж-д моста у д. Аракаево, аракаевские слои.

Примером построек внутри мощной толщи детритовых карбонатов может служить Петропавловская серия восточного склона Урала в районе Североуральских бокситовых рудников (Анцыгин, 2003) (фиг. 8, 9, таблица 2).



Фиг. 8. Геологический разрез верхнесилурийских и нижнедевонских отложений в окрестностях г. Североуральск (Анцыгин, 2003). Основные условные обозначения: 1 – известняки; 2 – глинистые известняки и мергели; 3 – массивные и рифовые известняки; 4 – доломиты; 5 – аргиллиты; 6 – песчаники; 7 – карбонатные брекчии; 8 – бокситы; 9–15 – условия залегания слоев, обнаженность и т. д.; 16 – границы карьеров.

4 Chuvashov.indd 80 8/23/11 5:31:19 PM



Фиг. 9. Массивные водорослевые известняки сарайнинского горизонта – лохковский ярус нижнего девона (обн. 755, фиг. 8).

Наиболее древние из них относятся к Североуральскому горизонту пржидольского яруса силура. Разрез горизонта расположен по правому берегу р. Колонга вдоль водоотводной канавы и вскрыт карьером на правом берегу р. Вагран (фиг. 8). Нижняя граница горизонта находится в 530 м восточнее ж-д моста. Мощность горизонта 470–500 м.

1. Здесь выше тонкоплитчатых известняков с брахиоподовыми ракушняками бобровского горизонта следуют толстослоистые карбонаты с небольшими скоплениями брахиопод 3.5 м.

2. На расстоянии 50 м по ходу выступают светло-серые, иногда розоватые или желтоватые массивные водорослевые известняки с редкими не, образующими скоплений брахиоподами.

3. На расстоянии 240 м прослеживаются массивные фистулелловые известняки, с многочисленными инкрустационными структурами, с редкими раковинами брахиопод.

4. Далее на 80 м обнажены массивные светло-серые и белые участками розовато-пятнистые, мелко брекчированные. известняки.

5. В 40 м по ходу до конца траншеи на р. Вагран выходят серые массивные известняки с красноватым оттенком, с разнообразными морскими лилиями, с многочисленными табулятами рода Favosites.

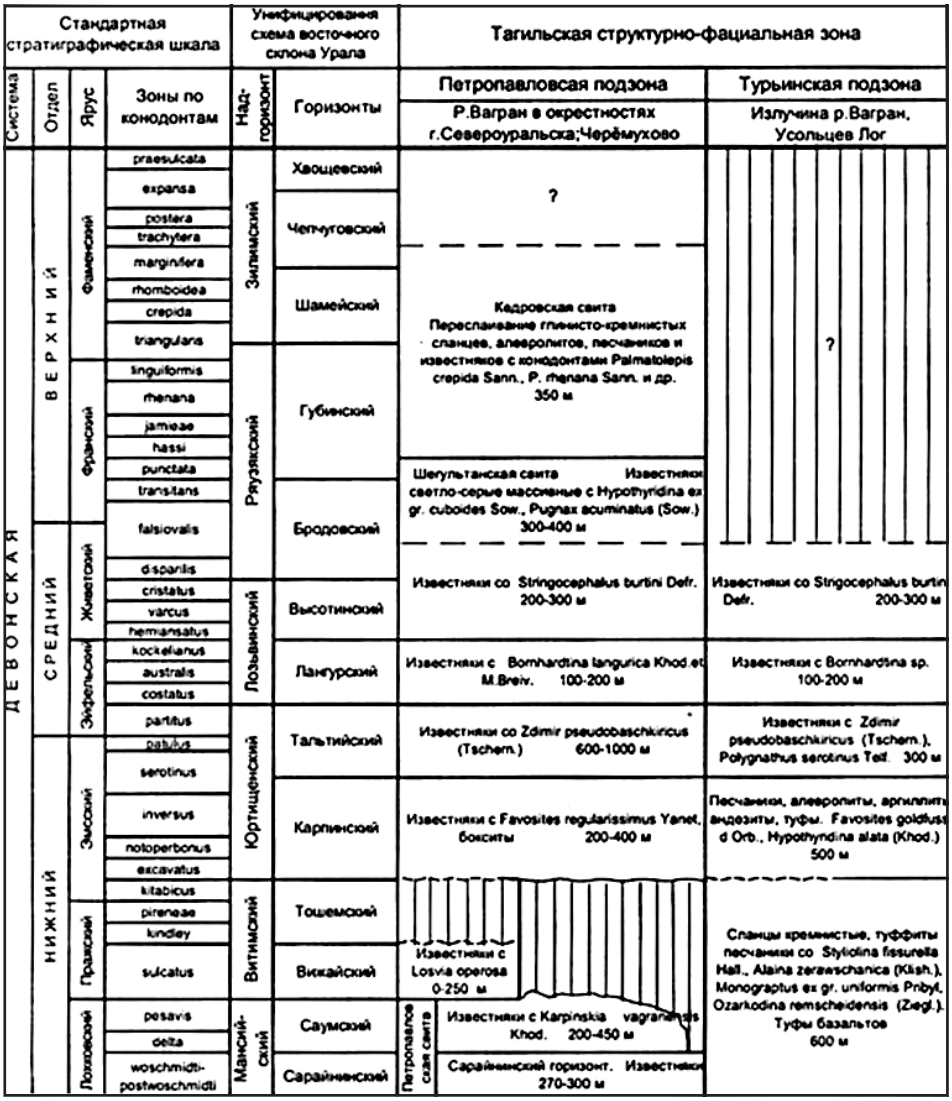
Далее разрез горизонта наращивается на правом берегу р. Вагран (обн. 733, 734) и повторятся в известняковом карьере на правом берегу той же реки.

6. На северной стенке карьера на расстоянии 130 м обнажены массивные биогермные (фистулелловые известняки) с табулятами, брахиоподами и криноидеями (фиг. 9).

Далее к востоку на протяжении 250 м представлены массивные светлые и кремовые, пятнами красноватые водорослевые известняки, микрозернистые и фистулелловые с редкими уровнями интенсивного брекчирования. В конце интервала обнаружена обильная фауна брахиопод.

4 Chuvashov.indd 81 8/23/11 5:31:19 PM

Таблица 2. Стратиграфия Петропавловской карбонатной подзоны с биогенными постройками и Турьинской глубоководной подзоны без них.



Разрез горизонта завершают на протяжении 80 м светлые водорослево-сгустковые известняки и карбонатные брекчии с немногочисленными брахиоподами, остракодами.

Основными породообразователями ОП североуральского горизонта являются *Fistulella variabilis* Shuysky, проблематичные по систематическому положению организмы *Ikella vermicularis* Shuysky, а также *Girvanella*. Мощность североуральского горизонта 470–500 м.

4 Chuvashov.indd 82 8/23/11 5:31:19 PM

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА (ранний – средний девон)
Лохковский ярус
Сарайнинский горизонт

Этот горизонт, по сравнению с североуральским, отличается обилием обломочных разностей – карбонатных брекчий. Мощные пачки детритовых известняков обогащены бентосной фауной, среди которой обращает на себя внимание частота кораллов, ругоз и табулят, криноидеи, выступающих в роли породообразователей. В цементирующей массе брекчий и брекчированных известняков карбонатный цемент обычно окрашен в красноватые и розовые тона. Приведенные сведения дают основание для заключения, что в сарайининском горизонте преобладали мелководные банковые фации с частыми размывами. Материал разрушения обычно скапливался на месте. Мощность горизонта – 270–300 м.

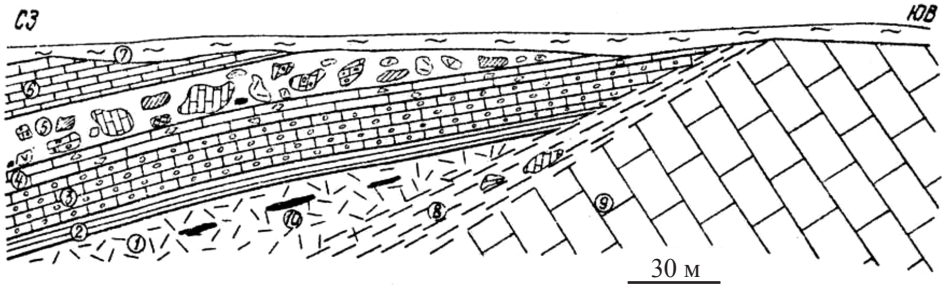
Саумский горизонт верхний горизонт лохковского яруса отличается от подстилающих отложений преобладанием водорослево-фистулелловых биостромов. Мощность горизонта – 200–450 м.

На остальной части разреза нижнего девона, в среднем и верхнем отделах девона этого района органогенных построек не установлено. В пражском ярусе преобладали брекчиевые толщи, а в эмсском ярусе – слоистые известняки с прослоями аргиллитов и песчаников. К перерывам в осадконакоплении приурочены слои бокситов.

Далее к югу, на Среднем Урале, рифогенные известняки верхов пражского яруса известны на р. Реж, в районе с. Арамашево (Шуйский, Ширшова, 1991а). Известняки – массивные серые и светло-серые, участками розовые, полидетритовые и биоморфные с многочисленными инкрустациями, со скоплениями брахиопод, криноидей, крупных (до 3 см) водорослевых онколитов. Наблюдаются многочисленные инкрустации. В кавернах имеются заполнения, образующие поверхности – ватерпасы. Отмечены дазикладовые водоросли и рецептакулиты. Суммарная мощность пражских рифогенных известняков у с. Арамашево – 120–140 м. На этом же участке выявлены рифогенные известняки эмса (карпинский горизонт) – массивные серые и светло-серые, биоморфные и биокластические, вплоть до брекчий. Отмечено, что эмсские ОП менее выразительны по сравнению с пражскими.

На р. Бобровке западнее г. Артемовский на том же Среднем Урале также известны ОП нижнего девона (Шуйский, Ширшова, 1991б). В основании разреза залегают туфы кислого состава, миндалекаменные порфириты, вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты. Разрез завершают рифовые известняки пражского яруса массивные, белые и розовато-белые, светло-серые с многочисленными инкрустациями. Фауна представлена табулятами, брахиоподами, водорослями. Мощность рифов тошемского горизонта 80–200 м.

4 Chuvashov.indd 83 8/23/11 5:31:19 PM



Фиг. 10. Строение северо-восточного борта карьера им. XIX партсъезда с выходами рифогенных известняков эмсского яруса нижнего девона (Грешнер, Чувашов, 1973). Условные обозначения: 1 – туфы кварцевых порфиритов; 2 – кремнистые алевропелиты; 3 – криноидные гравелиты; 4 – криноидные известняки; 5 – глыбовый горизонт; 6 – слоистые известняки живета; 7 – глинистые породы; 8 – зона надвига; 9 – массивные рифогенные известняки; 10 – линзы и прослои слоистых песчаников с сульфидной минерализацией.

В Магнитогорской мегазоне рифогенные известняки нижнего девона были обнажены карьером медно-колчеданного месторождения им. XIX партсъезда, ныне рекультивированном. Здесь нами (Грешнер, Чувашов, 1973) составлен следующий разрез (фиг. 10).

Большую часть обнаженного разреза слагают светло-серые массивные известняки, пятнами неправильной формы розоватые или буровато-коричневые. Известняки изобилуют органическими остатками, среди которых преобладают пластинчатые колонии строматопороидей толщиной до 1–2 см при длине до 20 см. Некоторые шаровидные колонии строматопороидей достигают в диаметре 0.5 м. Постоянно присутствуют одиночные ругозы. Брахиоподы представлены относительно крупными формами размером до 2–3 см, большей частью гладкостворчатыми. Они встречаются одиночными раковинами, изредка мелкими баночками. Обычными являются членики криноидей до 5 мм в диаметре. По всей толще этих известняков наблюдаются инкрустации, представленные крупнокристаллическим радиально-лучистым спаритом.

В верхней части толщи есть клиновидный слой (1.8 м) полимиктовой брекчии, сложенной угловатыми обломками серого известняка размером до 15 см (в среднем 3–5 см), мелкими (1–5 мм) обломками эффузивных пород, обломковидными включениями тех же размеров брахиопод и строматопор. Вмещающая порода – хлоритизированная масса, пропитанная сульфидами. Здесь же имеются обломки светло-серого и белого рифогенного известняка размером в 1–5 см, единичных – до 25 см. Органические остатки представлены брахиоподами, строматопорами, мшанками.

В нескольких местах в известняки вторгаются клиновидные секущие дайки эксплозивных брекчий шириной до 1–2 м, состоящие из обломков

4 Chuvashov.indd 84 8/23/11 5:31:20 PM

разных по цвету и структуре известняков. Эти дайки вверху быстро расщепляются на серию клиновидных причудливо изогнутых ветвей и выклиниваются. В известняках также наблюдались дайки темно-зеленовато-серого порфирита толщиной от нескольких сантиметров до 1.5 м. Видимая мощность карбонатов – до 150 м. Возраст пород – эмсский ярус.

Выше следует такая последовательность пород, сочленяющаяся с карбонатами по сдвигу небольшой амплитуды.

1. Темно-зеленые, иногда сиреневые туфы кварцевых порфиритов, включающие прерывистый слой тонкослоистых с плитчатой отдельностью песчаников, состоящих на 50–60 % из сульфидного (пирит, халькопирит) материала 5 м.

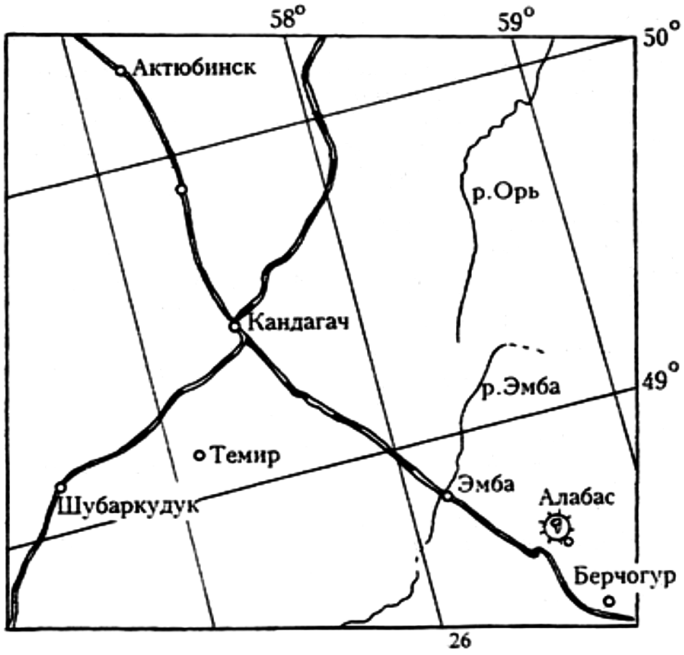
2. Зеленовато-серые, окремненные алевропелиты 4 м.

3. Сиреневые тонкослоистые криноидные гравелиты с примесью туфогенного материала 6–7 м.

4. Розовато-серые, массивные и брекчированные криноидные известняки 8 м.

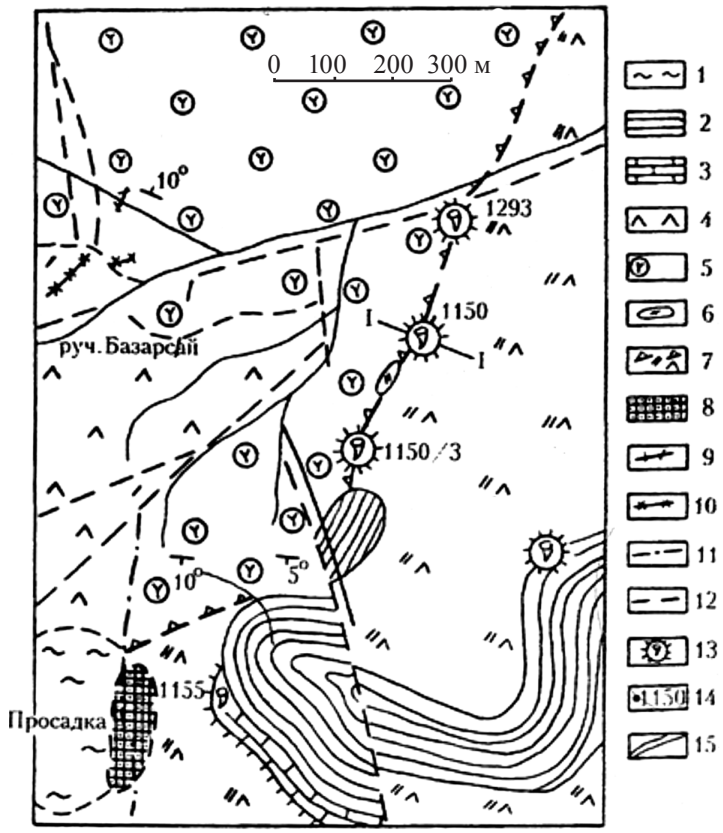
5. Глыбовый горизонт, сложенный скоплением крупных (до 10–15 м) глыб разных пород, в том числе рифовых известняков. Заполняющая порода – брекчия из тех же известняков. Цементирующая масса – глинисто-туфогенный материал 20–25 м.

6. Серые и темно-серые слоистые известняки с фауной фораминифер, строматопорат, кораллов-табулят и ругоз до 25 м.



Фиг. 11а. Географическое положение Базарсайских органогенных построек.

4 Chuvashov.indd 85 8/23/11 5:31:20 PM



Фиг. 11б. Геологическая карта района распространения Базарсайских органогенных построек. Условные обозначения: 1 – глины; 2 – кремнистые сланцы; 3 – известняки; 4 – лавы андезитовые – милыашинский комплекс; 5 – стратовулканогенный комплекс: грубообломочные туфы андезит-базальтовых порфиритов, глыбовые фации порфиритов – алабасская свита; 6 – дайка дацитов; 7 – экструзия андезитов; 8 – развалы яшмо-брекчий; 9 – жилы черных халцедонов; 10 – сердоликовые жилы; 11 – синвулканические разломы; 12 – поствулканические разломы; 13 – Базарсайские органогенные постройки; 14 – номера изученных обнажений; 15 – поле кремнистых пород.

На восточном борту карьера была пробурена неглубокая скважина, которой вскрыто более 10 м чередующихся кремней, кремнистых аргиллитов и аргиллитов мукасовской свиты верхнего девона. Столь подробное описание разреза приведено по той причине, что это – редкий случай, когда рифогенные известняки испытывали на себе разнообразные воздействия вулканизма и процесса рудообразования.

Более молодые (раннеживетские) органогенные постройки изучены в Западных Мугоджарах (Чувашов и др., 1998). Здесь (фиг. 11а, б) ОП приурочены к вулканическим холмам Базарсайской кальдеры, площадь которой 38 кв. км. Эта структура образовалась на фундаменте базальтов кучукбай-

4 Chuvashov.indd 86 8/23/11 5:31:20 PM

ского типа (компактные потоки с вулканическими бомбами). Лучше всего сохранилось (фиг. 11б, обн. 1150) карбонатное тело на западной части экструзии площадью 20×10 м толщиной до 4 м. Карбонаты подстилаются на западе туфами андезито-базальтов, на востоке – андезито-дацитами. Поверхность карбонатов образует бугорчатый покров причудливой формы. Микроструктура известняка изучена в нескольких пунктах. Порода первично образована известковыми водорослями *Renalcis devonicum* Johnson, но подверглась сильной перекристаллизации. В результате основной объем породы превращен в крупнокристаллический спарит. С названными водорослями ассоциируют многочисленные прикрепленные фораминиферы: *Ivdelina elongate* Malakh., более редки фораминиферы *Parathurammina paulis* Byk.

Кроме доминирующих ренальцисов определены сине-зеленые водоросли *Sphaerocodium devonicum* (Maslov), *Izhella nubiformis* (Antrop.). Встречены также сечения кубков *Receptaculites,* которые некоторые исследователи относят к зеленым водорослям.

В массивном известняке встречаются без резких ограничений гнезда биогенного детрита, сложенного обломками амфипор, строматопор, кораллов-табулят, сифоновых водорослей, а также рифогенных ренальцисовых известняков. Из собранных брахиопод определен богатый комплекс видов нижнего живета. Здесь же найдены конодонты.

Близкое по размерам карбонатное тело (20×20 м) расположено в 200 м севернее описанного объекта в русле ручья Базарсай. Второе тело (фиг. 11б, обн. 1293) также образовано, главным образом, ренальцисами. К слоевищам водорослей прикреплялись многочисленные *Ivdelina elongate* Malakh., более редки фораминиферы *Parathurammina paulis* Byk. Здесь также определены редкие брахиоподы. Этот известняковый блок сильно подвергнут последующему окремнению за счет вулканических флюидов.

Самое южное карбонатное тело (фиг. 11б, обн. 1155) представлено покровом толщиной 1–1.5 м, который прослежен на 300 м непосредственно под пачкой кремней, мощностью 20–40 м. Этот известняк сложен биогенным детритом из члеников криноидей, обломков колоний амфипор и строматопор, кораллов-ругоз, а также угловатыми обломками ренальцисового известняка. Из водорослей здесь определены *Sphaerocodium devonicum* (Maslov), сифоновые водоросли *Dimorphosiphon remotus* (Tchuv.)*, Rhabdoporella digitula* (Tchuv).

Изложенный выше материал позволяет сделать такое заключение о порядке геологических событий. После прекращения вулканической деятельности начали накапливаться известняки в разных по отношению к поверхности моря обстановках. Одни из них (1150, 1293) образовались в относительно тиховодных обстановках при хорошей освещенности морского дна, о чем говорит наличие многочисленных водорослей. Тем не менее, временами происходило локальное разрушение карбонатов. Третий известняковый

4 Chuvashov.indd 87 8/23/11 5:31:20 PM

покров (1155), представляющий собой криноидный луг, образовался в зоне слабого влияния регулярных волн, т. е. на глубинах, близких к 20–25 м. На основании состава комплекса брахиопод и по находкам конодонтов возраст двух первых карбонатных покровов определен как верхи эйфеля или низы живета. После образования известняков началось быстрое опускание морского дна с образованием довольно мощной (до 40 м) мукасовской (?) пачки кремней. После кремней на этой площади накапливались конгломераты, которые, также условно, датированы фаменом.

На территории приуральской части Западной Сибири раннедевонские ОП эмса были встречены в разрезе скв. 50 Ханты-Мансийской площади (Чувашов, Яцканич, 2003). Основная часть вскрытого разреза представлена детритовыми известняками разной размерности, в отдельных интервалах встречены биогенные карбонаты, сложенные фистулеллами. Отметим также, что весь карбонатный разрез скважины содержит богатый комплекс фораминифер и водорослей эмсского яруса, индикаторный как для западного так и восточного склонов Урала.

ПОЗДНИЙ ДЕВОН

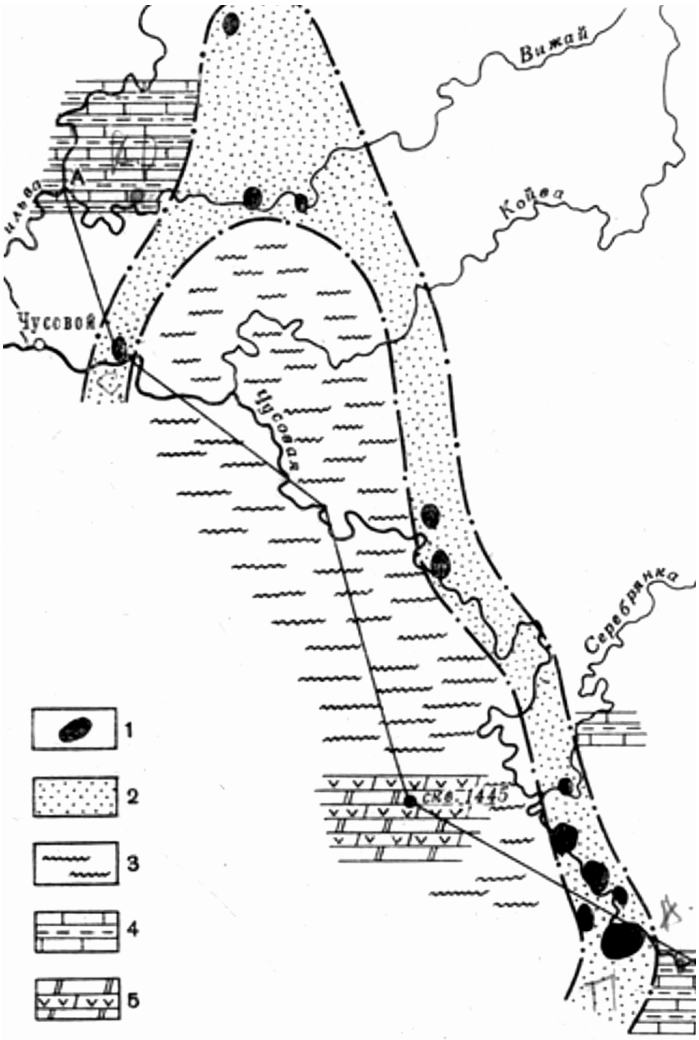
Позднедевонская фаза рифообразования оторвана от среднедевонской в результатекардинальной перестройки и тектоно-магматической активизации Волго-Уральской области Русской платформы. Распространение всех известных на сегодня позднедевонских рифов Русской платформы и западного склона Урала контролируется Камско-Кинельской системой ККС) грабенов и горстов. Рифы верхнего девона располагаются на границах горстов и грабенов.

Наиболее полная информация относительно рифов этого возраста имеется по Западному Уралу (Чочиа, 1950; Щербаков и др., 1966; Чувашов, 1966, 1968). Характеристика франских рифов в данной статье приводится на примере двух поднятий Каратауского (бассейн рр. Ай, Юрюзань) и Кыновско-Чусовского в бассейне р. Чусовая (фиг. 12, 13).

Наиболее древние ОП относятся к саргаевскому горизонту и расположены в южной части Уфимского амфитеатра в бассейне р. Ай (Чочиа, 1950; Чувашов и др., 2004) Рифы образованы известковыми водорослями, проблематичными кубковидными телами кишечнополостных и строматолитами с участием небольших банок брахиопод. Мощность их 20–60 м.

Нам известна также одна постройка на р. Манчаж в тектоническом комплексе Кара-Тау (Чувашов, 1968), которая относится к мендымскому горизонту франского яруса. Эта ОП образована известковыми водорослями родов *Shuguria, Izhella, Renalcis, Epiphyton*. В данном случае мы наблюдаем возобновление породообразующего водорослевого комплекса еще кембрийского времени. В полной мере это сообщество рифообразователей проявило

4 Chuvashov.indd 88 8/23/11 5:31:20 PM

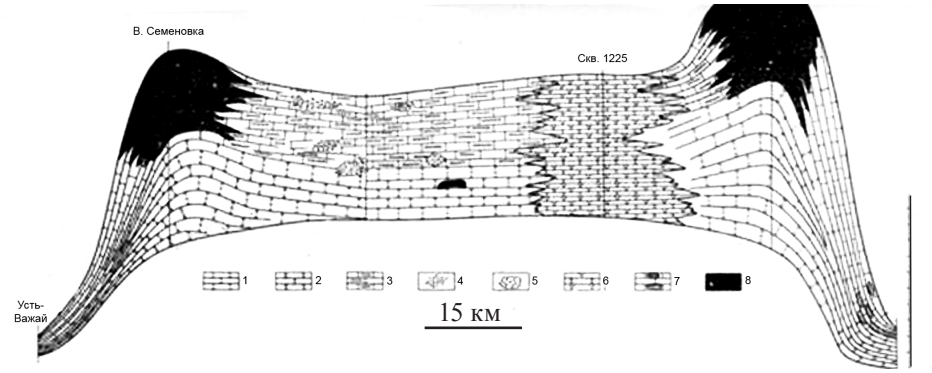


Фиг. 12. Схема строения франского Чусовского атолла. Условные обозначения: 1 – достоверно установленные рифы; 2 – предполагаемая полоса распространения биогермов; 3 – мелководные отложения с банками строматопороидей; 4 – тонкослоистые битуминозные известняки, мергели, кремни – «доманикиты»; 5 – переслаивающиеся доломиты и ангидриты.

себя в аскынское время, когда рифовые массивы мощностью до 300 м почти повсеместно от Урала до Волги опоясывали горстовые структуры ККС.

Эти рифы получили название Аскынских, которое мы предложили заменить на Пермяковские рифы (Чувашов и др., 1997) с рифотипом на р. Чусовой у бывшей д. Пермяково, учитывая прекрасную обнаженность подошвы, тела рифов и покрывающих пород в крупных скальных обнажениях на обоих берегах реки (фиг. 14, 15).

4 Chuvashov.indd 89 8/23/11 5:31:20 PM



Фиг. 13. Продольный профиль через фациальные зоны Кыновско-Чусовского поднятия и смежные структуры (по Чувашову, 1966). Условные обозначения: 1 – массивные органогенные известняки, замещенные доломитами; 2 – слоистые доломиты; 3 – известняки и вторичные доломиты с амфипорами и строматопоровыми банками; 4 – известняковые брекчии; 5 – мелкие строматопоровые биогермы; 6 – переслаивающиеся доломиты и ангидриты; 7 – тонкослоистые битуминозные известняки, мергели, кремни – «доманикиты»; 8 – рифы.

Пермяковские рифы отличаются многообразным характерным сообществом брахиопод (Чувашов, 1968). Ассоциация водорослей здесь состоит из главных рифообразователей родов *Izhella, Epiphyton, Renalcis, Shuguria.* Иногда они ассоциируют с водорослями родов *Girvanella, Rothpletzella, Wetheredella,* а также *Solenopora* (фиг. 15, 16а, б). Обычными здесь являются



Фиг. 14. Расположение рифовых построек на р. Чусовая на юго-восточном фланге Кыновско-Чусовского поднятия (см. фиг. 12).

4 Chuvashov.indd 90 8/23/11 5:31:20 PM

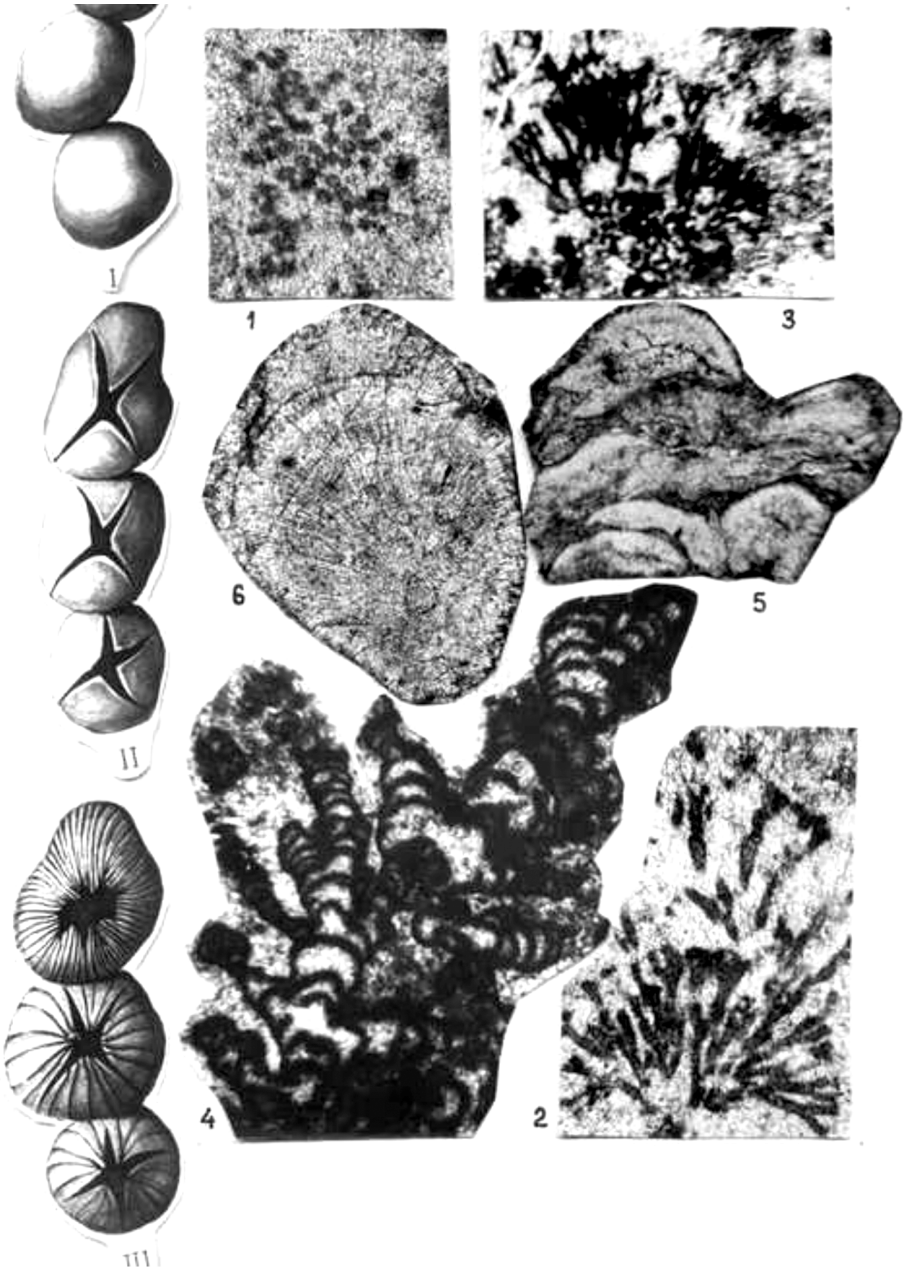


Фиг. 15. Фотография «Камня Столбы» – верхнефранского рифа (см. фиг. 12, 14). Левый берег р. Чусовая, ниже д. Пермяково.



Фиг. 16а. Участок поверхности рифа «Камень Столбы». Внизу – строматолитовый известняк, выше – сечения кубков рецептакулитов. На врезке в левом верхнем углу – сечения мелких кубков тех же организмов. Увеличение – около 5.

4 Chuvashov.indd 91 8/23/11 5:31:21 PM



Фиг. 16б. Основные породообразующие водоросли позднего девона. 1, 2. Tubomorphophyton koltubanenesis Tchuv. 1 – поперечное сечение, хорошо видно трубчатое строение ветвей; 2 – продольное сечение слоевища: видны полости в трубках и пояски на верхней поверхности ветвей; 3 – Epiphyton buldyricum Antrop.; 4 – Shuguria flabelliformis Antrop.; 5 – Wetheredella sp.; 6 – Solenopora koltubanensis Tchuv.; I–III – последовательные стадии развития слоевища Izhella nubifomis Antrop. Все увеличения – 80.

4 Chuvashov.indd 92 8/23/11 5:31:21 PM

крупные кубки рецептакулитов. Значительную роль, как рифообразователи, здесь имели строматолиты, образующие пластины длиной до 1.5 м и толщиной в 20–30 см. Пермяковские рифы формировали первые в геологической истории атоллы (Чувашов, 1966). Позднефранские постройки прослежены на Русской платформе от Прикаспия до Нижней Печоры (Соломатин и др., 1976; В.Вл. Меннер, 1989; Антошкина, 1994 и др.). Мощность собственно Пермяковских рифов, т. е. построек, приуроченных к фораминиферовой зоне *Eonodosaria – Eogeinitzina*, изменяется в пределах 60–300 м.

В относительно редких случаях рост органогенных построек на окраинах поднятий ККС продолжался и в фаменский век. В этом случае здесь формировались массивные бедные фауной карбонаты с характерной «узорчатой структурой», обязанной массовыми включениями вторичного кальцита на фоне многочисленных мелких строматолитовых корок. Проблема происхождения узорчатых известняков была рассмотрена ранее (Чувашов, Анфимов, 2009). На западном склоне Среднего Урала такие типы ОП фамена обнажены на южном фланге Кыновско-Чусовского поднятия в живописных скалах – камнях «Дыроватый», «Олений», «Омутной» высотой до 70 м. Этот тип ОП выделен под названием «Кашкинский» (Чувашов и др., 1997).

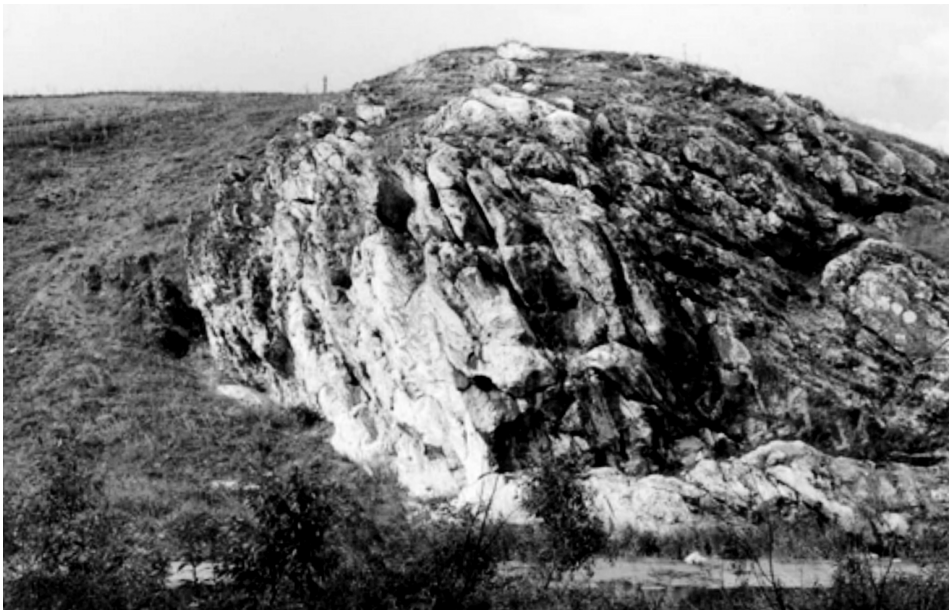
Толщи таких массивных известняков содержат очень скудную биоту: фораминиферы нижнего фамена представлены только редкими однокамерными формами, однообразными остракодами, водорослями родов *Kamaena, Devonoscale,* а также рядом проблематичных кальцисфер. Обедненный состав биоты определяется повышенной соленостью морской воды на поднятиях, что доказывается наличием здесь не только доломитов, но и ангидритов. Есть этому и исключения.

В Березниковской опорной скважине (Чувашов, 1968) в фаменских отложениях сторожевской свиты рифоидов, которые формировались на борту поднятия, были обнаружены водоросли типичного биоценоза франского яруса – *Izhella, Shuguria, Renalcis, Epiphyton,* что свидетельствует о близости солености воды к нормальной.

Распространение франских ОП на восточном склоне Урала также контролировалось историей отдельных горстов – блоков. Наиболее древние франские постройки доманикового времени представлены единственным массивом, расположенным на р. Ирбит у с. Писанец (Чувашов, Анфимов, 2006). Основными породообразователями этого биогерма (фиг. 17) толщиной в 21 и 35 м. в поперечнике являются строматолиты характерной пятнистой красноватой окраски. С западного фланга к рифу примыкают глинисто-карбонатные породы, а с востока – песчаники с прослоями аргиллитов.

Более молодыми по возрасту являются позднефранские ОП, относящиеся к фораминиферовой зоне *Eonodosaria – Eogeinitzina*. Наиболее близкими западноуральским ОП по составу биоты и литологии к этого возраста являются постройки района оз. Колтубан, а также многочисленные глы-

4 Chuvashov.indd 93 8/23/11 5:31:21 PM



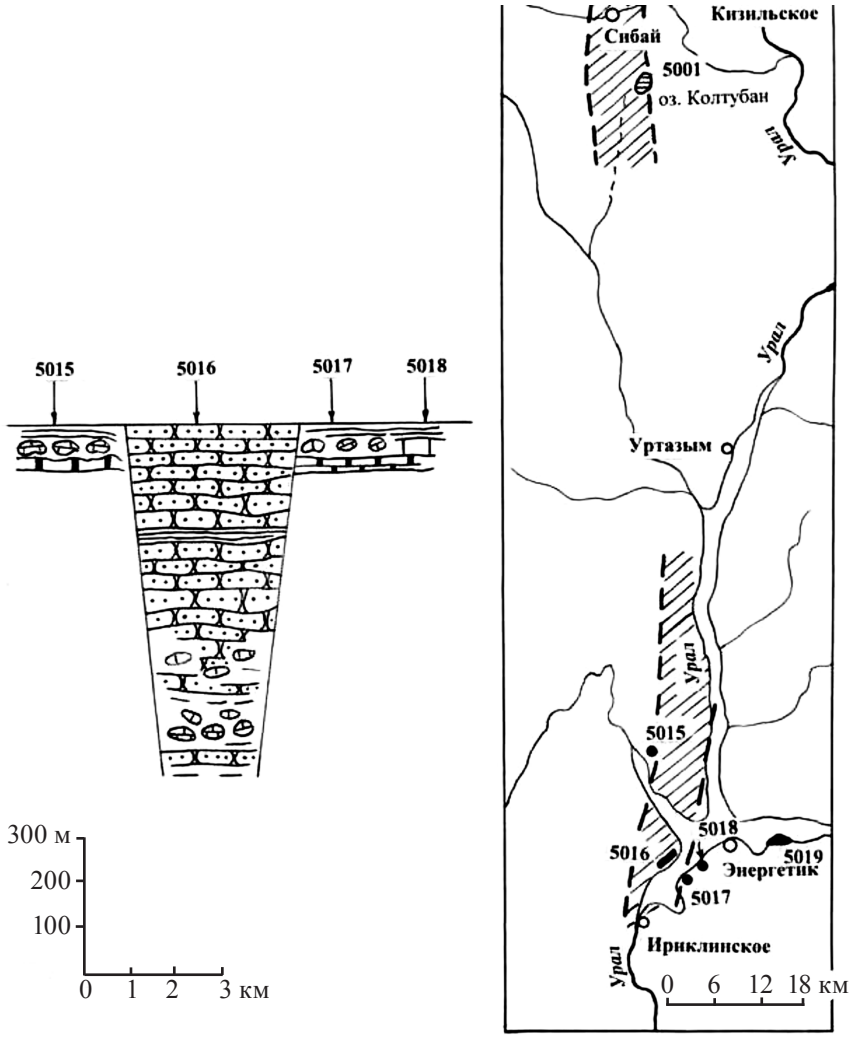
Фиг. 17. Небольшой строматолитовый биогерм доманикового горизонта франского яруса на реке Ирбит у д. Писанец (Чувашов, Анфимов, 2007).

бы подобных известняков в структуре Ириклинского грабена (фиг. 18, 19). У восточного берега озера известны два разреза, один из которых расположен на южном окончании озера, а другой у северного (Чувашов, Юферев, 1981). Мощность биогенных карбонатов южного разреза достигает 45 м. Рифообразователями являются (в порядке уменьшения их значения) известковые водоросли родов *Epiphyton, Tubomorphophyton, Shuguria, Izhella, Renalcis Solenopora,* строматолитовые корки. На втором плане стоят *Girvanella, Rothpletzella,* строматопораты. Изредка встречаются кубки рецептакулитов.

Колтубанская постройка содержит тот же самый комплекс брахиопод, который характерен для западноуральской группы рифов. Кроющие риф породы для южного разреза неизвестны. Северная ОП отличается преобладанием слоистых и брекчиевых известняков, а перекрывается толщей крупноглыбовых брекчий (фиг. 20а). Этот тип ОП получил название Колтубанского (Чувашов и др., 1997) с распространением аналогичных построек в границах Магнитогорской мегазоны, включая Мугоджары. Многие рифы этого возраста разрушены в течение фаменского века (фиг. 20б).

Следующий – Кодинский тип ОП представлен на р. Исеть выше пос. Кодинка (Чувашов, Анфимов, 2008). Постройка здесь также слагается водорослями, но преобладающими являются представители родов *Girvanella, Rothpletzella, Wetheredella*. Представители главных водорослей-породообразователей западного склона Урала и постройки Колтубанско-

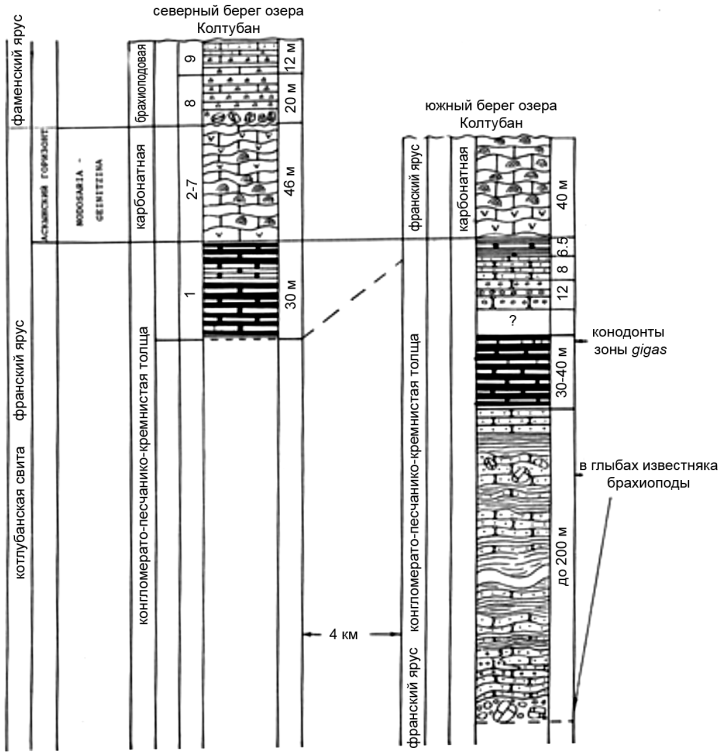
4 Chuvashov.indd 94 8/23/11 5:31:21 PM



Фиг. 18. Правый рисунок – границы Ирилинского грабена, заполненного флишоидными глинисто-песчаниковыми отложениями Ириклинской серии фаменского яруса (заштриховано). Слева – профиль через Ириклинский грабен на широте пос. Энергетик. В бортах грабена – маломощные осадки франского яруса с глыбами водорослевых рифовых известняков. Такие же глыбовые брекчии есть в нижней части зилаирской серии. На продолжении грабена в верхней части – выходы известняков Колтубанского массива (обн. 5001).

го типа представлены единичными формами. Кодинская постройка также содержит значительно обедненный комплекс брахиопод. Мощность исетского рифа – 50–60 м. Рифовые известняки перекрываются маломощной пачкой (3 м) слоистых карбонатов, а затем следует мощная толща аргиллитов, глинистых известняков, к которым выше присоединяются песчаники. Некоторые слои известняков сложены онколитами и строматолитами.

4 Chuvashov.indd 95 8/23/11 5:31:22 PM



Фиг. 19. Колонки разрезов, вмещающих рифовые известняки на южном и северном флангах оз. Колтубан.

Першинский тип ОП представлен на р. Реж у с. Першино, где слагается массивными светло-серыми, иногда розоватыми участками брекчиевидными известняками. Набор известковых водорослей здесь также довольно ограничен: присутствуют нечастые колонии шугурий и эпифитонов. Столь же скудным является и сообщество брахиопод. Мощность Першинской ОП составляет 100 м. В отличие от родственной Кодинской постройки Першинская перекрывается карбонатной толщей фамена и турнейского яруса. Разрез фаменского яруса у с. Першино также содержит в своей средней части пачки «узорчатых известняков».

Еще один тип ОП – Нохорский выделен на территории Щучьинского синклинория в хребте Нау-Пэ (Чувашов и др., 1997). Здесь водорослевые известняки с *Izhella, Shuguria, Epiphyton*, с фораминиферами *Parathurammina paulis* Byk., *Ivdelina aff. elongata* Malakh., *Rectangulina tortuosa* Antrop., *Tikhinella fringa* Byk., *Nanicella porrecta* Lip., подчинены толще вулканитов. Эта постройка является более древней и может быть сопоставлена с Миньярским типом Западного Урала.

4 Chuvashov.indd 96 8/23/11 5:31:22 PM



Фиг. 20а. Кроющая риф крупноглыбовая брекчия, образованная фрагментами слоистых и массивных известняков в северном разрезе оз. Колтубан. Масштаб – молоток длиной 35 см.



Фиг. 20б. Полуокатанные глыбы известняков живета и рифогенных известняков франского яруса (фораминиферовая зона Eonodosaria – Eogeinitzina). Масштаб – молоток длиной 35 см. Нижняя часть зилаирской серии фаменского яруса на р. Худолаз в 10 км выше г. Сибай (см. рис. 19).

4 Chuvashov.indd 97 8/23/11 5:31:22 PM

Фаменские отложения на восточном склоне Урала представлены большей частью терригенными образованиями Зилаирской, Кодинской и Кедровской серий. Долгое время существовали представления, что появление терригенных серий связано с фазой складчатости и происходило одновременно на всей территории восточной части Урала, что связывали с орогенезом. Детальные исследования показали, что этот процесс является разновременным в разных тектонических блоках. Это положение равным образом касается и Западной Сибири. Появление терригенных пород на больших пространствах с одновременным существованием фаменских карбонатов более логично объясняется понижением уровня мирового океана. Карбонатами представлены разрезы фаменского яруса на р. Реж у сс. Першино, Сохарево и Чепчугово.

На обоих берегах р. Реж обнажен фаменский ярус, который в нижней своей части представлен слоистыми известняками, а выше (фораминиферовые зоны *Septaglomospiranella primaeva – Quasiendothyra communis*) в разрезе преобладают массивные «узорчатые известняки» рифоидного типа. Верхняя зона фамена – *Quasiendothyra konensis* – вновь слагается слоистыми известняками. Примечательно, что слоистые известняки фамена и массивные известняки на некоторых уровнях имеют темно-вишневую окраску, а прослоями мощностью до 20 см такую окраску имеют прослои аргиллитов.

На территории Западной Сибири (ЗС) при наших исследованиях в 70–80 гг. прошлого века (Чувашов и др., 1985) было отмечено наличие рифогенных карбонатов на Малоичской площади (скв. 7) центральной части Западной Сибири, на Ханты-Мансийской площади (скв. 1Р) и Волинской площади Шаимского района (скв. Р-36). Две последние площади относятся к Приуральской части Западной Сибири.

К настоящему времени информация о рифах Западной Сибири значительно расширилась, и обзор приведен в монографии В.И. Краснова (2007). Среди девонских отложений этого региона органогенные постройки наиболее часто встречаются в верхней части франского яруса. Карбонаты фамена обычно представлены слоистыми разностями. Отметим, что фауна и водоросли верхнего девона Западной Сибири не отличаются от одновозрастных уральских ОП.

В процессе описания девонских построек восточного склона Урала неоднократно отмечалась в слоистых, а особенно часто, в массивных карбонатах красноватая или темно-вишневая окраска. В Западной Европе (Бельгия, Франция, Германия) постройки этого возраста также обладают такой же пятнистой окраской. К настоящему времени установлено, что наличие этого пигмента определяется деятельностью «железных» бактерий. Микробиальное осаждение железа происходило в те моменты, когда постройка находилась в воде, обедненной кислородом (Boulvain et al., 2001 и др. публикации этой группы исследователей). Примечательно, что в карбонатах одновозрастных ОП Западного Урала подобной окраски не наблюдается.

4 Chuvashov.indd 98 8/23/11 5:31:22 PM

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ

Наиболее полная картина конечного этапа развития рифовых систем относится к позднему палеозою. Она контролировалась ходом альпинотипного варисцийского орогенеза и занимала время от среднего карбона до конца кунгурского века ранней перми. Органогенные постройки разного ранга и возраста приурочены к бортам Предуральского прогиба (ПП). Они возникли почти с началом его заложения и прекратили свое существование с отмиранием прогиба. Пик их развития приходится на ассельский, сакмарский века и первую половину артинского века.

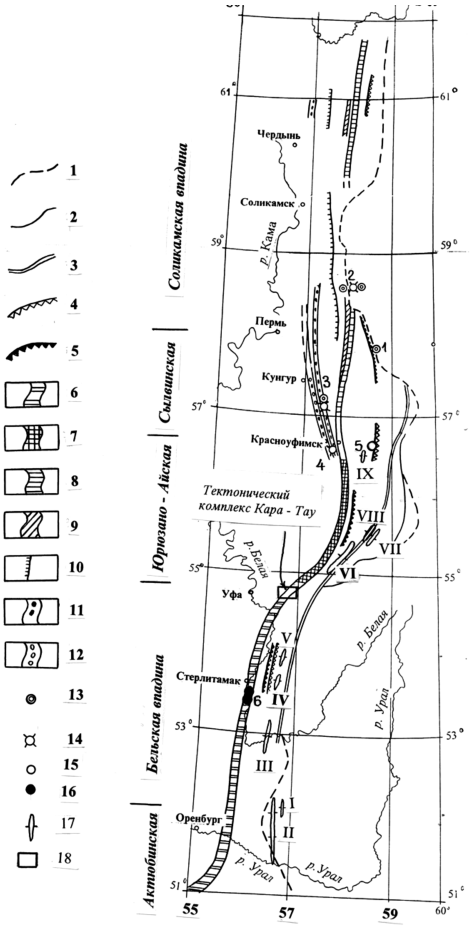
По масштабам проявления рассматриваемая рифовая система относится к числу наиболее грандиозных в истории планеты. Протяженность ее составляет более 2200 км в меридиональном направлении: РС прослеживается от о-ва Колгуев и Новоземельского архипелага в Баренцевом море, на севере, до Прикаспийской депрессии (Chuvashov, Crasquin-Soleau, 2000). Первые, еще неясно обособленные ОП, появились в башкирский и московский века, а последние формировались в конце кунгурского века, т. е. продолжительность существования рифовой системы составляет 48 млн. лет (320–272). Описанию органогенных построек посвящена обширная литература, которая далеко не исчерпывается приведенными ссылками на результаты наших исследований. В ранних наших публикациях дана более полная библиография.

Весь сложный и разнообразный комплекс органогенных построек (фиг. 21–24) в зависимости от их геоморфологического положения можно расчленить на две большие группы (генерации), существование которых в значительной мере зависело от стадий развития Предуральского прогиба и характера рельефа его дна. На поперечном профиле прогиба (фиг. 25) выделяются две мелководные зоны, разделенные глубоководной депрессией осевой части прогиба. Обе они содержат ОП.

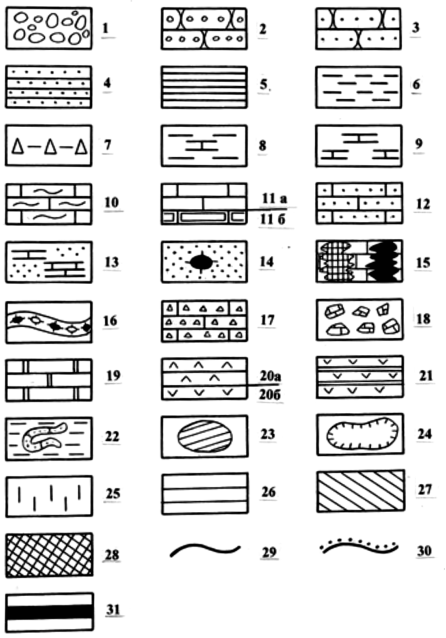
Осадки восточной мелководной зоны были представлены всеми типами кластических пород от аргиллитов и алевролитов до конгломератов и глыбовых брекчий. Соотношение скоростей погружения и осадконакопления здесь часто нарушалось, что сопровождалось временным прекращением поступления терригенного материала, образованием карбонатных пород, в том числе и биогермов, которые относятся к прибрежному типу. Усиление денудации горного сооружения сопровождалось частичным или полным разрушением накопившихся отложений, в том числе и органогенных построек.

В геоморфологическом отношении прибрежные биогермы формировались в полосе «барьерных островов», которые окаймляли прибрежную зону Палеоурала (фиг. 21, 24, 25–28). Аналогичная ситуация существует и в геоморфологии побережья современных континентов. Кроме островов в прибрежной зоне образуются протяженные косы и пересыпи. Конфигурация, местоположение и существование островов, кос и пересыпей в совре-

4 Chuvashov.indd 99 8/23/11 5:31:22 PM

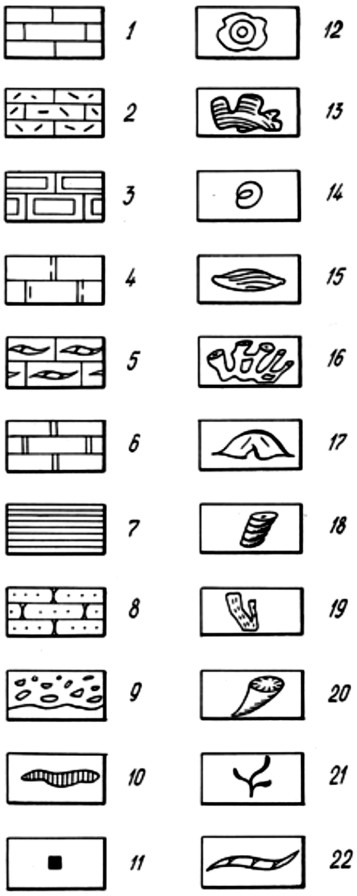


Фиг. 21. Положение разновозрастных генераций рифов на Западном Урале и в Предуралье. Условные обозначения: 1 – предполагаемые границы; 2 – границы рифовых систем и фациальных зон; 3 – восточная граница распространения карбонатных отложений башкирского яруса; 4, 5 – позднекаменноугольные ОП; 6 – Стерлитамакская группа шиханов – тесно расположенные ассельско-раннеартинские ОП; 7 – Дуванская группа рифов; 8 – Сылвинско-Плакунская группа ассельских рифов; 9 – Сакмарские рифы; 10 – раннеартинские рифы; 11 – Саргинские рифы; 12 – Саранинские рифы; 13–16 – различные виды полезных ископаемых, связанных с рифами; 17 – конседиментационные валообразные структуры, возникшие в результате Варисцийского орогенеза; 18 – тектонический комплекс Кара-Тау, возникший в ранней перми.

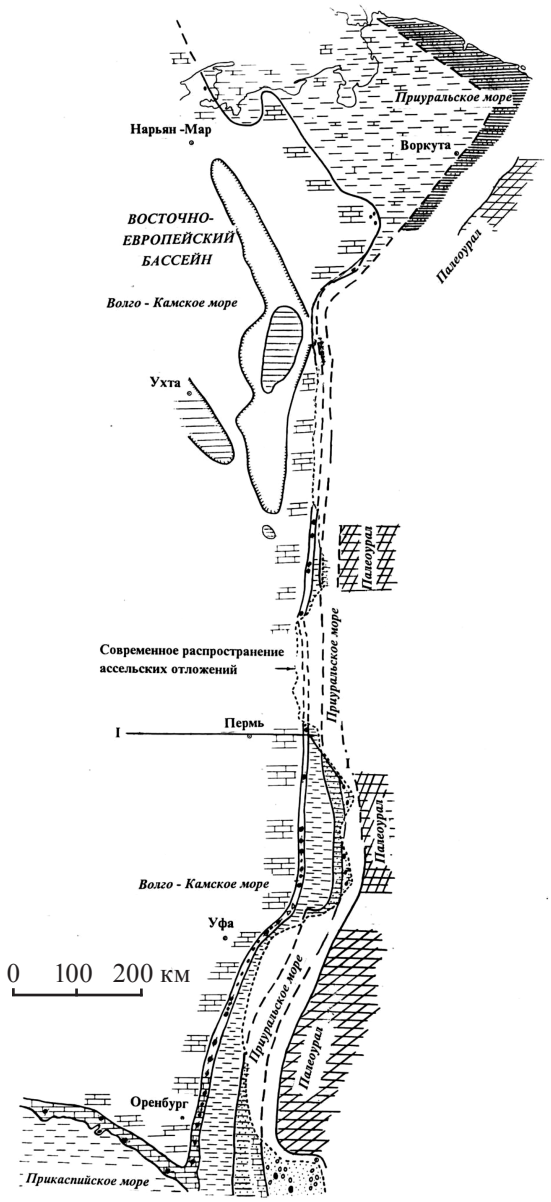


Фиг. 22. Условные обозначения к палеогеографическим схемам: 1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – флишоидные отложения: чередование песчаников, аргиллитов и алевролитов (палеогеографические схемы ПС); 5 – глинистые осадки; 6 – алевролиты; 7 – образования типа олистостромов; 8 – известняки и аргиллиты (ПС); 9 – известняки (ПС); 10 – мергели и глинистые известняки; 11а – известняки детритовые; 11б – известняки пелитоморфные; 12 – песчанистые известняки; 13 – песчаники с прослоями и пачками известняков – ПС; 14 – органогенные постройки среди терригенных пород; 15 – рифы среди карбонатных пород (сетка), среди терригенных пород – заливка; 16 – рифогенные линейные системы; 17 – мелкообломочные карбонатные брекчии; 18 – глыбовые карбонатные брекчии; 19 – доломиты; 20а – ангидриты; 20б – гипсы; 21 – гипсы с прослоями глинистых пород; 22 – оползневые дислокации осадков; 23 – островная суша; 24 – карьеры; 25 – предполагаемые морские отложения; 26 – суша низкая; 27 – суша среднегорная – до 1.5 км; 28 – суша высокогорная – до 5 км; 29 – границы фациальных зон (ПС); 30 – нестабильные фациальные границы; 31 – кремнистые породы.

4 Chuvashov.indd 100 8/23/11 5:31:23 PM

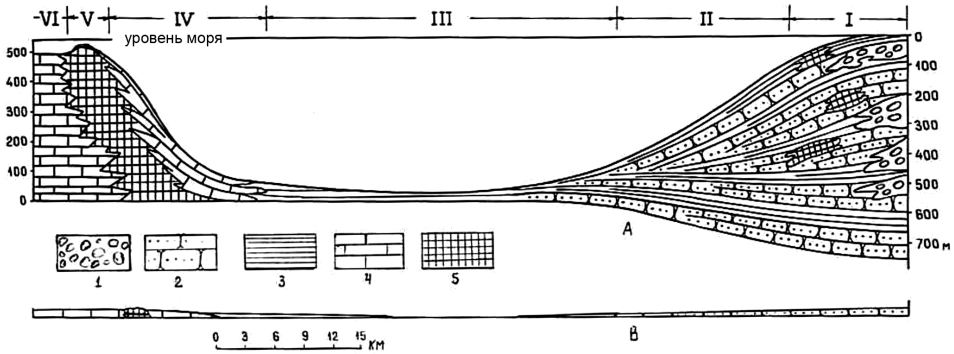


Фиг 23. Условные обозначения к колонкам и профилям: 1 – слоистые мелкозернистые известняки; 2 – органогенно-детритовые известняки (грейнстоуны – рудстоуны); 3 – пелитоморфные известняки – микриты; 4 – доломитизированные известняки; 5 – палеоаплизиновые известняки; 6 – доломиты; 7 – аргиллиты; 8 – песчаники; 9 – брекчии; 10 – желваки и линзы кремня; 11 – включения кристаллов пирита; 12 – онколиты; 13 – водорослевые калиптры; 14 – мелкие фораминиферы; 15 – фузулиниды, 16 – табуляты; 17 – брахиоподы; 18 – членики криноидей и обломки стеблей; 19 – мшанки; 20 – одиночные ругозы; 21 – известковые водоросли; 22 – пластины палеоаплизин.

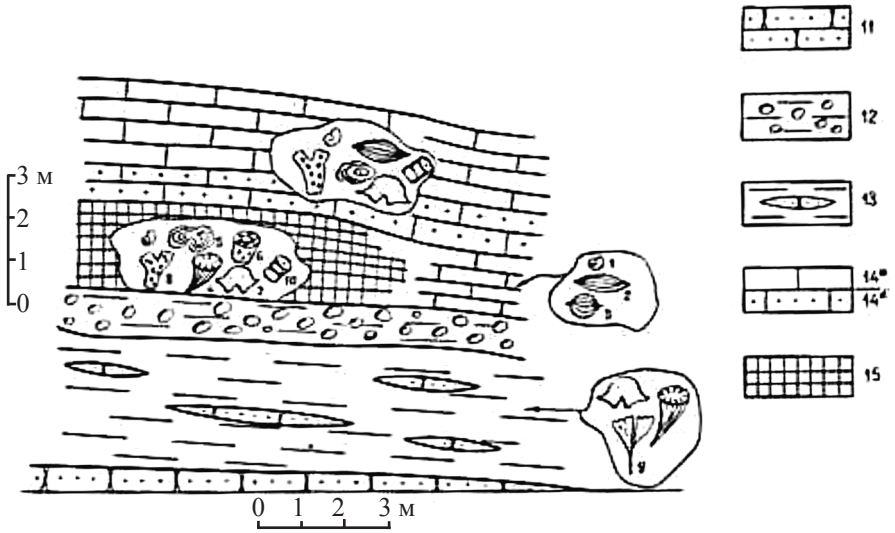


Фиг. 24. Палеогеографическая схема ассельского века Приуральского моря (Chuvashov, Crasquin-Soleau, 2000). Условные обозначения см. фиг. 22.

4 Chuvashov.indd 101 8/23/11 5:31:23 PM



Фиг. 25. А – широтный профиль через Приуральское море ассельского века. Условные обозначения: I – восточная зона с рифами – грубообломочные образования прибрежной зоны; II – флишоидные образования склона депрессии – чередование песчаников, аргиллитов, алевролитов, детритовых и пелитоморфных известняков; III – маломощные относительно глубоководные отложения конденсированного типа; IV – предрифовые фации – известняки, известняковые брекчии, иногда глыбового типа; V – рифовые постройки; VI – зарифовые слоистые известняки и доломиты с банками колониальных кораллов и палеоаплиновыми биостромами. Б – профиль без искажения вертикального разреза. Арабскими цифрами: 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – аргиллиты и мергели; 4 – слоистые известняки; 5 – рифогенные постройки.

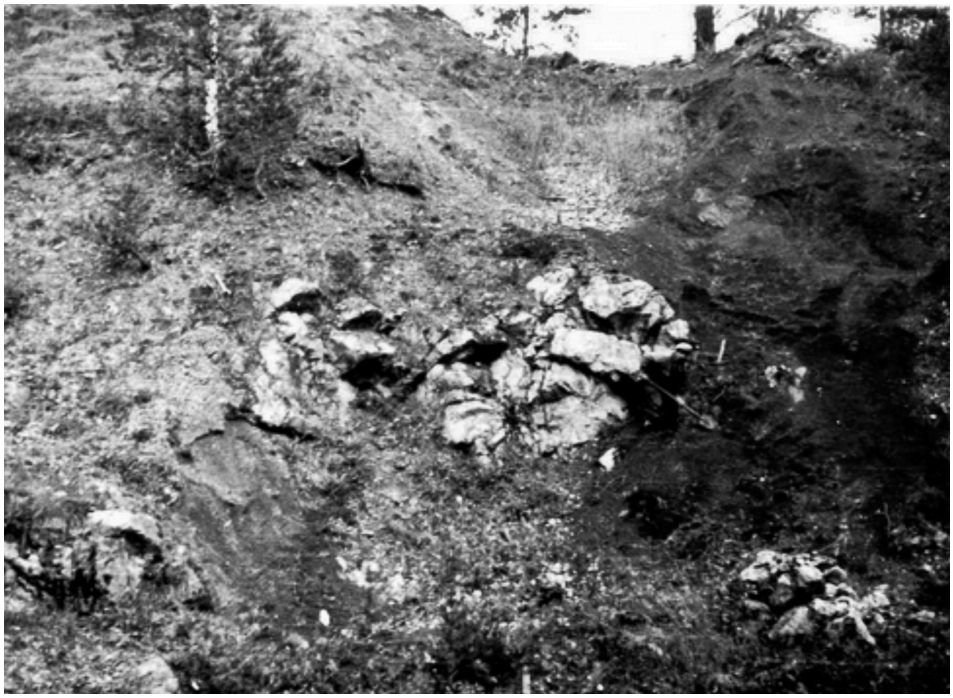


Фиг. 26. Мелкий биогерм в восточной зоне грубообломочных отложений (р. Большой Ик у с. Ураково). Условные обозначения: 11 – песчаники; 12 – редкогалечные конгломераты – гальки в песчанистом аргиллите; 13 – линзы песчаника в аргиллите; 14а – известняки слоистые; 14б – известняки песчанистые; 15 – рифогенные известняки. Органические остатки: 1 – мелкие фораминиферы; 2 – фузулиниды; 3 – сферошвагерины; 4 – кораллы; 5 – онколиты; 6 – водоросли; 7 – брахиоподы; 8 – мшанки; 9 – листья наземной флоры; обломки стеблей криноидей.

4 Chuvashov.indd 102 8/23/11 5:31:23 PM

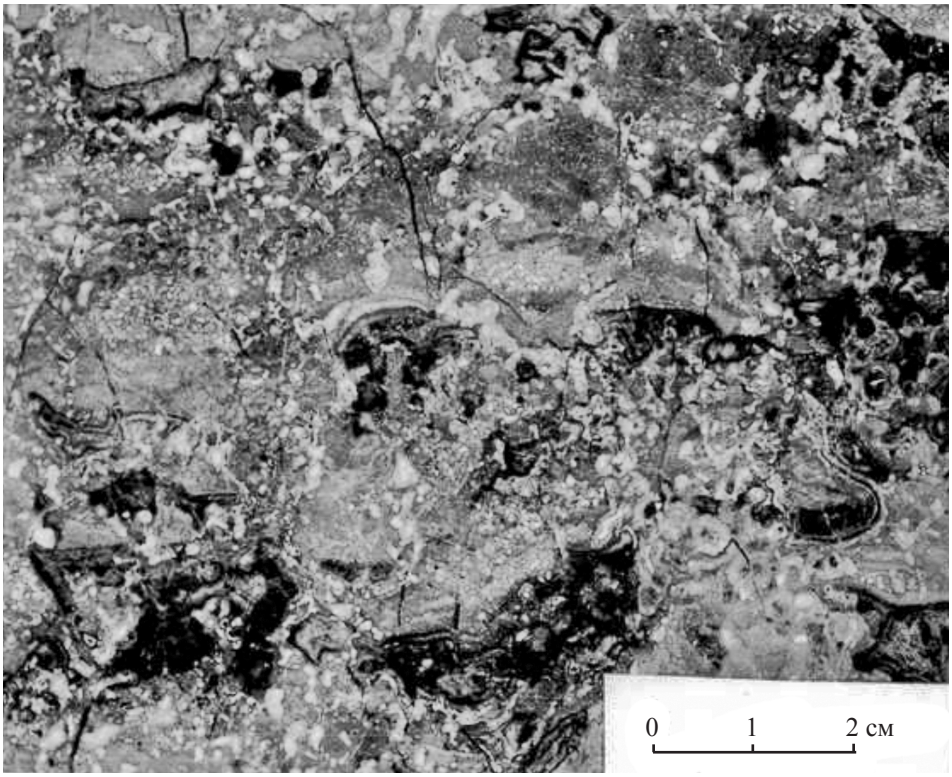


Фиг. 27. Конгломерат с включениями многочисленных крупных плохо окатанных глыб биогенных известняков. Глыба – «стол» – сложена пластинами палеоаплизин. Возраст конгломерата – ассельский ярус. Железнодорожная выемка в 500 м севернее окраины с. Киргишаны.



Фиг. 28. Неокатанные глыбы рифогенных известняков в карьере на р. Чигишан в 10 км севернее с. Киргишаны. Средняя зона ассельского яруса. Размер наиболее крупной глыбы – 3.5 м.

4 Chuvashov.indd 103 8/23/11 5:31:24 PM



Фиг. 29. Тубифитесовый известняк (мелкие белые «червячки»). Полированная поверхность образца крупной глыбы из карьера у западной окраины с. Киргишаны.

менных морях меняются с большой скоростью (Баском, 1996). Аналогичная ситуация предполагается и для раннепермской прибрежной полосы.

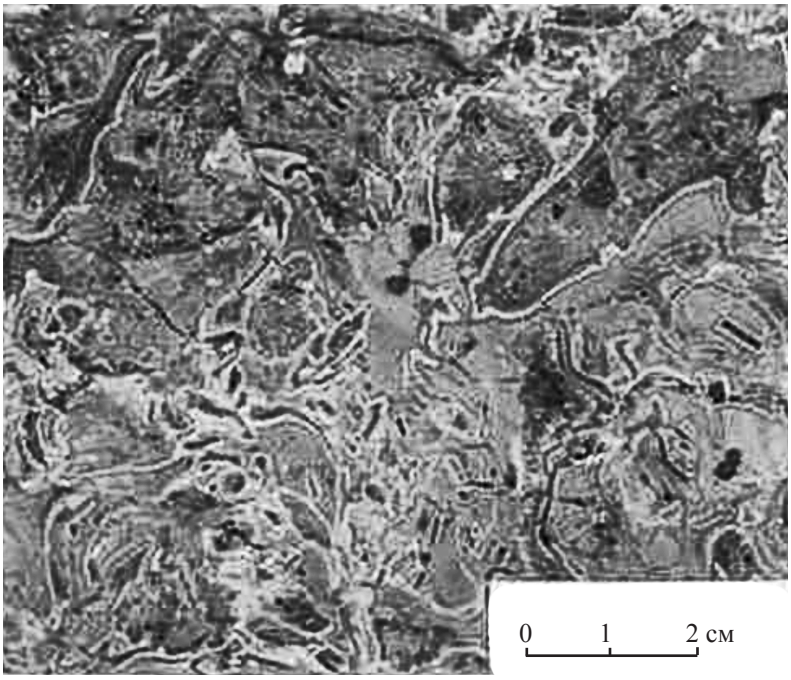
Прибрежные органогенные постройки существовали с начала позднего карбона, они были наиболее распространены в ассельский век, меньшая информация имеется относительно сакмарских, артинских и кунгурских ОП. Ассельские и сакмарские прибрежные ОП отличаются наибольшим разнообразием по составу породообразователей и среди них различаются ОП, построенные (фиг. 29, 30, 31, 32, 33, 34): 1) прикрепленными фораминиферами; 2) палеоаплизинами; 3) брахиоподами и мшанками; 4) пластинчатыми (филлоидными) известковыми водорослями; 5) тубифитесами; 5) строматолитами. Одни из артинских прибрежных ОП созданы тубифитесами, другие – ассоциацией мшанок и брахиопод. Среди кунгурских ОП преобладают строматолитовые постройки.

Другая, более грандиозная, группа ОП располагалась на западной границе ПП и кратона Русской платформы (фиг. 21, 24), в палеотектоническом

4 Chuvashov.indd 104 8/23/11 5:31:24 PM



Фиг. 30. Фотография шлифа из глыбы известняка, сложенного водорослями Claracrusta catenoides Homan. Пример водорослевой калиптры. Увеличение – ×10. Карьер на западной окраине с. Киргишаны. Ассельский ярус.



Фиг. 31. Полированная поверхность биогенного известняка, сложенного филлоидными водорослями. Карьер на западной окраине с. Киргишаны. Ассельский (?) ярус.

4 Chuvashov.indd 105 8/23/11 5:31:24 PM

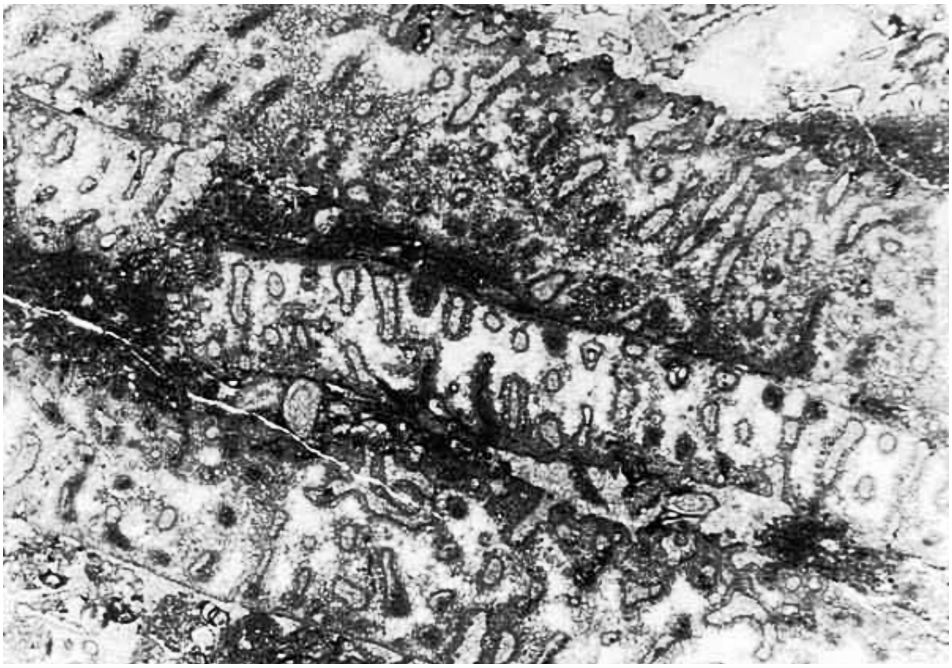


Фиг. 32. Полированная поверхность существенно мшанкового известняка с инкрустациями. Мелкий карьер на северной окраине с. Киргишаны. Ассельский (?) ярус.×10.

отношении это была зона передового вала (Чувашов, 2000) – форбальджа (***forebulge)***. Первые органогенные постройки появились в этой геоморфологической структуре в позднем карбоне, наиболее молодые существовали в соликамское время кунгурского века (Chuvashov, 1986). Вследствие развития прогиба и смещения его границ в западном направлении форбальдж и расположенные на нем ОП также перемещались к западу (Чувашов, 1998; Chuvashov, 1983).

Наиболее мощные рифы с развитой биотой и многообразием литофациальных типов биогенных образований расположены в южной части ПП, захватывая Прикаспийское море, а также южные впадины ПП – Актюбинскую, Бельскую, Юрюзано-Айскую и Сылвинскую. Особенностью этих впадин является наличие таких структур второго ранга по отношению к впадинам прогиба, как прибрежные островные поднятия, четко выраженная глубоководная депрессия и передовой вал – форбальдж. Эти впадины характеризуются также замедленным смещением западного борта ПП и расположенных на нем рифов в западном направлении. В южной части Соликамской впадины в интервале от широтного отрезка р. Чусовая до р. Вишера восточный борт впадины уничтожен последующими эрозионными процессами.

4 Chuvashov.indd 106 8/23/11 5:31:25 PM



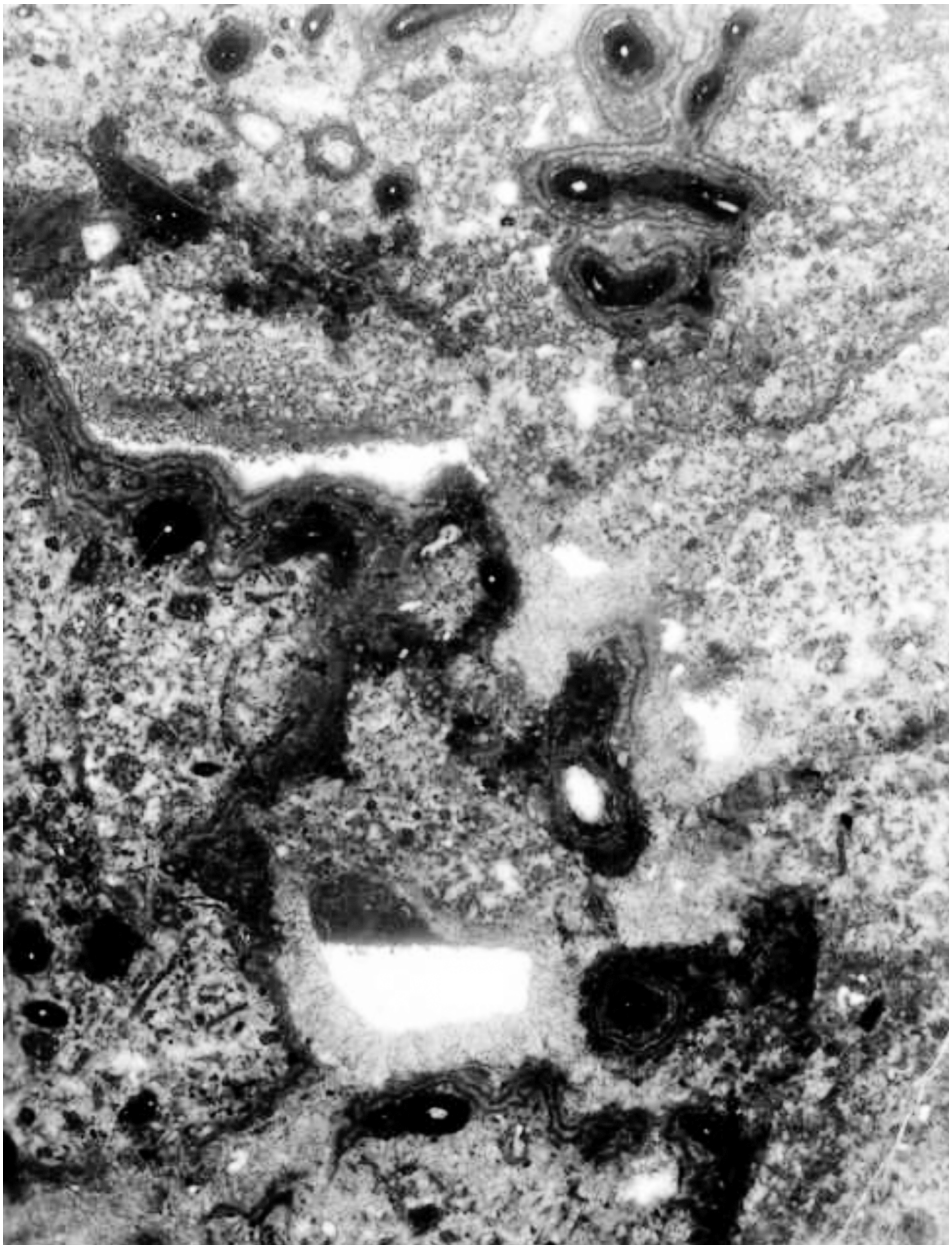
Фиг. 33. Мелкий карьер-закопушка на северной окраине с. Киргишаны. Палеоаплизиновый известняк. ×10.

Далее к северу от Вишеры до побережья Баренцова моря имеющиеся здесь ОП представляют собой миграционную часть рифовой системы западного борта прогиба. При этом диапазон рифообразования сокращается до ассельского века. На рр. Вишера, Березовая и Колва настоящие рифы с многообразными фациями ограничены только средней частью ассельского яруса, более древние и молодые постройки представлены палеоаплизиновыми и водорослевыми биостромами. Последние ОП, сходные с южными рифами, известны на рр. Унья и Печора (верхний широтный отрезок течения).

На восточных притоках среднего течения Печоры – рр. Щугор и Кожим органогенные постройки в позднем карбоне представлены маломощными водорослевыми биостромами. Главная – ассельско-сакмарская фаза рифообразования, выражена наличием палеоаплизиновых биостромов на р. Кожим, а на р. Щугор – только глыбовыми выходами мшанково-брахиоподовых и палеоаплизиновых фрагментов на его притоке Большой Паток.

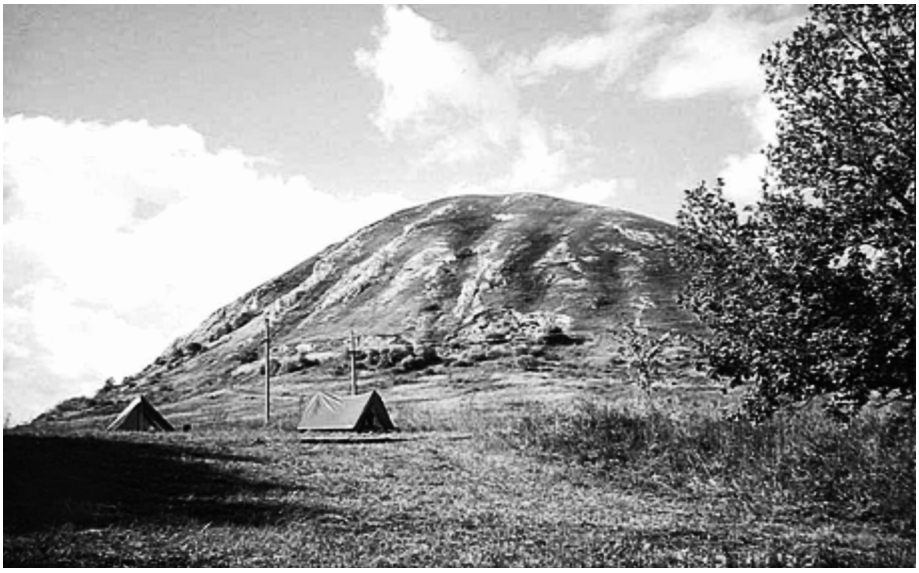
Деградация процессов рифообразования на территории Северного, Приполярного и Полярного Предуралья вызвана изменением структуры Предуральского прогиба и его горного обрамления. Горы пермского Палеоурала становились все более низкими при движении на север, а ПП все менее четко выраженным. Предфлишевая формация здесь была маломощ-

4 Chuvashov.indd 107 8/23/11 5:31:25 PM



Фиг. 34. Структура биогенного бактериального известняка, образованного мелкими комочками и темными пленками. В верхней части фото – стебли водоросли Koivaella, а также сечения Tubiphytes obscurus shamovella Rauser. Крупные извилистые пленки также являются бактериальными образованиями. Карьер у д. Киргишаны. Полированная поверхность образца из глыбы биогенного известняка. Увеличение – ×15.

4 Chuvashov.indd 108 8/23/11 5:31:25 PM



Фиг. 35. Рифовый массив Тра-Тау из группы Стерлитамкских шиханов. Вид с юго-востока.

ной и кратковременной. В силу этих обстоятельств и процесс рифообразования был растянут во времени с ускоренным смещением к западу разных временных стадий развития органогенных построек.

Среди ОП, приуроченных к западной границе прогиба, намечены (Чувашов, 1983) три стадии развития.

Первая из них, охватывающая по времени московский век среднего карбона и поздний карбон, представлена изолированными ОП, которые по составу породообразующих организмов делятся на несколько групп: 1) агглютигермы, сложенные строматолитовыми и микробиальными матами; 2) палеоаплизиновые постройки типа биостромов; 3) мшанково-брахиоподовые постройки; 4) биогермы и биостромы, сложенные филлоидными водорослями. Мощность биогенных тел изменяется от немногих метров до 30–50 м (Chuvashov, 1983; Чувашов, 1979; Чувашов, Матвеев, 2002 и др.).

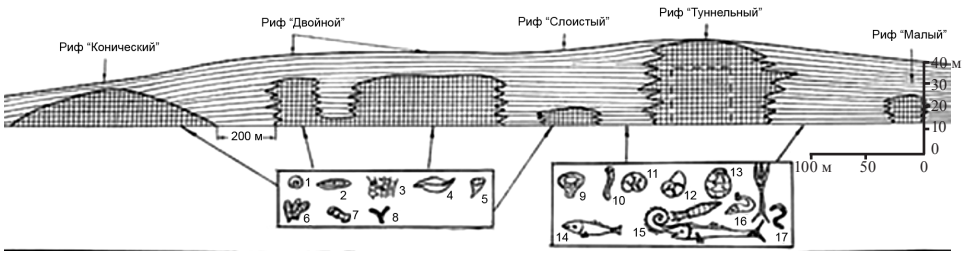
Вторая (главная) стадия рифоообразования охватывает по времени ассельский, сакмарский века начало (бурцевское время) артинского века. В это время формировалась система ***линейных рифов,*** которая прослежена с перерывами, вследствие последующей денудации, от Прикаспия до Баренцева моря (фиг. 21, 35, 36). Постройки разного возраста могут надстраивать одна другую или обнаруживают смещения в пространстве на разные расстояния в различных впадинах прогиба. В образовании построек этой стадии рифообразования участвуют практически все названные выше организмы, а также некоторые новые группы. Общий список породообра-

4 Chuvashov.indd 109 8/23/11 5:31:25 PM



Фиг. 36. Фото полированной поверхности ассельского рифового известняка массива Тра-Тау. Условные обозначения: Ink – инкрустационные структуры; H – первичные пустоты, иногда заполненные твердым или полужидким битумом; Br – мшанки; Sp – известковые губки.

4 Chuvashov.indd 110 8/23/11 5:31:26 PM



Фиг. 37. Взаимоотношение ранней (мшанковой) генерации Саргинских рифов и межрифовых отложений в ж-д выемке между разъездами Каменный и Рябиновый Лог к югу от г. Красноуфимск. Рифовые постройки обозначены мелкой сеткой, межрифовые пространства – субгоризонтальными линиями. В левом прямоугольнике показан состав биоты органогенных построек: цифрами обозначены: 1 – мелкие фораминиферы, 2 – фузулиниды; 3 – основные породообразователи – мшанки; 4 – брахиоподы; 5 – кораллы ругозы; 6 – строматолиты; 7 – членики криноидей и обломки стеблей; 8 – тубифитесы. В правом прямоугольнике показан состав межрифовых аргиллитов, глинистых известняков и мергелей. Цифрами обозначены: 9 – известковые губки; 10 – высокие с пережимами кораллы-ругозы; 11 – аммоноидеи; 12 – свернутые наутилоидеи; 13 – безрукие морские лилии; 14 – рыбы (чешуя и зубы); 15 – геликоприон; 16 – конодонтофориды; 17 – черви.

зователей составляют: прикрепленные фораминиферы, известковые губки, мшанки, брахиоподы, палеоаплизины, мшанки, брахиоподы, филлоидные водоросли, тубифитесы, строматолиты. Постройки главной стадии представляют, как бы, разные по сложности агрегаты биогермов и биостромов первой стадии. Мощность ассельских и сакмарских рифов может достигать 300–500 м. Раннеартинские надстройки имеют мощность до 100 м. Рифы этой стадии описаны в серии публикаций (Наливкин, 1949; Чочиа, 1955; Chuvashov, 1983).

Третья (заключительная) стадия формирования дискретных органогенных построек охватывает саргинское время артинского века и кунгурский век, за исключением соликамского времени. В названный период формировались мшанково-брахиоподовые (фиг. 37) и мшанково-брахиоподово-тубифитесовые постройки. Более редки строматолитовые биогермы и биостромы, а также постройки, созданные проблематичными трубчатыми организмами *Sylvella* (Чувашов, 1974). ОП этой стадии имеют разные мощности – от немногих метров до 380 м. Описание построек этого типа приведено в серии публикаций (Наливкин, 1949; Chuvashov, 1983, 1986; Софроницкий, Чувашов, 1983). Саргинско-Саранинские постройки в полной мере можно отнести к рифам, что же касается последующих (филипповских и иренских ОП), то они, за редким исключением, являются биогермами и биостромами. В иренское время явно преобладают строматолитовые ОП.

4 Chuvashov.indd 111 8/23/11 5:31:26 PM

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главными породообразователями кембрийско-девонских ОП были известковые синезеленые водоросли и проблематичные организмы, часть которых можно отнести к бактериальным образованиям. Для длительного периода от кембрия до позднего девона создателями ОП разного ранга были представители кустистых родов ***Korilophyton, Epiphyton, Tubomorphophyton, Cordonophyton, Hacetephyton, Ludlovia, Schariuphyton.*** Другую группу составили «пузырчатые» водоросли: ***Izhella, Renalcis, Shuguria.*** Почти постоянными их спутниками были водоросли второго плана: ***Girvanella, Rothpletzella, Wetheredella.*** Из красных водорослей к числу рифообразователей, довольно редких, надо отнести ***Solenopora, Parachaetetes.*** Обычно красные и зеленые водоросли также входили в число рифолюбов, но без существенной доли в создаваемой массе биогенного карбоната.

В создании ОП разного ранга участвовали и бактерии, но прямое их участие в создании биогенных построек устанавливается предположительно. К числу таких образований для раннего и среднего палеозоя можно отнести мелкокомковые образования типа Ikkella Shuysky. Участие бактерий угадывается и по наличию красной окраски в рифах этого возраста. Считается, что красные пятна в известняках девона происходят при переводе бактериями закисного железа в окисное.

В образовании силурийских и раннедевонских рифов активную роль играли проблематичные организмы – предполагаемые гидроидные полипы – ***Fistulella*** Shuysky. Значительна для формировании рифов этого времени также роль табулятных кораллов. Отметим, что в позднем карбоне – ранней перми, напротив, кораллы не принимали участия в постройках рифов. Колониальные формы ругоз были оттеснены в зарифовую зону, а одиночные ругозы были очень редки в рифах.

Для среднего-позднего карбона и ранней перми в качестве рифообразователей выступают филлоидные (листоватые) водоросли родов ***Ivanovia, Eugonophyllum, Anchicodium, Neoanchicodium.*** Эти организмы обычно формировали монотаксонные постройки на уровне калиптр и биостромов на начальных стадиях рифообразования, в последующем их роль была эпизодична. В образовании ассельско-артинских рифов основная роль как рифообразователей принадлежит трем группам организмов: мшанкам, палеоаплизинам и проблематичным организмам – тубифитесам.

Среди мшанок наиболее важную роль играют сетчатые – фенестеллоидные – мшанки, но присутствуют ветвистые и другие формы. Размер некоторых колоний достигает 8–10 см. На участках детритового известняка есть и цилиндрические колонии мшанок.

В позднем палеозое (средний карбон – пермь) активными породообразователями и создателями рифов были представители рода ***Tubiphytes*** Maslov, которые считаются также водорослями. На мой взгляд эти обра-

4 Chuvashov.indd 112 8/23/11 5:31:26 PM

зования являются бактериальными колониями (Чувашов, Дюпина, 1973), учитывая их безразличие к биогеографическим границам и многообразную морфологию. Первые тубифитесоподобные формы появляются в среднем карбоне (московский век), но пик их развитие приходится на поздний карбон и пермь. Известны они также в рифогенных толщах триаса и юры. В нашем случае тубифитесы исчезают из биоты в позднем кунгуре.

В ассельском массиве Тра-Тау неожиданно выявились в качестве породообразователей колонии известковых губок размером до 5 см в поперечнике. В иных по возрасту постройках они не были встречены. Более того, в рифах саргинского возраста в районе Красноуфимска колонии известковых губок приурочены только к межрифовым глинисто-мергельным отложениям.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 03-05-64766; 09-05-00344, а также программы ОНЗ УрО РАН 09-Т-5-1019 «Строение, формирование и эволюция структур зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Урала».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анфимов А.Л., Чувашов Б.И. 2008. Верхнедевонские отложения на р. Реж у с. Сохарево (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник – 2007. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 3–10.

Антошкина А.И. 1994. Рифы в палеозое Печорского Урала. С.-Пб. Наука. 154 с.

Баском В. 1966. Волны и пляжи (Динамика морской поверхности). Ленинград: Гидрометеорологическое издательство. 280 с.

Бикбаев А.З., Снигирева М.П., Мизенс Л.И., Сапельников В.П. 2000. К истории формирования рифового комплекса в центральной части Уфимского амфитеатра // Ежегодник – 1999. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 41–46.

Королюк И.К. 1985. Методы и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау. М.: Наука.

Краснов В.И. 2007. Проблемы теории стратиграфии, средний палеозой Сибири. Раздел органогенные постройки // Новосибирск: СНИИГГИМС. С. 313–349.

Меннер В.Вл. 1989. Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука. 135 с.

Наливкин В.Д. 1949. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвинской депрессии. Л.-М.: Гостоптехиздат. 206 с.

Наливкин В.Д. 1950. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвинской депрессии. Ленинград: Гостоптехиздат.

Наливкин В.Д. 1955. Стратиграфия и фации верхнего палеозоя окрестностей «Камня Плакун» на р. Чусовой // Геологический сборник ВНИГРИ. № 5. Ленинград.

Руженцев С.В., Аристов В.А. Кучерина П.М. 1991. Верхнедевонско- каменноугольные офиолиты и батиальная серия Полярного Урала // Докл. РАН. Т. 365. № 6. С. 802–805.

4 Chuvashov.indd 113 8/23/11 5:31:26 PM

Соломатин А. В., Матвиевская Н.Д., Вассерман А.В., Грачевский М.В. 1976. Верхнедевонские барьерные рифы Тимано-Печорской провинции и методы их поисков // Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы // М.: ВНИГНИ. С. 140–149.

Софроницкий П.А., Чувашов Б.И. 1983. О фациальной природе тюйских известняков // Ежегодник – 1982. Свердловск: Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР. С. 30–32.

Тектоническая история Полярного Урала. 2001. Тр. ГИН РАН. Вып. 531. М.: Наука. 191 с.

Чочиа Н.Г. 1950. Девон Уфимского амфитеатра // Геология Западного Урала. ВНИГРИ: Л.-М.: ГОСТОПТЕХИЗДАТ. С. 4–60.

Чувашов Б.И. 1966. О рифах и рифообразователях в среднем и позднем девоне земного шара // Изв. АН СССР, сер. геол. № 4. С. 100–114.

Чувашов Б.И. 1974. Пермские известковые водоросли Урала // Водоросли, брахиоподы и миоспоры верхнего палеозоя Урала. Свердловск: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 3–79.

Чувашов Б.И. 1985. Пермские органогенные постройки земного шара // Геология рифов и их нефтегазоносность. Всесоюзное совещание, г. Карша УзССР. 16–18 преля 1985. Карша. С. 165–166.

Чувашов Б.И. 1998. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. № 3. С. 22–37.

Чувашов Б.И. 2000. Структура форбальджа в Предуральском краевом прогибе: принципы диагностики, краткая характеристика, история развития // Докл. РАН. Т. 375, № 3. С. 370–374.

Чувашов Б.И., Анфимов А.Л. 2008. Карбонатно-терригенные отложения разреза «Кодинка – Щербаково» – опорный разрез верхнего девона бассейна р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник – 2007. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 88–97.

Чувашов Б.И., Анфимов А.Л. 2006. Новый фациальный и возрастной тип органогенных построек на восточном склоне Урала // Ежегодник – 2006. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 67–70.

Чувашов Б.И., Анфимов А.Л. 2009. К проблеме происхождения «узорчатых известняков» на примере девонских и пермских карбонатов Урала // Ежегодник – 2008. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 86–90.

Чувашов Б.И., Анфимов А.Л. 2008. Карбонатно-терригенные отложения разреза «Кодинка – Щербаково» – опорный разрез верхнего девона бассейна р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник – 2007. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 88–97.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. 1990. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Предуралья. Свердловск: Институт геологии и геохимии УрО АН СССР. 386 с.

Чувашов Б.И., Черных В.В., Мизенс Л.И., Мизенс А.Г. 2004. К стратиграфии пограничных живетско-франских отложений южной части Уфимского амфитеатра // Ежегодник – 2003. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 16–20.

4 Chuvashov.indd 114 8/23/11 5:31:26 PM

Чувашов Б.И., Матвеев В.П. 2002. Органогенные постройки позднего карбона – асселя на восточной окраине карбонатной платформы Северного острова Новой Земли // Ежегодник – 2001. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 13–17.

Чувашов Б.И., Шуйский В.П. 1988. Стратиграфические и фациальные комплексы известковых водорослей в палеозое Урала // Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск: Наука. С. 98–125.

Чувашов Б.И., Шуйский В.П. 1990. История развития и геотектоническая позиция палеозойских рифов Урала // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: Институт геологии и геохимии УрО АН СССР. С. 3–10.

Чувашов Б.И., Шуйский В.П., Пилосова О.Э. 1997. Основные типы органогенных построек верхнего девона Урала // Ежегодник – 1996. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. С. 22–26.

Чувашов Б.И, Юферев О.В. 1981. Известняки колтубанской свиты Южного Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР. Наука. С. 102–110.

Чувашов Б.И., Юферев О.В., Лучинина Е.А. 1985. Водоросли среднего и верхнего девона Западной Сибири и Урала // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука. Институт геологии и геофизики. Вып. 619. С. 72–98.

Шуйский В.П. 1973. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М.: Наука. 156 с.

Шуйский В.П. 1981. Фациально-литологические особенности верхнесилурийских и нижнедевонских рифов на западном склоне Среднего Урала // Биостратиграфия и фауна среднего палеозоя. Свердловск: Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР. С. 96–110.

Шуйский В.П., Мухина В.П. 1968. Палеогеографическое положение и некоторые данные о литологии нижнедевонских и нижнеэйфельских рифов Урала / В сб.: Ископаемые рифы и методы их изучения. Свердловск. С. 89–115.

Шуйский В.П., Ширшова Д.И. 1991. Отложения нижнего и среднего девона по р. Реж в районе д. Арамашево // Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. Свердловск: Институт геологии и геохимии УрО АН СССР. С. 47–52.

Шуйский В.П., Ширшова Д. И. 1991. Кислянский (биоморфный) многослой на р. Бобровке // Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. Свердловск: Институт геологии и геохимии УрО АН СССР. С. 66 –70.

Bolivan F., De Rodder Ch., Mamet B., Preat A., Gillian D. 2001. Iron Microbial Communites in Belgian Frasnian Carbonate Mounds // Facies. Erlangen. No 44. P. 47–60.

Chuvashov B.I. 1983. Permian Reefs of the Urals // Facies. Band 8. P. 191–212.

Chuvashov B.I. 1986. The main types of carbonate rocks of the Kungurian evaporite basin of the Urals // The English Zechstein and Related Topics. London: Geological Society Special Publication. No 22. P. 225–232.

Chuvashov B.I., S. Crasquin-Soleau. 2000. Paleogeography and paleotectonic of the jointing area between the Eastern European Basin and the Tethys Basin during Late Carboniferous (Moscovian) and Early Permian (Asselian and Artinskian) // Peri-Tethys Memoir 5. Mem. Mus. Nat. Hist. **182.** Paris. P. 203–238.

4 Chuvashov.indd 115 8/23/11 5:31:26 PM

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 116–141.
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ РИФООБРАЗОВАНИЕ НА СЕВЕРЕ УРАЛА КАК ПРИМЕР ЕГО ВЗАИМОСВЯЗИ С ГЕО-БИОСФЕРНЫМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ

А.И. Антошкина

ВВЕДЕНИЕ

Рифообразование в палеозое на севере Урала было инициировано раскрытием Палеоуральского океана на границе кембрия и ордовика (Зоненшайн и др., 1990; Пучков, 2000 и др.). Согласно имеющимся палеореконструкциям, территория современного Западного Урала в течение позднего ордовика–раннего девона располагалась в пределах 0–15° северных приэкваториальных широт (Зоненшайн, 1990; Диденко, Руженцев, 2001; Scotese, 2004 и др.). История палеозойского рифообразования в целом подразделяется на три этапа (Антошкина, 2003). Этапы различаются по масштабам рифообразования и положению органогенных структур в палеобассейне, имеют характерные экологические черты. Объектом нашего внимания является среднеашгильско-раннеэмсский этап, имеющий наиболее сложную историю рифообразования.

Известно, что главным свойством всех экосистем, и рифовой в частности, является способность к развитию. Эволюция, или экологическая сукцессия, развивается от начальных нестабильных фаз к более стабильным. Первые две фазы (стабилизация и колонизация) соответствуют стадии формирования холмов, а фазы диверсификации и доминантная (климаксная) – стадии развития рифов (James, Bourque, 1992). Это отражает тенденцию к возрастанию видового разнообразия, усложнению экосистемы (=трофической структуры) и стабильности. При отсутствии внешних стрессовых факторов экосукцессия представляет собой направленный процесс (Одум, 1986; Космынин, Геккер, 1997). При достижении стабильного состояния рифовая экосистема обладает наиболее развитой трофической (биогеоценотической) и ландшафтно-морфологической (морфо-лито-фациальной) структурами.

Целью данной статьи является выяснение роли гео-биосферных процессов в эволюции раннепалеозойского рифообразования в североуральском

5 Antoshkina.indd 116 8/23/11 5:31:45 PM

регионе, история которого насыщена разнообразными палеоклиматическими, палеотектоническими и палеогеоморфологическими событиями.

ПАЛЕОЭКОСУКЦЕСИЯ В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ РИФАХ

На первом этапе палеозойского рифообразования севера Западного Урала выделяются позднеордовикские, силурийские и раннедевонские рифы.

Верхнеордовикские рифы установлены в среднем ашгиллии. На Северном Урале развита рифовая толща ***среднеашгильских*** светло-серых, массивных известняков видимой мощностью 110 м на р. Б. Косью (приток р. Илыч). В ее основании преобладают несортированные биокластовые и литокластовые известняки – фаза стабилизации. Фазу колонизации фиксирует появление строматолитоподобных корок из цианобактерий *Renalcis, Girvanella,* красных водорослей *Solenopora* и скоплений фрагментов зеленых дазикладиевых и сифониковых водорослей. Распространение сообществ гелиолитоидей (колонии *Heliolites* достигают 40–50 см в высоту) и табулят, губкообразных организмов, мелких мшанок и проблематических гидроидов – фаза диверсификации. Распространены скопления рифовых конглобрекчий и гравелитов с инкрустациями синседиментационного цемента. Увеличение вверх по разрезу роли биокластового материала (особенно криноидной биокластики), количества рифовых конглобрекчий, карбонатных песчаников, пластинчатых строматопороидей и корковых микробиальных обрастаний говорит о доминантной фазе рифовой экосистемы – завершении роста рифа. Здесь колонии гелиолитидоидей разрознены и часто несут следы растрескивания, заиливания и сверления. Эрозионный характер кровли рифа проявлен в крупных участках рифовых известняков с линзами конглобрекчий среди пород перекрывающей яптикшорской свиты верхнего ашгилла на левом берегу р. Б. Косью.

На Приполярном Урале в верховьях р. Кожим, в районе устья руч. Бадьяшор, расположен риф Бадъя мощностью 260 м с палеоландшафтными элементами фронтальной зоны, рифового плато, внутririфовой лагуны и тылового рифа. В основании доломитизированной рифовой толщи широко развиты микробиально-водорослевые гравелиты и гравелитопесчаники, разнородный биокластовый материал – фаза стабилизации. Выше в разрезе появляются биогермные разности, сложенные зелеными *Dimorphosiphon* sp., проблематическими красными *Kozhymella dembowskii* Sh. и *Vermiporelloides kozhymicus* Sh. водорослями (определения В.П. Шуйского), проблематическими гидроидами и губками (рис. 1). Линзочки брахиоподовых и гастроподовых ракушняков, скопления мелких ветвистых мшанок отмечаются среди обилия криноидного песка. Фазы колонизации и диверсификации трудно разделить из-за разрушенности выходов. В пределах рифового плато рифовые ядра образуют рельефные тела, между которыми распространены биокластовые с обилием криноидного песка

5 Antoshkina.indd 117 8/23/11 5:31:45 PM

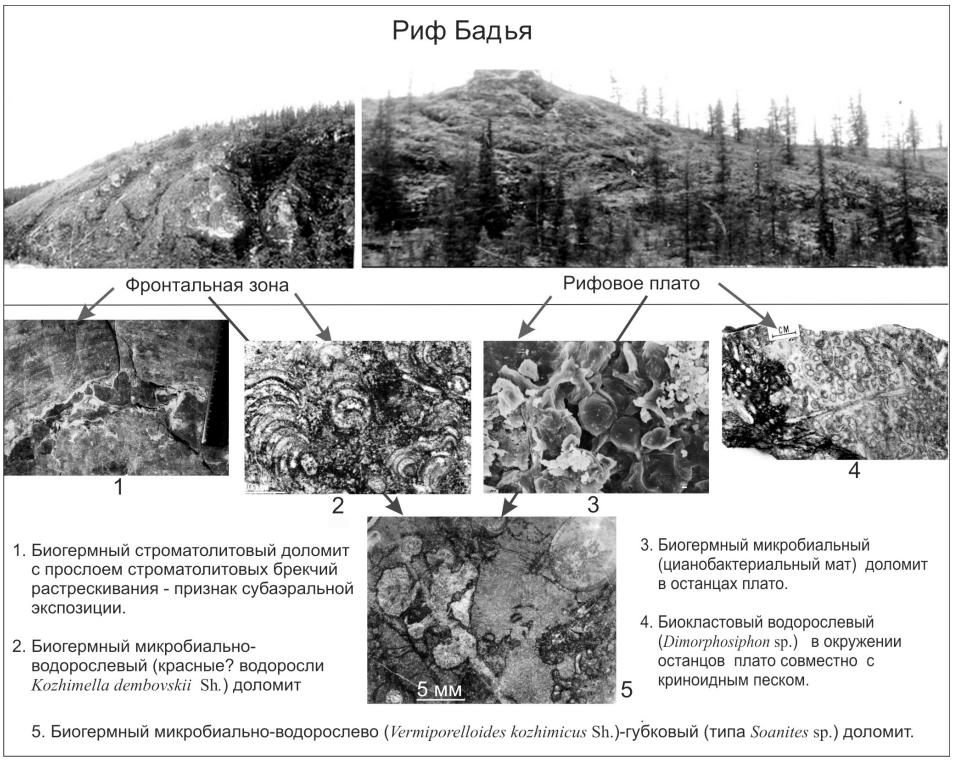


Рис. 1. Выходы ландшафтно-морфологических элементов среднеашгильского рифа Бадъя: слева – фронтальная зона рифа, справа – зона рифового плато, левый берег р. Кожим, Приполярный Урал.

разности. Во фронтальной зоне широко развиты протяженные строматолитоподобные обрастания из кальцимикробов и цианобактерий *Renalcis, Girvanella,* участки до 2–3 м^2 скоплений зеленых и красных водорослей, строматолитовые биогермы размерами до 1.2×1.0 м и более, участки «рифового туфа», крупнофенестровые и биокластовые доломиты, а также многослойные инкрустации синседиментационого цемента. Завершают разрез рифа Бадья стороматолитовые обрастания, микробиальные литокласты и обильный скелетный материал. Кровля рифа перекрывается прослоем черного аргиллита мощностью до 7 см и характеризуется наличием трещин и карманов, заполненных биокластовым материалом с фрагментами брахиопод *Holorhynchus* из яптикшорских отложений (рис. 2).

На Полярном Урале, в среднем течении р. Лек-Елец, доломитовая рифовая толща мощностью до 500 м в основании характеризуется массивно-слоистыми биокластовыми разностями (фаза стабилизации). Выше по разрезу появляются линзы микробиальных биогермных доломитов, остатки строматопороидей, табулят и ругоз, фрагменты дазикладиевых и желвачки багряных водорослей, кальцимикробные образования (фаза колонизации).

5 Antoshkina.indd 118 8/23/11 5:31:46 PM



Рис. 2. Характер контакта рифа Бадья с перекрывающими отложениями яптикшорского горизонта верхнего ашгилла на левом берегу р. Кожим, напротив устья руч. Бадья-Шор. Молоток указывает на кровлю, подчеркнутую прослоем черного аргиллита.

Фаза диверсификации выделяется в разрезе распространением инкрустаций синседиментационного цемента, биогермных пород, образованных крупными губкообразными организмами и рецептакулитами *Fischerites* sp. в ассоциации с цианобактериями *Girvanella-Hedstroemia-Garwoodia* и протяженными строматолитовыми обрастаниями (рис. 3). В верхних слоях толщи характерны скопления гастропод среди тонкофенестровых, биокла-

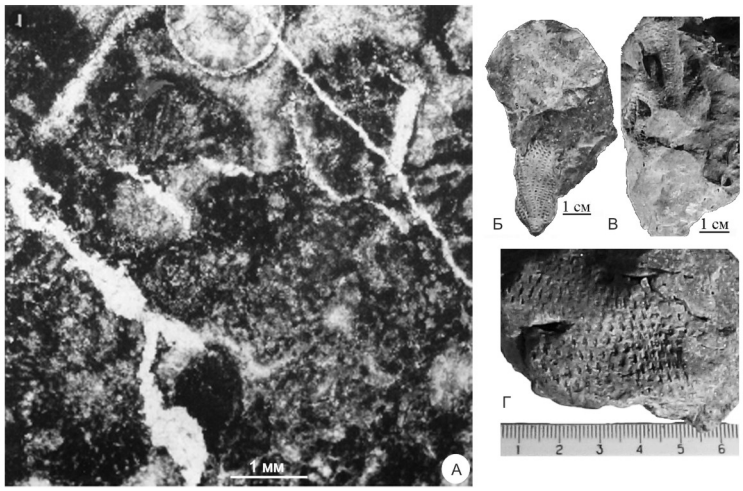


Рис. 3. Фрагмент микрофотографии биогермного микробиального доломита с цианобактериями Girvanella (справа), Hedstroemia (слева), возможно красными водорослями, кальцимикробами и губками (А), губкообразные организмы (Б, В) и рецептакулит (Г) Fischerites ex gr. arcticus (Etheridge) из верхнеордовикской рифовой толщи на р. Лек-Елец.

5 Antoshkina.indd 119 8/23/11 5:31:46 PM



Рис. 4. Граница рифогенной каменнобабской (верхний хирнантий) и глубоководно-рамповой ручейной (нижний рудданий) свит на правом берегу р. Кожим.

стовых и брекчиевых разностей. Кровля фиксируется прослоем (до 10 см) тонкослойчатых глинистых доломитов со следами растрескивания и пиритовой импрегнацией. Они перекрываются темно-серыми доломитами с ориентировкой биокластов и косой слойчатостью. В конце ***хирнанта*** на Приполярном Урале возобновляется рифообразование (каменнобабская свита мощностью до 60 м) в условиях отмельной банки, которое первоначально было прервано в конце ордовика обмелением (в кровле массивных доломитов наблюдаются поверхности размыва с полостями заполнения литокластовым материалом), затем окончательно на границе ордовика и силура. Массивные светло-серые породы перекрываются темно-серыми до черных тонкоплитчатыми иловыми с прослоями тонкобиокластовых доломитами ручейной свиты нижнего руддания (рис. 4).

Силурийские рифы подразделяются на позднеаэронские и венлокско-раннелудфордские.

Верхнеаэронские рифовые комплексы с системой рифов-бугров и лагунных пэтч-рифов по латерали разделены лагунно-литоральными фациями, а в разрезах Печорской синеклизы среди них отмечены прослои сульфатов.

Первый тип рифов мощностью 170 м установлен на Северном Урале на р. Илыч (руч. Заколаель). В основании разреза залегают биокластовые доломиты (около 50 м) с преимущественно криноидным составом – фаза стабилизации. В сменяющих их биогермных микробиально-гидроидных доломитах видны скопления ветвистых мшанок(?) и табулятоморфных кораллов, строматопороидей, участки брекчий и конглобрекчий с инкрустациями синседиментационного цемента. Из-за интенсивной доломитизации и окремнения пород здесь сложно выделить фазы колонизации и диверсификации, однако смена биокластового основания биогермными разностями с разнообразными каркасостроящими организмами проявляется отчетливо. В верхних слоях толщи преобладают массивно-слоистые доломиты с обильным несортированным скелетным материалом, которые перекры-

5 Antoshkina.indd 120 8/23/11 5:31:49 PM

ваются нижнетелическими темно-серыми кораллово-строматопоровыми доломитами с желваками спонголитов.

На Приполярном Урале на р. Кожим, в районе р. Балбанью, обломки рифовых пород этого возраста отмечены в составе конглобрекчий манюкской свиты, подстилающей венлокско-лудловский риф (Антошкина, 2007).

Пэтч-рифы выделяются среди слоистых толщ филиппъельской свиты линзовидно-слоистым чередованием пород массивного и толстоплитчатого сложения и приуроченностью разрезов к внутренней зоне окраины шельфа. На Приполярном Урале (р. Кожим, руч. Лолашор) толща светло-серых массивных биогермных известняков и вторичных доломитов (до 60 м) заключает линзовидные прослои и пласты темно-серых вторичных доломитов с фенестровой структурой, без видимых органических остатков (рис. 5). Чередующиеся с ними массивные биогермные образования (до 11 м) сложены микробиальными ассоциациями *Ikella-Garwoodia-Girvanella* в виде строматолитоподобных обрастаний вокруг табулятоморфных кораллов, строматопороидей и скоплений крупных брахиопод *Pseudoconchidium kozhimicum* Nikif. (определения Т.М. Безносовой). Сходные образования со скоплениями пентамерид отмечены А.Г. Кондиайн (1967) на р. Унья Северного Урала. На Полярном Урале (р. Лек-Елец) массивная толща сильно кавернозных биогермных, био- и литокластовых разностей доломитов имеет видимую мощность до 60 м. Характерны линзовидные прослои (0.5–25 см) онколитовых и гравелитовых разностей, пласты (до 20 см) с мелкими микробиально-водорослевыми банками и темно-серыми доломитами со спонгиостроматовой структурой. Встречаются инкрустации синседиментационного цемента и скопления крупных брахиопод *Harpidium* sp.

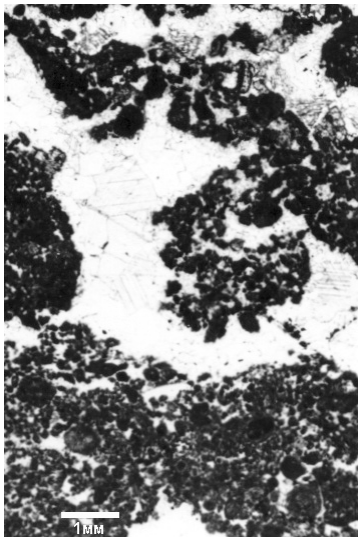


Рис. 5. Микрофотография микробиально-сгусткового известняка с фенестрами спаритового кальцита из пэтч-рифа на руч. Лола-Шор, р. Кожим.

Венлокско-нижнелудфордский рифовый комплекс на Северном Урале (р. Ильич, устье р. Б. Косью) представлен известняковой толщей мощностью до 550 м, прослеживающейся на протяжении 8 км. Венлокская часть выделяется распространением илово-биокластовых и строматактоидных известняков, сменяющихся известняками строматолитовыми с прослоями онколитовых. Здесь представлен разрез илового холма с отчетливой тенденцией обмеления вверх (фазы стабилизации и колонизации рифовой экосистемы на стадии холма). В кровле отмечен слой микрозернистых из-

5 Antoshkina.indd 121 8/23/11 5:31:49 PM

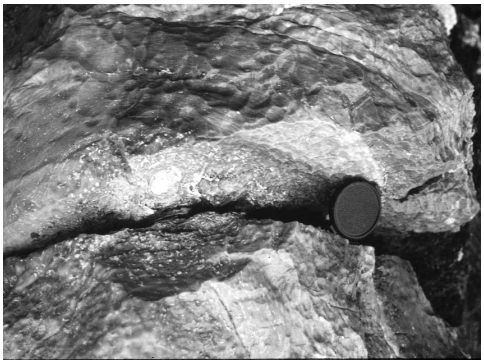


Рис. 6. Деталь строения строматолитового биогерма, где отчетливо видны скопления скелетного материала в центре, вокруг которого происходит нарастание цианобактериальных оболочек онкоида. Горстианская часть рифа на левом берегу р. Илыч, напротив устья р. Б. Косью.



Рис. 7. Типы синседиментационного морского цемента в брекчиях растрескивания в основании лудфордской части рифа на правом берегу р. Илыч в устье р. Б. Косью.

вестняков с линзовидными прослоями иловых галек, а линзы гастроподовых ракушняков ориентированы перпендикулярно к поверхности. Выше по разрезу появляются массивные известняки с текстурами биотурбации и протяженными (до 5–6 м) многослойными (до 10–12 см) инкрустациями синседиментационного цемента, банки лудловских пентамерид *Conchidium novosemelicum* Nal., гастроподовых ракушняков (до 30 см в длину) и обильный скелетный материал. Отмечен также четырехметровый биогерм из онкоидов, в ядрах которых и пространстве между ними обильны скопления биокластового материала (рис. 6). В массивных биогермных известняках распространены скопления мелких табулят, строматопороидей, ругоз, мшанок. В этой части разреза рифовой толщи отчетлива смена сообществ преимущественно венлокского микробиального на лудловское микробиально-метазойное и обстановок спокойноводного склона на подвижноводную окраины шельфа. На границе горстиана и лудфордия обильны рифовые брекчии растрескивания с полостями многослойного синседиментационного цемента (рис. 7), что говорит о приостановке роста рифа. Выше брекчий в толще преобладают губково-микробиально-фистулелловые биогермные известняки с разнообразными ассоциациями цианобактерий *Renalcis*, *Epiphyton,*

5 Antoshkina.indd 122 8/23/11 5:31:50 PM

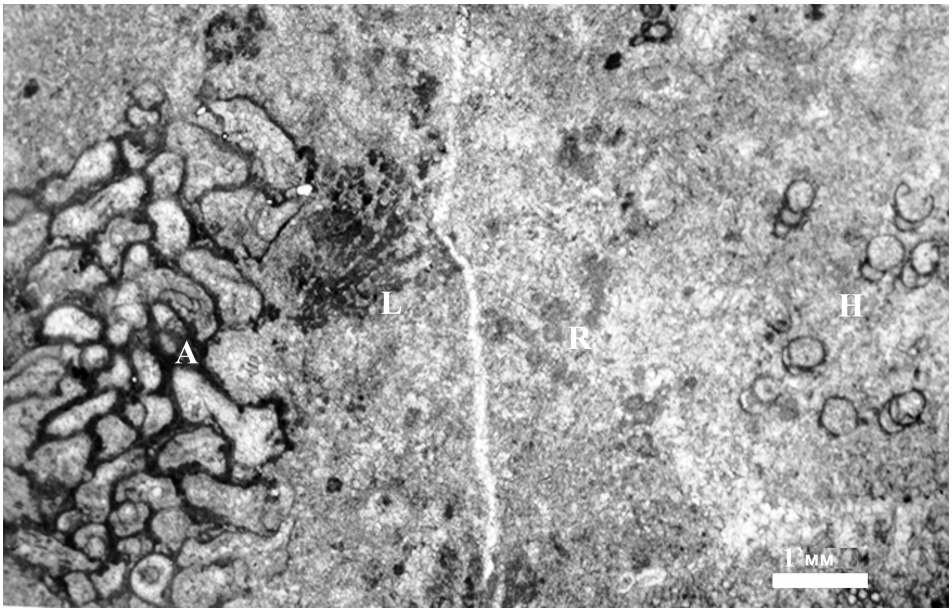


Рис. 8. Микрофотография афросальпингидо-микробиального биогермного известняка с губками Aphrosalpinx (A) и цианобактериями Ludlovia (L), Renalcis (R), Hecetaphyton (H) из нижнелудфордской части рифа Илыч.

Girvanella, Rothpletzella, *Hedstroemia*, *Ludlovia*, *Sphaerina* и *Hecetaphyton*. Сфинктозойные афросальпингидные губки в составе строматолитовых каркасных известняков как индивидиумы прочно соединены в биогермной структуре с микробиальными организмами (рис. 8). Биокластовые и литокластовые разности обильны. Здесь представлена фаза диверсификации. В верхней части разреза характерны строматолитовые обрастания вокруг кубков афросальпингид, ругоз, скоплений биокластов, микробиальных и иловых участков, рифовых конглобрекчии и биокластовые известняки. Риф перекрывается склоновыми циклично построенными верхнелудфордско-пржидольскими илово-зернистыми известняками с прослоями рифового дебрита, но непосредственный контакт не наблюдается.

На Приполярном Урале (р. Кожим, район р. Балбанью) доломитовая венлокско-нижнелудфордская рифовая толща мощностью до 700 м залегает на фундаменте из карбонатных псефитолитов подводного каньона (Antoshkina. 2008). Маломощное биокластовое основание рифа (фаза стабилизации) сменяется вверх по разрезу микробиально-коралловыми биогермными разностями, образованными тонковетвистыми табулятами *Thecia*, гелиолитоидеями *Halysites*, ругозами *Holacanthia, Zelophyllum* в ассоциации с цианобактериями *Girvanella, Rothpletzella, Renalcis, Ikella*, багряными красными

5 Antoshkina.indd 123 8/23/11 5:31:51 PM

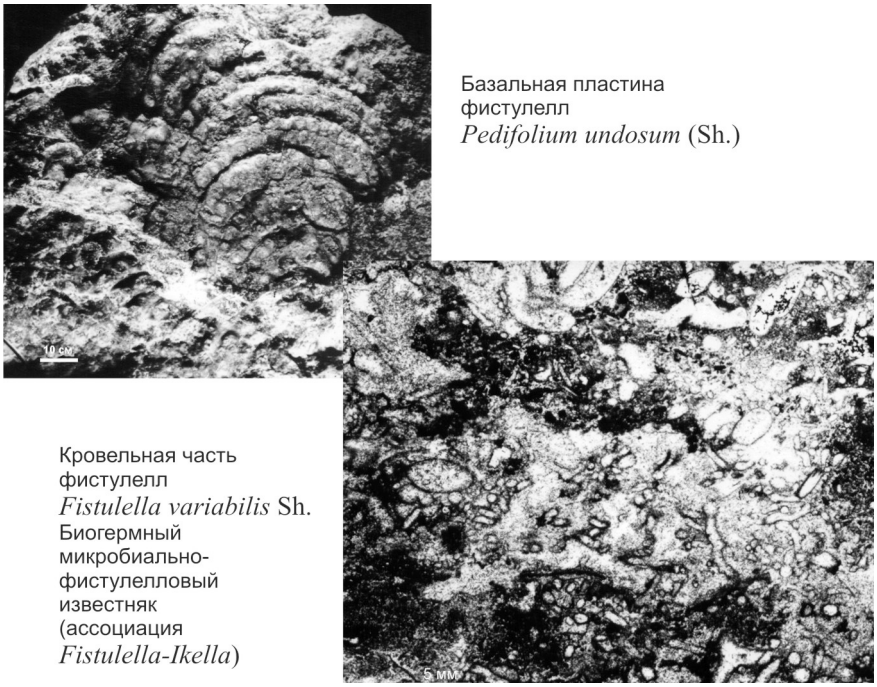


Рис. 9. Биогермный микробиально- (цианобактерии Renalcis, Girvanella, кальцимикробы) коралловый (ругозы Zelophyllum, табуляты Halysites) доломит из венлокской части рифа Балбанью, р. Кожим, пришлифовка.

водорослями и кальцимикробами (рис. 9). Колонии кораллов и гелиолитид достигают размеров до 1.5 м в диаметре, а высоты до 60 см. Эта часть постройки венлокского возраста характеризует рифовую экосистему на фазах колонизации и диверсификации. Скопления литокластового материала и брекчии растрескивания характеризуют отмели рифового плато. На границе венлока и лудлова отмечена пачка (5–6 м) конгло-гравелитов. Выше нее в разрезе присутствуют крупные полости с тонкослоистым иловым материалом, свидетельствующие о проградации лудловской части рифа (Антошкина, 2003, рис. 39). Появляются многочисленные проблематические гидроиды *Fistullella, Taravalia*, отмечаются ругозы *Pseudoamplexus, Pseudomicroplasma* (определения В.С. Цыганко) и табуляты *Syringopora* (определения Н.А. Боринцевой). Здесь представлена фаза диверсификации экосистемы уже лудловского рифа. Поверхности перерыва, отчетливая смена рифовых гетеротрофов, подчеркиваемая уровнями распространения микробиальных сообществ в виде темной каемки, присутствие рельефно обособляемых биогермных тел, линз карбонатных песков и галечников характеризуют зону рифового плато с отмелями. Фронтальная зона (водорослевый хребет) выделяется по обильным тонко- и волнистослойчатым строматолитоподобным коркам (протяженностью более 10 м и мощностью от 0.05 до 0.8–1.2 м) вокруг биокластового материала с преобладанием криноидного. К сожалению, отсутствует верхний контакт рифа Балбанью.

На Полярном Урале, на р. Нияю, развита неравномерно доломитизированная толща рифовых известняков раннелудловского возраста мощностью до 390 м. Она прослеживается на протяжении 13 м и перекрывается верхнелудфордско-пржидольскими открыто-морскими отложениями. Разрез рифовой платформы в трех сечениях позволяет проследить палеоландшафтно-морфологическую структуру: фронтальную зону с системой рифовых ядер, зону рифового плато с внутририфовой лагуной и зону тылового склона рифа (Антошкина, 2003, рис. 41). Основание рифа (вид. мощн. 46 м) представлено массивно-слоистыми пористыми биокластовыми доломитами с участками инкрустационного цемента. На крупных биокластах видны следы биокоррозии и прикрепления мелких *Renalcis*. Выше

5 Antoshkina.indd 124 8/23/11 5:31:51 PM



Базальная пластина фистулелл *Pedifolium undosum* (Sh.)

Кровельная часть фистулелл *Fistulella variabilis* Sh. Биогермный микробиально-фистулелловый известняк (ассоциация *Fistulella-Ikella*)

Рис. 10. Характерные биогермные микробиально-фистулелловые известняки нижнелудловского рифа Ния-ю: полевой образец и микрофотография.

в разрезе появляются участки с брекчиями растрескивания, ракушняками брахиопод *Brooksina, Gypidula, Conchidium* и корками солепопор. Эта фаза колонизации довольно резко сменяется фазой диверсификации, выражающейся в преобладании пористых биогермных доломитов, сложенных проблематическими гидроидами *Fistulella*, красными водорослями *Solenopora* и *Parachaetetes*, цианобактериями *Girvanella*, *Epiphyton*, *Renalcis*, *Rothpletzella* и кальцимикробами (рис. 10). Ругозы и строматопороидеи распределены небольшими скоплениями или разрозненно. Встречены корки багрянок размером до 8×10 см^2 по площади. Широко развит инкрустационный цемент и неравномерная доломитизация. Рифовые конглобрекчии распространены в виде крупных линз до 4–6 м в ширину и длиной до 15–20 м. Отложения внутририфовой лагуны выделяются в виде пачки слоистых илово-зернистых вторичных доломитов (вид мощн. 4 м). В фазу диверсификации формируется наиболее мощная (110 м) часть рифа. Во фронтальной зоне распространены рифовые ядра или биогермы среди криноидных доломитов, мощные инкрустации синседиментационного цемента в брекчиях растрескивания. Выше по разрезу (160 м) преобладают биокластовые разности с биогермными телами, брахиоподовыми ракушняками, скоплениями одиночных кораллов и ветвистых табулят. Доминантная фаза рифовой экосистемы выделяется обилием строматолитовых обрастаний. В зоне тылового рифа

5 Antoshkina.indd 125 8/23/11 5:31:51 PM

развиты слоистые биокластовые разности с ракушняками ортоцератид и онколито-строматолитовые банки (Антошкина, 2003, рис. 45). Риф перекрывается линзовидно наслоенными биокластовыми разностями с остатками брахиопод *Atrypoidea* и *Collorathyris* позднего лудфордия. Рифовый дебрит в предрифовой зоне образует экзотические брекчии мощностью от 0.5 до 2 м среди тонкослойчатых зернисто-иловых известняков.

Нижнедевонские рифы включают верхнелохковские изолированные рифы и пражско-нижнеэмсские линейные барьерные рифовые системы.

Верхнелохковская рифовая толща р. Б. Уса мощностью 160 м сложена массивными сильно пористыми вторичными доломитами. В ее основании выделяются криноидные биокластовые доломиты с линзами пористых биогермных микробиальных разностей и брахиоподовых ракушняков (фаза стабилизации). Выше по разрезу в полостях со скоплениями биокластов и проблематических гидроидов *Fistulella* распространены крупные инкрустации синседиментационного цемента (до 2.5 см толщиной) – фаза колонизации. Строматолитоподобные микробиальные корки со структурой типа *Spongiostromata* имеют протяженность до 5–10 м и мощность до 50–60 см. Появляются линзовидные прослои строматопоровых и биогермных (микробиальных и микробиально-строматопоровых) разностей и конгло-гравелитов с микробиальной каемкой обломков – фаза диверсификации. Видны илово-биокластовые уровни. Обилие линз и линзовидных пластов криноидных песчаников говорят о хорошо развитой зоне отмелей рифового плато. Отчетливо пятнистое распределение остатков брахиопод, остракод, гастропод, строматопороидей, ветвистых табулят и микробиальных желваков и сгустков. Верхняя часть рифа (10–15 м мощности) выделяется резкой несортированностью (от менее 1 мм до 5–6 см) скелетных фрагментов. На скоплениях биокластов развиты микробиальные корки и крупные пластинчатые колонии строматопороидей – доминантная фаза верхнелохковского рифа.

На Северном Урале наиболее эффектные и мощные выходы **пражской** массивной рифовой толщи (вид. мощн. до 300 м) отмечались многими исследователями в логу Иорданского на р. В. Печора. Для нее характерно широкое развитие структур «рифового туфа» и инкрустационного цемента. В составе палеоценозов консументную часть представляют остатки строматопороидей, ругоз, табулят, проблематических гидроидов фистулелл и мшанок. Среди гетеротрофов-рифолюбов, слагающих гнезда и линзы, преобладают остатки гастропод, ортоцератид, пелеципод, остракод, трилобитов и криноидей, но наиболее многочисленными и разнообразными (до 33 видов) являются остатки брахиопод (Биостратиграфия..., 1971). Цианобактерии *Renalcis, Girvanella, Ikella, Rothpletzella* в ассоциации с проблематическими гидроидами *Fistulella* и строматопороидеями формировали биогермные известняки. Вероятно, здесь представлена фаза диверсификации пражского рифа. Зона рифового плато прослеживается от р. Печоры до р. Шежим, в

5 Antoshkina.indd 126 8/23/11 5:31:51 PM

восточном обрамлении которого развиты микробиально-водорослевые (?) известняки рифового гребня (Щербаков, 1977). Предрифовые брекчии в виде линз и прослоев среди аргиллитов отмечены на р. Печоре. Граница прагиена и эмса фиксируется пластом известняковых брекчий и гравелито-песчаников, водорослевых и амфипоровых конгломератов мощностью 4.5 м. Выше появляются микробиально-водорослево-гидроидные биогермные известняки с линзами кораллов, строматопороидей, брахиопод и гастропод. Характерны строматолитоподобные обрастания вокруг скоплений скелетного и литокластового материала. В верхней части разреза отмечаются пропластки темных аргиллитов, которые сменяют биоморфные (коралловые и строматопоровые) известняки, чередующиеся с пластами кварцевых песчаников. Ориентировка кораллитов ругоз и желваковых ценостиумов строматопороидей, прослои криноидного песчаника характеризуют фации потоков и говорят о смещении раннеэмсских органогенно-аккумулятивных построек (по терминологии Шуйского, 1973) в область склона.

На Приполярном/Полярном Урале пражско-нижнеэмсская рифовая толща мощностью до 1200 м прослеживается в отдельных выходах на протяжении 17 км вдоль р. Лемва (рис. 11). Распознается хорошо развитая палеоландшафтная рифовая структура (Антошкина, 1994, рис. 27–28, табл. XXVIII–XXII). Из-за сильной преобразованности пород и кливажа выделить фазы экологической сукцессии сложно. Фронтальная зона пражского рифа имеет видимую ширину выходов 400 м, а эмсского – почти полностью перекрыта сланцевой толщей среднего-верхнего девона. В этой зоне преобладают пористые биогермные микробиально-гидроидные (*Fistullella* и *Taravalia*) доломиты с гнездами грубого криноидного лома и фрагментами гидроидных. Зона песчано-галечной отмели выделяется обилием сортированного скелетного материала, органогенных и доломитовых песчаников и гравелитов. Микробиальные ассоциации *Ikella-Girvanella* образовывали корки на поверхности песчаных и галечных валов. Биогермы в виде рифовых ядер обособлялись среди песчаных баров, что в современном рельефе наблюдается в виде изолированных останцов. Зона рифовых блоков характеризуется сахаровидными биогермными водорослево-микробиально-гидроидными доломитами с линзами темно-серых полибиокластовых доломитов. Широко распространены остатки брахиопод *Karpinskia conjugula, Howellella, Gypidula, Delthyris, Pugnax* и др., скопления мелких двустворок *Hercynella*. Обильные многослойчатые инкрустационные корки имеют шаровидную отдельность. Вполне вероятно, что эта зона в структуре рифа подобна образованиям типа «негритянских голов» в современных рифах, отписанных Б.В. Преображенским (1986). Зона внутририфовой лагуны выделяется плитчатыми темно-серыми доломитами с микробиально-сгустковой и онкоидной структурами, с разнообразным биокластовым материалом (фрагменты цианобактерий, зеленых дазикладиевых водорослей, крупных *Hercynella*,

5 Antoshkina.indd 127 8/23/11 5:31:51 PM

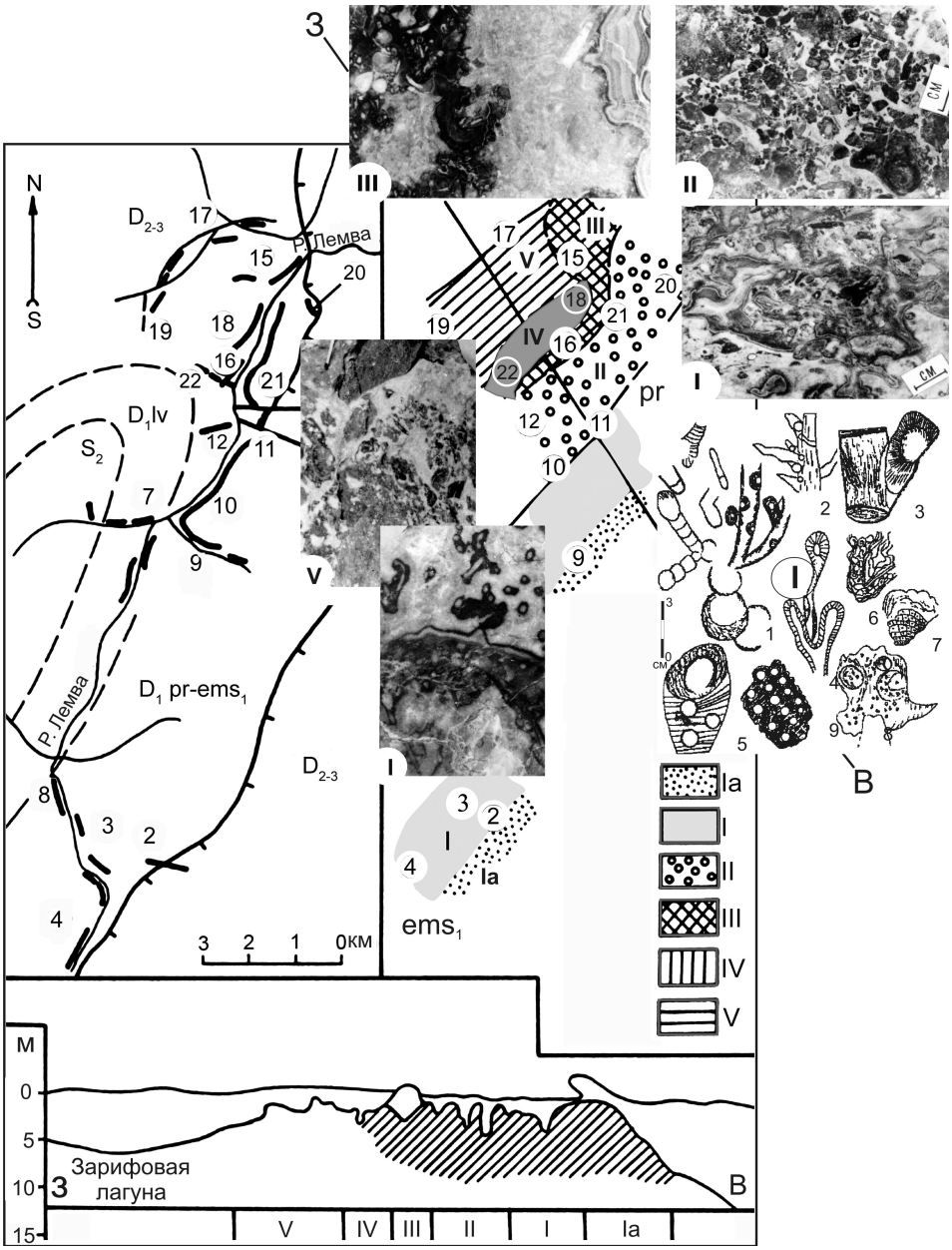


Рис. 11. Схемы геологического строения района пражско-нижнеэмского рифа Лемва, распределения рифовых фаций и палеогеоморфологический профиль рифа. Зоны: Ia – фронтальная (водорослевый хребет), 1 – краевая часть рифового плато, II – песчано-галечные отмели в пределах внутренней зоны плато, III – зона блоков, IV – тыловый склон рифа (богато заселенный); V – более удаленный склон с пэтч-рифами. Цифры – номера обнажений.

5 Antoshkina.indd 128 8/23/11 5:31:52 PM

гастропод, брахиопод, ветвистых мшанок и чашечек криноидей). Зона удаленного тылового склона рифа включает небольшие пэтч-рифы в бассейне руч. Качашор и постепенно сменяется слоистыми доломитами зарифовой лагуны. Нижнеэмсские породы зоны рифового плато значительно меньше доломитизированы и отличаются широким распространением в биогермных разностях наряду с *Fistulella* остатков строматопороидей, табулят и ругоз. Распознаются цианобактерии, водоросли зеленые дазикладиевые и красные багряные (рис. 11). Появляются линзочки неравнослойчатого кварцевого алевролита и прослои рифовых конглобрекчий.

На Полярном Урале пражско-нижнеэмсская рифовая толща мощностью 580 м прослеживается почти без перерыва на протяжении 5 км вдоль р. Лек-Елец, и в ней удалось проследить развитие рифовой экосистемы. Фазы стабилизации и колонизации (50 м) выделяются распространением мелкообломочных и биокластовых вторичных доломитов с небольшими скоплениями брахиопод *Karpinskia* и ветвистых табулят в верхней части. Скелетный материал в отдельных прослоях отчетливо ориентирован. Фаза диверсификации (310 м) характеризуется наибольшей массивностью выходов и преимущественно известняковым составом пражских биогермных микробиально-гидроидных известняков (рис. 12). Распространены рифовые конгломераты и гравелито-песчаники, несортированные биокластовые разности, скопления целых остатков раковинной (брахиоподы, гастроподы, ортоцератиды) и колониальной (табуляты, ругозы) фауны,



Рис. 12. Биогермный микробиально-гидроидный доломит с полостями инкрустационного синседиментационного цемента, широко распространенный в пражской части рифа Лек-Елец, полевой образец.

5 Antoshkina.indd 129 8/23/11 5:31:53 PM

обильны колонии гидроидов *Fistulella* с желвачками *Girvanella*, корочки багряных водорослей *Solenopora*, обломки мшанок, табулят, ругоз. Выше появляются биогермные микробиально-строматопоровые известняки, сложенные дендровидными колониями строматопороидей *Stachyodes* в ассоциации с *Wetheredella*, *Sphaerocodium* и *Renalcis*, и строматолитовые колонии в ассоциации с крупными остатками члеников криноидей. Здесь же распространены строматолитовые корки вокруг скоплений табулят и ругоз. Эта часть разреза вероятнее всего характеризует фронтальную зону рифа в доминантной фазе. Завершают пражскую часть линзовидно переслаивающиеся биогермные, биокластовые, тонкофенестровые известняки и пористо-кавернозные доломиты с линзами брахиопод и крупных пелеципод *Hercynella*. Выделяются прослои брекчий и линзочки грубослойчатых доломитов с пропластками глинистых кварцевых алевролитов. В нижнеэмсской части (220 м) микробиально-строматопоровые биогермные разности редки, распространены тонкофенестровые известняки, остатки строматопороидей, амфипор, табулят и ругоз, которые биогермных тел не формировали. Появляются линзы пестроцветных мергелей, глинистых сланцев, кварцевых песчаников и рифовая экосистема прекращает существование.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ГЕО-БИОСФЕРНЫЕ СОБЫТИЯ В ИСТОРИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО РИФООБРАЗОВАНИЯ

Регион севера Урала является восточной частью Тимано-Североуральского литосферного блока, расположенного в северо-восточной части Европейской платформы. Начальный этап формирования континентальной окраины отражает формационная триада нижнего палеозоя (Формации…, 2006). Кембрийско-среднеордовикская терригенная формация характеризует межконтинентально-рифтовый этап раскрытия Палеоуральского океана. Сменяющая карадокско-нижнеашгильская терригенно-карбонатная формация продолжает формирование пассивной континентальной окраины как карбонатной платформы-рампы и отражает пострифтовый этап. В строении среднеашгильско-нижнеэмской карбонатной формации отчетливо проявляется влияние чередующегося внутриплитного рифтогенеза и пострифтового погружения. Это запечатлелось в чрезвычайно пестром составе литокомплекса, представляющем сочетание карбонатных платформ-шельфов с дифференциацией условий осадконакопления и рифами на окраине и платформ-рамп с довольно однообразными в пределах платформы трансгрессивными трактами с присутствием кораллово-строматопоровых биогермов и биостромов (Антошкина, 2006).

Водорослево-губково-строматолитовые рифы возникли в середине ашгилия на окраине крайне мелководного шельфа, трансформированного из карадокско-раннеашгильской рампы с отмельным поясом в результате пассивного рифтинга Печорской плиты (Малышев, 2002). В условиях низ-

5 Antoshkina.indd 130 8/23/11 5:31:53 PM

кого стояния уровня моря и аридного климата в зарифовом шельфе накапливались сульфатно-карбонатные толщи. Во второй половине ашгилла рифы были эродированы, а затем затоплены в яптикшорское время в результате эвстатического поднятия уровня моря при таянии ледников в южном полушарии. При резкой трансгрессии возможно кратковременное проявление эвксинных условий, заглушивших среднеашгильское рифообразование; так кровля рифа Бадъя на Приполярном Урале перекрывается прослоем черных углистого облика аргиллитов с рассеянной пиритизацией. Во время раннего хирнанта произошло глобальное понижение уровня моря, связанное с заключительной фазой позднеордовикского оледенения, о чем свидетельствует формирование экзогенных брекчий (бадъяшорская свита). Эта регрессия отмечена во многих регионах мира (Brensley, 2004). Непродолжительная фаза возобновления рифообразования во второй половине хирнанта на окраине шельфа завершилась резким обмелением в конце хирнанта. Окончательно позднеордовикское рифообразование прекратилось на границе ордовика и силура в связи с эвстатическим подъемом уровня моря при таянии мощных гондванских ледников (Kaljo et al., 2003). Эвстатическое падение и последующий подъем уровня моря в начале силура сопровождались глобальным биотическим событием массового вымирания *Hirnant Event* (Sepkovski, 1995). Возрождение бентосных сообществ после хирнантского массового вымирания проявляется в раннем лландовери распространением и разнообразием новых родов и видов табулятоморфных кораллов фавозитидного типа, мелких кораллов ругоз и строматопороидных губок в трансгрессивных трактах. Они здесь образуют небольшие биогермы. После длительного затопления в условиях гумидизации климата в раннем и среднем лландовери платформа-рампа в конце аэрония преобразуется в платформу-шельф с возобновлением рифообразования на окраине, что сопровождалось формированием карбонатных конглобрекчий подводных каналов на Приполярном Урале. Возникают рифовые комплексы с системой рифов-бугров и пэтч-рифов, однако в брахиоподово-кораллово-микробиальных сообществах позднеаэронских рифов разнообразия коралловой фауны не отмечается. Распространены цианобактериальные ассоциации, представители зеленых водорослей отмечены лишь как биокластика, а красных – в виде мелких желвачков. На границе среднего и позднего лландовери рифы были выведены на поверхность в результате крупной регрессии, которая проявляется во многих мелководных разрезах палеоконтинента Балтики (Silurian…, 2003).

После обширной раннетелической (маршрутнинской) трансгрессии в начале позднего лландовери (Kaljo et al., 2003) рифообразование возобновилось лишь в венлокское время (возможно только в позднем). Это связано с перерывом на границе лландовери-венлока, которое установлено по данным изотопии и конодонтам, а также по формированию красноцветной

5 Antoshkina.indd 131 8/23/11 5:31:53 PM

коры выветривания в средневеякской подсвите в разрезах силура Хорейверской впадины, выявленной Р.В. Хипели (Antoshkina, 2007). Как показано во многих регионах мира, на этой границе содержание изотопов органического углерода возрастает во время биотического события *Ireviken Event*, отмечая начало раннего шенвудия основания венлока (Kaljo et al., 2003; Cramer, Saltzman, 2005). В разрезах Приполярного Урала такого явления не было установлено (Männik, Martma, 2000) и мощность венлока в разрезах севера Урала не превышает 50 м, что дает основание говорить об отсутствии нижневенлокских отложений в регионе (Männik et al., 2000). В самых восточных карбонатных разрезах р. Кожим развита толща конглобрекчий манюкской свиты, где разные по генезису, размеру и форме обломки содержат два комплекса конодонтов: позднего аэрона и теличия, а цемент – только позднего теличия-раннего шенвудия? (Antoshkina, 2008). Источником обломочного материала служили отложения окраины шельфа.

Устойчивое поднятие уровня моря определило рост рифов на окраине платформы-шельфа до середины лудфордия. Формировались окраинно-шельфовые барьерные рифы мощностью до 700 м с типичной рифовой зональностью. Это время характеризуется широким развитием рифов на всех окраинах континента Балтии (Baarli et al., 2003). После завершения ирейвикенского биотического события венлокские и лудловские бентосные сообщества характеризуются распространением ветвистых табулятоморфных кораллов, строматопорат, остракод и двустворок. Ветвистые табуляты представлены небольшим числом видов рода *Parastriatopora*, единичных *Laceripora* и *Thecia* в отложениях зарифовых шельфов. Рифовые экосистемы венлока в одних случаях изобиловали крупными колониальными кораллами ругозами (размер колоний до 1 м), гелиолитоидеями (до 60 см в высоту), тециями (длиной 40 см) в ассоциации с гастроподами, брахиоподами, мшанками и разнообразными цианобактериями (Приполярный Урал), в других – преимущественно сообществами кальцимикробов и цианобактерий (Северный Урал). Такому разнообразию типов органогенных сооружений и рифовых сообществ способствовали палеотектонические особенности окраины Печорской плиты в венлокско-лудловское время (Антошкина, 2003, рис. 47). Граница венлока и лудлова в рифовых толщах проявлялась отчетливой регрессией с образованием либо вертикальных трещин, заполненных линзами гастроподовых ракушняков (Северный Урал), либо накоплением пачки мощностью 5–6 м конгло-гравелитов (Приполярный Урал). В зарифовом бассейне регрессия на этой границе, проявленная и в других регионах Балтики (Correlation…, 2000), фиксируется накоплением пачки кварцевых песчаников и алевролитов мощностью от 4 до 11 м.

Структуры лудловских рифовых сообществ отличаются от венлокских меньшим разнообразием трофических уровней, но имеют сходство в составе каркасостроителей: метазойных (преобладающих – проблематические ги-

5 Antoshkina.indd 132 8/23/11 5:31:53 PM

дроиды фистулеллы, сфинктозойные губки афросальпингиды и подчиненные – кораллы ругозы, мшанки) и микробиально-водорослевых (цианобактерий до 11 видов, красных–соленопорид, insertae sedis *Wetheredella*). Зеленые водоросли служили в качестве песчаного заполнения, как в современных рифах водоросли *Halimeda*. Отличия рифовых экосистем вдоль окраины шельфа выражались в преобладании тех или иных основных каркасостроителей и их размеров (Антошкина, 1994, с. 68). Редкость коралловой фауны, возможно, связана с обилием цианобактериальных и *Fistulella-Ikella* ассоциаций.

Следующее резкое обмеление в середине лудфордия, а затем резкое повышением уровня моря, вызвавшее возникновение эвксинных условий, сопровождались среднелудфордским биотическим событием *Lau Event* (Модзалевская, 1997). На Приполярном Урале (р. Кожим) в глинистых известняках, сменяющих черные аргиллиты на границе гердъюского (нижний лудфордий) и гребенского (верхний лудфордий) надгоризонтов, установлено содержание Сорг 2.9 % от объема породы, что говорит о его многократном превышении относительно нормы. Геохимические изменения на этой границе, проводимые на раковинах брахиопод показали, что положительная $\delta^{13}C_{carb}$ экскурсия началась в конце нижнего лудфордия, т. е. в основании события Лау, увеличивалась в течение его и достигла максимального положения в конце события Лау, отмечаемое во многих регионах мира (Modzalevskaya, Wenzel, 1999). Есть предположение о связи этого события, как и предыдущих, с эпизодом похолодания (Lennert et al., 2007). В зарифовых бассейнах были развиты типичные аталассофильные геосистемы с преимущественно бикарбонатным составом, обусловившие формирование отложений лагун с образованием седиментационно-диагенетических доломитов и бедным комплексом эвригалинной фауны. Резкая смена обстановок седиментации в морском североуральском бассейне в конце раннего лудфордия от эродирования платформы до образования эвксинных обстановок во впадинах окраины шельфа в начале трансгрессии позднего лудфордия привели к коллапсу рифовой экосистемы и к завершению силурийского рифообразования (рис. 13).

Позднелудфордско-раннелохковское время характеризует существование платформы-рампы с накоплением сходных открытоморских фаций и комплекса бентосных организмов в пределах всего Тимано-Североуральского региона. В бентосных сообществах ведущими компонентами являлись табулятоморфные кораллы *Squameofavosites*, *Syringopora, Favosites*, мшанки, строматопороидеи, брахиоподы, трилобиты, криноидеи, гастроподы и мшанки, менее распространены кораллы ругозы, ветвистые табуляты, остракоды и конодонты. Распространение илово-карбонатной седиментации и ассоциация таких глинистых минералов как гидрослюда-хлорит-каолинит/иллит в аргиллитах свидетельствуют о гумидизации климата после. Аридизация климата в венлокско-раннелудфордское время проявлялась накоплением сульфатов в предела х Печорской синеклизы.

5 Antoshkina.indd 133 8/23/11 5:31:53 PM

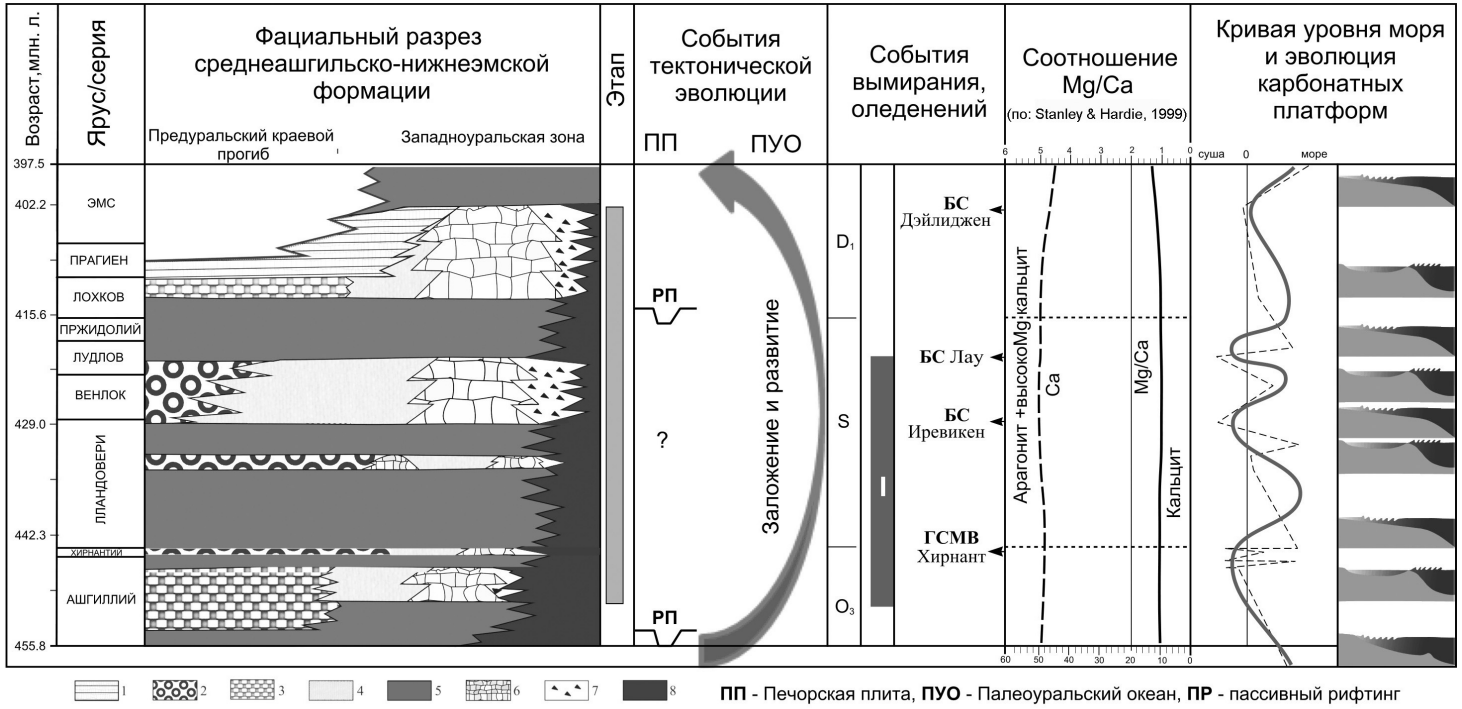


Рис. 13. Взаимосвязь эволюции рифообразования с гео-биосферными событиями в раннем палеозое: с региональными и глобальными тектоническими событиями, событиями вымирания и оледенения, физико-химическими параметрами морской среды, колебаниями уровня моря и эволюцией карбонатных платформ. Граница между образованием областей низкомагнезиального кальцита и арагонита+высокомагнезиального кальцита показана горизонтальной линией на уровне Mg/Ca=2. Условные обозначения: 1 – прибрежная аллювиальная и озерно-болотная равнины: 2 – приливно-отливные равнины; 3 – засолоненные равнины, сабхи; 4 – шельфовые лагуны с нарушенным водообменом; 5 – открытое море – рампа; 6 – рифовые отмели; 7 – континентальный склон; 8 – батиаль.

8/23/11 5:31:53 PM
5 Antoshkina.indd 134

Рифообразование возобновилось в позднем лохкове после проявления на границе силура и девона резкого обмеления и дифференциации осадконакопления в результате пассивного Печоро-Колвинского рифтогенеза (Малышев, 2002). На окраине платформы-шельфа формировались мшанково-строматопорово-строматолитовые рифы. Зарифовые отложения (сотчемкыртинская свита) представлены хемогенными и глинистыми доломитами с единичными прослоями пористых кораллово-строматопоровых доломитов. В пределах Предуральского краевого прогиба и Печорской синеклизы формировались мощные карбонатно-сульфатные толщи, что говорит об аридизации климата в это время. Рифовые экосистемы позднего лохкова на начальных фазах характеризовались пионерными видами – кальцимикробы и цианобактерии, позднее появляются мшанки, строматопороидеи, брахиоподы, гастроподы, криноидеи. Строматолитовые цианобактериальные маты были наиболее характерными представителями позднелохковского рифового сообщества. Подобная ситуация была в рифовых экосистемах среднего ашгилла, когда воды были также насыщены сульфатами. К тому же морской бассейн, начиная с венлока, мелел и сокращался в связи с формированием каледонского коллизионного пояса со стороны Балтийского щита. В пражское время зарифовые шельфовые впадины заполнялись осадками озерно-болотных и аллювиальных равнин, вытесняя карбонатонакопление в узкую зону. Рифы располагались на окраине карбонатного шельфа с расширяющейся терригенной седиментацией. Тем не менее, в прагиене в условиях устойчивого погружения континентальной окраины развивается система самых мощных барьерных рифов с наиболее развитой фациальной зональностью. Комплексы каркасостроителей и рифолюбов характеризуются сходством в пределах всего Западного Урала (Antoshkina., Königshof, 2008). Предпозднеэмсское время характеризовалось региональным перерывом, вызванным существенным подъемом наибольшей части Печорской плиты, а столкновение палеоконтинентов Балтии и Лаврентии вызвало в свою очередь перекомбинацию субдукционной системы (Пучков, 2000). Рифовые экосистемы пражско-раннеэмсских рифов отличались набором автотрофных и гетеротрофных организмов (Antoshkina, 2003). Наиболее широко были распространены симбиоз проблематических гидроидов *Fistulella-Pedifolium* с инкрустирующими цианобактериями *Ikella* и зеленые дазикладиевые водоросли. Раннеэмсская экосистема представлена редуцированным микробиально-водорослево-гидроидным сообществом с кораллами ругозами, строматопороидеями, брахиоподами и гастроподами. Однако выдвижение условий прибрежных аллювиальных равнин к окраине шельфа вытеснило раннедевонскую рифовую экосистему сначала в условия склона, где она начала угасать, а затем полностью прекратила существование из-за интенсивной терригенной и глинистой седиментации. В начале позднего эмса (вязовское время) было резкое повышение уровня моря, при-

5 Antoshkina.indd 135 8/23/11 5:31:53 PM

ведшее к изменению условий на окраине платформы и возможному проявлению главной фазы биотического события *Dalejan Event* (Garcia-Alcalde, 1997). В позднем эмсе в пределах всей платформы были распространены тонкие карбонатно-терригенные илы в условиях гумизации климата.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложная история раннепалеозойского рифообразования отражается в своеобразии биогенных каркасов. Среди них обособляются следующие категории: скелетные метазойные, скелетные метазойно-микробиальные, скелетные микробиальные и нескелетные кальцимикробные. *Скелетные метазойные биогенные каркасы* коралловые, мшанково-коралловые, кораллово-строматопоровые. Такие биогенные каркасы типичны в верхнекарадокских, среднелландоверийских, верхнелландоверийских (телических), пржидольских и нижнелохковских биогермах и биостромах, развитых в трансгрессивных трактах платформ-рамп. *Скелетные метазойно-микробиальные биогенные каркасы* (во взаимовыгодных отношениях) наиболее распространенная группа – это мшанково-кораллово-микробиальные, микробиально-коралловые, губково-водорослево-строматолитовые, строматопорово-кораллово-микробиальные, губково-гидроидно-микробиальные и мшанково-строматолитовые типы, характерные для среднеашгильских, верхнеаэронских, венлокско-нижнелудфордских (Приполярный Урал), нижнелудфордских (Полярный и Северный Урал) и верхнелохковско-пражских рифов. Они формировали биогенные каркасы рифов на окраинах платформ-шельфов со сложной дифференциацией дна и чаще всего в ассоциации с обширной карбонатно-эвапоритовой седиментацией в конседиментационных впадинах и на себхах зарифовых водоемов. *Скелетные микробиальные биогенные каркасы* характеризуются тем, что в них морфология и основные признаки анатомического строения цианобактерий распознаются, – строматолитовые и строматолитоподобные каркасные структуры типичны. Они менее распространены, чем первые две категории, и формировали биогенные каркасы в позднеордовикских рифах на доминантной стадии. *Нескелетные калъцимикробные биогенные каркасы* – это структуры микробиолитов (тромболитов), которые отмечены в пэтч-рифах верхнего аэрония, иловых холмах венлока и лохкова, органогенно-аккумулятивных склоновых постройках нижнего эмса. Они характеризуют первые две фазы сукцессии рифовой экосистемы и отражают формирование первой стадии рифообразования (стадия холмов по James, Bourque, 1992). Своеобразие таких каркасов в отличие от скелетных, вероятнее всего, состояло в том, что в формировании биогенных структур преобладал процесс не биоминерализации, а органоминерализации. При этом аккреция илового материала и микробиальных пелоидов происходила благодаря ускоренному формированию новообразованного кальцита

5 Antoshkina.indd 136 8/23/11 5:31:53 PM

на отмершем органическом веществе мягких тканей мелких сессильных организмов (губок, мшанок) и бактерий. Мелкая узорчатость (фенестровая структура) имеет отчетливый строматактисовый облик, образование которой в пэтч-рифах и микробиальных холмах объясняется наличием микробиальных матов с их последующей перекристаллизацией. Массовое развитие микробиальных организмов перенасыщает окружающие воды органическим веществом и влияет тем самым на обстановку, изменяя ее в неблагоприятную среду для существования бентосной фауны. Об этом свидетельствует темный цвет пород (из-за разложившейся органики), слойчатое расположение (характерное для цианобактериальных матов) и фактическое отсутствие остатков фауны. Открытые полости цементировались изопахитовой кальцитовой коркой, образуя *Stromatactis,* или заполнялись другой генерацией илового продукта. Приуроченность таких биогенных структур к обстановкам шельфовых склонов (холмы), тыловых рифовых склонов или лагун (пэтч-рифы), где существовали спокойноводные условия, обеспечивала их обилием микробиальных организмов и способствовала формированию довольно крупных структур.

Анализ биогенных каркасов показывает широкое распространение в них микробиальной составляющей – первичных продуцентов фаз стабилизации и колонизации (пионерная фаза) в рифовых экосистемах. Экосукцессия рифовых экосистем – организованный и направленный процесс развития сообществ и видов от пионерной стадии до климаксной, который осуществляется там, где внешние физико-химические факторы не претерпевают значительного изменения, т. е. приводит к возрастанию биологического контроля среды и стабилизации экосистемы при росте рифа (Copper, 1994). Факт обилия пионерных колонизаторов в рифовых экосистемах является отражением частых гео-биосферных изменений – проявление стрессов во время развития рифов (рис. 13). К их числу относятся следующие региональные события: 1 – активизация блоков фундамента Печорской плиты по разломам, унаследованным с докембрийского времени; 2 – неоднократное проявление процессов рифтогенеза (дифференциация обстановок седиментации платформ-шельфов) и пострифтового погружения (трансгрессивные тракты в пределах платформ-рамп); 3 – формирование коллизионного пояса на северо-западе Печорской плиты и увеличение областей поднятия. Глобальные биосферные изменения в раннем палеозое в первую очередь связаны с периодами похолодания на Гондване, проявлявшимися периодически в позднем ордовике-раннем силуре и возможно кратковременно в позднем силуре, что отражалось в эвстатических колебаниях уровня моря и геохимических изменениях гидросферы (Caputo, 1998; Kaljo et al., 2003; Lennert et al., 2007). Глобальные регрессии в результате похолодания вызывали экспозицию карбонатных платформ – эродирование поверхности рифов и зарифовых шельфов, создавая стрессовые ситуации

5 Antoshkina.indd 137 8/23/11 5:31:53 PM

в бентосных экосистемах. Последующие глобальные трансгрессии как отражение периодов потепления вызывали резкое углубление дна бассейна и проявление эвксинных условий, которые пагубно влияли на рифовую экосистему. Как правило, возникновение таких обстановок фиксировалось появлением слоев-горизонтов черных, часто углистого облика, аргиллитов с разным типом пиритизации. Иногда это ограничивалось только пиритовой импрегнацией. При нарушении океанской циркуляции вследствие глобальных колебаний уровня моря явление аноксии имело глобальный характер, что проявлялось в биотических событиях вымирания. Ранг биособытий зависел от масштабности проявления аноксии (ocean anoxic event).

В течение раннего палеозоя в регионе нашли отражение следующие биособытия, непосредственно связанные с гибелью рифовых экосистем: Хирнантское глобальное событие массового вымирания на границе ордовика и силура (ГСМВ) и биотические события вымирания (СМ) – Лау (граница нижнего и среднего лудфордия) и Дэйлиджин (на границе нижнего и верхнего эмса). Интересным фактом является установление связи аноксических событий с формированием углеродистых осадков вследствие усиленной фоссилизации органического вещества за счет обогащения поровых вод фосфатом, что говорит о прямой генетической связи между аноксией и фосфогенезом (Юдович, 2006). Подтверждением такой связи могут являться региональные фосфатоносные горизонты в глинисто-углеродистых сланцах харотской свиты Лемвинской структурно-формационной зоны севера Урала на венлокско-нижнелудловском и лохковско-пражском уровнях (Осадочные формации…, 1986). Именно в конце этих интервалов отмечается затухание рифообразования (силурийского и раннедевонского), что предполагает вынос в фотическую зону обогащенных питательным веществом вод, предварительно накопленных в аноксичных бассейнах во время оледенения. Обобщенная кривая $\delta^{34}S$ показывает, что для отложений верхнего ордовика-нижнего девона характерны средние значения, которые предполагают интенсивную сульфатредукцию в широко распространенных аноксичных бассейнах того времени (Martin, 1996). Что касается верхнеордовикских проявлений фосфоритов, то здесь прямая связь нарушена процессами мезо-кайнозойского гипергенеза, в результате которых сформировалась мощная среднеордовикская фосфатоносная кора выветривания (Софроновское месторождение и три крупных рудопроявления) на Полярном Урале (Силаев, 1996).

Среди крупных гео-биосферных событий, влиявших на химизм вод и океанскую циркуляцию в раннем палеозое и соответственно на структуру рифовых сообществ, можно также отметить глобальные тектонические процессы, вызывавшие увеличение областей эрозии и поступления питательных веществ, повышающих мезотрофность вод. В результате таких стрессов в рифовых экосистемах преобладающими становились кальцимикробные и цианобактериальные сообщества как наименее восприимчивые

5 Antoshkina.indd 138 8/23/11 5:31:54 PM

к изменениям экологических факторов (уровень моря и изменения солености, питательные поступления), чем метазои. Сообщества с преобладающими гидроидно-водорослево-микробиальными ассоциациями были ограничены в их трофической структуре. Важно также учесть, что расширение (спрединг) Палеоуральского океана и становление островодужных структур с основным вулканизмом, активизации которых заканчивается в раннем девоне (Диденко, Руженцев, 2001), могли в совокупности с потеплением способствовать появлению эвксинных условий, приводивших к гибели рифовых экосистем. Установлено, что скорость спрединга вдоль срединноокеанических хребтов влияла на соотношение Mg/Ca, $S0_4$/Cl и Na/K морской воды и минералогию секретирующих организмов (Hardie, 1996). Ранний палеозой был временем коренных перестроек в структуре Земли, закрытием древних и открытием новых океанов вокруг палеоконтинента Балтии – Палеоуральского, Палеоазиатского, а также существующего Палеотетиса. Исходя из того, что основные рифостроящие и осадкообразующие организмы имели преимущественно кальцитовый состав и интенсивную биокальцификацию (массивные колонии кораллов и гидроидов, мощные строматолитовые маты, мощные рифовые тела), метазойные организмы и цианобактерии секретировали преимущественно низкомагнезиальный кальцит (< 4 mol % $MgCO_3$), характерный для морских вод при высоких скоростях спрединга (Stanley, Hardie, 1999).

Анализ раннепалеозойского рифообразования показывает, что своеобразие биогенных каркасов определяли: а) экологическая стабильность таксонов, имеющих кальцитовый состав скелетов; б) видовая устойчивость скелетных бикарбонатов, не зависящая от биотических событий; в) массовое распространение микробиальных сообществ в ответ на тектоническую активизацию и г) появление нескелетных кальцимикробных карбонатов, обусловленное эвстатическими колебаниями уровня моря.

Таким образом, рифообразование в раннем палеозое Североуральского региона не регулировалось эволюцией скелетной бентосной биоты, а в большей степени было связано с глобальными эвстатическими колебаниями уровня моря и контролировалось тектонической эволюцией Печорской плиты и Палеоуральского океана.

Работа проводилась в рамках Программы Президиума РАН № 5/2, № 09-Т-5-1008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антошкина А.И. 1994. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука. 154 с.

Антошкина А.И. 2003. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН. 303 с.

Антошкина А.И. 2006. Пространственно-временные связи в структуре нижнепалеозойской калейдовой формации севера Урала // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт. С. 351–364.

5 Antoshkina.indd 139 8/23/11 5:31:54 PM

Антошкина А.И. 2007. Нижний палеозой верховьев р. Кожим, Приполярный Урал / Изучение, сохранение и использование объектов геологического наследия северных регионов (Республика Коми): Мат-лы науч.-практ. конф. Сыктывкар: Геопринт. С. 65–67.

Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. 1971 / А.И. Першина, В.С. Цыганко, Э.С. Щербаков и др. Л.: Наука. 130 с.

Диденко А.Н., Руженцев С.В. 2001. Геодинамическая модель формирования Полярного Урала // Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука. С. 137–169 (Тр. ГИН РАН, вып. 531).

Зоненшайн Л.В., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. 990. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука. 1327 с.

Кондиайн А.Г. 1967. Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала. Л.: Недра. С. 87–122 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 144).

Космынин В.Н., Геккер М.Р. 1997. Сукцессия на рифах // Рифогенные постройки в палеозое России. М.: Наука. С. 117–136.

Малышев Н.А. 2002. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН. 270 с.

Модзалевская Т.Л. 1997. Среднелудфордское событие в эволюции силурийских брахиопод Европейской провинции // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 5. № 3. С. 3–9.

Осадочные формации Лемвинской зоны Урала и перпективы их рудоносности. 1986 / А.И. Елисеев, Я.Э. Юдович, А.А. Беляев и др. (Сер. преп. «Научные доклады»; вып. 151). Коми фил. АН СССР. 28 с.

Преображенский Б.В. 1986. Современные рифы. М.: Наука. 244 с.

Пучков В.Н. 2000. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия. 146 с.

Силаев В.И. 1996. Минералогия фосфатоносных кор выветривания (Полярный Урал). СПб: Наука. 136 с.

Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. 2006 / Елисеев А.И., Салдин В.А., Антошкина А.И. и др. (Сер. преп. «Научные доклады»; вып. 151). Коми НЦ УрО РАН, вып. 481. Сыктывкар. 72 с.

Шуйский В.П. 1973. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М.: Наука. 155 с.

Щербаков Э.С. 1977. Терригенный девон западного склона Северного Урала. Л.: Наука. 160 с.

Юдович Я.Э. 2006. Семь генотипов фосфогенеза // Вестник Ин-та геологии. № 6 (138). С. 2–6.

Antoshkina A.I., Soja C.M., White B. 2000a. New data on the composition of a Ludlow reef in the Northern Urals, Russia // Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna. Syktyvkar: Geoprint. P. 22–26. (Ichthyolith Issue, Special Publication, 6).

Antoshkina A. Ecology of Lower Devonian reefs in the Western Urals // CFS, 2003. V. 242: 111–123.

Antoshkina A.I. 2007. Silurian sea-level and biotic events in the Timan-northern Ural region: sedimentological aspects // Acta Palaeontologica Sinica. V. 46: 23–27.

Antoshkina A. 2008. Late Ordovician-Early Silurian facies development and environmental changes in the Subpolar Urals // Lethaia. V. 41, P. 163–171.

Antoshkina A., Königshof P. 2008. Lower Devonian reef structures in Russia – an example from the Urals // Facies. V. 54. P. 233–251.

Baarli B.G., Johnson M.E., Antoshkina A.I. 2003. Silurian Stratigraphy and Paleogeography of Baltica / Landing E., Johnson M.E. (eds): Silurian Lands and Seas. Paleogeography Outside of Laurentia // New York State Museum Bulletin. 493, P. 3–35.

Brenchley P.J. 2004. End Ordovician Glaciation / Webby B.D., Paris F., Droser M.L., Percival I.G. (eds): The Great Ordovician Biodiversification Event. Columbia University Press, New York. Ch. 9. 81–83.

5 Antoshkina.indd 140 8/23/11 5:31:54 PM

Caputo M.V. 1998. Ordovician-Silurian glaciation and global sea-level changes / Landing E., Johnson M.E. (eds.) Silurian cycles – Linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes. New York State Museum Bull. V. 491: 15–25.

Copper P. 1994. Reefs under stress: the fossil record // Cour Forsh Senc. V. 72. P. 87–94.

Correlation of the Silurian sequence of the Timan-northern Ural region with the Baltic sections and with the international standard. 2000 / Antoshkina A.I., Beznosova T.M., Mannik P. et al. // Pan-Arctic Palaeozoic tectonics, evolution of basins and faunas. Syktyvkar, Russia, July 12–15, 2000. P. 17–21.

Cramer B.D., Saltzman M.R. 2005. Sequestration of ^{12}C in the deep ocean during the early Wenlock (Silurian) positive carbon isotope excursion // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 219: 333–349.

Crowley T.J., North G.R. 1991. Paleoclimatology. New York (Oxford Univ. Press). P. 1–171.

Garcia-Alcalde J.L. North Gondwanan Emsian events // Episodes, V. 20, № 4. P. 241–246.

Hardie L.A. 1996. Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y. // Geology. V. 24: 279–283.

James N.P., Bourque P.A. 1992. Reefs and mounds / R.G. Walker, N.P. James (eds). Facies Models -Response to Sea-Level Change. Geological Association of Canada. P. 323–347.

Kaljo D., Martma T., Mannik P., Viira V. 2003. Implications of Gondvana glaciations in the Baltic Later Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicity // Bull. de la Societe geologique de France. V. 174: 59–66.

Lehnert O., Eriksson M.J., Calner M. et al. 2007. Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian // Acta Palaeontologica Sinica. V. 46: 249–255.

Männik P., Martma T. 2000. Llandovery-Wenlock boundary in the Subpolar Urals // Ichthyolith Issues Special Publication, 6. Syktyvkar: Geoprint. P. 64–67.

Männik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M. 2000. The Llandovery-Wenlock boundary in the Russian Arctic // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. P. 104–111.

Martin R.E. 1996. Secular increase in nutrient levels trough the Phanerozoic: implications for productivity, biomass, and diversity of the marine biosphere // Palaios. V. 11. P. 209–219.

Modzalevskaya T.L., Wenzel B. 1999. Biostratigraphy and geochemistry of Upper Silurian braciopods from the Timan-Pechora region (Russia) // Acta Geol. Polonica. V. 49. P. 145–157.

Scotese C.R. 2004. Paleogeographic Atlas. Paleomap Project. Calgary.

Sepkoski J.J.Jr. 1995. Patterns of Phanerozoic extinction: A perspective from global data bases / Walliser O.H. (ed.): Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic: result of International Interdisciplinary cooperation in the IGCP project 216 “Global biological events in Earth history”. Berlin: Springer-Verlag. P. 35–52.

Silurian lands and seas: paleogeography outside of Lavrentia. 2003 / Landing E., Johnson M.E. (eds.). New York State Museum Bull. V. 493. 400 p.

Stanley S.M., Hardie L.A. 1999. Hypercalcification: paleontology links plate tectonics and geochemistry to sedimentology // GSA Today. V. 9 (2). P. 1–7.

5 Antoshkina.indd 141 8/23/11 5:31:54 PM

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 142–154.
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf

УДК 551(571.56)

РИФООБРАЗОВАНИЕ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

В.В. Баранов

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск
vbaranov@diamond.ysn.ru

В среднем палеозое Северо-Востока Азии выделены два рифовых пояса: Верхоянский и Новосибирско-Колымский. В состав первого входят Сетте-Дабанская и Хараулахская, а в состав второго – Новосибирская, Яно-Индигирская, Момская, Омулевская и Приколымская карбонатные платформы. Наивысший пик рифообразования приходится на поздний венлок – ранний лудлов. В нижнем и среднем палеозое Северо-Востока Азии выделяются три цикла рифообразования II порядка: позднеордовикско-позднесилурийский, раннелудловский, пржидольско-раннедевонский и среднедевонско-раннекаменноугольный, два первых из которых характеризуются асимметричным строением: продолжительной инициальной стадией с образованием простых рифовых построек и короткой финальной стадией, на которой происходило формирование сложных рифовых систем большой мощности. В среднедевонско-раннекаменноугольном цикле вспышки рифообразования наблюдались в позднем живете, среднем фране и раннем карбоне. Доминирующими рифостроителями в течение среднего палеозоя оставались водоросли, а субдоминантными – табулятоморфные кораллы, ругозы и строматопораты.

Ключевые слова: рифообразование, карбонатная платформа, риф, рифовый пояс, средний палеозой, Северо-Восток Азии.

Рифовые системы относятся к открытым нелинейным, диссипативным, динамическим, автоколебательным системам. Они являются основными поставщиками биологической продукции. В среднем палеозое на территории Северо-Востока Азии выделяется два крупных биосферных ритма,

6 Baranov.indd 142 8/23/11 5:32:09 PM

максимумы биопродуктивности которых приходятся на поздний прагий – ранний эмс и поздний девон – ранний карбон (Баранов, 2008).

Палеозойским рифовым системам различных континентов посвящена обширная литература. В среднем палеозое Северо-Востока Азии рифовые системы пользуются широким распространением, но до настоящего времени им не уделялось должного внимания, хотя в мировой практике с ними связаны крупные месторождения нефти и газа, бокситов, фосфоритов и нерудного сырья. В верхнесилурийских отложениях, включающих рифы, обнаружено золото-ртутное оруднение. К погребенным палеозойским рифовым платформам на шельфах Восточно-Сибирского и моря Лаптевых могут быть приурочены крупные месторождения углеводородов. Некоторые девонские рифовые постройки Восточной Якутии описаны Т.С. Альховик и В.В. Барановым (2001).

В среднем палеозое на территории Северо-Востока Азии располагался эпиконтинентальный морской бассейн, в строении дна которого выделялись положительные и отрицательные формы рельефа. Наиболее крупные положительные морфоструктурные элементы были представлены карбонатными платформами на пологих склонах которых и происходило образование рифовых построек. Этимология термина «карбонатная платформа», морфология, топография, генетические особенности строения карбонатных платформ рассматриваются в монографии В.Г. Кузнецова (2003). Нами были выделены изолированные открыто-морские и окаймляющие рифовые карбонатные платформы (Альховик, Баранов, 2001, 2002; Баранов, 2007). Первые соответствуют по В. Райту и Т. Бахитте (Wright, Burchette, 1996) изолированным, а вторые – эпиконтинентальным платформам. К изолированным открыто-морским платформам были отнесены: Сетте-Дабанская, Яно-Индигирская, Момская и Омулёвская, а к окаймляющим – Приколымская. Вероятно, к первому типу, следует относить также Хараулахскую и Новосибирскую карбонатные платформы. Рифовые системы, входящие в состав этих платформ, образуют два рифовых пояса: Верхоянский и Новосибирско-Колымский (рис. 1). По отношению к урезу воды рифовые постройки, входящие в состав карбонатных платформ, относятся к погруженным. Отсутствие шлейфов с крупнообломочной составляющей свидетельствует о том, что верхняя часть их в большинстве случаев находилась ниже базиса волновой эрозии и накопление осадков полностью компенсировалось скоростью прогибания морского дна. Исключение составляют Приколымская платформа, на западном обрамлении которой обнаружены конгломератобрекчии в составе известковокарьерской свиты (ранний эмс) (Альховик, Баранов, 2001) и центральная часть Яно-Индигирской платформы (нижнее течение р. Кибэриньэ), пласты конгломератов входят здесь в состав себечанской свиты верхнего девона (средний фран).

6 Baranov.indd 143 8/23/11 5:32:09 PM

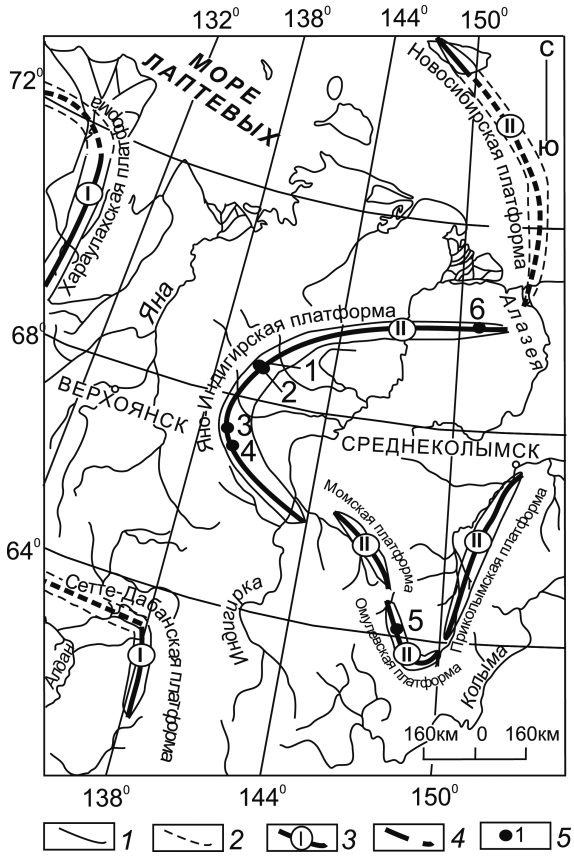


Рис. 1. Рифовые системы в среднем палеозое Северо-Востока Азии. **I – II – рифовые пояса: I – Верхоянский, II – Новосибирско-Колымский;** 1, 2 – границы карбонатных платформ: 1 – достоверные, 2 – предполагаемые; 3, 4 – осевые линии рифовых поясов: 3 – достоверные, 4 – предполагаемые; 1 – 6 – массивы: 1 – Талынджинский, 2 – Белогорский, 3 – Хобочалинский, 4 – Крестюряхский, 5 – Мирнинский, 6 – Крестовский.

Прежде чем непосредственно перейти к описанию каркасных рифовых построек и их положению в разрезе, рассмотрим сочетание основных абиотических факторов, которые в той или иной степени влияли на их становление и развитие. В среднем палеозое территория Северо-Востока Азии находилась в зоне тропического климата и какая-либо поясная климатическая зональность здесь не установлена, но в разрезе по изменению литологического состава отложений прослеживается климатическая цикличность. В нижнем и среднем палеозое выделяется четыре климатических цикла, которые коррелируются с раннесреднеордовикским, позднеордовикско-лудловским, пржидольско-эйфельским и живетско-раннекаменноугольным трансгрессивно-регрессивными мегациклами. Инициальная стадия каждого из них приходится на переходный от аридного к муссонному климату. В этот интервал времени преобладают процессы карбонатообразования. К середине мегациклов приурочено накопление углеродисто-глинистых толщ – это время доминирования муссонного климата. Процессы рифообразования на изученной территории в этот промежуток времени практически нивелируются. Финальные стадии мегациклов представлены карбонатными отложениями, которые коррелируются с переходным от муссонного к аридному климату. Завершаются они сульфатоносными отложениями. В это время на территории Северо-Востока Азии

6 Baranov.indd 144 8/23/11 5:32:10 PM

устанавливается господство аридного тропического климата.



Рис. 2. Талынджинский рифовый массив.

Рифообразование происходило в течение всего среднего палеозоя. Его интенсивность коррелируется с колебаниями уровня Мирового океана и инверсиями климата. Каркасные рифовые постройки представлены биостромами, биогермами и рифами. Наиболее крупные органогенные постройки приурочены к финальным стадиям трансгрессивно-регресивных мегациклов и установлены в позднем венлоке – раннем лудлове – Талынджинский и Крестовский рифовые, Крестюряхский и Мирнинский биогермные массивы и раннем девоне – Белогорский биогермный массив в Селенняхском кряже и Хобочалинский биостромный массив в хребте Тас-Хаяхтах (рис. 2–4).

Талынджинский рифовый массив в Селенняхском кряже прослеживается вдоль правого борта р. Талынджи более чем на 12 км, от руч. Гона до р. Сеймчан и далее ниже по течению в порогах р. Сакынджи. Два его небольших выхода установлены и на левом борту: один против устья руч. Гона и второй – против устья руч. Кривого. Рифовый массив имеет асимметричную форму с более крутым северо-восточным склоном. Он входит в состав рябининской свиты. Его максимальная высота между устьями руч. Кривого и р. Сеймчан составляет около 300 м, а в северо-западном и юго-восточном направлениях она плавно уменьшается. Рифовый массив сложен водорослевыми валами (биогермами), в поперечном сечении имеющими эллипсоидальную форму и спирале-

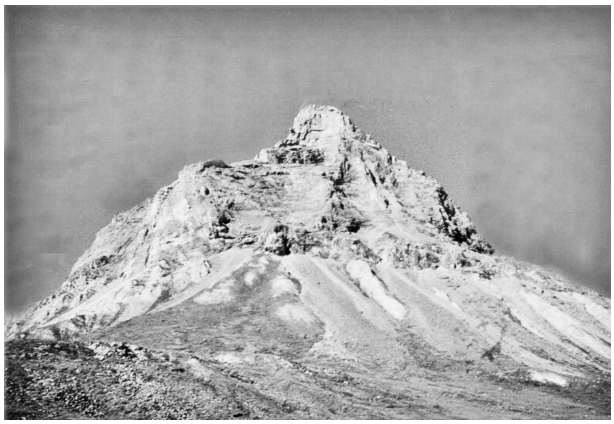


Рис. 3. Крестюряхский биогермный массив.

6 Baranov.indd 145 8/23/11 5:32:10 PM

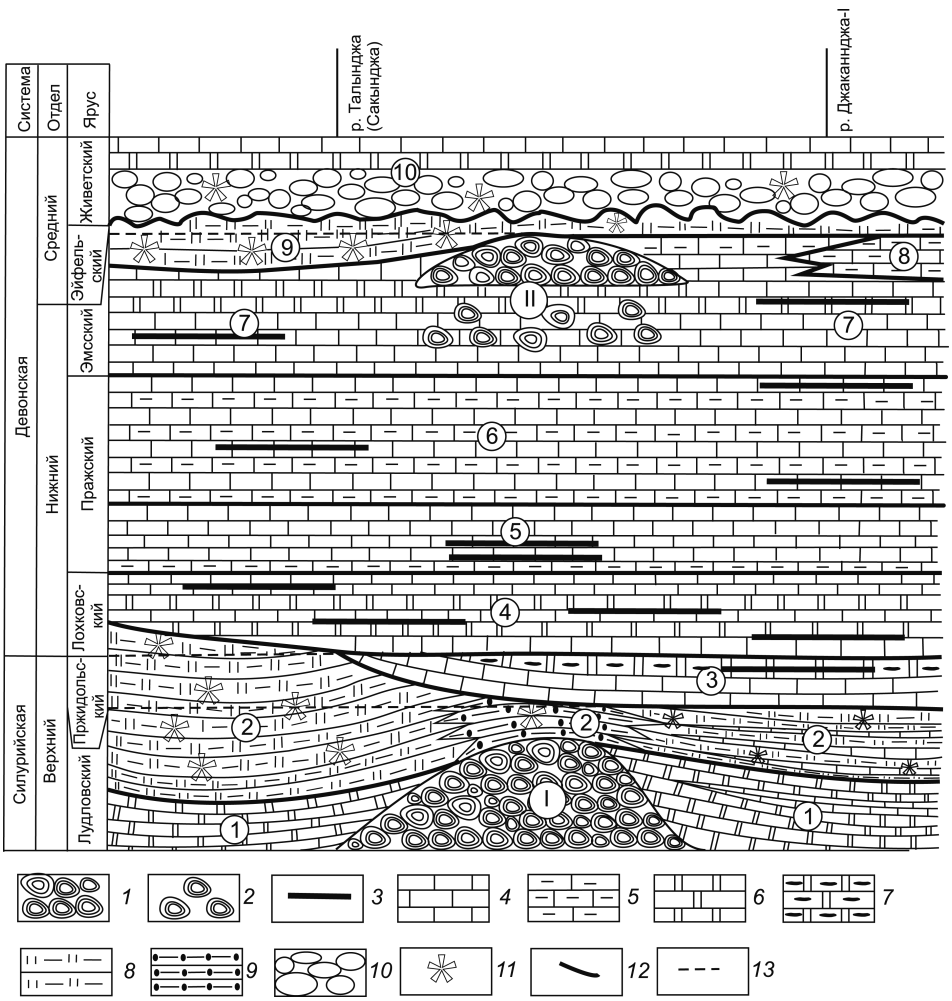


Рис. 4. Литофациальный разрез через Талынджинский рифовый (I) и Белогорский (II) биогермный массивы: каркасные рифовые образования. 1 – рифы, 2 – биогермы, 3 – биостромы. Обозначения: 4, 5 – известняки: 5 – глинистые; 6, 7 – доломиты: 7 – с кремнистыми прослоями; 8 – мергели; 9 – алевролиты; 10 – конгломераты; 11 – пестроцветность; 12, 13 – границы: 12 – литостратиграфические, 13 – геохронологические; 1 – 10 – свиты: 1 – рябининская, 2 – артыхюряхская, 3 – талынджинская, 4 – датнинская, 5 – сагырская, 6 – неличенская, 7 – криворучьевская, 8 – геремганджинская, 9 – герская, 10 – пряникская.

видную структуру. Длина их колеблется от первых метров до первых десятков метров, а диаметр поперечного сечения – от первых метров до полутора десятков метров. На поперечных сечениях биогермов прекрасно видно, что каждый из них состоит из биогермных образований более низкого порядка, также имеющих эллипсоидальную форму. Полости между ними заполнены

6 Baranov.indd 146 8/23/11 5:32:11 PM

карбонатным материалом. В северо-восточном рифовый массив замещается темно-серыми микрозернистыми доломитами, в северо-западном направлении – темно-серыми микрозернистыми доломитами с пластами брахиоподовых ракушняков, а в юго-западном и южном – красноцветными мергелями. Если для Талынджинского рифового массива характерна плотнейшая упаковка водорослевых биогермов, то Крестюряхский биогермный массив в хр. Тас-Хаяхтах и биогермный массив в Омулёвских горах (Орадовская, 1986, рис. 10) образованы серией одиночных водорослевых биогермов, расположенных в толще слоистых доломитов. К северу, в бассейне р. Артых-Юрях Крестюряхский массив окаймлен фациями зарифья, представленными слоистыми доломитами с двухметровым пластом конхидиумовых ракушняков, входящих в состав рябининской свиты, которая перекрывается сульфатоносной пестроцветной артыхюряхской свитой. В истоках р. Болдымбы зарифовые фации представлены мощной до 400 м толщей гипсоносных мергелей и доломитов. Крестовский рифовый массив занимает водораздельную часть хр. Улахан-Сис. В истоках руч. Крестовка левого притока р. Кресты он сложен двухсотметровой толщей белых крупнозернистых, массивных водорослевых доломитов, в которых встречаются редкие раковины брахиопод представителей рода Harpidim. Рифовый массив прослеживается в бассейн р. Эрчи на расстоянии около трех километров.

В позднем лудфорде наблюдается максимум регрессии. Площади карбонатонакопления и, соответственно, рифообразования в это время резко сокращаются. Прекращают существование Талынджинский рифовый и Крестюряхский биогермный массивы. Первый перекрывается мощной (до 100 м) толщей красноцветных песчаников, а второй – красноцветными мергелями с линзовидными прослоями гипса и ангидрита мощностью до 410 м.

В пржидольском веке, в связи с начавшейся трансгрессией, открыто морские обстановки существовали на территории хр. Улахан-Сис (бассейны рек Правого Наанчана, Кусаган-Юрэха, Озёрной и Крестов), Селенняхском кряже (бассейны рек Талынджи, Сакынджи и Джапканджи-I), на восточном склоне хр. Тас-Хаяхтах (бассейны рек Тэбэтея, Борыллаха и Нахатты) и юго-западном склоне Омулёвских гор (бассейн р. Таскан). На остальной территории Северо-Востока Азии продолжали накапливаться сульфатоносные и терригенные красноцветные осадки. Основными рифостроителями в это время продолжают оставаться водоросли. На отмелях они образовывали плоские, линзовидные, маломощные тела биостромов, а сообщества замковых брахиопод Atrypoidea phoca (Salter) и Collarothyris canaliculata (Wenjukow) – ракушняковые банки.

В лохковском веке также не отмечается крупных органогенных построек, но наряду с водорослевыми, на всех карбонатных платформах происходит образование коралловых (табулятовых) биостромов, сложенных полипняками Favosites admirabilis Dubatolov и F. socialis Sokolov et Tesakov.

6 Baranov.indd 147 8/23/11 5:32:11 PM

В первой половине пражского века продолжается формирование биостромов. В качестве каркасостроителей выступают водоросли, табуляты, колониальные ругозы и строматопораты. Два крупных биострома встречены в составе нижнесагырской подсвиты Селенняхского кряжа, на правобережье р. Талынджи. Здесь, на правом борту среднего течения руч. Гона каркас первого биострома сложен крупными (до 0.4 м в диаметре) караваевидными, булковидными и уплощёнными полипняками табулят Caliapora macroporosa Dubatolov и Squameofavosites frequens Smirnova, плотно наросшими друг на друга. Промежутки между ними заполнены веточками табулят Favosites socialis Sokolov et Tesakov, реже Yakutiopora innae (Dubatolov) и глинисто-известковым матриксом с большим количеством раковинного детрита. Верхняя часть биострома (0.8 м) сложена стелющимися полипняками аулопорид. Количество глинисто-известкового матрикса не превышает 20 %. Мощность биострома 7 м. Он протягивается на левый водораздел ручья, где его мощность возрастает до 14 м (Альховик, Баранов, 2001).

Второй биостром залегает в 55 м выше по разрезу. Каркасостроители представлены крупными колониями ругоз Taimyrophyllum grande (Dun in Benson) и табулят Favosites kolymensis Tchernyschev, Squameofavosites frequens Smirnova; ветвистыми полипняками табулят Yacutiopora innae (Dubatolov), ругозами Pseudoamplexus altaicus (Dybovski), булковидными и пластинчатыми полипняками строматопорат. Промежутки между полипняками заполнены мелкими веточками Yacutiopora fallacis (Yanet), раковинами брахиопод, члениками криноидей, шламовым детритом, глинистым материалом. Мощность 12 м. Биостром прослеживается вниз по течению вдоль правого борта р. Талынджи на протяжении 12 км до руч. Медвежьего, где его мощность уменьшается до 7 м.

На этом же стратиграфическом уровне расположен коралловый биостром в хр. Улахан-Сис, на левобережье р. Кресты. Здесь, на правом водоразделе руч. Крестовки он сложен крупными до (0.2–0.3 м в диаметре) полипняками табулят Favosites kolymensis Tchernyschev, Squameofavosites frequens Smirnova, Alveolites krekovensis (Dubatolov), ругозами Pseudoamplexus altaicus (Dybovski), Taimyrophyllum grande (Dun in Benson). Промежутки между ними заполнены веточками табулят Pachypora cylindrica Tchernyschev, Yacutiopora fallacis (Yanet), ругозами, раковинами брахиопод, крупным и мелким детритом, сцементированным разнозернистым известняком.

В Южном Верхоянье в раннепражское время также происходило образование биостромов. Один из них встречен в составе среднесеттедабанской подсвиты. Здесь, на правобережье р. Восточной Хандыги, на правом борту руч. Тихого каркас биострома образован табулятами и в меньшей степени строматопоратами. Каркасостроители: караваевидные и булковидные полипняки Favosites kolymensis Tchernyschev, Squameofavosites frequens Smirnova, Caliapora macroporosa Dubatolov и пластинчатые полипняки Alve-

6 Baranov.indd 148 8/23/11 5:32:11 PM

olites krekovensis (Dubatolov). Полипняки расположены тесно по отношению друг к другу. Каркасостроители составляют около 70 % биострома. Промежутки между ними заполнены средними и мелкими обломками ветвей табулят Parastriatopora rzonsnickajae Dubatolov, Yacutiopora innae (Dubatolov), мелкими веточками Pachypora acuta (Tchudinova), Striatopora tschichatschewi Peetz, члениками криноидей, раковинами брахиопод Kholbotchonia pygmaea (Alekseeva) и панцирями трилобитов, сцементированных чёрным глинистым органогенно-детритовым известняком, количество которого не превышает 10 % от массы биострома. 70 % массы каркасостроителей захоронены *in situ*, остальные перевернуты. В 2 м выше биострома залегает пласт органогенного известняка (мощностью 0.9 м), сложенный пластинчатыми полипняками табулят Alveolites krekovensis (Dubatolov), реже встречаются караваевидные полипняки Squameofavosites frequens Smirnova. Обрастания не наблюдается. Расстояние между полипняками по вертикали 2–8 см, по горизонтали – 5–8 см. Полипняки захоронены in situ, редко перевернуты. Еще выше залегают пять органогенных пластов, сложенных ветвями Favosites socialis Sokolov et Tesakov. Мощность биострома 3 м.

Далее, почти до конца пражского века, несмотря на наличие рифостроящих организмов, существовали неблагоприятные условия для образования каркасных рифовых построек. Муссонный климат с ливневыми осадками способствовал площадному смыву с суши значительного количества глинистого материала, что приводило к заиливанию рифовых построек и массовой гибели рифостроящих организмов. Для этого времени характерно образование только бескаркасных рифовых образований типа иловых холмов. В конце пражского века на общем фоне максимума трансгрессии отмечается кратковременный регрессивный минимум. К этому интервалу времени приурочено образование коралловых биостромов. Один из них, встречен в Селенняхском кряже, на правобережье р. Талынджи, на водоразделе ручьев Неличена и Ледникового в кровле верхненеличенской подсвиты. Каркас биострома сложен крупными (до 0.7 м в диаметре) полипняками табулят Squameofavosites bohemicus (Počta), Scoliopora crassicaulis (Dubatolov) и ругоз, причём ветвистые формы находятся в базальной части биострома. Промежутки между полипняками заполнены черным известково-глинистым детритовым материалом, в котором встречаются веточки табулят Pachypora cylindrica Tchernyschev, Alveolites karmakensis Tchernyschev, Coenites anastomosus Mironova, Egosiella kuznetskiana (Tchernyschev), раковины брахиопод, остракод, гастропод, членики криноидей. Мощность биострома 12 м.

Начало эмского века (фаза kitabicus) было неблагоприятным для образования каркасных рифовых построек. Эта возможность появилась только в начале фазы excavatus. Основными рифостроителями продолжали оставаться водоросли и табулятоморфные кораллы.

6 Baranov.indd 149 8/23/11 5:32:11 PM

Белогорский биогермный массив входит в состав криворучьевской свиты. Он расположен в Селенняхском кряже на правобережье р. Талынджи, на водоразделе ручьев Самыра – Гона и Гона – Первого. Нижняя его часть его образована криноидно-водорослевыми биогермами, расположенными в толще органогенно-детритовых, иногда глинистых известняков. Высота их составляет от 1 до 3 м, при длине от 2 до 15 м. Межбиогермные отложения представлены раковинными, преимущественно, слоистыми брахиоподовыми, а перекрывающие – табулятовыми известняками. Рифолюбы представлены здесь остатками бентосных и нектонных животных разнообразного таксономического состава. Большинство брахиопод-рифолюбов, встреченных здесь, как правило, не встречается в отложениях мелкого и среднего шельфа. Верхняя часть массива сложена крупным биогермом, в строении каркаса которого принимали участие известковыделяющие водоросли. Он представлен белыми и светло-серыми, массивными, микрозернистыми доломитами. Его максимальная высота составляет около 200 м, при длине около трёх километров. В северо-восточном направлении он замещается раковинными известняками, сложенными раковинами брахиопод Elythyna salairica Rzhonsnitskaja.

Хобочалинский биостромный массив входит в состав верхней половины геремганджинской свиты (поздний эмс). Он описан в береговых обрывах по руч. Искра, левому притоку р. Хобочало (горная система Черского, хр. Тас-Хаяхтах). Биостромный массив сложен толщей ритмично переслаивающихся биостромов и мергелей. Каркас биостромов образован средними, реже крупными полипняками Favosites goldfussi d'Orbigny, Syringopora sp., пластинчатыми полипняками Alveolites krekovensis (Dubatolov) с расходящимися лопастями, крупными ветвями Alveolites polenowi Peetz. Промежутки между полипняками заполнены коричневым глинистым детритовым известняком с веточками Subcladopora elegans (Dubatolov), Alveolites figuratus (Dubatolov), A. karmakensis (Tchernyschev), Scoliopora delecta Alkhovik, ругозами Pseudodigonophyllum trabeculum Kravzov и алевролитами известкового, кварцевого и смешанного состава. Некоторые биостромы подстилаются или перекрываются маломощным пластом темно-серого тонкослоистого мелкозернистого известняка. Ниже описывается характер переслаивания: 1) мергели – 8.4 м; 2) биостром – 9.2 м; 3) мергели, тонкослоистые известняки – 12.6 м; 4) биостром – 9.2 м; 5) мергели с пластом известняка – 7.1 м; 6) биостром – 1.8 м; 7) мергели – 1.8 м; 8) слоистые известняки – 2.5 м; 9) биостром – 0.8 м; 10) мергели – 7.1 м; 11) биостром – 4.2 м; 12) мергели органогенно-детритовые и слоистые известняки с брахиоподами Chalimia gracilis Baranov; конодонтами Pandorinellina expansa Uyeno, Polygnathus inflexus Baranov, Sannemannia glenisteri (Klapper) – 8.4 м; 13) биостром – 2 м; 14) мергели – 8.4 м; 15) биостром – 5 м; задерновано – 21 м; 16) биостром – 2.1 м; 17) слоистые известняки – 4.2 м. Общая мощ-

6 Baranov.indd 150 8/23/11 5:32:11 PM

ность массива составляет 113.8 м. Он перекрывается темно-серыми до черных, толстоплитчатыми, тонкозернистыми известняками с многочисленными органогенными прослоями, сложенными ветвями Scoliopora delecta Alkhovik и пластинчатыми полипняками Alveolites krekovensis (Dubatolov). Среди них встречаются редкие раковины спириферид Elythyna salairica Rzhonsnitskaya.

В эйфельском веке площади рифообразования резко сокращаются. В результате крупной регрессии на большей части территории Северо-Востока Азии процессы карбонатонакопления сменяются сульфатообразованием. Области карбонатонакопления и рифообразования смещаются к центральной части морского бассейна. На мелком шельфе продолжают формироваться пласты биоморфных коралловых известняков, местами переходящие в коралловые (табулятовые) биостромы (восточный склон хр. Тас-Хаяхтах, верхнее течение р. Тебетей. Начало живетского века на большей территории Северо-Востока Азии, в связи с начавшейся трансгрессией, характеризуется размывом подстилающих толщ. Мощность базальных конгломератов колеблется от первых до десятков метров. Выше залегают сульфатоносные отложения, среди которых появляются пласты доломитов. Максимум живетской трансгрессии характеризуется разнообразием фациальных обстановок. В центральной части Яно-Индигирской карбонатной платформы (хр. Тас-Хаяхтах) формируется мощная толща рифогенных известняков и доломитов до пятисот метров мощности, а на западном склоне – относительно маломощная толща глинистых известняков с банками брахиоподовых разностей, переходящая выше в толщу переслаивания углеродисто-глинистых сланцев и известняков. На севере платформы (Селенняхский кряж и хр. Улахан-Сис) к этому времени приурочено накопление мелководных осадков – доломитов и доломитистых известняков с редкими пластами известняков. На Сетте-Дабанской карбонатной платформе к этому интервалу разреза приурочено накопление пачки темноцветных, глинистых известняков с брахиоподами и конодонтофоридами. В конце живетского века на фоне развивающейся регрессии на Сетте-Дабанской платформе формируются маломощные биостромы и небольшие биогермы, каркас которых сложен ветвистыми табулятоморфными кораллами, а на Яно-Индигирской и Омулевской платформах ракушняковые брахиоподовые банки, образованные крупными раковинами замковых брахиопод – стрингоцефалид. На Приколымской карбонатной платформе толща рифоидных известняков живетского возраста (нижняя половина ярходонской свиты) содержит крупные стратиформные полиметаллические месторождения.

Начало франской трансгрессии на всех карбонатных платформах Северо-Востока Азии сопровождается образованием брахиоподовых банок, сложенных в основном раковинами пионерного вида Mucrospirifer

6 Baranov.indd 151 8/23/11 5:32:11 PM

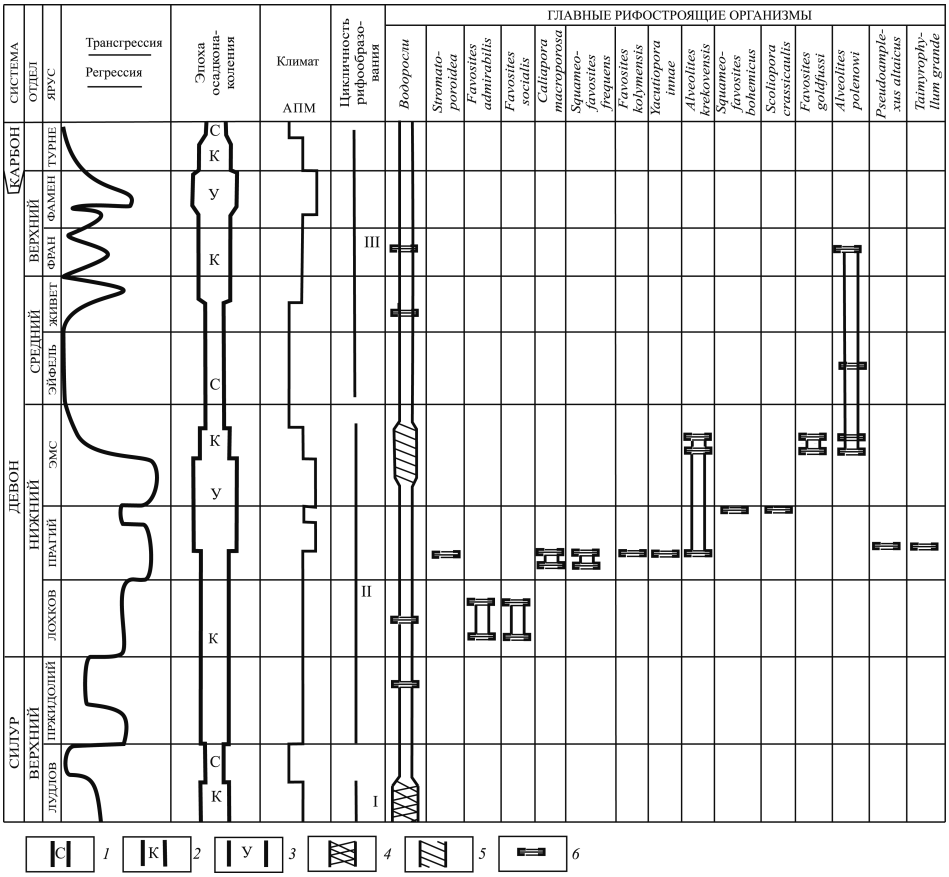


Рис. 5. Эволюция рифовых систем: циклы II порядка. I – позднеордовикско-раннелудловский, II – пржидольско-раннедевонский, III – среднедевонско-раннекаменноугольный; эпохи: С – сульфатонакопления; К – карбонатообразования; У – накопления углеродисто-глинистых пород; климаты: А – аридный; П – переходный от аридного к муссонному, М – муссонный; 4 – риф; 5 – биогерм; 6 – биостром.

novosibiricus (Toll). К максимуму франской трансгрессии на Сетте-Дабанской платформе приурочено образование мощных пластов органогенно-обломочных, биоморфных коралловых известняков. На мелком шельфе Яно-Индигирской платформе продолжает формироваться толща рифогенных водорослевых известняков (мощностью до четырехсот метров), а на среднем и глубоком шельфе – углеродисто-глинистая толща. На Приколымской карбонатной платформе также продолжает формироваться толща рифогенных водорослевых известняков (верхняя часть ярходонской свиты). С конца франского века и до начала карбона, практически, на всех карбонатных платформах происходило накопление углеродисто-глинистых толщ и только на Сетте-Дабанской платформе в конце франского века про-

6 Baranov.indd 152 8/23/11 5:32:12 PM

исходит образование маломощных биостромов, сложенных табулятоморфными кораллами. Кратковременная регрессия в начале турне-визейского времени отмечается образованием маломощной пачки рифогенных известняков. На Сетте-Дабанской платформе она представлена 20-тиметровой пачкой сирингопоровых известняков, а на Яно-Индигирской платформе – 30-40-метровой пачкой криноидных известняков.

Цикличность процессов рифообразования рассматривается во многих работах (Кузнецов, 1996, 2003; Уилсон, 1980; Talent, 1988; Cooper, 1989). В.Г. Кузнецов (2003) в палеозое выделял четыре цикла длительностью от части периода до нескольких периодов. Среднепалеозойская эпоха рифообразования отнесена им ко второму наиболее продолжительному поднеордовикско-позднедевонскому циклу, который можно считать циклом I порядка. На Северо-Востоке Азии внутри этого цикла установлены соподчиненные циклы II порядка (рис. 5): позднеордовикско-позднесилурийский, раннелудловский, пржидольско-раннедевонский и среднедевонско-раннекаменноугольный, два первых из которых характеризуются асимметричным строением: продолжительной инициальной стадией с образованием бескаркасных рифовых построек, затем возникновение каркасных построек небольшой мощности – биостромов и биогермов и короткой финальной стадией, на которой происходило формирование сложных рифовых систем большой мощности – рифов, биостромных и биогермных массивов. Интенсивность рифообразования возрастает с позднего ордовика и достигает своего пика в позднем силуре (позднем венлоке – лудлове). Затем в лудфорде рифообразование прекращается и следующий цикл начинается в пржидоле – раннем девоне (лохкове) и достигает максимума в эмсском веке. В среднедевонско-раннекаменноугольном цикле – в позднем живете, среднем фране и раннем карбоне – происходило образование биостромов и биогермов небольшой мощности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В среднем палеозое Северо-Востока Азии прослеживаются два рифовых пояса: Верхоянский и Новосибирско-Колымский. В состав Верхоянского пояса входят Сетте-Дабанская и Хараулахская карбонатные платформы, а в Яно-Индигирский – Новосибирская, Яно-Индигирская, Момская, Омулевская и Приколымская карбонатные платформы. Рифообразование обусловлено сочетанием нескольких позитивных факторов: тропическим климатом, наличием положительных морфоструктур и компенсированным прогибанием морского дна. Интенсивность рифообразования при наличии вышеперечисленных факторов в значительной степени зависела от колебаний уровня морского бассейна и инверсий климата. Наивысший пик рифообразования приходится на поздний венлок – ранний лудлов. В нижнем и среднем палеозое Северо-Востока Азии выделяются три цикла

6 Baranov.indd 153 8/23/11 5:32:12 PM

рифообразования II порядка: позднеордовикско-позднесилурийский, раннелудловский, пржидольско-раннедевонский, два первых из них характеризуются асимметричным строением: продолжительной инициальной стадией с образованием простых рифовых построек и короткой финальной стадией, на которой происходило формирование сложных рифовых систем большой мощности. В среднедевонско-раннекаменноугольном цикле вспышки рифообразования наблюдались в позднем живете, среднем фране и раннем карбоне. Доминирующими рифостроителями в течение всего среднего палеозоя оставались водоросли, которые образовывали рифовые и биогермные массивы, а субдоминантными – табулятоморфные кораллы, ругозы и строматопораты, которые создавали только биостромы и биогермы.

Работа частично выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 09-05-98518-р_восток_а и 09-04-00757).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альховик Т.С., Баранов В.В. 2001. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН. 149 с.

Альховик Т.С., Баранов В.В. 2002. Стратиграфия силура и девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). М.: ВИНИТИ. 211 с. Деп. ВИНИТИ, № 41-В2002.

Баранов В.В. 2007. Рифовые системы в силуре и раннем девоне Северо-Востока Азии // Отечественная геология. № 5. С. 43–49.

Баранов В.В. 2008. Эволюция метабиосферы и кризисы экосистем в раннем-среднем палеозое Северо-Востока Евразии // Отечественная геология. № 5. С. 66–72.

Кузнецов В.Г. 1996. Эволюция и цикличность палеоозойского рифообразования в пределах России и смежных государств // Литология и полезные ископаемые. С. 115–126.

Кузнецов В.Г. 2003. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС. 262 с.

Орадовская М.М. 1988. Биостратиграфия и фации ордовика-силура Северо-Востока СССР. М.: Недра.

Уилсон Дж.Л. 1980. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра. 463 с.

Cooper P. 1989. Enigmas in Phanerozoic reef development // Mem. Ass. Australas. Palaeontols. V. 8. P. 371–385.

Talent J.A. 1988. Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? // Senkenbergiana lethaea. V. 69. № 3/4. P. 315–368.

Wright V.P., Burchette T.P. 1996. Shallow-water carbonate environments // Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Oxford: Blackwell. P. 325–394.

6 Baranov.indd 154 8/23/11 5:32:12 PM

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 155–178.
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf

УДК 551.782.1

РАЗВИТИЕ КАРБОНАТНЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК В СРЕДНЕМ–ПОЗДНЕМ МИОЦЕНЕ ЭВКСИНО-КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ ПАРАТЕТИС)

И.А. Гончарова[1], Ю.В. Ростовцева[2]
[1]*Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва*
[2]*Московский государственный университет им. М.Л. Ломоносова, Москва*
iringonch@gmail.com, rostovseva@list.ru

Область Средиземноморья и прилегающая к ней с севера система обширных эпиконтинентальных бассейнов (Паратетис) в миоцене характеризовались широким распространением органогенных карбонатных построек (рифов, биогермов, строматолитов и пр.). В Средиземноморье, где в это время преобладали коралловые рифы, они отмечены на протяжении всего миоцена вплоть до позднего, включая мессиний; в Паратетисе время распространения карбонатных органогенных построек короче. Паратетис состоит из трех частей: Западного, исчезнувшего в олигоцене, Центрального, который в русской литературе часто именуется Западным, и Восточного Паратетиса (Эвксино-Каспийский бассейн). В Центральном Паратетисе эти постройки существовали в среднем миоцене (ранний и поздний баден, ранний, средний сармат), в Восточном – в среднем и позднем (чокрак, сармат, мэотис) (рис. 1).

Развитие карбонатных органогенных построек в рассматриваемых областях в течение миоцена не было непрерывным. В Западном Средиземноморье в среднем миоцене (лангии и серравалии) и в первой половине позднего (тортоне) отмечено два четких рифовых события, в конце позднего миоцена (в мессинии) – четыре. В среднем миоцене Центрального Паратетиса возникновение рифов следует практически одно за другим (баден, сармат). В Восточном Паратетисе установлено три основных этапа формирования органогенных карбонатных построек: чокрак-караганский, ранне-среднесарматский и мэотический (Гончарова, Ростовцева, 2010; Goncharova, Rostovtseva, 2009) (рис. 2).

7 Goncharova.indd 155 8/23/11 5:32:25 PM

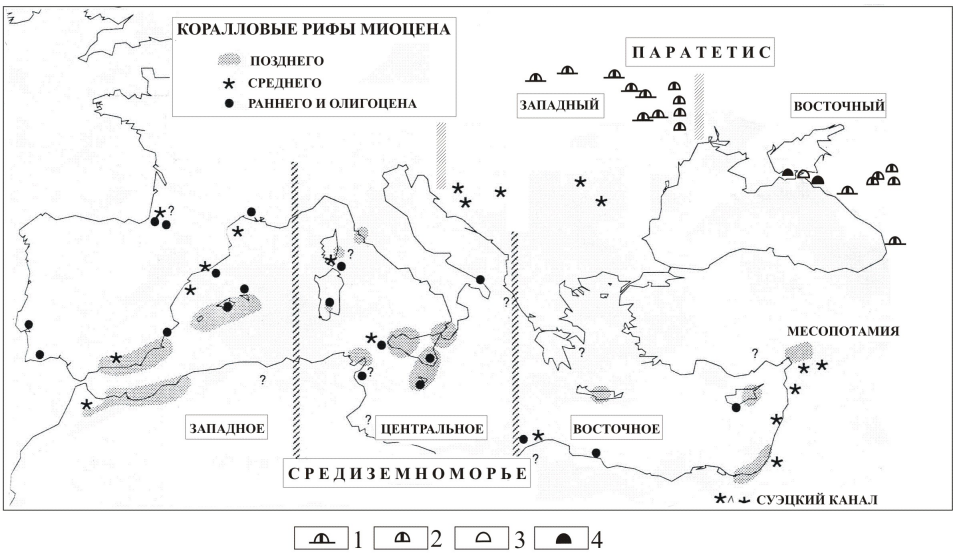


Рис. 1. Схема расположения органогенных построек миоцена в Средиземноморском бассейне и Паратетисе (по Esteban et al., 1996, с изменениями). Карбонатные органогенные постройки Паратетиса: 1 – первая половина среднего миоцена (баден, чокрак); 2 – вторая половина среднего миоцена (сармат); 3 – начало позднего миоцена (мэотис); 4 – средний и поздний миоцен (чокрак, сармат, мэотис).

В каждой из вышеупомянутых областей органогенные карбонатные постройки обладали своими особенностями, определявшимися степенью мористости бассейна (соленостью, химизмом вод и пр.), зависящей от характера его связи с открытыми водами. При этом наблюдается уменьшение мористости с запада на восток: Средиземноморский миоценовый бассейн наиболее полноморской, среднемиоценовый (баденский) Западный Паратетис уже в меньшей степени стабилен, и наиболее нестабильны бассейны среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса, которые, кроме морского чокракского и солоноватоводных позднемэотического и понтического, отвечают стадии незамкнутых полуморских бассейнов (Невесская и др., 2005). То же самое наблюдается и в Средиземноморском бассейне, который сам подразделяется на западную, центральную и восточную части, и последняя из них опять-таки наименее стабильна.

Особенности условий отражались как на количестве и размерах карбонатных построек, так и на качественном и количественном составе каркасостроителей. В миоценовое время в Западном Средиземноморье, условия которого были наиболее благоприятны для обитания бентосных организмов, коралловые рифы были широко распространены на мелководном шельфе, на глубинах от нескольких до десятков метров. В среднем миоцене основными рифостроителями были герматипные (мелководные, с симбиотическими зооксантеллами) кораллы родов *Porites*, *Heliastrea*,

7 Goncharova.indd 156 8/23/11 5:32:27 PM

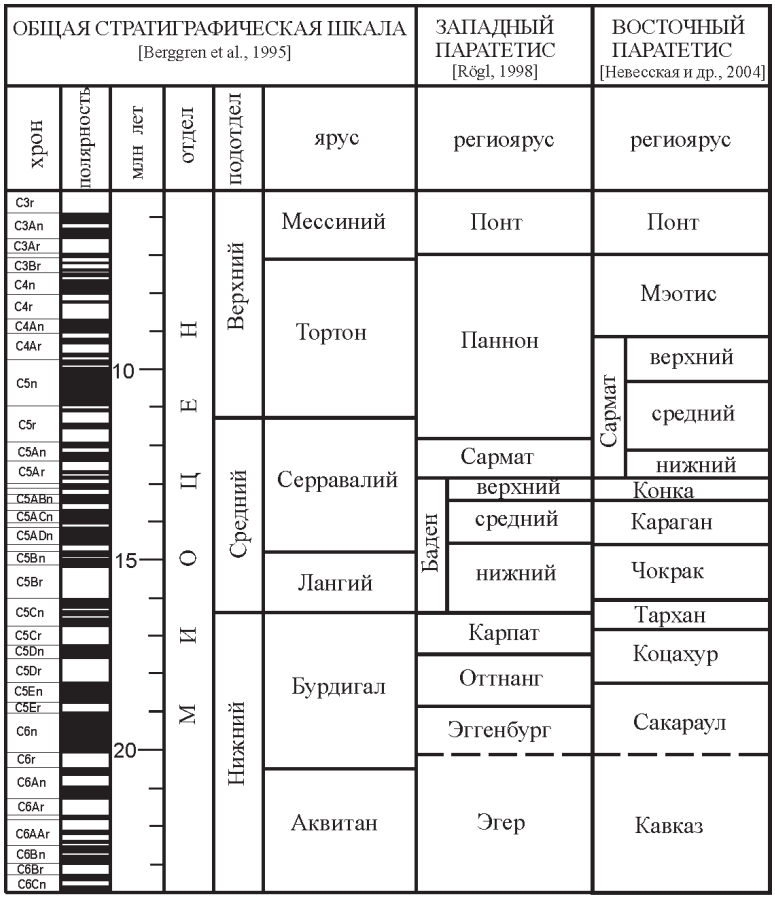


Рис. 2. Стратиграфическая схема неогена Средиземноморья и Паратетиса (Popov et al., 2004).

Tarbellastrea, *Siderastrea* и, локально, представители семейств Mussidae и Faviidae. В не меньшей степени были развиты биостромы из красных водорослей, образующие местами красноводорослевые рампы. Среди среднемиоценовых (лангий, серравалий) средиземноморских коралловых построек в зависимости от типа рифа различают три основные группы (Esteban et al., 1996): 1) примыкающие (fringing-reefs; перевод термина по Латыпову, 2007) длиной 3–7 км и мощностью до 50 м; 2) «лоскутные» (patch reefs) менее 1 км длиной и 10 м мощностью; и 3) коралловые биогермы (coral knobs) на красноводорослевой карбонатной рампе, имеющие размеры: 5–10 м длины и 1–2 м высоты. Позднемиоценовые (тортонские) коралловые рифы, образованы в основном кораллами родов *Porites* и *Tarbellastrea*. В раннем тортоне это биогермы мощностью 1–2 м и длиной до 10 м, а основные карбонатные постройки здесь образованы красными водорослями в ассоциации

7 Goncharova.indd 157 8/23/11 5:32:27 PM

с мшанками, моллюсками и крупными бентосными фораминиферами. В позднем тортоне коралловые рифы, в большинстве своем относящиеся к категории примыкающих, представляли собой уже значительные сооружения мощностью до 20 и даже 100 м и протяженностью до 2–7 км, хотя присутствовали и небольшие постройки (биогермы).

Мессинские коралловые сооружения, основу которых составляли те же роды, что и в тортоне, были представлены как примыкающими рифами (мощностью до 60 м и протяженностью в десятки километров), так и разными видами биогермов до 20 м мощности. Среди самых молодых мессинских коралловых построек, отмечены своеобразные биогермы (2–3 м высоты, до 10 м длины), образованные лишь представителями рода *Porites* и включенные в состав крупных строматолитов. На этих коралловых постройках обнаружены тонкие цианобактериальные корочки (Esteban et al., 1996).

На значительной территории Центрального Паратетиса (Австрия, Венгрия, Болгария) в среднем миоцене, раннем бадене также были развиты коралловые рифы. Однако их биоценозы были менее разнообразны, чем в аналогичных средиземноморских рифовых постройках, во всяком случае в видовом отношении. В создании этих рифов мощностью не менее 15 метров и протяженностью до 50 м принимали участие *Heliastrea*, *Porites*, *Tarbellastrea*, *Stylophora*, *Favia*, *Cyphastrea*. В позднем бадене коралловые рифы, а скорее биогермы мощностью 2–4 м и протяженностью несколько десятков метров, были значительно обеднены и составлены только кораллами родов *Porites*, *Tarbellastrea* и реже *Siderastrea* или *Caulastrea* (Moisset et al., 2006; Pisera, 1996). Они известны из бассейнов Австрии, Венгрии и Болгарии. В Румынии в это время кораллы отмечены только из водорослевых рифов, где ядра биогермов образованы колониями родов *Porites* (доминирующего) и *Tarbellastraea*. Позднебаденские рифы северо-восточной окраины Центрального Паратетиса (Польша, Украина, Молдавия) и в частности ее большей восточной части, называемой Медоборами, отличались своеобразием. Здесь находки отдельных самостоятельных коралловых построек отсутствуют (Jasinowsky и др., 2004), а биогермы размерами 4Х3Х10 м образуют рифовую систему, в которой отдельные рифы достигают мощности 80 м при длине 1.5 км и ширине 400 м. Основные конструкторы здесь кораллиновые водоросли (красные водоросли сем. Corallinacea) и в меньшей степени мшанки, серпулиды, моллюски, среди которых часто преобладают верметусы, и фораминиферы (Королюк, 1952; Рошка, Хубка, 1981; Янакевич, 1977).

Коралловые рифы исчезли в Средиземноморье в конце миоцена, а в бассейнах Центрального Паратетиса еще раньше – в среднем миоцене. Низкое родовое разнообразие и небольшой годовой прирост позднемиоценовых кораллов Средиземноморья по мнению европейских исследователей (Esteban et al., 1996) указывают на температуру поверхностных вод, близкую к нижнему барьеру роста рифов. Отсутствие их в последующей плиоценовой

7 Goncharova.indd 158 8/23/11 5:32:27 PM

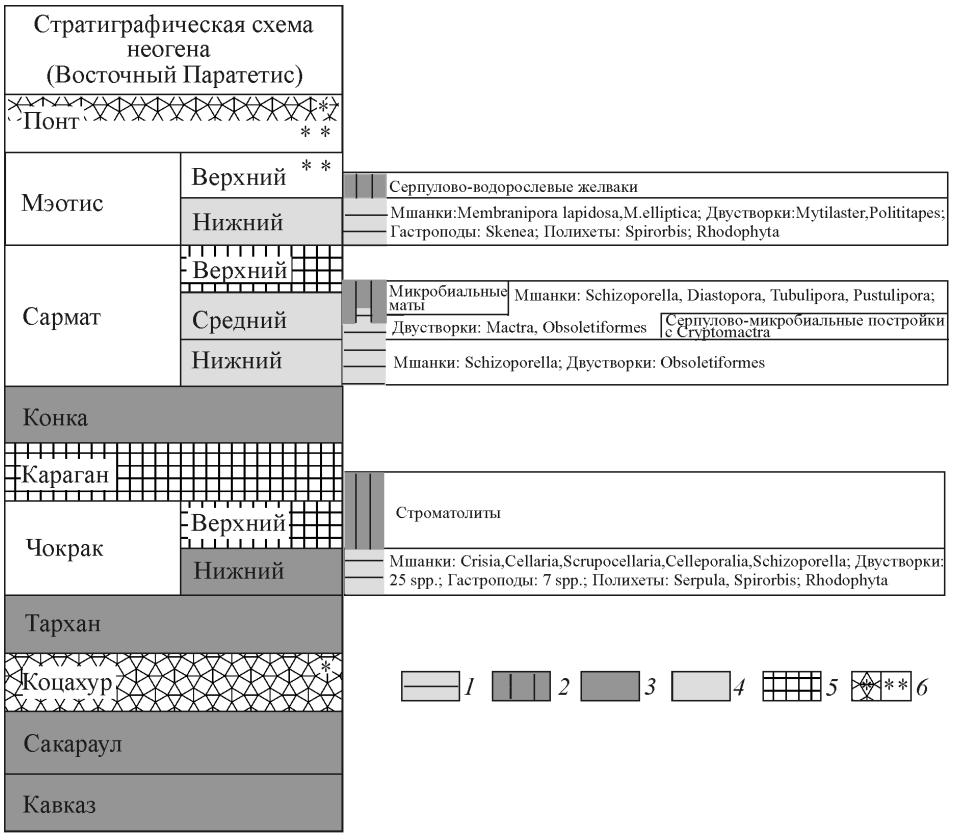


Рис. 3. Этапность развития органогенных построек в Эвксино-Каспийском бассейне. 1–2 – типы органогенных построек: 1– мшанково-водорослевые, 2 – водорослево-микробиальные; 3–6 – типы бассейнов: 3 – морские, 4 – полуморские со связью с открытыми водами, 5 – полуморские изолированные, 6 – солоноватоводные (изолированные (*) и со связью с открытыми водами (**)).

и современной истории Средиземноморья и бассейнов Центральной Европы скорее всего связано с похолоданием поверхностных вод и изменением гидрологии этих морей.

Позднебаденские коралловые рифы обнаруживают большое сходство по составу доминантных каркасостроителей и условиям существования с современными вьетнамскими рифами северной части Тонкинского залива, описанными Ю.А. Латыповым (2007).

Последним этапом возникновения и широкого распространения карбонатных построек в миоцене Центрального Паратетиса (Югославия, Венгрия, Румыния, Польша, Украина, Молдавия, Болгария) было образование раннесарматских мшанково-водорослево-серпулидных рифов, сменивших после небольшого перерыва позднебаденские (Jasinowsky и др., 2004; Pisera, 1996), и ограниченное распространение в Молдавии среднесарматских рифов (Рош-

7 Goncharova.indd 159 8/23/11 5:32:27 PM

ка, Саянов, 1966). Первые представляют собой составленные из биогермов рифовые тела мощностью 15–60 м, шириной до 100 м и длиной в несколько сотен метров, вторые – биогермы размерами в несколько метров.

В миоцене Восточного Паратетиса (Эвксино-Каспийского бассейна) кораллы отсутствовали, но были широко распространены мшанково-водорослевые биогермы. Это уникальное явление в истории древних бассейнов. Их близких аналогов нет в современных морях, а в прошлом участие мшанок в строительстве рифов отмечалось в палеозое, где наряду с кораллами и водорослями они были основными каркасостроителями. При этом мшанки и кораллы выступали как антагонисты и совместно никогда не участвовали в строительстве рифов (Горюнова, 1997, 2001). Та же тенденция наблюдается и в неогене Средиземноморья и эпиконтинентальных бассейнов Центрального Паратетиса (Esteban et al., 1996; Studencki, 1999; Moissete et al., 2007). В нестабильных миоценовых морях Эвксино-Каспийского бассейна нарушается схема распределения органогенных построек, прослеживаемая в истории Земли с палеозоя (Горюнова, 1997) доныне (James et al., 2000), где мшанковые биогермы всегда следуют за коралловыми и коралло-водорослевыми постройками по глубине и располагаются обычно ниже фотической зоны. Иная картина выявилась в среднем и позднем миоцене Восточного Паратетиса в обстановке субтропического и теплоумеренного климата, пониженной солености и заметного терригенного стока, обусловивших отсутствие кораллов. В этих условиях мшанки совместно с водорослями и цианобактериями становятся основными каркасостроителями в фотической зоне.

В неогене Эвксино-Каспийского бассейна распространение мшанково-водорослевых биогермов ограничено средним-верхним миоценом (чокрак-мэотис) (Гончарова, 2008). Однако здесь, в интервале приблизительно 11 млн. лет, они возникали неоднократно: в раннечокракское, ранне-, среднесарматское и в раннемэотическое время. Помимо мшанково-водорослевых биогермов, в неогене Эвксино-Каспийского бассейна присутствуют и органогенные постройки водорослево-микробиального типа. Вышеназванные типы органогенных построек характеризуют определенные этапы развития неогеновых бассейнов (рис. 3).

Органогенные постройки миоценовых морей Эвксино-Каспийского бассейна, особенно мшанково-водорослевые, издавна привлекали внимание исследователей (Андрусов, 1961; Багдасарян, Пономарева, 1982; Белокрыс, 1962, 1973, 1980, 1986; Білокрис, 1971; Крылов, 1966; Куличенко, 1972; Рошка, Саянов, 1966; Саянов, 1962 и др.). Однако до последнего времени они не были систематизированы и рассмотрены с учетом их эволюции. Не было уделено должного внимания и водорослево-микробиальному типу органогенных построек, выделенному ранее в отложениях Восточного Паратетиса (Крылов, 1966; Ростовцева, Коновалова, 2005; Ростовцева, 2007

7 Goncharova.indd 160 8/23/11 5:32:27 PM

и др.). Ниже вышеназванные органогенные образования проанализированы по этапам развития бассейнов на собственном материале из разрезов Таманского и Керченского полуостровов с привлечением литературных данных. Сделана попытка объединить и систематизировать накопившиеся разрозненные материалы по биогермной тематике кайнозоя Эвксино-Каспийского бассейна.

МШАНКОВО-ВОДОРОСЛЕВЫЙ ТИП ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

Органогенные постройки морского раннечокракского, а также полуморских ранне-, среднесарматского и раннемэотического бассейнов (классификация бассейнов по (Невесская и др., 2005), достигавшие иногда мощности 50 м, отличались преобладанием мшанок и водорослей среди каркасостроителей. Эти органогенные постройки, часто создававшие биогермные гряды, возвышавшиеся над дном, были характерны для мелководий теплых морей, не глубже первых десятков метров, с хорошей аэрацией вод и богатыми пищевыми ресурсами.

Ранний чокрак. В раннечокракском морском бассейне основу овальных тел биогермов (до 2 м в диаметре) (рис. 4а) составляли мшанковые колонии хейлостомат (роды *Membranipora, Schizoporella, Cellaria, Scrupocellaria, Celleporaria*) и циклостомат (*Crisia*) (Вейс, 1988), багряные водоросли (Белокрыс, 1986), известковые трубочки червей (Керченский полуостров: балки Скеля, Камышлак; Западное Предкавказье: р. Белая). Преобладающие роды мшанок *Membranipora и Schizoporella* имеют мембранипориформный тип роста колоний, остальные, менее распространенные в чокракских биогермах, – целларииформный и целлепориформный типы. Все эти морфотипы в бадене Центрального Паратетиса (Венгерский бассейн) в условиях субтропического климата характеризуют мелководные карбонатные платформы обычно до 10–30 м глубины, с умеренной или высокой энергией волн, при скорости седиментации обычно от низкой до умеренной (кластер D по Moissete et al., 2007). Моллюски в раннечокракских биогермах, обычно приуроченные к периферическим частям биогермов, часто покрыты плотной известковой корочкой, хорошо сохранившей их раковины и легко отделяющейся от них. Среди двустворчатых моллюсков (~25 видов) доминировали роды *Pteria* и *Chama*. Многочислены также представители родов *Parvicardium, Anadara, Venerupis, Irus, Gregariella, Mytilaster*, причем соотношение их в биогермах различных частей чокракского бассейна (Крым, Северный Кавказ и Грузия) несколько меняется (Гончарова, 1989). Пектиниды (род *Aequipecten*), а также представители родов *Mytilus, Isognomon, Ervilia, Corbula, Hiatella* в биогермах не столь многочисленны, как вышеназванные. Отмечены и редкие виды родов *Nuculana* и *Modiolus*. Из гастропод (по полевым наблюдениям К.Г. Багдасарян в 1973 г.) наиболее массовы *Cerithium catleyae* Baily, *Bittium* (*B.*) *digitatum* (Zhizh.), *B.* (*?*) *agibelicum* (Zhizh.)

7 Goncharova.indd 161 8/23/11 5:32:27 PM

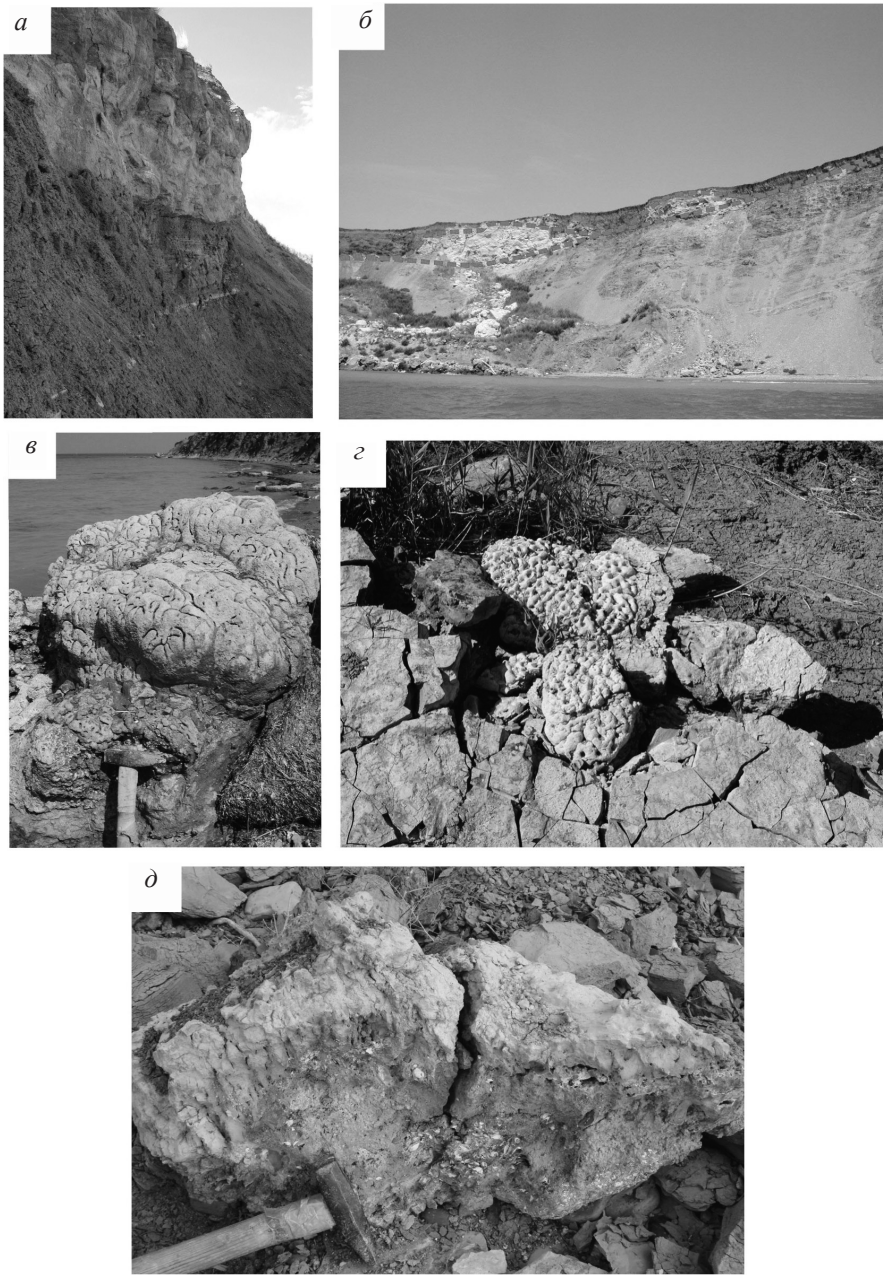


Рис. 4. Различные виды органогенных построек миоцена Эвксино-Каспийского бассейна. а–в – мшанковые биогермы: а – нижний чокрак, Керченский полуостров, урочище Скеля; б–в – нижний мэотис, Таманский полуостров, гора Зеленского: б – базальный горизонт, в – верхний горизонт; г – строматолит (нижний караган, Керченский полуостров, с. Юркино); д – серпулово-микробиальный биогерм (средний сармат, Таманский полуостров, гора Зеленского).

7 Goncharova.indd 162 8/23/11 5:32:27 PM

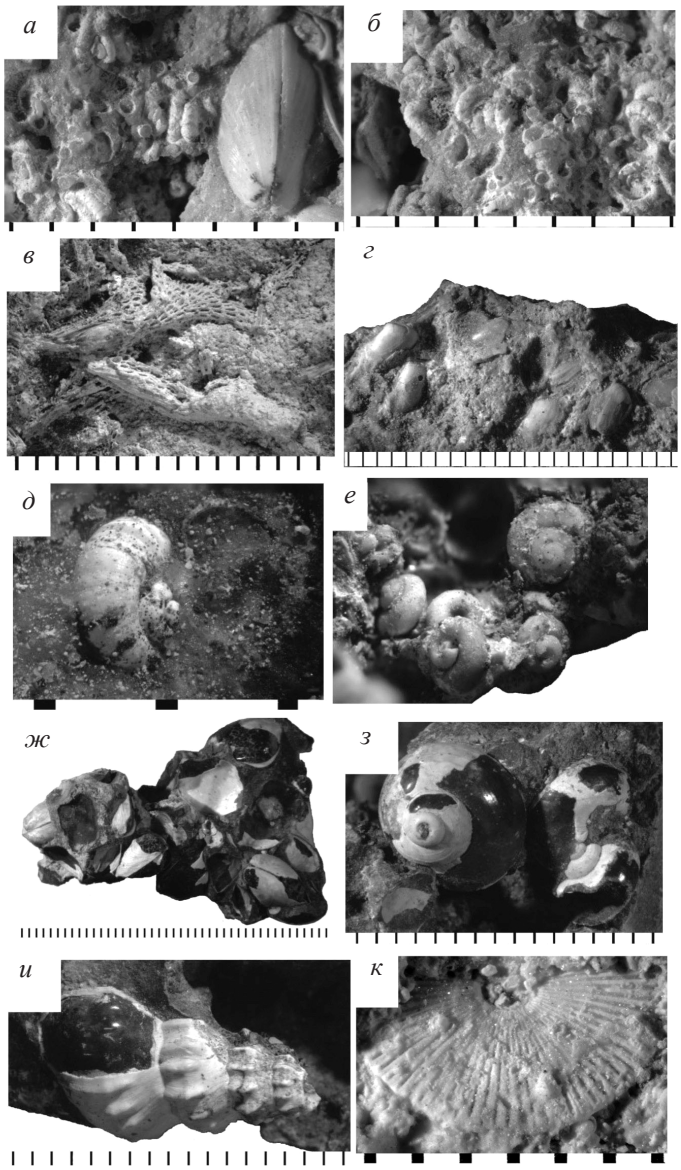


Рис. 5. Ископаемые из органогенных построек миоцена Эвксино-Каспийского бассейна. а–е – фауна из мшанковых биогермов нижнего мэотиса (а–б – Керченский полуостров, озеро Тобечик и в–г – Таманский полуостров, мыс Тузла): а – *Mytilaster volhynicus minor (Andrus.)* (Bivalvia: Mytilidae) и *Spirorbis*, б – «*Spirorbis (Dexiospira)» inconstans Belokrys* (Polychaeta: Serpulidae), в – «*Membranipora» lapidosa* (Pallas) (Bryozoa: Cheilostomida), г – *Sphenia anatina* (Bast.) (Bivalvia: Myidae), д–е – *Skenea tenuis* (Baluk) (Gastropoda: Skeneidae); ж–и – фауна из серпулово-микробиальных биогермов среднего сармата (Керченский полуостров, мыс Коп-Такыл): ж – *Cryptomactra*, з – *Gibbula*, и – *Akburunella*; к – сифоновая водоросль типа *Acetabularia* (определение Роберты Романо, Италия, Университет Триеста), нижний чокрак (Юго-Западный Крым, мыс Фиолент).

7 Goncharova.indd 163 8/23/11 5:32:28 PM

и *Potamides* (*Pirenella*) *cicur* (Zhizh.). *Nassarius* (*Hinia*) *restitutianus* (Font.), *Gibbula* (*Colliculus*) *kertschensis* (Usp.), *G.* (*C.*) *nefas* Kol. встречались реже. Здесь же на поверхности биогермов отмечены балянусы: *Balanus rostratus* Hock. (Kolosvary, 1964). Нередки и полихеты: представители рода *Serpula* и спирорбины: «*Spirorbis* (*Dexioospira*)» *fundatus* Bielokrys в биогермах и ракушечниках Керченского п-ова и ракушечниках Устюрта. В песчаных и биогермных фациях раннего чокрака (Юго-Западный Крым, мыс Фиолент; Керченский п-ов, балка Камышлак) отмечены и многочисленные фрагменты сифоновых водорослей типа *Acetabularia* (определение Роберты Романо, Италия, Университет Триеста; рис. 5к). Чокракские биогермы представляются наиболее сходными по составу биоты с водорослево-мшанковой фацией нижнего бадена из числа выделенных В. Студенцким (Studencki, 1999) фаций баденского красноводорослевого известняка Предкарпатского прогиба Польши (Центральный Паратетис). Правда, по сравнению с этой фацией чокракские биогермы несколько обеднены. Формирование этого типа мшанково-водорослевых биогермов в чокракском бассейне происходило в условиях субтропического влажного климата (Гончарова и др., 2002) при солености вод около 30 ‰ (близкой к нормальной морской) и было связано с проявлением орогенических движений и изменениями баланса стока и испарения, обусловивших заметное расширение и возникновение новых областей мелководья в раннем чокраке в пределах Эвксинокаспийского бассейна (Гончарова и др., 2002; Popov et al., 2004).

Сармат. В длительно существовавшем (около 4.3 млн. лет, Невесская и др., 2004) полуморском сарматском бассейне (конец среднего – начало позднего миоцена) биогермные образования возникали на разных стадиях развития бассейна (рис. 3). Это происходило в начале раннесарматского и в начале среднесарматского времени в условиях влажного субтропического климата (Белокрыс, 1984) при весьма затрудненной связи с соседними морскими бассейнами, в начале среднего сармата несколько усилившейся (Кияшко, Парамонова, 1987)

В начале раннего сармата в Эвксино-Каспийской части Паратетиса, соленость которой оценивается величиной 14–18 ‰ (Ильина и др., 1976), эти мшанково-водорослевые биогермы (до 3 м в диаметре) чрезвычайно обеднены по сравнению с чокракскими. Они построены мшанками (на западе Крымского п-ова, мыс Тарханкут, – единственным видом *Schizoporella unicornis* (Johnston) с колониями мембранипориформного типа; Вейс, 1983) в сочетании с цианобактериями, багряными водорослями *Archaeolithothamnicum* (ныне *Sporolithion;* Jasionowski et al., 2006) *rude asiaticum* Masl. и *Lithoporella badji* (Masl.) (Белокрыс, 1973; Рошка, Саянов, 1966), червями серпулидами, при участии единственного рода двустворчатых моллюсков *Obsoletiformes* (Cardiidae: Lymnocardiinae). В Центральном Паратетисе (Западная Украина, Медоборские холмы) в биогермных фа-

7 Goncharova.indd 164 8/23/11 5:32:28 PM

циях раннего сармата этот род более разнообразен и включает несколько видов (Studencka, Jasionovski, 2003). В Эвксино-Каспийском же бассейне из раннесарматских биогермов (Керченский п-ов, село Юркино) пока известен лишь один вид *O. lithopodolicus* (Dubois), по определению Н.П. Парамоновой представленный двумя подвидами: типовым и *O. lithopodolicus rutenicus* (Hilber). Мембранипориформный тип колоний мшанок указывает на условия мелководья карбонатной платформы с энергией вод от умеренной до высокой и с относительно низкой скоростью осадконакопления.

Мшанково-водорослевые биогермы (до первых метров в диаметре) были широко распространены в начале среднего сармата в Эвксино-Каспийском бассейне, где обычно располагались на границе мелководных и сравнительно глубоководных участков (Невесская и др, 1986). По сравнению с составом среднесарматских биогермов Галицийского и Борисфенского заливов, а также района Западного Предкавказья, комплекс моллюсков в биогермах северо-восточного побережья Керченского полуострова резко обеднен (Невесская и др, 1986). Здесь выявлены лишь *Mactra fabreana* Orb. и *Obsoletiformes desperatus* (Koles.). Мшанки же довольно разнообразны**.** В биогермах среднего сармата Западного Предкавказья (гг. Майкоп и Армавир) и Керченского полуострова (села Жуковка и Маяк) основными рифостроителями были 7 видов рода *Schizoporella* из сем. *Schizoporellidae* (отряд Cheilostomata) при активном участии некоторых циклостомат: *Diastopora* (1 вид), *Tubulipora* (1 вид), *Pustulipora* (3 вида) (Вейс*,* 1983). Большинство вышеуказанных мшанок характеризуется мембранипориформным типом колоний (Moissete et al., 2007), хотя присутствуют и винкуляриформные [Л.А. Вискова, устное сообщение]. Созданные ими биогермы возможно располагались несколько глубже, чем раннесарматские, в переходной зоне от верхов к низам сублиторали. Более глубоководными считает Н.И. Андрусов и мшанковые винкуляриевые рифы (Андрусов, 1961), описанные им из среднего сармата Керченского полуострова и сложенные в основном целлепорами, эшарами, диастопорами и изящными винкуляриями. Это же время (время отложения слоев с *Mactra* в низах среднего сармата в Центральном Паратетисе, соответствующее морской ингрессии из Средиземного моря) в Венском бассейне характеризуется значительным развитием мшанково-фораминиферовых биогермов (Piller, Harzhauser, 2002).

Ранний мэотис. Наибольшего развития мшанково-водорослевые биогермы достигли в раннем мэотисе в условиях постепенно нарастающей трансгрессии. Раннемэотический этап существования этих биогермов был одним из наиболее длительных (около 1.3 млн. лет, принимая датировку границ нижнего мэотиса соответственно 9.36–9.26 и 8.5–8.0 млн. лет) (Чумаков и др., 1992). Раннемэотические биогермы развивались в условиях теплоумеренного влажного климата (Филиппова, 2007) и полуморского бассейна с нестабильной связью с открытыми морскими водами. Соленость моря была неодина-

7 Goncharova.indd 165 8/23/11 5:32:28 PM

ковой в разных его частях и в различные интервалы времени. В открытых участках моря она колебалась в пределах 15–18 ‰ и лишь кратковременно могла достигать 25 ‰ при максимальном расширении связи с открытыми водами, особенно во второй половине раннего мэотиса (Невесская и др., 1986).

На протяжении раннего мэотиса развитие биогермов не было непрерывным, недавно установлены три последовательных уровня развития мшанково-водорослевых биогермов, размеры которых уменьшались, а разнообразие биоценозов увеличивалось (Гончарова, Ростовцева, Ильина, 2009; Гончарова, Вискова, Ростовцева, 2010). Наиболее представителен нижний базальный горизонт (рис. 4б), первоначально описанный Н.И. Андрусовым (1890, 1909, 1911) на Керченском полуострове, известный под названием митридатских слоев (Гончарова и др., 2009) и по праву называющийся рифом. Мощность раннемэотических (митридатских) биогермов, слагающих этот риф на Керченском полуострове, достигала 50 м (Журавлева и др., 1990), причем их состав удивительно однообразен. Каркас рифа построен в основном колониями мшанок, определявшимися ранее как *Membranipora lapidosa* (Pallas), почему их и называли мембранипоровыми. В поверхностных корочках, облекающих мшанковые биогермы, присутствуют цианобактерии. Строение этих биогермов на Казантипском мысе Керченского полуострова подробно рассмотрено в работах Андрусова (1961). Впоследствии И.Т. Журавлева с соавторами (1990) детально описали атолловую структуру казантипского рифа. Андрусовым (1961) в базальных биогермах Керченского полуострова были отмечены также редкие мелкие гидробии и морские двустворчатые моллюски *Sphenia anatina* (Bast.).

На Тамани при послойном изучении миоценовых разрезов более глубоководных отложений (мыс Панагия, мыс Тузла, Попов Камень, Таманский разрез; Гончарова и др., 2009) нижний биогермный горизонт – аналог митридатских слоев Керченского полуострова – имеет мощность 10–18 м. Мшанково-водорослевые биогермы имеют в нижней части размеры до 1–2 м, в верхней – до 5 м**.** По данным Л.А. Висковой (Гончарова, Вискова, Ростовцева, 2010), основными каркасостроителями этих построек были хейлостомные мшанки при участии водорослей. Эти мшанки, которые со времен Андрусова определялись как *Membranipora lapidosa*, по-видимому, принадлежат к другому роду (Вискова, Коромыслова, в печати) с различными формами роста в виде двуслойных лопастей и прямых ветвей (Гончарова, Вискова, Ростовцева, 2010) (рис. 6). Колонии «*M.*» *lapidosa* в основном слагают базальный горизонт биогермов (рис. 5в). Исходя из формы роста и пространственного расположения колоний мшанок, в раннемэотических биогермах можно выделить корковые холмы и каркасные заросли (Cuffey, 1985, 2006). Листовидные двуслойные колонии мшанок уплотнялись значительными включениями водорослей, формируя корковые холмы. Прямые ветвистые колонии образовывали каркасные за-

7 Goncharova.indd 166 8/23/11 5:32:28 PM

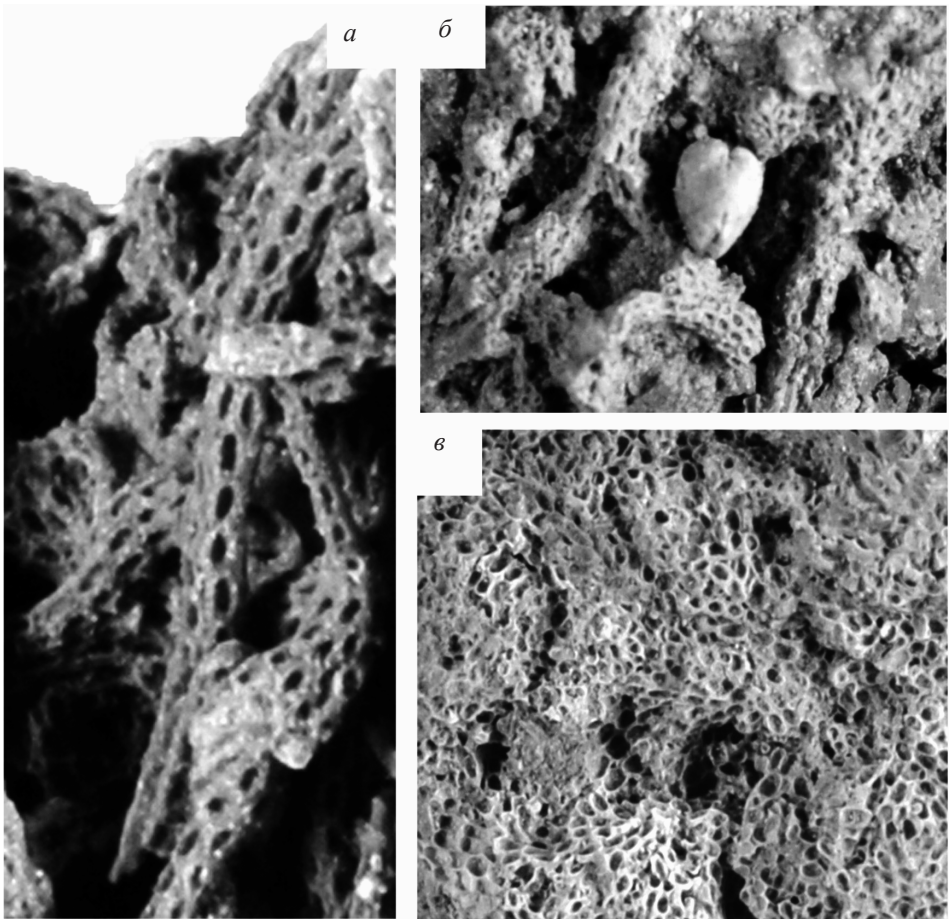


Рис. 6. **Различные виды мшанок из мшанково-водорослевых биогермов нижнего мэотиса** (мыс Панагия) (определения Е.А. Висковой). а–б – «*Membranipora* sp.»: а – из среднего и б – верхнего (с раковиной *Polititapes abichi* (Andrus.) горизонтов; в – «*Membranipora*» *lapidosa (Pallas)* из верхнего горизонта. Увеличение ×1.5.

росли, размеры которых были небольшими. Они, очевидно, появлялись на выступах дна или корковых холмов, но в более углубленных или затишных местах мелководья.

Обобщенная палеонтологическая характеристика нижнего биогермного горизонта в таманских разрезах (мысы Панагия и Тузла) следующая. Наряду с мшанками и диатомеями во всей толще митридатских слоев в большом количестве присутствуют мелкие морских гастроподы *Skenea tenuis* (Baluk) (рис. 5д,е), много серпулид, особенно спирорбисов, редки микрокопролиты; в средней части найдены редкие двустворчатые морские эвригалинные моллюски *Sphenia anatina* (Bast.) (рис. 5г) (Тузла) и *Polititapes abichi* (Andrus.). В кровле – биогермы со строматолитовой коркой (до 5 см), под которой выделяются вееровидные мшанки с включениями раковин скеней.

7 Goncharova.indd 167 8/23/11 5:32:28 PM

Средний горизонт на Тамани общей мощностью 1–1.3 м состоит из мелких биогермов размером 0.3–0.8 м. Биогермы образованы в основном небольшими каркасными зарослями мшанок, состоящими из тонких, сравнительно длинных прямых и дихотомирующих ветвей (Коромыслова, Вискова, 2010). Деликатная форма их колоний может свидетельствовать как об углублении бассейна, так и о более спокойных водах. В промежутках между ветвями встречаются редкие раковины морских эвригалинных двустворчатых моллюсков *Mytilaster volhynicus* (Eichw.) (небольших размеров), гастропод *Skenea tenuis* и *Hydrobia micra* (Stekl.), а также полихет рода *Spirorbis*. Некоторое увеличение разнообразия организмов, существовавших в сообществе с мшанками, могло быть ответом на изменение каких-то условий обитания, что было связано с усилением трансгрессии, но эти изменения не привели к вселению других морских мшанок.

Верхний горизонт мшанково-водорослевых биогермов мощностью от 0.1–0.6 м до 1.5 м (рис. 4в) образован в основном колониями инкрустирующих многослойных мшанок. Здесь как и в нижнем горизонте выделяются корковые холмы и каркасные заросли. Корковые холмы, состоящие из этих мшанок (рис. 6в), имеют уплощенную лепешковидную форму. В углубленных нишах холмов прослои инкрустирующих колоний мшанок местами замещены небольшими каркасными зарослями, образованными прямыми ветвистыми колониями. Однако диаметр их ветвей заметно крупнее, чем в колониях этих же мшанок из среднего горизонта. Краевые верхние части биогермов на Панагии характеризуются гроздевидными скоплениями крупных толстостенных раковин моллюсков *Polititapes abichi* (рис. 6б) и *Mytilaste*r *volhynicus*, часто с раковинками полихет вида *«Spirorbis (Dexiospira)» inconstans* Bielokrys (сем. Serpulidae). В верхних биогермах мыса Попов Камень и станицы Тамань преобладают двустворчатые моллюски *Polititapes abichi,* очень редко встречаются *Mytilaster volhynicus minor* и единично *Cerastoderma arcella mithridatis* (Andrus.), *Ostrea* sp. (Ростовцева, Гончарова, 2006). В межбиогермных карманах, выполненных раковинно-детритовыми известняками, сложенными в основном обломками раковин полититапесов, присутствуют линзовидные прослои мелкого детрита мшанок и включения мелких (0.1–0.2 м) серпулово-мшанковых желваков. По-видимому, увеличение диаметра ветвей в колониях мшанок, как и толстостенность раковин моллюсков, увеличивающие устойчивость организмов, были ответом на обмеление этой части мэотического бассейна в конце раннего мэотиса, которое привело к более высокой подвижности вод и нестабильности субстрата. Об обмелении свидетельствует также уплощенная и вытянутая форма мшанковых холмов. Они уже не могли расти вверх из-за периодического обсыхания, но их развитие еще продолжалось на краевых участках биогермов, скрытых под водой.

Результаты изучения мшанково-водорослевых раннемэотических биогермов Тамани позволяют реконструировать особенности их образования.

7 Goncharova.indd 168 8/23/11 5:32:28 PM

Возникновение и интенсивный рост рассматриваемых биогермов были связаны с развитием раннемэотической трансгрессии, обусловившей увеличение солености и повышение уровня вод в сильно обмелевшем в позднем сармате бассейне. Общим для биогермов нижнего и среднего горизонтов является залегание в глинах, отсутствие или местами незначительное развитие межбиогермных раковинно-детритовых известковых отложений, сопутствующих росту биогермов, небольшая численность моллюсков. Рост этих органогенных построек происходил при слабой гидродинамической активности, способствующей осаждению глинистых осадков, заполнявших карманы между биогермами. Наиболее интенсивный рост биогермов в нижнем горизонте был связан с установлением баланса между скоростями притока морских вод и развитием мшанковых колоний, происходившим вначале при незначительном поступлении обломочной взвеси в бассейн. При усилении действия трансгрессии, сопровождавшейся повышением объема терригенного материала и более быстрым увеличением глубин, рост нижних биогермов сначала замедлился, а затем и полностью приостановился, вызвав образование строматолитовых корок. На более заметных глубинах при стабилизации условий седиментации в тиховодной обстановке формировались небольшие биогермы среднего горизонта. Развитие биогермов верхнего горизонта было связано с возникновением более мелководных (отмельных) условий в рассматриваемой части бассейна, обусловленных усилением роста брахиантиклинальных складок и формированием системы локальных подводных поднятий. Гидродинамические условия этого времени были благоприятны для накопления раковинно-детритовых осадков и мелких биогермов уплощенной формы, что было связано с возникновением более мелководных условий. В дальнейшем в результате поступления большого количества обломочного материала, связанного, скорее всего, с начавшимся общим обмелением бассейна, рост биогермов прекратился.

Очевидно, в более поздних керченских биогермах раннего мэотиса (озеро Тобечик), точное положение которых не удается установить из-за отсутствия непрерывных разрезов в этой мелководной зоне Керченского полуострова, каркас рифа также построен колониями мшанок «*Membranipora» lapidosa* с незначительным участием «*M.» leo* (Pheoph.) и двух видов рода *Schizoporella* (Вейс, Никулина, 2003). В тобечикских биогермах, особенно в их корке, присутствуют также мэотические моллюски. Это двустворки *Dosinia maeotica* Andrus., *Mytilaster volhynicus minor* (рис. 5а) и преобладающий *Polititapes abichi,* образующий иногда массовые скопления. Венериды и митилиды образовывали банки, прикрепляясь биссусом друг к другу. Полититапесы могли также всверливаться в тело рифа. Из гастропод в корке этих рифов отмечены *Cerithium comperei maeoticum* Karl*., Alvania pseudoalvania pseudoalvania* (Andrus.) (Ильина и др., 1976) и виды родов *Nassarius, Mohrensternia* и *Hydrobia* (Куличенко, 1972). Массовы

7 Goncharova.indd 169 8/23/11 5:32:28 PM

и серпулиды *«Spirorbis (Dexiospira)» inconstans* Bielokrys (сем. Serpulidae, п/сем. Spirorbinae) (рис. 5б). Обычно они образуют отдельные скопления, гнезда. Примечательно образование этим видом совместно с красной водорослью Tenarea (и, возможно, при участии цианобактерий) желваков высотой до 0.2–0.3 м и шириной 1.5 м, а также корок на поверхности мшанковых биогермных массивов в нижнем мэотисе Керчи (Белокрыс, 1980).

В пределах Керченско-Таманского региона (Еникальского пролива) расположение мшанковых биогермов контролировалось ростом антиклинальных структур, развитие которых обусловило резкую расчлененность рельефа дна бассейна (Геология СССР, 1968).

ВОДОРОСЛЕВО-МИКРОБИАЛЬНЫЙ ТИП ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

Среди органогенных образований этого типа выделяются: строматолиты, серпулово-микробиальные и водорослево-нубекуляриевые биогермы, отложения микробиальных матов, цианобактериально-серпуловые желвачки. Формирование различных видов водорослево-микробиальных образований происходило в позднем чокраке - раннем карагане, в среднем сармате и позднем мэотисе в условиях полуморских и солоноватоводного бассейнов Восточного Паратетиса.

Поздний чокрак – ранний караган. В позднем чокраке и раннем карагане в пределах мелководных областей Восточного Паратетиса (Керченский полуостров и Западное Предкавказье) возникли благоприятные условия для развития строматолитов. Строматолиты формировались в стрессовых условиях, возникших в результате резкого изменения геохимии вод (смены морских обстановок полуморскими). Строматолиты присутствуют в виде пластовых образований и биогермов. В позднем чокраке строматолитовые биогермы достигали размеров до 1–1.5 м. (Керченский п-ов, балка Камышлак и Западное Предкавказье, река Белая). В раннем карагане пластовые строматолиты, толщиной обычно до 0.2 м, в кровельной части обычно мелкобугорчатые (рис. 4г), местами перекрываются маломощными прослоями оолитов и скоплениями целых раковин двустворчатых моллюсков рода *Spaniodontella* (Керченский п-ов, с. Юркино). В строматолитовых биогермах, достигавших высоты 1.5–2 м (Керченский п-ов, с. Марфовка), были обильны гастроподы *Obtortio (?) aciculare* (Andr.) из семейства Diastomatidae, а также отмечены спирорбисы и корочки водорослей.

Средний сармат. В низах среднего сармата Таманского (поселок Приазовский, гора Зеленского) (рис. 4д) и Керченского полуостровов (м. Коп-Такыл) присутствуют карбонатные тела желвакообразной формы, размером в основном 0.3–0.5 м (реже до 1 м) (Ростовцева, Коновалова, 2005). В разрезе горы Зеленского (северо-западное крыло антиклинали) выделяется три горизонта мощностью около 4–5 м, содержащих скопления подобных карбо-

7 Goncharova.indd 170 8/23/11 5:32:29 PM

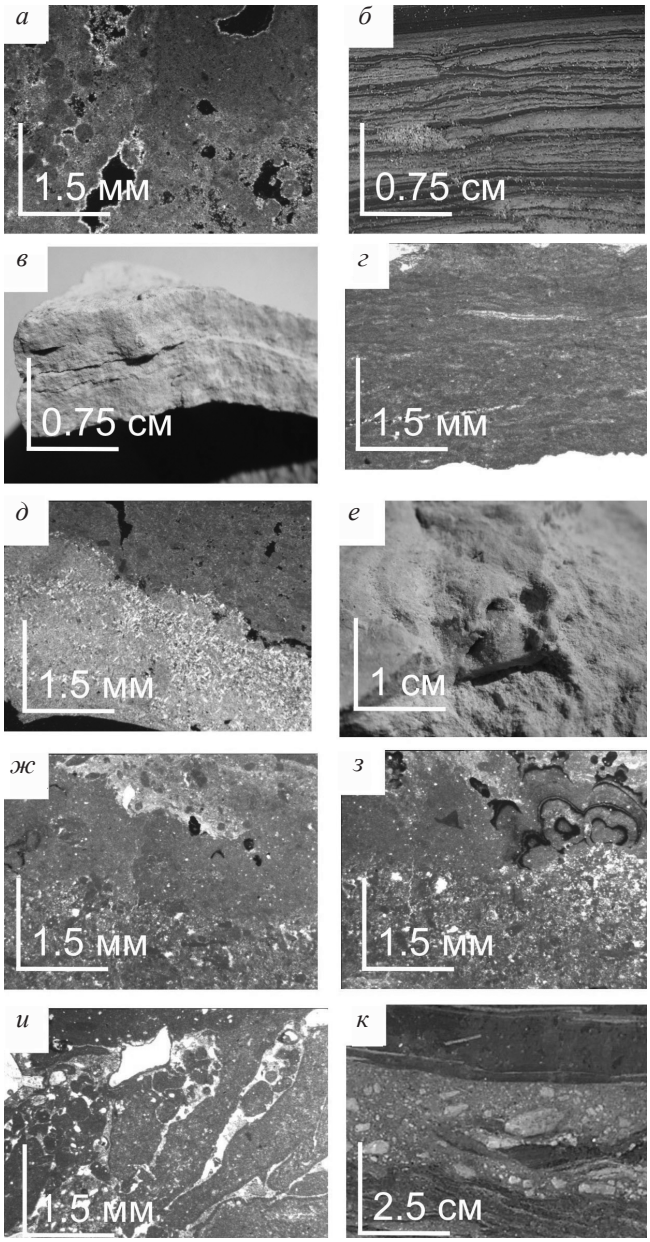


Рис. 7. Микробиальные отложения среднего сармата Эвксино-Каспийского бассейна (по Ю.В. Ростовцевой: Ростовцева, Коновалова, 2005 с добавлениями). А – структура основной массы серпулово-микробиального биогерма (Керченский полуостров, мыс Коп Такыл), б – переслаивание глин и микробиальных отложений (Таманский полуостров, гора Зеленского), в – переслаивание микробиальных отложений (Таманский полуостров, с. Приазовский); структуры основной массы микробиалитов: г – линзовидная, д – «стержневая»; е – текстура «скручивания»; ж–к – микростроматолитовые структуры: з – с оруденением; и–к – горизонты скоплений плоской гальки. Шлифы: а, д–к.

7 Goncharova.indd 171 8/23/11 5:32:29 PM

натных тел. Внутри карбонатных тел наблюдаются гроздевидные скопления целых раковин двустворчатых моллюсков *Cryptomactra pesanseris* (Mayer-Eymar) (рис. 5ж), представленных двумя сомкнутыми створками, беспорядочно ориентированных, а также присутствуют раковины гастропод родов *Gibbula* (рис. 5з), *Akburunella* (рис. 5и), *Amnicola* и редкие трубочки червей. На Керчи в комплексе моллюсков из подобных карбонатных тел, помимо массовых криптомактр и редких отпечатков кардиид плохой сохранности**,** часто встречаются гастроподы: преимущественно *Gibbula (Kolesnikowiella) urupensis* (Uspenskaja) (сем. Trochidae), *Akburunella akburunense* (Andrus.), *A. tscharnozkii* (Kudr.) (сем. Nassariidae), реже гидробии (несколько видов), преимущественно *Hydrobia erosa* Volkova, из полихет – редкие серпулиды рода *Ditrupa* и спирорбисы, часто обрастающие раковины моллюсков. Состав гастропод из слоя, непосредственно покрывающего включения карбонатных тел, гораздо богаче. Здесь, по определениям О.Ю. Анистратенко и В.В. Анистратенко присутствуют: *Akburunella scalaris* (Andrus.), *A. tscharnozki* Kudriavcev*, A. stavropolensis* (Kudr.) *A. nefada* (Koles.), *A. egorlykensis* (Koles.), *A. Akburunensis* Andrus.*, Gibbula papilla* Eichw., *G. sarmates* Eichw., *G. urupensis* Usp. *Acteocina inflexa* (Baily), *Amnicola cyclostomoides* Sinzov. На Тамани моллюски в составе этих карбонатных тел менее разнообразны; отсутствуют или реже встречаются трубочки червей. Карбонатные тела отличаются мелкой кавернозностью и сложены криптокристаллическим карбонатом (микритом), местами содержащим скопления онколитов и копролитов (рис. 7а). По морфологии тел, наличию криптокристаллического карбоната в основной массе, а также по закономерностям распределения и видовому составу встречающейся фауны этот тип построек в большей степени отвечает мелким серпулово-микробиальным органогенным образованиям (serpulid-microbialite build-ups). Формирование мелких серпулово-микробиальных построек происходило в относительно глубоководной обстановке (на глубинах около 50–75 м).

В условиях подвижного мелководья в Галицийском (Молдавия) и Борисфенском (Крым: Тарханкут, долины Булганака и Биюк-Курасу) заливах Паратетиса (Білокрис, 1971; Белокрыс, 1973; Саянов, 1962) в начале среднего сармата (васильевские и верхи новомосковских слоев) шло образование водорослево-нубекуляриевых биогермов. При участии мшанок и цианобактерий, пять видов багрянок родов *Lythophyllum* (ныне *Spongites*; Jasionowski et al., 2006)*, Lythothamnium* (ныне *Lythothamnion;* Jasionowski et al., 2006)*, Lithoporella, Mesophyllum* и *Iania* (Білокрис, 1971; Белокрыс, 1973; Саянов, 1962) в симбиозе с фораминиферами-нубекуляриями образовывали как желваки (5–40 см в диаметре), так и караваеобразные биогермы высотой до 2–3 м. В желваках роль багрянок незначительна, а в биогермах возрастает до 20–40 %, а иногда и до 60–70 % скелетной массы. В биогермах также отмечены морские диатомеи и черви**.**

7 Goncharova.indd 172 8/23/11 5:32:29 PM

Во второй половине среднего сармата установлено присутствие отложений микробиальных матов (microbial mats), отличающихся от строматолитов отсутствием отчетливо выраженных слоистых макроструктур (Ростовцева, 2007). На азовском (поселок Приазовский – с. Кучугуры) и черноморском (гора Зеленского) побережьях Таманского полуострова, а также в районе мыса Коп-Такыл на Керченском полуострове в верхах среднего сармата образования микробиальных матов присутствуют в виде тонких (от нескольких миллиметров до 1–2 см) прослоев тонко-микрозернистых известняков, чередующихся с глинами или создающих, наслаиваясь друг на друга, тонкоплитчатые пласты (до 0.2–0.5 м) (рис. 7б, в). Среди прослоев тонко-микрозернистых известняков (часто доломитизированных и ранее относимых к мергелям) выделяются разновидности: волнистослоистые с развитием линзовидных и «стержневых» микроструктур, микрозернистые и сгустково-микрозернистые. В волнистослоистых тонко-микрозернистых известняках линзовидная микроструктура подчеркивается тонким (мм) прерывистым чередованием микритовых и микроспаритовых выделений карбоната, «стержневая» микроструктура – развитием на фоне тонкозернистой массы вторичных кристаллов карбоната, ориентированных косо и перпендикулярно по отношению к поверхности напластования (рис. 7г, д). Для последнего типа известняков выявлены текстуры сингенетических деформаций («скручивания») (рис. 7е). Тонкозернистые и сгустково-тонкозернистые известняки характеризуются структурами, свойственными для криптоводорослевых карбонатов, а также наличием прослоев волнисто-линзовидной формы и различными проявлениями оруденения в кровельной части. В отдельных прослоях наблюдаются структуры, характерные для микростроматолитов (слоистых микробиальных образований), отмечается обильное содержание копролитов, спикул губок (рис. 7ж, з). Встречаются горизонты скоплений плоской гальки, сложенной микробиальными известняками (рис. 7и, к). В отложениях, подстилающих образования микробиальных матов, отмечаются прослои онколитовых, оолитовых и цельнораковинных известняков. Развитие микробиальных матов этого типа происходило в обстановке мелководного бассейна (до 50 м), преимущественно ниже базиса действия обычных волн, при низких скоростях терригенной седиментации и периодическом штормовом взмучивании и переотложении осадков. Формирование микробиальных матов прекратилось в первой половине позднего сармата.

Поздний мэотис. В позднемэотическом солоноватоводном бассейне местами в условиях прибрежного мелководья формировались цианобактериально-серпуловые желвачки (5–10 см). Развитие цианобактериально-серпуловых желвачков, образующих скопления в отдельном прослое песчаных глин, установлено на Керченском полуострове (озеро Тобечик, село Заветное).

7 Goncharova.indd 173 8/23/11 5:32:29 PM

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Органогенные карбонатные постройки Средиземноморья и бассейнов Паратетиса в кайнозое обладали определенными особенностями, зависящими от степени «мористости» бассейнов. В связи с этим в Средиземноморье и на большей части Центрального Паратетиса в среднем-позднем миоцене преобладали коралловые рифы. В Восточном Паратетисе, наиболее удаленном от открытых морских вод, возникали мшанково-водорослевые биогермы – уникальное явление в истории древних бассейнов.

2. В Восточном Паратетисе в среднем-позднем миоцене (на протяжении ~11 млн. л.) установлены три основных этапа формирования органогенных построек: чокрак-караганский, ранне-среднесарматский и мэотический. Начало и завершение этих этапов приходятся соответственно на моменты связи Восточного Паратетиса с соседними морскими бассейнами и его изоляцию. На каждом этапе происходила смена мшанково-водорослевого типа органогенных построек на водорослево-микробиальный.

3. В субтропическом и теплоумеренном климате среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса, в условиях заметного терригенного стока и при пониженной солености, обусловивших отсутствие кораллов, эвригалинные мшанки совместно с водорослями становятся основными каркасостроителями в фотической зоне.

4. Родовое и видовое разнообразие каркасостроителей и сопутствующих фауны и флоры в мшанково-водорослевых биогермах во многом зависело от характера и типа бассейна. Раннечокракский бассейн был морским, остальные - незамкнутыми полуморскими. В раннечокракском морском бассейне это разнообразие было наибольшим, в начале среднего сармата значительным, в начале сармата и мэотиса – наименьшим.

5. На протяжении неогеновой истории Паратетиса (Эвксино-Каспийского бассейна и бассейнов Центральной Европы) мшанки, являвшиеся основными каркасостроителями в мшанково-водорослевых биогермах, были представлены родами хейлостомат («*Membranipora», Schizoporella, Cellaria, Scrupocellaria, Celleporaria*) и циклостомат (*Crisia, Diastopora*, *Tubulipora*, *Pustulipora*) (Вейс, 1988; Moissete et al., 2007). Они характеризуются преобладающим мембранипориформным и подчиненными целлариформным и винкуляриформным типами роста колоний.

6. Широко распространенная точка зрения, что мшанковые органогенные постройки характерны лишь для холодноводных условий (James et al., 2000; Studencki, 1999 и др.), опровергается как нашими данными, так и результатами европейских исследователей (Moissete et al., 2007; Pomar et al., 2004). Так, мшанково-моллюсковые биогермы (bryomol), часто используемые как индикаторы холодных вод, в бадене (низы среднего миоцена Центрального Паратетиса) развивались в условиях субтропического климата при минимальной зимней температуре поверхностных вод выше

7 Goncharova.indd 174 8/23/11 5:32:29 PM

18 °C (Moissete et al., 2007). Мшанково-водорослевые биогермы Эвксино-Каспийского бассейна существовали в условиях субтропического и теплоумеренного климата.

7. При анализе условий, характеризующих мшанковые органогенные постройки, помимо таксономического состава мшанок, отличающихся заметной пластичностью образуемых ими колоний, важно учитывать экологические требования не только мшанок, но и других каркасостроителей, а также сопутствующих фауны и флоры.

8. Образование органогенных построек водорослево-микробиального типа в полуморских замкнутых позднечокракском и раннекараганском, полуморском, преимущественно замкнутом на завершающей стадии его развития среднесарматском, и в солоноватоводном позднемэотическом бассейнах происходило в стрессовых условиях при резкой смене палеогеографических обстановок и аномальном (по сравнению с нормально-морскими и полуморскими бассейнами с эпизодической связью) составе вод. В зависимости от геохимии вод, а также от глубины бассейна образовывались строматолиты, серпулово-микробиальные биогермы, отложения микробиальных матов, цианобактериально-серпуловые желвачки.

Авторы признательны Л.А. Висковой за консультации по мшанкам. Исследования поддержаны Программой 15 Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем», направление 1 (Взаимосвязь динамики биоразнообразия и его средообразующей функции) и направление 2 (Эвстатические колебания уровня моря и реакция на них морской биоты), и грантом РФФИ, № 10-05-01102.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андрусов Н.И. 1961. Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов. Избр. Труды. М.: Изд-во АН СССР. Т. 1. С. 395–540.

Багдасарян К.Г., Пономарев, Л.Д. 1982. Положение мшанок в экосистемах сарматского моря // Палеонтол. сб. № 19. С. 76–81.

Белокрыс Л.С. 1962. Водорослевые биогермы в сарматских отложениях Нижнего Приднестровья и бассейна реки Ингулец // Криворожский Горно-рудный ин-т. Сб. научных трудов. М.: Научно-технич. изд-во литературы по горному делу. Вып. 12. С. 3–23.

Білокрис Л.С. 1971. Про присутність багряних водоростей в південноукраінському сарматі // Доп. АН Ук. РСР. № 12. Сер. Б. С. 1097–1099.

Белокрыс Л.С. 1973. О среднесарматских биогермах Степного Крыма // Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв. № 1. С. 40–48.

Белокрыс Л.С. 1980. О возможности геологических датировок мшанковых рифов Керченского полуострова // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. ун-та. С. 9–14.

Белокрыс Л.С. 1984. Климатические изменения в миоценовую эпоху в Черноморско-Каспийской области и их влияние на гидрологию бассейна и седиментационные процессы // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. ун-та. С. 10–21.

7 Goncharova.indd 175 8/23/11 5:32:29 PM

Белокрыс Л.С. 1986. Строматолиты, онколиты и красные водоросли миоцена Юга СССР и их стратиграфическое значение. Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев: Наукова Думка. С. 143–146.

Белокрыс Л.С. 1988. Климатическая зональность и ее изменения в миоценовую эпоху (климатостратиграфические аспекты) // Геол. журн. АН УССР. № 1. С. 82–91.

Вейс О.Б. 1983. Миоценовые мшанки Северного Кавказа и Крыма. Автореф. дис. канд. биол. наук. Москва. 27 с.

Вейс О.Б. 1988. Миоценовые мшанки Северного Кавказа и Крыма. М.: Наука. 102 с. (Тр. ПИН АН СССР. Т. 232).

Вейс О.Б., Никулина Е.А. 2003. Некоторые особенности формирования мембранипоровых биогермов Крыма. Международный сб. Мшанки земного шара. Т.2. Новокузнецк. Изд-во КузГПА. С. 41–47.

*Вискова Л.*А., *Коромыслова А.В.* 1968. Колониальная морфология мшанок из верхнемиоценовых биогермов мыса Панагия (Таманский полуостров) // Бюлл. МОИП, отд. геол., в печати).

Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. М.: Недра. С. 65–67.

Гончарова И.А. 1989. Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука. 200 с. (Тр. ПИН АН СССР. Т. 234).

Гончарова И.А. 2008. Эволюция сообществ мшанково-водорослевых биогермов в верхнем-среднем миоцене Эвксино-Каспийского бассейна // Геобиосферные события и история органического мира. Мат-лы 54 сес. Палеонтол. об-ва. С.-Петербург. С. 57–59.

Гончарова И.А., Хондкариан С.О., Щерба И.Г. 2002. Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Ч. 2 // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 10. № 2. С. 100–112.

Гончарова И.А., Ростовцева Ю.В., Ильина Л.Б. 2009. К вопросу об объеме нижнего мэотиса и возрасте митридатских слоев // Актуальные проблемы неогеновых и четверт. стратигр. и их обсуждение на 33 Межд. геол. конгрессе. М.: ГЕОС. С. 47–53.

Гончарова И.А., Вискова Л.А., Ростовцева Ю.В. 2010. Особенности раннемэотических мшанково-водорослевых биогермов Таманского полуострова (Восточный Паратетис) // Мат-лы конф. «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы». 3–4 февраля 2010, г. Москва. М.: ПИН РАН. С. 17–21.

Гончарова И.А., Ростовцева Ю.В. 2010. Этапы развития органогенных построек в среднем – позднем миоцене Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис) // Мат-лы конф. «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы». 3–4 февраля 2010, г. Москва. М.: ПИН РАН. С. 21–23.

Горюнова Р.В. 1997. Мшанки. Глава 4. Главнейшие строители палеозойских органогенных построек. С. 97–108. Сб. «Рифогенные постройки в палеозое России». М.: Наука. 160 с.

Горюнова Р.В. 2001. Рифостроящая роль палеозойских мшанок // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 76. Вып. 5. С. 78.

Журавлева И.Т., Волкова К.Н., Бондарев В.И. 1990. Казантипский атолл и история его развития (Керченский полуостров) // Тр. Ин-та геол. геофиз. СО АН СССР. № 764. С. 112–128.

Ильина Л.Б., Невесская Л.А., Парамонова Н.П. 1976. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. М.: Наука. 288 с. (Тр. ПИН АН СССР. Т. 155).

Киященко С.И., Парамонова Н.П. 1987. Изменения солености Сарматского бассейна по данным изотопного состава раковин двустворчатых моллюсков // Моллюски: Результаты и перспективы их исследований; 8 Всесоюзн. совещ. по изуч. моллюсков. Автореф. докл. Л.: Наука. С. 80–82.

Крылов И.Н. 1966. Строматолиты и проблемы палеогеографии караганского горизонта (миоцен) Керченского полуострова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 41. Вып. 6. С. 146–147.

7 Goncharova.indd 176 8/23/11 5:32:29 PM

Куличенко В.Г. 1972. К вопросу о возрасте мшанковых рифов Керченского полуострова // Геол. журн. АН УРССР. № 1. С. 121–126.

Латыпов Ю.Я. 2007. Коралловые рифы Вьетнама. М.: Наука. 160 с.

Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. 1986. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука. 208 с. (Тр. ПИН АН СССР. Т. 220).

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. 2004. Унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней. М.: ПИН РАН. 83 с.25.

Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. 2005. Типы неогеновых морских и неморских бассейнов на примере Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. № 3. С. 3–12.

Рошка В.Х., Саянов В.С. 1966. Миоценовые рифы Молдавской ССР // Путеводитель экскурсий 4-й палеонтологической сессии. Кишинев. С. 46–52.

Рошка В.Х., Хубка А.Н. 1981. Очерк стратиграфии неогеновых отложений междуречья Днестр-Прут // Биостратиграфия антропогена и неогена юго-запада СССР. Кишинев: Штиинца. С. 77–106.

Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А. 2006. Литолого-палеонтологическая характеристика верхнемиоценовых отложений Таманского полуострова (на примере разреза станицы Тамань) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. № 1. С. 15–26.

Ростовцева Ю.В., Коновалова Е.А. 2005. Среднесарматские желваковые карбонатные образования Тамани (Восточный Паратетис) / Геология рифов. Мат-лы Междунар. совещ. 4–6 июля. Сыктывкар. С. 136–138.

Ростовцева Ю.В. 2007. Роль микробных матов в образовании карбонатных осадков (на примере отложений среднего сармата Керченско-Таманского прогиба) / Геология морей и океанов. Мат-лы 17 Междунар. научн. конфер. по морской геологии. Т. 1. С. 269–271.

Саянов В.С. 1962. О мелких биогермах из среднесарматских отложений Молдавской ССР // Докл. АН СССР. Т. 144. № 3. С. 626–629.

Филиппова Н.Ю. 2005. Микрофитологическая характеритика позднемиоцен- раннеплейстоценовых отложений опорного разреза северо-восточного Причерноморья «Тамань» / Сб. «Современные проблемы фитофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии». Вып. 1. М.: Геос. С. 332–343.

Goncharova I.A., Rostovtseva Yu.V. 2007. Evolution of biogerm communities in the Middle-Upper Miocene of the Euxinian-Caspian basin (Eastern Paratethys) // 2 Intern. Conf. “Biosphere Origin and Evolution”. Loutraki, Greece, October 28 – November 2, 2007. Abstracts. Novosibirsk. P. 136.

Fretter V. 1948. The strurture and life history of some minute Prosobranchs of Rock Pools: *Skeneopsis* planorbis (Fabricius), Omalogyra atomus (Philippi), Rissoella diaphana (Alder) and Rissoella opalina (Jeffreys) // Journ. Mal. Biol. Assoc. 27. P. 39.

Goncharova I.A. Rostovtseva Yu.V. 2009. Evolution of Organogenic Carbonate Buildups in the Middle through Late Miocene of the Euxine–Caspian Basin (Eastern Paratethys) // Paleontol. J., V. 43, № 8. P. 16–26.

James N.P., Feary D.A., Surlyk F. et al. 2000. Quaternary bryozoan reef mounds in cool-water upper slope environments Creat Australian Bight // Geology. V. 28. № 7. P. 647–650.

Jasionowski M., Górka M., Studencka B., Poberezhskyy A. 2006. Miocen Miodoborów (Podole, Zachodnia Ukraina) [Miocene of Medobory Hills (Podillya, West Ukraine)] / A. Wysocka, M. Jasionowski (eds.). Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich. 2 Polska Konf. Sedymentologiczna POKOS2 IX Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Zwierzyniec, 20–23.06. 2006. P. 53–65. Instytut Geologii Podstawowej Wydział Geologii UW. Warszawa [In Polish with English summary].

Kolosvary G. 1964. Preliminary report on the fossil balanids from neogene rocks of the Uszurt plateau in Asia collected by dr. Merklin in 1959 // Journ. Paleontology. V. 38. № 5. P. 1004–1005.

7 Goncharova.indd 177 8/23/11 5:32:29 PM

Moissete P., Dulai A., Escarguel G. et al. 2007. Mosaic of environments recorded by bryozoan faunas from the Middle Miocene of Hungary // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 252. P. 530–556.

Piller W., Harzhauser M. 2002. Reinterpretation of Sarmatian environments and climate constraints in the Central Paratethys. "The Middle Miocene Crisis" EEDEN-Meeting Frankfurt a. M. 14–16 November 2002. P. 91–92.

Pomar L., Brandano M., Westphal H. 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean // Sedimentology. V. 51. P. 627–651.

Popov S.V., Rogl F., Rozanov A,Y., Steininger F.F., Shcherba I.G., Kovac M. (eds.). 2004. Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. P. 19–21. 10 maps. Late Eocene to Pliocene // Courer Forschungsinstitut Senckenberg. № 250. P. 1–46.

Studencka B., Jasionovski M. 2003. Shallow Tethys 6 Intern. Symp. 25–28 August 2003, Budapest Hungary // Acta Mineralogica – Petrografica, 2003. Abstract Senes 4, Szeged. P. 42.

Studencki W. 1999. Red-algal limestones in the Middle Miocene of the Carpatian Foredep in Poland: facies variability and plaeoclimatic implications // Geol. Quart. V. 43. № 4. P. 395–404.

Taylor P.D., Alison P.A. 1998. Bryozoan carbonates through time and space // Geology. V. 26. № 5. P. 459–462.

7 Goncharova.indd 178 8/23/11 5:32:29 PM

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 179–200.
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf

СОВРЕМЕННЫЕ КОРАЛЛОВЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ: ПУТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СОСТАВ СООБЩЕСТВ

Т.Н. Даутова
Институт биологии моря им. А.В. Жирмунского
tndaut@mail.ru

Для понимания роли современных рифов в сохранении и поддержании биоразнообразия кораллов в Мировом океане необходимы детальные знания о путях распространения видов кораллов и о факторах, лимитирующих их поселение и выживание. Объединенные усилия систематиков и генетиков требуются для выяснения филогенетических связей между локальными фаунами современных кораллов, а также для сравнительной оценки интенсивности процессов видообразования у кораллов в тропиках и в бореальных широтах. Проведение современной инвентаризации локальных фаун склерактиниевых и восьмилучевых кораллов наряду с ревизиями важнейших индикаторных групп позволит уточнить расположение и происхождение Индо-Малайского Центра наибольшего биоразнообразия. Флуктуации температуры и солености, уровень седиментации, приливно-отливные колебания уровня воды, течения и катастрофические разрушения рифов в заметной степени определяют видовой состав, уровень разнообразия, размерно-возрастную структуру и другие параметры популяций рифостроящих кораллов. Биотические факторы – конкурентные отношения между кораллами (и с другими рифобионтами), их физиологические особенности (включая взаимоотношения с собственными симбиотическими комплексами водорослей и микроорганизмов) – в свою очередь влияют на успех тех или иных видов кораллов в рифовых экосистемах. Кораллы-оппортунисты, физиологически устойчивые к повреждающему действию абиотических факторов и успешные в конкурентной борьбе доминируют в современных коралловых сообществах. Среди современных склерактиний можно выделить экологические группировки:1) Porites, Faviidae (массивные колонии) и 2) Acropora, Pocillopora, Montipora (ветвистые и пластинчатые колонии). Доминирование медленно растущих Porites и фавиид может быть связано с угнетающим действием комплекса факторов среды на других оппортунистов – Acropora, Montipora и Pocillopora.

Ключевые слова: коралловые рифы, биоразнообразие, экосистемы, кораллы, склерактинии, Octocorallia, факторы среды, седиментация.

8 Dautova.indd 179 8/23/11 5:32:43 PM

ЦЕНТР МАКСИМАЛЬНОГО БИОРАЗНООБРАЗИЯ И ПУТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ КОРАЛЛОВ ИНДО-ПАЦИФИКИ

В Юго-Восточной Азии к настоящему времени зарегистрирован максимальный уровень морского биоразнообразия в мире. Здесь отмечено почти 2500 видов рыб (Филиппины), в то время как в австралийских водах их примерно 1500 видов и еще меньше в Карибском море (PEMSEA 2001). То же касается и разнообразия рифостроящих кораллов склерактиний (Anthozoa: Scleractinia), число видов которых превышает 500 в Юго–Восточной Азии, а в районе Карибского бассейна их не более 200 (Veron, 1995). С тех пор как Экман (Ekman, 1953) упоминал район Малайского архипелага в качестве фаунистического центра Индо-Вест Пацифики, из которого виды распространяются к периферии, географическое положение этой области активно обсуждалось в последние десятилетия. Часто встречается мнение, что Индо-Малайский Центр максимального биоразнообразия (или Коралловый Треугольник) очерчивает область, где перекрываются ареалы большинства видов Индо-Пацифики. Нахождение точных границ Центра важно для решения фундаментальных эволюционных и экологических проблем и для практических целей сохранения биоразнообразия. Современные представления подразумевают наличие единственного основного центра родового и видового разнообразия в Индо-Пацифике и включают в него западную Индонезию и Филиппины (рис. 1, Hoeksema, 2007).

Совместные усилия экологов и систематиков должны быть сосредоточены на критических функциональных группах коралловых рифов – восьмилучевые кораллы (Anthozoa: Octocorallia) и склерактинии, рыбы, моллюски, водоросли и др., чтобы установить глобальные и локальные тенденции изменения биоразнообразия в коралловых экосистемах. Разнообразие рифостроящих Scleractinia было изучено в тропической зоне (Veron, 2000). Однако данные о биоразнообразии и распространении массовых родов восьмилучевых кораллов (*Sinularia, Dendronephthya, Sarcophyton*) на рифах Индо-Пацифики ограничены лишь несколькими локальными фаунами – Палау (Индонезия), Красное море, Новая Гвинея. Роль восьмилучевых кораллов («мягких кораллов» альционарий, горгонарий и морских перьев) в рифостроении изучена недостаточно. Тем не менее, альционарии способны занимать значительные площади на современных рифах с биомассой до 35 кг/м^2. Консолидированные отложения скелетных элементов альционарий рода *Sinularia* («альционариевые спикулиты» толщиной несколько десятков сантиметров) инкрустируют карбонатные остатки других рифостроителей, и встречаются повсеместно в западной Индо-Пацифике (между риф-флетом и риф-фронтом на глубинах до 10 м, обнаружены как на голоценовых, так и на плейстоценовых рифах, Konishi, 1982). В настоящее время род *Sinularia* является крупнейшим по числу видов среди зооксантел-

8 Dautova.indd 180 8/23/11 5:32:43 PM

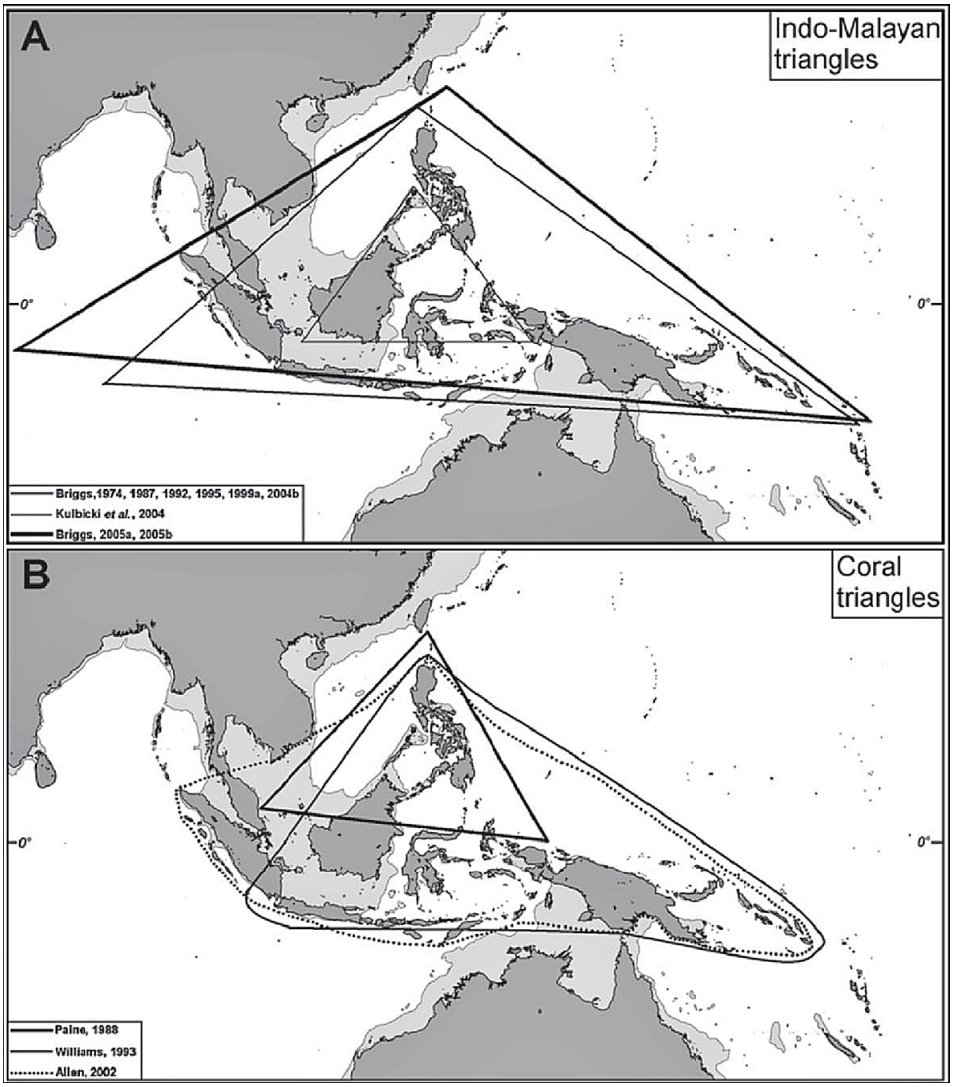


Рис. 1. Представления о границах Центра морского биоразнообразия Индо-Пацифики: (A) – Индо-Малайский Центр морского биоразнообразия, обозначенный как «East Indies Triangle», Briggs, 1987. Более поздняя версия (Briggs, 2005a) полностью включает Суматру и близка к модели «Кораллового Треугольника» Аллена (Allen, 2002). (B) – Центр максимального разнообразия, представленный как серия «коралловых треугольников» (Paine, 1988; Allen, 2002). Область Центра разнообразия Пеннатулярий (Octocorallia: Pennatulacea) также треугольных очертаний (Williams, 1993). По Hoeksema, 2007.

латных альционарий и широко распространен в Индо-Пацифике (рис. 2). Состав скелетных элементов (склеритов) признан хорошо работающим для видовой диагностики, однако лишь получение полных данных о составе склеритов каждого вида позволяет правильно определить вид и уточнить

8 Dautova.indd 181 8/23/11 5:32:43 PM

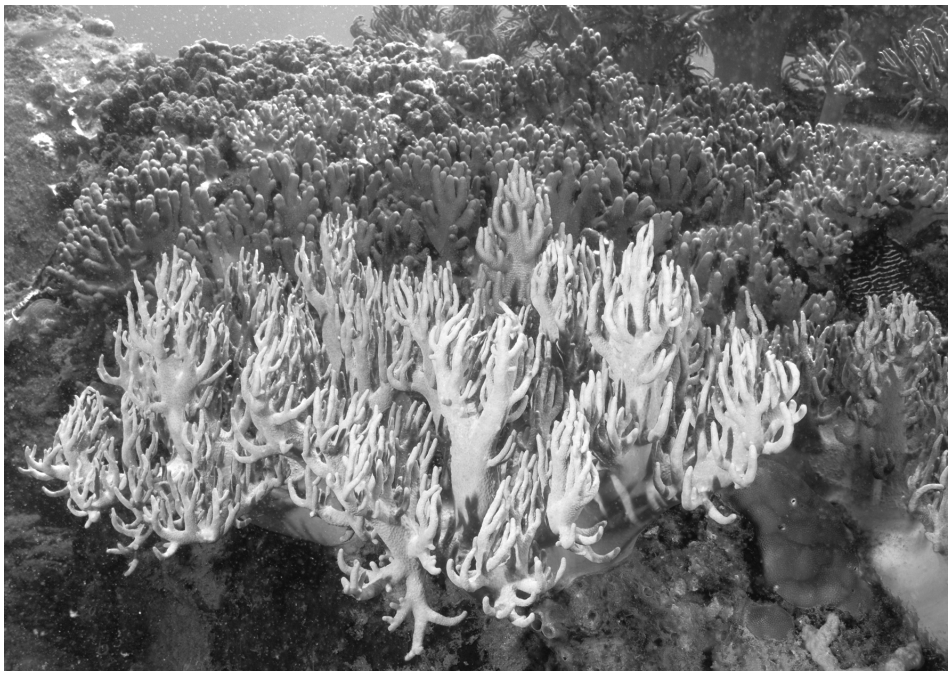


Рис. 2. Восьмилучевые кораллы *Sinularia*, залив Нячанг Южно-Китайского моря, глубина 5 м (фото О.В. Савинкина, ИПЭЭ РАН).

его ареал (Dautova, Savinkin, 2009). Многие виды *Sinularia* отмечены в широком ареале – от Шри-Ланки до Вьетнама и от Вьетнама до Большого Барьерного рифа. Однако некоторые виды считаются эндемиками до настоящего времени (Ofwegen, 2000). В то же время, детальное исследование состава склеритов этих видов с применением сканирующей микроскопии позволяет ревизовать их ареалы. Этот подход позволил совершить вторую в истории находку (после первого обнаружения у Шри-Ланки) *Sinularia manaarensis* в коралловых экосистемах Вьетнама (Dautova, Savinkin, 2009). Проблема заключалась в недостаточном для уверенной идентификации описании вида, что относится и к подавляющему большинству справочной литературы об Octocorallia. Распространение *S. manaarensis* как в Индийском океане, так и в Южно-Китайском море поддерживает точку зрения, что Индо-Малайский Центр наибольшего разнообразия (включая Новую Гвинею) является областью наибольшего разнообразия *Sinularia*. Создание современных справочников и определительных ключей позволит использовать локальные фауны синулярий в качестве биомаркера для определения путей распространения альционарий из Кораллового Треугольника. Наибольшее число видов *Sinularia* не отмечено в пределах Индо-Малайского Центра. Если Индонезия и Новая Гвинея исследованы достаточно хорошо, то фауна Филиппин с семью зарегистрированными видами *Sinularia* мало

8 Dautova.indd 182 8/23/11 5:32:43 PM

известна из немногочисленных публикаций. Тем не менее, совместный анализ данных о возможных путях распространения видов и ограничительных барьерах (течениях и приэстуарных областях низкой солености в западной части Индо-Малайского Центра) показывают, что распространение видов из этого района может быть направлено в Индийский океан, а Яванское и Южно-Китайское моря, вероятно, являются пограничной зоной между Тихим и Индийским океаном с весьма малым притоком видов из Индийского океана (Hoeksema, 2007). Обнаружение в Южно-Китайском море видов *Sinularia*, зарегистрированных ранее лишь в Индонезии (*S. ceramensis, S. shlieringsi*) и Новой Гвинее (*S. sobolifera, S. verseveldti*) так же, как и находки на рифах Вьетнама восточно-африканских (*S. abhishiktae*) и шриланкийских (*S. manaarensis*) видов соответствуют данной гипотезе.

Выявление возможных путей распространения видов из Кораллового треугольника к периферии возможно, если проследить корреляции океанографических данных с детальными знаниями локальных фаун (Veron, Minchin, 1992; Hoeksema, 2007). Теплые воды Куросио проходят в северном направлении восточнее Филиппин к югу Японии и входят в Южно–Китайское море мимо южного побережья Тайваня. Это может обогащать разнообразие кораллов юга Тайваня и центрального Вьетнама. Действительно, фауна склерактиний Центрального Вьетнама достаточно богата (более 65 родов Scleractinia; Латыпов, Даутова, 1998), более того – некоторые виды рода *Porites*, обнаруженные во Вьетнаме, были впервые найдены у Филиппин. По разнообразию родов склерактиний данный район должен быть включен в современные границы Индо-Малайского Центра. То же касается и фауны восьмилучевых кораллов. Предварительный список Alcyonacea (включая *Briareum*) Центрального Вьетнама содержит 28 родов; фауна *Sinularia* содержит 36 «старых» и ряд новых для науки видов (Dautova et al., 2010, in press). Рифы же южного Тайваня содержат 22 рода, включая *Sinularia* с 29 видами (таблица 1). Богатство фауны склерактиний, присутствие большинства родов семейства Nephtheidae и обширный список *Sinularia* могут быть результатом прямого интерпопуляционного обмена между Центральным Вьетнамом и областью Кораллового треугольника помимо вклада Куросио.

Единственная находка в Южно-Китайском море *Sinularia yamazatoi,* обнаруженной прежде лишь у южного побережья Рюкю, может быть объяснена тем, что этот вид проник во вьетнамские воды напрямую из области Кораллового треугольника, либо является редким и поэтому не обнаружен пока на Тайване. Современная индонезийская находка *S. mammifera*, обнаруженной прежде лишь во вьетнамских водах (Manuputti, Ofwegen, 2007), может говорить о взаимно направленном обмене между Центральным Вьетнамом и Треугольником. Фауны коралловых рифов Тайваня и Индонезии соединены северо-западным направлением Куросио, а состав восьмилуче-

8 Dautova.indd 183 8/23/11 5:32:43 PM

Таблица 1. Список таксонов Octocorallia (отряды Helioporacea Bock, 1938, Alcyonacea Lamouroux, 1816, Briareidae Gray, 1859) залива Нячанг, Тайваня, Гонконга.

Название рода Octocorallia	Центральный Вьетнам (собственные данные)	Южный Тайвань (Benayahu et al., 2004)	Япония (Imahara 1996)	Гонконг (Lam and Morton, 2008)
Heliopora Blainville, 1830	+	+	–	–
Cervera López-González, Ocaña, García-Gómez & Núñez, 1995	+	–	–	–
Clavularia Blainville, 1830	+	+	+	–
Pachyclavularia Roule, 1908	–	–	+	–
Sarcodyction Forbes, 1847	–	–	+	–
Cornularia Lamarck, 1816	–	–	+	+
Carijoa Müller, 1867	+	–	+	+
Telesto Lamouroux, 1812	–	–	+	–
Paratelesto Utinomi, 1958	–	–	+	–
Pseudocaladochonus Versluys, 1907	–	–	+	–
Tubipora Linnaeus, 1758	+	+	+	–
Alcyonium Linnaeus, 1758	–	–	+	–
Anthomastus Verrill, 1878	–	–	+	–
Bellonella Gray, 1862	–	–	+	–
Dampia Alderslade, 1983	+	–	–	–
Cladiella Gray, 1869	+	+	+	+
Dampia Alderslade, 1983	+	–	–	–
Eleutherobia Pütter, 1900	+	+	+	+
Klyxum Alderslade, 2000	+	+	+	–
Lobophytum Marenzeller, 1886	+	+	+	+
Lohowia Alderslade, 2003	+	–	–	–
Paraminabea Williams & Alderslade, 1999	+	+	+	+
Rhytisma Alderslade, 2000	–	+	+	–
Sarcophyton Lesson, 1834	+	+	+	–
Sinularia May, 1898	+	+	+	–
Capnella Gray, 1869	+	+	+	–
Coronephthya Utinomi, 1966	–	–	+	–
Daniela Koch, 1891	–	–	+	–
Dendronephthya Kükenthal, 1905	+	–	+	+
Duva Koren & Danielssen, 1883		–	+	–
Gersemia Marenzeller, 1878	–	–	+	–
Lemnalia Gray, 1868	+	+	+	–
Litophyton Forckal, 1775	–	–	+	–
Nephtea Audouin, 1826	+	–	+	+
Paralemnalia Kükenthal, 1913	+	+	+	–
Scleronephthya Studer, 1887	+	+	+	+
Stereacantha Thomson & Henderson, 1906	–	–	+	–
Stereonephthya Kükenthal, 1905	–	–	+	–
Umbellulifera Thomson & Dean, 1831	–	–	+	–
Chironephthya Studer, 1887	+	–	–	–
Nephthyigorgia Kükenthal, 1910	+	–	–	+
Nidalia Gray, 1835	–	–	+	–
Siphonogorgia Kölliker, 1874	+	–	+	–
Anthelia Lamarck, 1816	?	+	+	+
Asterospicularia Utinomi, 1951	?	+	+	–
Cespitularia Milne Edwards & Haime, 1857	–	+	+	–
Fungulus Tixier–Durivault, 1987	–	–	+	–
Heteroxenia Kölliker, 1874	?	+	+	–
Efflatounaria Gohar, 1939	+	–	–	–
Sansibia Alderslade, 2000	+	+	–	+
Sympodium Ehrenberg, 1834	–	–	+	–
Xenia Lamarck, 1816	+	+	+	–
Studeriotes Thomson & Simpson, 1909	–	–	+	–
Carotalcyon Utinomi, 1952	–	–	+	–
Briareum Blainville, 1830	+	+	+	–
Всего:	28	22	46	12

«+» – присутствие рода, «–» – род не отмечен, «?» – материал в обработке.

8 Dautova.indd 184 8/23/11 5:32:44 PM

вых кораллов Alcyonacea обеих районов демонстрирует близкое сходство в отношении состава родов и числа видов (таблица 1). Недавнее обнаружение *Sinularia higai* и *Sarcophyton nanwanensis* в японских и тайваньских водах подтверждает эту связь в отношении массовых родов зооксантеллатных альционарий (Benayahu et al., 2004). Коралловые рифы Китая (в основном у о-ва Хайнань) в северной части Южно-Китайского моря могут быть, в свою очередь, связаны с рифами Вьетнама и архипелага Спратли. Географическое положение хайнаньских рифов вблизи северной границы Индо-Малайского Центра, вероятно, может обеспечить здесь возможности для существования весьма богатой фауны кораллов. Однако, лишь на рифах Гонконга изучено разнообразие Octocorallia (Lam, Morton, 2008). Показано отсутствие здесь важнейших зооксантеллатных родов восьмилучевых кораллов *Sinularia* и *Sarcophyton* наряду с наличием (и преобладанием) азооксантеллатных *Eleutherobia, Paraminabea, Scleronephthya, Nephthyigorgia* и *Dendronephthya*, что, несомненно, связано с более низкими, по сравнению с Тайванем, температурами.

Биоинвазии кораллов на рифах Индо-Пацифики, могут вызвать некоторые сомнения в показанной схеме распространения Octocorallia в Индо-Пацифике. восьмилучевой коралл *Carijoa riisei* (Duchassaing, Michelotti, 1860) с природной популяцией в Западной Атлантике (Флорида–Бразилия), был впервые обнаружен у Гавайских о-вов в 1966 г., а к настоящему времени признан наиболее активным вселенцем из числа 287 инвазийных видов на Гавайях (Toonen, 2004). *C. riisei* обнаружен в 1972 г. в заливе Pearl Harbor (как *Telesto riisei*); к настоящему времени отмечен у берегов Австралии, Таиланда, Индонезии и у Филиппин (Coles, Eldredge, 2002). Новейшие исследования в Центральном Вьетнаме (2005–2008) обнаружили *Carijoa* на мелководных рифах возле всех островов залива Нячанг. Вместе с тем, современные генетические исследования подвергают сомнению атлантическое происхождение популяции *Carijoa* на Гавайских островах. Систематика и филогеография этого вида нуждаются в ревизии, поскольку гаплотипы гавайских разновидностей *Carijoa* обнаружены в других коралловых сообществах Тихого океана и, следовательно, возможна множественная интродукция на Гавайи тихоокеанских кораллов (Concepcion et al., 2010).

Для понимания роли современных рифов в сохранении и поддержании биоразнообразия кораллов в Мировом океане необходимы детальные знания о путях распространения видов кораллов и о факторах, лимитирующих их поселение и выживание. Объединенные усилия систематиков и генетиков требуются не только для выяснения таксономического статуса многих видов. Исследование филогенетических связей между локальными фаунами современных кораллов, а также сравнительная оценка интенсивности процессов видообразования у кораллов в тропиках и в бореальных широтах необходимы для понимания путей расселения и происхождения

8 Dautova.indd 185 8/23/11 5:32:44 PM

холодноводных фаун кораллов. Проведение современной инвентаризации локальных фаун склерактиниевых и восьмилучевых кораллов наряду с ревизиями важнейших индикаторных групп позволит уточнить расположение и происхождение Индо-Малайского Центра наибольшего биоразнообразия. К числу наиболее перспективных районов для исследований фауны Scleractinia и Octocorallia в Индо-Пацифике можно отнести коралловые рифы Филиппин и западной части Южно-Китайского моря.

БИОЛОГИЧЕСКИЕ И АБИОТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗВИТИЕ КОРАЛЛОВЫХ РИФОВ: ДОМИНИРОВАНИЕ В КОРАЛЛОВЫХ СООБЩЕСТВАХ

Флуктуации температуры и солености, уровень седиментации, приливно-отливные колебания уровня воды, течения и катастрофические разрушения рифов в заметной степени определяют видовой состав, уровень разнообразия, размерно-возрастную структуру и другие параметры популяций рифостроящих кораллов (Loya, 1976; Ditlev, 1978; Bradbery and Yonge, 1981; Dollar, 1982; Rogers, 1990). Биотические факторы – конкурентные отношения между кораллами (и с другими рифобионтами), их физиологические особенности (включая взаимоотношения с собственными симбиотическими комплексами водорослей и микроорганизмов) – в свою очередь ощутимо влияют на успех тех или иных видов кораллов в рифовых экосистемах (Sheppard, 1979, 1980, 1982; Sammarco, 1980; Wellington, 1980; Cope, 1982; Bak et al., 1982; Highsmith, 1982; Logan, 1984). Кораллы-оппортунисты, физиологически устойчивые к повреждающему действию абиотических факторов и успешные в конкурентной борьбе, быстро растущие ветвистые *Acropora* и *Pocillopora* доминируют в коралловых сообществах по всему рифу или в некоторых его зонах (Geister, 1977; Ditlev, 1978).

Парадоксальным кажется тот факт, что чрезвычайно медленно растущие кораллы с массивной формой колоний (сем. Faviidae и Poritidae) не только встречаются повсеместно в тропической зоне, но и нередко доминируют на современных рифах Барбадоса, Южной Индии и Шри-Ланки, Филиппин, на Большом Барьерном Рифе и на многих рифах Южно-Китайского моря (Faustino, 1927; Glynn et al., 1972; Glynn, 1973, 1988; Ditlev, 1978; Potts et al., 1985; Sakai, 1985; Chou, Teo, 1985; Sakai et al., 1986; Thomascik, Sander, 1987; Guzman, Cortes, 1989b; Chou, 1988; Sudara et al., 1988; Done, Potts, 1992; Даутова и др., 1999).

Сравнение доступных данных о физиологии *Porites* и других кораллов склерактиний, относящихся к числу основных рифостроителей, показывает противоречивые результаты. Высокая скорость линейного роста колоний кораллов позволяет им быстро увеличивать высоту и поверхность колонии и, в результате, получать преимущество в конкурентной борьбе с соседствующими колониями кораллов за место на рифе. Скорость роста

8 Dautova.indd 186 8/23/11 5:32:44 PM



Рис. 3. Формы колоний кораллов склерактиний – основных современных рифостроителей. Слева – массивные колонии кораллов склерактиний рода *Porites*, справа – ветвистые колонии кораллов Acropora и Pocillopora (фото О.В. Савинкина, ИПЭЭ РАН).

колоний связана с биологическими особенностями различных видов и родов кораллов – прежде всего с наличием той или иной характерной формы их колоний. Ветвистые колонии кораллов, в целом, увеличивают свои размеры быстрее, чем массивные или корковые (рис. 3). Средняя годовая скорость роста у ветвистых колоний *Acropora palmata* составляет 60–100 мм, у *Pocillopora* spp. – 29.8–34.8 мм (Bak, Elgershuizen, 1976; Guzman, Cortes, 1989a). Скорость роста массивных колоний *Porites* не превышает 17.4 мм в год даже в благоприятных условиях (прозрачная вода, умеренное перемешивание воды, концентрация планктона) (Priess et al., 1995).

Физические факторы среды способны влиять на скорость роста колоний. Факторами, ограничивающими скорость роста колоний кораллов склерактиний, являются осаждение терригенной взвеси, мутность воды, недостаток освещенности в нижних зонах рифа (склон, предрифовая платформа), низкая зимняя температура воды (Logan, Tomascik, 1991; Scoffin et al., 1992; Heiss, 1996). Так, среднегодовая скорость линейного роста у пяти видов *Porites* с массивными колониями варьировала от 8.3 до 16.7 мм в год на Большом Барьерном Рифе в строгом соответствии со средней поверхностной температурой воды (Lough, Barnes, 2000). Поэтому корректно провести сравнение

8 Dautova.indd 187 8/23/11 5:32:44 PM

Таблица 2. Скорость линейного роста колоний кораллов склерактиний.

Название вида	Средняя скорость линейного роста, мм/год	Глубина станции	Литературный источник
Pocillopora spp.	34.6–34.8	2–3	Guzmán, Cortés, 1989a
	29.8–31.7	8–10	
Porites lobata	11.7	2–3	
	10.5	8–10	
Pavona spp.	3.5–9.6	2–3	
Montastrea spp.	3.3–9.8	–	Highsmith et al., 1983
Porites astreoides	2.9–6.9	–	
Porites lobata	10.8	–	Fang, Chou, 1992
Favia maxima	8.3	–	
Porites lobata	13.2	6–8	Glynn et al,. 1996
	15.1	16–17	
	9.5	6–8	
Pavona minuta	13.8	16–17	
Pocillopora damicornis	16.1	–	Harriott, 1999
Acropora yongei	49.4	–	
Porites heronensis	10.5	–	
Favia spp.	2.5–3.5	–	

«–» – нет данных.

скорости нарастания ветвистых и массивных колоний различных видов кораллов в одних и тех же или максимально сходных условиях (таблица 2). Тем не менее, в итоге оказывается, что скорость роста как массивных, так и ветвистых колоний кораллов рода *Porites* значительно меньше, чем у ветвистых кораллов–оппортунистов (например, *Pocillopora*).

Porites занимают промежуточное положение в иерархии аллелопатических взаимоотношений кораллов, уступая преимущество *Acropora, Montipora,* Faviidae и некоторым восьмилучевым кораллам при непосредственном контакте (Lang, 1973; Cope, 1982; Dai, 1990).

На рифах южного Тайваня Дай (Dai, 1990) выделил пять групп видов, которые проявляли разные степени способности к конкуренции. Массивные колонии *P. australiensis, P. lutea* и *P. lichen* занимали промежуточное или подчиненное положение во взаимоотношениях, в то время как *Acropora, Montipora,* Faviidae (*Hydnophora, Platygyra, Gonyastrea, Favia* и *Echinopora*) занимали положение от агрессивного до умеренно агрессивного. Форма колонии, скорость роста и условия среды могут влиять

8 Dautova.indd 188 8/23/11 5:32:44 PM

на результаты взаимодействия (Sheppard, 1979; Bak et al., 1982; Dai, 1990). Брэдбери и Янг (Bradbury, Young, 1981) проверили значимость взаимоотношений кораллов при помощи парного статистического анализа мелкомасштабных (непосредственный контакт колоний) и крупномасштабных (коралловые сообщества рифовых зон) моделей на рифе острова Херон (ББР). Результат исследования показал, что эти модели не имеют тесной связи, и взаимоотношения кораллов при непосредственном контакте играют незначительную роль в формировании структуры и состава коралловых сообществ как всего рифа, так и его отдельных зон.

Кораллы рода *Porites* с массивными колониями способны проявлять различные стратегии полового размножения и активно заселять рифы путем бесполого размножения фрагментацией. Карибские *P. astreoides* и *P. Porites* – вынашивающие виды и это делает их половое размножение несколько независимым от флюктуаций внешней среды. Эти кораллы вынашивают относительно немногочисленных, но крупных и лучше выживающих личинок. Другие склерактинии, относящиеся к основным рифостроителям Карибского бассейна, – *Acropora cervicornis, A. palmata, Montastrea annullris, M. cavernosa* – выметывают половые продукты в воду и производят многочисленное потомство. Среди обычных карибских склерактиний, *P. astreoides* имеют самые мелкие яйца и наименьшее число яиц на одну гонаду, но зато имеют девять репродуктивных циклов за год, тогда как *Acropora cervicornis* и *Monastrea annularis* имеют только один цикл (Szmant, 1986).

Большинство склерактиний Индо-Пацифики являются выметывающими, в том числе и *Porites* (исключая *P. murrauensis, P. stephensoni, P. panamensis,* Richmond and Hunter, 1990). Как правило, выметанные гаметы не имеют зооксантелл. Планулы приобретают симбиотические растительные клетки после оседания и метаморфоза. Но *Porites* являются одним из редких исключений. Их яйца или личинки содержат материнские зооксантеллы, что продлевает срок их активности в планктоне и увеличивает шансы на выживание (Richmond, Hunter, 1990; Glynn et al., 1994). *P. lobata,* один из основных рифостроителей Индо-Пацифики, выметывает половые продукты и может иметь два репродуктивных сезона в год в теплых и стабильных условиях (Glynn et al., 1994). *P. panamensis* с его маленькими массивными или корковыми колониями является вынашивающим видом, но его популяции имеют высокую репродуктивную активность – 60–85 % колоний с гонадами и круглогодичный вымет планул (Smith, 1991). *P. murrayensis* репродуктивно активен весь теплый сезон (пять месяцев) (Kojis, Quinn, 1981).

Планулы карибских *Porites* spp., как было показано в полевых экспериментах с установкой искусственного субстрата, активно заселяют биотопы с высоким уровнем эвтрофикации, в то время как ювенильные колонии фавиид *Monastrea annularis* и *Siderastrea* spp. не развиваются в данных условиях (Tomascik, 1991). *Porites astreoides* был основным рекрутирующим видом

8 Dautova.indd 189 8/23/11 5:32:44 PM

на Бермудских островах во всех обследованных местах, вследствие вымета выношенных планул, готовых к быстрому оседанию. Однако в коралловом сообществе доминировали фавииды *Diploria* spp., которые имели более низкую ювенильную смертность по сравнению с *Porites astreoides* (Smith, 1992).

Заселение рифов личинками кораллов может ограничиваться как высокой смертностью планул в водной толще, так и недостатком пригодного для них твердого субстрата, а также в результате поедания ювенильных особей морскими ежами *Diadema setosum* (Done, Potts, 1992). Бесполое размножение фрагментами может играть значительную роль в поддержке популяций кораллов, но традиционно считалось преимуществом ветвистых колоний *Acropora*. Однако фрагментация с последующим приживлением частей колоний на рифе оказалась обычной у массивных колоний *P. lobata* или *P. lutea* (Highsmith, 1980, 1982; DeVantier, Endean, 1989). Популяция массивных колоний *Porites*, доминирующая на рифе по занимаемой ими площади, может содержать 50.4 % колональных колоний (Done, Potts, 1992). Интенсивная внутренняя биоэрозия, характерная для массивных колоний *Porites*, увеличивает их способность к фрагментации и последующему заселению рифа фрагментами колоний (Sammarco, Risk, 1990). Эти кораллы могут размножаться и половым способом, но их обилие на рифах в некоторых случаях может быть следствием активной фрагментации (Highsmith, 1982). На острове Херон (ББР) и в восточной Пацифике образование новых колоний кораллов, предположительно, является результатом фрагментации, вызванной штормами, биоэрозией и активностью кораллоядных рыб (Kojis, Quinn, 1981; Glynn et al., 1994).

Важным преимуществом является обтекаемая форма массивных колоний *Porites* и фавиид, позволяющая им сохранять устойчивое положение на мягких грунтах в основании склона рифа и на предрифовой платформе, где поселения этих кораллов способствуют расширению площади рифа.

У оппортунистических кораллов, таких как Faviidae, Agariciidae, Acroporidae и Pocilloporidae проявляется более высокая устойчивость к отдельным абиотическим факторам, чем у видов рода *Porites*. Экспериментальные исследования показали, что *Porites* и фавииды далеко не всегда имеют высокие показатели устойчивости к отдельно взятым абиотическим факторам. Массивные *Porites, Acropora* и *Galaxea* проявляли значительный эффект в эксперименте с засыпанием седиментом – обесцвечивание, обнажение скелета и уменьшение покрова здоровых тканей до 20 %. *Acropora* не регенерировали живую ткань после удаления осадка, а *Galaxea* и *Porites* начали восстановление синхронно (Wesseling et al., 1999). Вместе с тем, *Porites lobata, P. lutea* и *Montipora aequituberculata* показали наиболее длинный период самоочищения от осадка (в экспериментах *in situ*) среди 22 видов кораллов Большого Барьерного рифа. *Porites lobata* и *P. lutea* медленно удаляли как мелкие (63–250 мкм) так и крупные частицы

8 Dautova.indd 190 8/23/11 5:32:44 PM

(от 500 мкм до 1 мм), но все же восстанавливали свои побелевшие ткани после удаления осадка (Stafford-Smith, 1993).

Кораллы, которые в норме выживают в широком диапазоне температур, более устойчивы к кратковременному термальному стрессу (Cook et al., 1990). Уменьшение температуры воды на 2.5–3 °С ниже нормы в 1992 г. у о-ва Бонэйр вызывало бличинг кораллов на окаймляющем рифе с подветренной стороны. *Porites astreoides* и некоторые другие кораллы проявили только незначительное обесцвечивание, в то время как *Montastrea annularis*, основной рифостроитель, и *Agaricia agaricites,* обычный вид, были значительно повреждены (Kobluk, Lysenko, 1994). Экстремальное повышение температуры воды в естественных условиях также может вызывать бличинг и нередко *Porites* spp. проявляют низкую или, по крайней мере, среднюю степень обесцвечивания колоний (9.04 %) по сравнению с *Acropora* spp. (94.2 %) и *Pocillopora* spp. (32.1 %) (Hoegh-Guldberg, Salvat, 1995). Вместе с тем, *Porites* spp. могут переживать длительный период охлаждения и проявлять лишь слабые сублетальные реакции в течение продолжительного периода охлаждения воды до 12 °С (Coles, Fadlallh, 1991).

В природных же условиях действие абиотических факторов среды всегда носит комплексный характер. Интенсивный терригенный сток или эвтрофикация прибрежных вод (в том числе и антропогенного происхождения) повышают содержание биогенов, уровень седиментации, мутности, токсичности и др. над коралловыми рифами. Комплексный стресс заиления негативно воздействует на состояние коралловых экосистем: интенсивная седиментация затрудняет оседание личинок, высокая мутность уменьшает освещенность и замедляет линейный рост колоний, снижает плотность популяции. Совместное стрессовое действие абиотических факторов ведет к снижению видового разнообразия и росту уровня доминирования в коралловых сообществах. Виды *Porites*, устойчивые к интенсивной седиментации, выигрывают во многих отношениях (Aller, Dodge, 1974; Loya, 1976; Hodgson, 1990; Rogers, 1990). Поритесы численно преобладают на риффлете в условиях интенсивной антропогенной седиментации у острова Шри-Ланка и южного побережья Индии (Mergner, Scheer, 1974). Коралловые рифы Таиланда, где доминируют массивные колонии *Porites*, подвержены значительной сильтационной нагрузке антропогенного или естественного происхождения (Sakai et al., 1986; Sudara et al., 1988). Доминирование *Porites* spp. отмечено на окаймляющем рифе в заливе Опуноху (Муореа, Французская Полинезия) в условиях периодического понижения солености и высокой мутности во время сезона сильных дождей (Adjeroud, Salvat, 1996). У побережья Барбадоса в условиях эвтрофикационного стресса среднее относительное покрытие субстрата видами рода *Porites* (*P. astreoides* и *P. porites*) на наиболее загрязненных рифах достигает 42.6–66.6 %, что может быть связано с их способностью противостоять антропогенной седиментации благодаря вы-

8 Dautova.indd 191 8/23/11 5:32:45 PM

делению бактериеустойчивого мукуса. Относительное покрытие субстрата этими видами варьирует на прибрежных рифах от 25.2 до 66.6 %, а удельная численность их колоний среди всех склерактиний возрастает вместе со степенью эвтрофицированности, мутности и уменьшением освещенности по мере приближения к порту и городу (Thomascik, Sander, 1985, 1987).

Современные коралловые рифы арх. Байтылонг (Тонкинский з-в Южно-Китайского моря) находятся в зоне влияния многочисленных рек и в результате испытывают совместное воздействие низких зимних температур, распреснения и обильного терригенного седиментационного потока (зарегистрировано 180 г/м² в сутки тонкодисперсного глинистого материала, Даутова и др., 1999). Доля поритесов и фавиид среди склерактиний здесь достигает 45 %. По средним величинам параметров придонного водообмена и поведения взвеси, рифы Байтылонга можно разделить на две группы: 1) рифы открытых бухт и мысов, с высокой интенсивностью водообменных процессов и жесткими седиментационными условиями; 2) рифы закрытых бухт, с низким водообменом и относительно малым количеством взвеси в воде. На рифах первой группы, где накопления осадка на дне почти не происходит, в прибрежном канале доминировали *Porites*, а на риф-флете и склоне – *Acropora*, *Galaxea*, *Goniopora*. На рифах второй группы, где слабое перемешивание в придонном слое воды приводит к заметному накоплению седимента и создает крайне неблагоприятные условия для кораллов, доминантами оказались *Porites*, *Pavona* и Faviidae (Dautova et al., 1999). Седиментационный поток на склонах рифов может достигать 10.0–11.9 мг/см² в сутки, а седимент состоит из тонкодисперсного глинистого материала (Даутова и др., 1999). В соответствии с данными, полученными на рифах острова Кахуита (Коста Рика), Кортес и Риск (Cortés, Risk, 1985) утверждают, что седиментационный поток, ведущий к сильтационному стрессу, должен составлять не менее 30 мг/см² в сутки. Это более чем вдвое превышает соответствующий показатель для рифов арх. Байтылонг. Однако, в дополнение к высокой седиментационной нагрузке, коралловые рифы на севере Тонкинского залива существуют в экстремальных климатических условиях – в зоне муссонного климата со значительными вариациями солености, интенсивности и направления ветра. Поверхностный слой воды здесь охлаждается до 16–20 °С, и опресняется до 21–22 ‰ в зимний период (Yet, 1989; Thanh, 1999). Вероятно, комплекс этих факторов определяет своеобразие рифов арх. Байтылонг, где поритиды и фавииды являются основными рифостроителями.

Области высокого обилия или доминирования поритесов и фавиид на прибрежных рифах Индо-Пацифики нередко оказываются приуроченными к мелководным рифовым зонам – прибрежный канал и риф-флет. Именно на этих, часто осушаемых, участках кораллы испытывают комплексный стресс совместного действия перегрева, резких изменений солености и из-

8 Dautova.indd 192 8/23/11 5:32:45 PM

быточной освещенности. Батиметрический диапазон распределения поритесов весьма широк: от 0 до 70 м у *P. astreoides*; от 0 до 50 м у *P. australiensis* и *P. lutea* (Kühlmann, 1983). Однако области преобладания поритесов в коралловых сообществах, как правило, ассоциируются с мелководьем. В мелководных зонах рифа, где коралловая популяция подвергается воздействию физического мультистресса (недостаток твердого субстрата, осушение, перегрев, распреснение, чрезмерная инсоляция и интенсивное волнение), уровень доминирования в коралловых сообществах весьма высок. Доминантами в мелководных частях рифов неизбежно оказываются виды склерактиний, устойчивых к комплексному действию неблагоприятных факторов среды. Устойчивость *Porites lobata* к перегреву и одновременно к опреснению отличает данный вид от других склерактиний, для которых этих факторы могут быть губительны (Ditlev, 1978; Holthus et al., 1984). Осушаемый риф–флет, состоящий из *Porites*, описан на окаймляющем рифе у острова Манаули (Манарский залив), где зона доминирования ветвистых *Acropora* располагалась на мелководном склоне, подверженном прибою (Mergner, Sheer, 1974). У острова Ко Фукет (Сиамский залив Южно–Китайского моря), *Porites lutea*, *Acropora* spp. и *Goniastrea* spp. являются доминантными кораллами на литоральном риффлете, где чрезвычайно низкие отливы и мутность являются основными физическим факторами. *Porites lutea* был отмечен как доминант на риффлетах на рифах Пулау Салау (Сингапур) в условиях мутной воды с соленостью 30.2–30.5 ‰ (Chou, Teo, 1985).

Недостаток твердого субстрата, характерный как для прибрежных мелководных зон рифов (или лагуны), так и для предрифовой платформы, ограничивает плотность поселений кораллов. Однако массивные колонии поритесов способны сохранять стабильность и существовать на песке, илистом грунте и среди мелких обломков мертвых кораллов и битой ракуши. На таких участках дна поритесы способны занимать до 40 % площади дна, что отмечено на некоторых мелководных рифах Сиамского залива (Highsmith, 1980; Sakai, 1985; Tudhope, Scoffin, 1994).

На рифах зал. Нячанг (Центральный Вьетнам), где было обнаружено градиентное уменьшение седиментационного потока по мере удаления от города и устьев рек Кай и Бе, отдаленность исследованных рифов от устьев рек была существенно связана с полученными величинами седиментационного потока (рис. 4). Графический анализ данных показал следующий характер изменения величины седиментационного потока в связи с удаленностью от источника поступления взвеси: $DF–SPM_1=a*exp(–((dis–b)/c)^3)$, где $DF–SPM_1$ – седиментационный поток, измеренный на исследованных рифах, dis – средняя удаленность этих рифов от устьев рек, a, b и c – коэффициенты. Полученная регрессия объясняет 72.2 % вариаций зависимой величины. Следовательно, поступление взвеси в придонный слой воды над рифами в заливе Нячанг в период исследований, т. е. на исходе сухого сезо-

8 Dautova.indd 193 8/23/11 5:32:45 PM

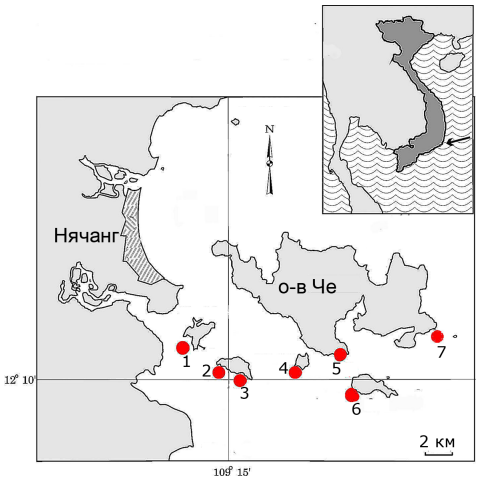


Рис. 4. Карта-схема расположения исследованных рифов в заливе Нячанг Южно-Китайского моря, цифрами обозначены номера экспериментальных станций.

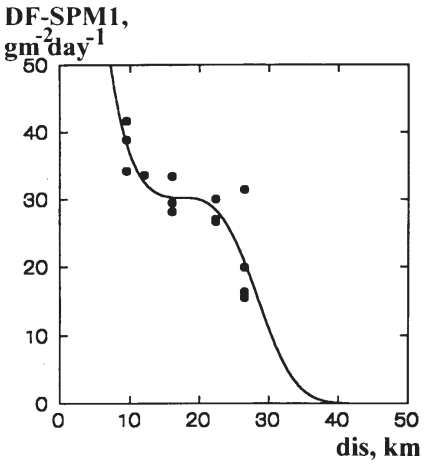


Рис. 5. Связь седиментационного потока (DF–SPM_1, г/м² сут) над коралловыми поселениями в зал. Нячанг и расстояния от устьев рек (км).

на и в спокойную погоду, определялось речным стоком в большей степени, чем взмучиванием донных отложений. Характер полученной зависимости говорит о том, что с приближением к устьям рек на расстояние 10 км (и менее) прогнозируется очень интенсивное нарастание седиментационного потока, что, вероятно, может быть объяснено увеличением мощности осадочных отложений и более выраженным волновым взмучиванием этих отложений в прибрежной зоне (рис. 5). На расстоянии примерно 40 км и более взвесь из рек, вероятно, не распространяется далее на акватории в сухой сезон. Вдоль градиента убывания интенсивности седиментационного потока закономерно изменялся и состав коралловых сообществ. Доминирование массивных колоний *Porites* было отмечено лишь на ст. 1 (о-в Мьеу). По мере удаления от устьев рек доля поритесов и фавиид снижалась, а на самых отдаленных рифах (ст. 6, о-в Мунг, и ст. 7, о-в Че) значительная часть субстрата, в том числе и в мелководных зонах, была занята ветвистыми *Acropora* и пластинчатыми *Montipora* (рис. 6).

Рассмотренные факты и систематизированные экспериментальные данные позволяют выделить среди современных склерактиний экологические группировки (отличающиеся биологически и по предпочитаемым комплексам абиотических факторов среды): 1) *Porites*, Faviidae (массивные колонии) и 2) *Acropora, Pocillopora, Montipora* (ветвистые и пластинчатые колонии). Доминирование медленно растущих *Porites* и фавиид может быть связано с угнетающим действием комплекса факторов среды на других оппортунистов – *Acropora, Montipora* и *Pocillopora*. Изменения климата

8 Dautova.indd 194 8/23/11 5:32:45 PM

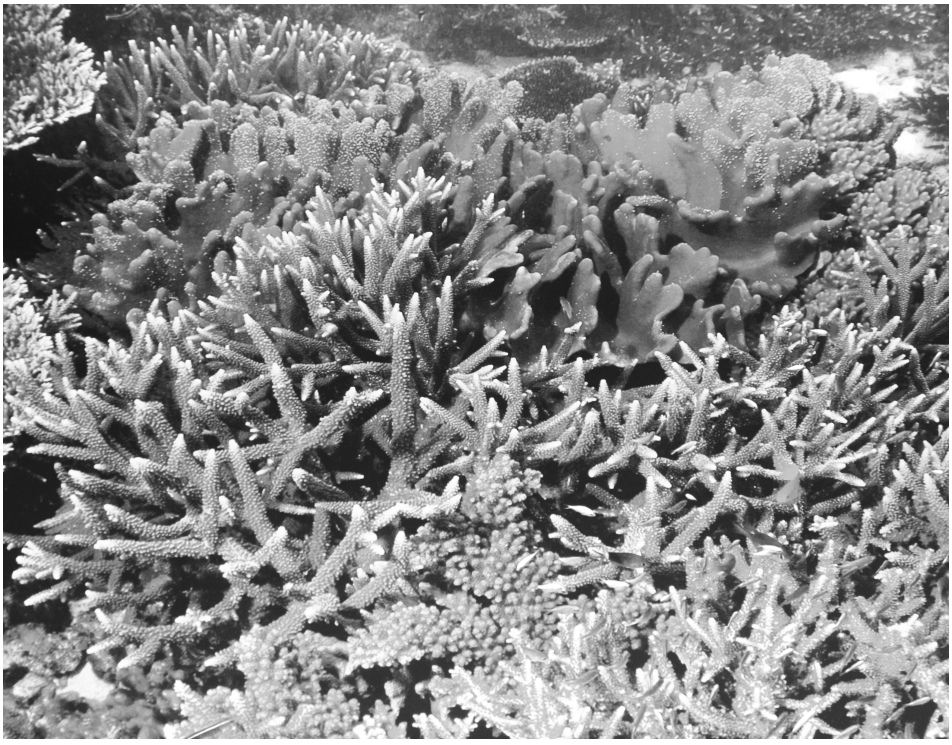


Рис. 6. Риф у восточной оконечности о-ва Че (залив Нячанг Южно-Китайского моря): ветвистые колонии *Acropora vaughani*; справа – пластинчатые колонии *Montipora* (фото О.В. Савинкина, ИПЭЭ РАН).

и локальные антропогенные влияния в тропических прибрежных районах, вероятно, способны привести в ближайшем будущем к угнетению коралловых сообществ и к изменениям в их составе и структуре. Одним из возможных сценариев может стать снижение биоразнообразия склерактиний с увеличением в их сообществах доли *Porites* и фавиид, резистентных к комплексному стрессу.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ-ДВО РАН 09-04-98550-р_восток_а и ДВО РАН 09-III-А-06-195.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Даутова Т.Н., Даутов С.Ш., Латыпов Ю.Я., Мощенко А.В. 1999. Влияние придонных физических процессов на мелководные рифы Архипелага Байтылонг (Тонкинский залив Южно-Китайского моря) // Биология моря. Т. 25. № 2. С. 104–107.

Латыпов Ю.Я., Даутова Т.Н. 1998. Кораллы склерактинии Вьетнама. Ч. 5. Агарициды, Кариофиллиды, Окулиниды, Пектинииды, Сидеастреиды. Владивосток: Дальнаука. 140 с.

8 Dautova.indd 195 8/23/11 5:32:46 PM

Adjeroud M., Salvat B. 1996. Spatial patterns in biodiversity of a fringing-reef community along Opunohu Bay, Moorea, French Polynesia // Bull. Mar. Sci. V. 59. P. 175–187.

Aller R.C., Dodge R.E. 1974. Animal-sediment relations in a tropical lagoon, Discovery Bay, Jamaica // J. Mar. Res. V. 32. P. 209–232.

Bak R.P.M., Elgershuizen J.H.B. 1976. Patterns f Oil-Sediment Rejection in Corals // Mar. Biol. V. 37. P. 105–113.

Bak R.P.M., Termaat R.N., Dekker R. 1982. Complexity of coral interactions // Mar. Biol. V. 69. P. 215–222.

Benayahu Y., Jeng Ming-Shiou, Perkol-Finkel, Dai Chang-Feng. 2004. Soft corals (Octocorallia: Alcyonacea) from Southern Taiwan. II. Species Diversity and Distributional Patterns // Zoological Studies. V. 43. P. 548–560.

Bradbury R.H., Young P.C. 1981. The effects of a major forcing function, wave energy, on a coral reef ecosystem // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 5. P. 229–241.

Chou L.M. 1988. Community structure of sediment stressed reefs in Singapore // Galaxea. V. 7. P. 101–111.

Chou L.M., Teo Y.H. 1985. An ecological study of the scleractinian corals of Pulau Salu Reef, Singapore // Asian Marine Biology. V. 2. P. 11–20.

Cole S.L., Eldredge L.G. 2002. Non indigenous species introduction on coral reefs: a need for information // Pacif. Sci. V. 56. P. 191–209.

Coles S.L., Fadlallah Y.H. 1991. Reef coral survival and mortality at low temperatures in the Arabian Gulf – new species-specific lower temperature limits // Coral Reefs. V. 9. P. 231–237.

Concepcion G., Kahng S.E., Crepeau M. et al. 2010. Molecular data suggest multiple intro-ductions of *Carijoa riisei* into the Hawaiian archipelago // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 401. P. 113–127.

Cook C.B., Logan A., Ward J. et al. 1990. Elevated temperatures and bleaching on a high latitude coral reef the 1988 Bermuda event // Coral Reefs. V. 9. P. 45–49.

Cope M. 1982. Interspecific coral interactions in Hong Kong // Proc. 4 Int. Symp. Coral Reefs. V. 2. P. 357–362.

Cortes J.N., Risk M.J. 1985. A reef under siltation stress: Cahuita, Costa Rica // Bull. Mar. Sci. V. 30. P. 339–356.

Dai Chang-feng. Interspecific competition in Taiwanese corals with special reference to interactions between alcyonaceans and scleractinians // Mar. Ecol. Progr. 1990. Ser. V. 60. P. 291–297.

Dautova T.N., Latypov Yu.Ya., Dautov S.Sh. Species composition and structure of the coral communities of the Bai Thu Long Archipelago (Gulf of Tonkin, South China Sea) // Rus. Jour. Mar. Biol. 1999. V. 25. P. 111–112.

Dautova T.N., Ofwegen L.P. Savinkin O.V. 2010. New species of the genus Sinularia (Octocorallia: Alcyonacea) from Nha Trang Bay, South China Sea, Vietnam // Zoologische Mededelingen, Leiden. V. 84 (5). P. 47–91.

8 Dautova.indd 196 8/23/11 5:32:46 PM

Dautova T.N., Savinkin O.V. 2009. New data on soft corals (Anthozoa: Octocorallia) from Nha Trang Bay // Zootaxa. V. 2027. P. 1–27.

DeVantier L.M., Endean R. 1989. Observations of colony fission following ledge formation in massive corals of the genus *Porites* // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 58. P. 191–195.

Ditlev H. 1978. Zonation of corals on reef flats at Ko-Phuket // Mar. Biol. V. 47. P. 29–39.

Dollar S. 1982. Wave stress and coral community structure in Hawaii // Coral Reefs. V. 1. P. 71–81.

Done T.J., Potts D.C. 1992. Influences of habitat and natural disturbances on contributions of massive Porites corals to reef communities. // Mar. Biol. V. 114. P. 479–493.

Ekman S. 1953. Zoogeography of the Sea. Sidgwick and Jackson, London. 417 p.

Faustino L.A. 1927. Recent Madreporaria of the Philippine Islands // Monogr. Bur. Sci. Manila. P. 1–310.

Fang L.S., Chou Y.C. 1992. Concentration of fulvic acid in the growth bands of hermatipic corals in relation to local precipitation // Coral Reefs. V. 11. P. 187–191.

Geister J. 1977. Riffbau und geologische Entwicklungsgeschiche der Insel San Andres (Westliche Karibisches Meer, Kolumbien) // Stuttgart. Beitr. Naturk. B. 15. S. 1–204.

Glynn P.W. 1973. Aspects of ecology of coral reefs // Mar. Biol. V. 20. P. 297–318.

Glynn P.W. 1988. El NINO–Southern oscillation 1982–1983: nearshore population, community, and ecosystem responses // Ann. Rev. Ecol. Syst. V. 19. P. 309–345.

Glynn P.W., Stewart R.H., McClosker J.E. 1972. Pacific coral reefs of Panama // Geol. Rdsch. B. 61. S. 483–519.

Glynn P.W., Colley S.B., Eakin C.M. et al. 1994. Reef coral reproduction in the eastern Pacific: Costa Rica, Panama and Galapagos Islands (Equador). II. Poritidae // Mar. Biol. V. 148. P. 191–208.

Guzman H.W., Cortes J. 1989a. Growth rates of eighth species of Scleractinian corals in the Eastern Pacific (Costa Rica) // Bull. Mar. Sci. V. 44. P. 1186–1194.

Guzman H.M., Cortes J. 1989b. Coral reef community structure at Cano Island, Pacific Costa Rica // Mar. Ecol. V. 10. P. 23–42.

Harriott V.J. 1999. Coral growth in subtropical eastern Australia // Coral Reefs. V. 18. P. 281–291.

Heiss G.A. 1996. Annual band–width variation in *Porites* sp. From Aqaba, Gulf of Aqaba, Red Sea // Bull. Mar. Sci. V. 59. P. 393–403.

Highsmith R.C. 1980. Passive colonization and asexual colony multiplication in the massive coral *Porites lutea* Milne Edwards, Haime // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. V. 47. P. 55–67.

Highsmith R.C. 1982. Reproduction by fragmentation in Corals // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 7. P. 207–226.

Hodgson G. 1990. Tetracycline reduces sedimentation damage to corals // Mar. Biol. V. 104. P. 493–496.

8 Dautova.indd 197 8/23/11 5:32:46 PM

Hoegh-Guldberg O., Salvat B. 1995. Periodic mass bleaching and elevated sea temperatures – bleaching of outer reef slope communities in Moorea, French Polynesia // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 121. P. 181–190.

Hoeksema B.W. 2007. Delineation of the Indo-Malayan Centre of Maximum Marine Biodiversity: The Coral Triangle / Biogeography, Time and Place: Distribution, Barriers and Islands. W. Renema (ed.). Springer. P. 117–178.

Holthus P.F., Maragos, J.E., Evans C.W. 1984. Coral reef recovery subsequent to the freshwater kill of 1965 in Kaneohe Bay, Oahu, Hawaii // Pacif. Sci. V. 43. P. 122–134.

Kobluk D.R., Lysenko M.A. 1994. Ring bleaching in Southern Caribbean Agaricia agaricites during rapid Water cooling // Bull. Mar. Sci. V. 54. P. 142–150.

Koji B.L., Quinn N.I. 1981. Reproductive strategies in four species of Porites (Scleractinia) // Proc. 4 Int. Symp. Coral Reefs. V. 2. P. 403–408.

Konishi K. 1982. Alcyonarian spiculite: limestone of soft corals // Proc. of the 4 Int. Coral Reef Symp. V. 1. P. 643–649.

Kühlmann D.H.H. 1983. Composition and ecology of deep-water coral assotiations // Helgol. Meeres. B. 36. S. 183–204.

Lam K., Morton B. 2008. Soft corals, sea fans, gorgonians (Octocorallia: Alcyonacea) and black and wire corals (Ceriantipatharia: Antipatharia) from submarine caves in Hong Kong with a checklist of local species and a description of a new species of Paraminabea // Journ. Nat. Hist. V. 48. P. 749–780.

Lang J. 1973. Interspecific agression by scleractinian corals // Bull. Mar. Sci. V. 23. P. 260–279.

Logan A. 1984. Interspecific aggression in hermatypic corals from Bermuda // Coral Reefs. V. 3. P. 131–138.

Logan A., Tomascik T. 1991. Extension growth rates in 2 coral species from high-latitude reefs of Bermuda // Coral Reefs. V. 10. P. 155–160.

Lough J.M., Barnes D.J. 2000. Environmental controls on growth of the massive coral *Porites* // Journ. Exp. Mar. Biol. Ecol. V. 245. P. 225–243.

Loya Y. 1976. Effects of water turbidity and sedimentation on the common structure of Porto Rican corals // Bull. Mar. Sci. V. 26. P. 450–466.

Manuputti A.E.W., Ofwegen L.P. 2007. The genus *Sinularia* (Octocorallia: Alcyonacea) from Ambon and Seram (Moluccas, Indonesia) // Zool. Meded. Leiden. V. 81. P. 187–216.

Mergner H., Sheer G. The phisiographic zonation and ecological conditions of some south Indian and Ceylon coral reefs // Proc. 2 Int. Symp. Coral Reefs. 1974. V. 2. P. 3–30.

Ofwegen L.P. Status of knowledge of the Indo-Pacific soft coral genus *Sinularia* May, 1898 (Anthozoa: Octocorallia) // Proc. 9 Int. Coral Reef Symp. 2000. V. 1. P. 167–171.

Potts D.C., Done T.J., Isdale P.J., Fisk D.A. 1985. Dominance of coral community by the genus *Porites* // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 23. P. 79–84.

Priess K., Thomassin B.A., Heiss G.A. et al. 1995. Variability in growth rate of massive *Porites* in coral reefs Mayotte Island // Comp. Rend. Acad. Sc. Ser. III. Science de la Vie. V. 318. P. 1147–1154.

8 Dautova.indd 198 8/23/11 5:32:46 PM

Richmond R.H., Hunter C.L. 1990. Reproduction and recruitment of corals: Comparisons among the Caribbean, The Tropical Pacific, and the Red Sea // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 60. P. 185–203.

Rogers C.S. 1990. Responses of coral reefs and reef organisms to sedimentation // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 62. P. 185–202.

Sakai K. 1985. Preliminary observation on coral assemblages in the vicinity of Si Chang Island, The inner part of the Gulf of Thailand // Galaxea. V. 4. P. 53–63.

Sakai K., Yeemin T., Shidvongs A. et al. 1986. Distribution and community structures of hermatypic corals in the Sichang Island, inner part of Gulf of Thailand // Galaxea. V. 5. P. 27–74.

Sammarco P.W. 1980. *Diadema* and its relationship to coral spat mortality: grazing competition and biological disturbance // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. V. 48. P. 245–272.

Sammarco P.W., Risk M.J. 1990. Large scale patterns in internal boierosion of *Porites*: cross continental shelf trends on the Great Barrier Reef // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 59. P. 145–156.

Scoffin T.P., Tudhope A.W., Brown B.E. et al. 1992. Patterns and possible environmental controls of skeletogenesis of *Porites lutea*, South Tailand // Coral Reefs. V. 11. P. 1–11.

Sheppard C.R.C. 1979. Interspecific aggression between reef corals and their distribution // Mar. Ecol. Prog. Ser. V. 7. P. 83–115.

Sheppard C.R.C. 1980. Coral cover, zonation and diversity on reef slopes of Chagos atolls and po-pulation structures of the major species // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 2. P. 193–205.

Sheppard C.R. 1982. Coral populations on reef slopes and their major control // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 7. P. 83–115.

Smith S.R. 1991. The reproduction and recruitment of *Porites panamensis* (Verrill) at Uva Island, Pacific Panamà. MS thesis, Univ Miami, Florida. 64 p.

Smith S.R. 1992. Patterns of coral recruitment and postsettlement mortality on Bermudas reefs – comparisons to Caribbean and Pacific reefs // Amer. Zoologist. V. 32. P. 663–673.

Stafford-Smith M.G. Sediment-rejection efficiency of 22 species of Australian scleractinian corals // Mar. Biol. 1993. V. 115. P. 229–243.

Sudara S., Manthachittra V., Thamrongnawasawat T., Natekanjanalarp S. 1988. Change in coral community structure along the West Coast of the Gulf of Thailand // Galaxea. V. 7. P. 234–239.

Szmant A.M. 1986. Reporoductive ecology of Caribbean reef corals // Coral Reefs. V. 5. P. 43–54.

Thanh T.D. 1999. Change in environment and ecosystems relative to the land-sea interaction in the Vietnam coastal zone // Rep. EALOICZ Workshop, Qingdao. P. 1–10.

Tomascik T. 1991. Settlement patterns of Caribbean Scleractinian corals on artificial substrata along an eutrophication gradient, Barbados, West Indies // Mar. Ecol. Progr. Ser. V. 77. P. 261–269.

8 Dautova.indd 199 8/23/11 5:32:46 PM

Tomascik T., Sander F. 1985. Effects of eutrophication on reef-building corals. I. Growth rate of reef building coral *Montastrea annularis* // Mar. Biol. V. 87. P. 143–155.

Tomascik T., Sander F. 1987. Effects of eutrophication on reef–building corals. II. Structure of scleractinian coral communities on fringing reefs, Barbados, West Indies // Mar. Biol. V. 94. P. 53–76.

Toonen R. 2004. Reproduction and developmental characteristics of an alien soft coral (Carijoa riisei) in Hawai'i (FY 2004–2005). Hawai'i Institute of Marine Biology. 29 p.

Tudhope A.W., Scoffin T.P. 1994. Growth and structure of fringing reefs in a muddy environment, South Thailand // J. Sediment. Res. V. 64. P. 752–764.

Veron J.E.N. 1995. Corals in Space & Time. The Biogeography & Evolution of the Scleractinia. Ithaca, London: Cornell University Press (Comstock). xiii + 321 p.

Veron J.E.N. 2000. Corals of the World. Townsville MC, Queensland, Australia: Australian Institute of Marine Science and CRR Qld Pty Ltd.

Veron J.E.N., Minchin P.R. 1992. Correlations between sea surface temperature, circulation patterns and the distribution of hermatypic corals of Japan // Continental Shelf Res. V. 12. P. 835–857.

Wellington G.M. 1980. Reversal of digestive interactions between Pacific reef corals: mediation by sweeper tentacles // Oecologia (Berl). V. 47. P. 340–343.

Wesseling I., Uychiaoco A.J., Aliño P.M. et al. 1999. Damage and recovery of four Philippine corals from short–term sediment burial // Mar. Ecol. V. 176. P. 11–15.

Yet N.H. 1989. Research results of corals and coral reefs in western Tonkin Gulf // Tay Nguen va Moy Truong Bien. V. 6. P. 35–36.

8 Dautova.indd 200 8/23/11 5:32:46 PM

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы.
Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 201–228.
http://www.paleo.ru/institute/files/rif.pdf

ТЕРМИНОЛОГИЯ, СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ РИФОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Н.М. Задорожная
Санкт-Петербург

Рассматривается систематика и классификация рифогенных формаций. Выделены два класса формаций: строматолитовые, развитые от докембрия и до наших дней, и герматолитовые распространенные в отложениях фанерозоя и в современных океанах. Обсуждаются вопросы неоднозначного использования термина «риф», а также проблема эволюции рифогенных формаций.

Ключевые слова: рифогенные формации, строматолиты, герматолиты, рифы, классификация, эволюция.

> «Сомнительно, что может быть придумана какая-нибудь классификация, чтобы она объединяла потребности всех геологов, отвечала всем условиям на все времена. Однако, если мы можем классифицировать конечные точки удовлетворительно, то будет достигнут значительный прогресс для лучшего объединения и понимания среди геологов».
>
> *Nelson H., Braun C., Brineman J., 1962*

Вопросы терминологии и классификации рифогенных формаций достаточно подробно рассматривались мною ранее (Рифогенные…, 1990; Задорожная, 2009). Разработанная система классификации фанерозойских рифогенных формаций успешно использована при составлении во ВСЕГЕИ специальных карт: «Карта размещения рифогенных формаций фанерозоя СССР» м-ба 1:25 000 000 (Рифогенные…, 1990) и «Карта рифовых формаций территории России» м-ба 1:5 000 000, которая представлялась на 33 Геологическом конгрессе в 2008 г. Однако существующая до настоящего времени в геологической литературе противоречивость взглядов относительно понятий «рифогенные формации и их типизация» побуждает вновь обратиться к данной проблеме с целью в очередной раз привлечь к ней внимание, поскольку успешность любых научных исследований

9 Zadorozhnaya.indd 201 8/23/11 5:34:08 PM

и практики геологических работ невозможны без унифицированной понятийной базы, подразумевающей однозначность используемых терминов.

Актуальность проблемы определяется спецификой строения рифогенных формаций, в составе которых присутствуют в значительных количествах ископаемые органогенные постройки. Рифогенные формации широко распространены среди отложений складчатых и платформенных областей в возрастном диапазоне от докембрия и всего фанерозоя. Они приурочены, практически, ко всем стадиям геодинамического цикла развития океанических и эпиплатформенных палеобассейнов. В типовых палеогеодинамических обстановках разных стадий формируются рифогенные формации специфического состава и строения, что обеспечивает им роль уникальных индикаторов палеогеографических и палеотектонических обстановок рифообразования. С рифогенными формациями сопряжены крупные месторождения углеводородов, свинца, цинка, марганца, флюорита, фосфоритов.

Первые свидетельства о рифогенных формациях, относятся к началу прошлого века. В дальнейшем, внимание исследователей было направлено, преимущественно, на изучение изолированных рифогенных тел. Имеется ограниченное число работ, посвященных собственно рифогенным формациям (Королюк, 1980, 1981, 1987; Крашенинников, 1975; Рифогенные…, 1990; Хабаров, 1985 и др.). В основном же сведения о них рассеяны в региональных работах по формационному анализу. На этом фоне особенно дискуссионными оказались вопросы терминологии и классификация рифогенных формаций, которые трактуются неоднозначно и, можно сказать, находятся в стадии зачастую взаимоисключающих представлений, что в значительной мере обусловлено несколькими причинами. Во-первых, с существующими среди геологов различными принципами выделения геологических формаций в целом. и, во-вторых, с различной оценкой роли рифогенных тел в качестве формациеобразующих элементов. Последнее обстоятельство определяется особенностями строения органогенных построек, как особой категории геологических тел, в ряду других литостратиграфических подразделений (Задорожная, 1986). Первично твердые органогенные постройки, образованные скелетными остатками животных и растительных организмов и продуктами их жизнедеятельности, существенно отличаются по морфологии, литологическому составу и структуре от вмещающих одновозрастных отложений, с которыми они имеют резкие границы. Исходя из этого, многие исследователи рассматривают органогенные тела изолированно, вне взаимосвязи с окружающими породами.

Другая крайность заключается в полном игнорировании рифогенных построек в качестве самостоятельных геологических тел, подлежащих обязательному выделению и картированию (Стратиграфический…, 2006). В практике геологических работ они нередко относятся к обычным карбонатным породам в составе других формаций. Естественно, что оба эти

9 Zadorozhnaya.indd 202 8/23/11 5:34:08 PM

подхода неизбежно искажают представления о геологическом и формационном строении регионов и, как следствие, к недостоверности прогнозов и поисков полезных ископаемых, связанных с рифогенными формациями.

Представления о принципах выделения рифогенных формаций. Рифогенные формации, содержащие в своем составе ископаемые органогенные постройки, имеют не только широкое распространение, но и большое разнообразие составов (Рифогенные…, 1990). В геологической литературе для подобных формаций в качестве обобщающего термина используется множество вариантов: «рифовые», «рифогенные», «рифоидные», «барьерных рифов», «рифовых известняков», «рифовых массивов», «биогермные» и др. Наиболее употребительным из них является термин «рифогенные». Термин не несет прямой смысловой нагрузки, поскольку не предусматривает обязательного присутствия рифов и объединяет формационные подразделения с любыми типами органогенных построек, общим признаком для которых является способ образования первично жесткого карбонатного каркаса известьвыделяющими, прикрепленными организмами и продуктами их жизнедеятельности. В данном контексте это не самый удачный вариант для обобщающего термина. Однако традиционность использования, отсутствие адекватного эквивалента и наибольшая нейтральность позволяют рассматривать его в качестве наиболее приемлемого.

Определение рифогенных формаций, их объем и состав понимаются различно, согласуясь с авторскими взглядами на критерии выделения геологических формаций. В работах Н.Б. Вассоевича (1966) и других авторов многочисленные подходы к выделению геологических формаций сгруппированы в несколько основных направлений, которые определяются как *фациально-генетическое, стратиграфо-генетическое, тектоническое и парагенетическое.* Соответственно с этим рассматриваются и рифогенные формации. Практически в каждой работе, где упоминаются рифогенные формации, используется свое определение.

В рамках *фациально-генетического* подхода за основу выделения рифогенных формаций принимаются фациальные и палеогеографические признаки. Впервые такое понимание формаций предложено Э. Огом в 1914 г. Им выделялись рифовые формации в объеме изолированных рифовых массивов в неритовой области. Понятие «формация», в данном случае, отождествляется с генетическим типом. В нашей стране это направление особенно последовательно развивается В.И. Поповым (1985). По его представлениям рифовая формация ограничивается объемом обособленных рифовых массивов, залегающих среди карбонатных пород, которые относятся к другим формациям. Рифовые формации выделяются по фациальному признаку: мелководно-прибрежные, лагунные, отдаленные и т. д. По их мнению, формация представляет целостное образование, отвечающее определенной фации. Выделению формаций предшествуют ландшафтно-

9 Zadorozhnaya.indd 203 8/23/11 5:34:08 PM

климатические и фациальные исследования, которые имеют интерпретационный и, как правило, субъективный характер.

Сходное понимание рифовых формаций, в объеме изолированных массивов, находится в американской литературе (North Amer..., 1983). При этом формации имеют собственное географическое название и занимают определенное стратиграфическое положение, что соответствует местным стратиграфическим подразделениям (свитам) в российской геологии. Данное направление может быть определено как стратиграфо-генетическое.

В рамках генетической концепции существует и другое, более расширенное понимания формаций с рифогенными постройками. Они включаются в состав бентогенной карбонатной формации, охватывающей комплексы отложений карбонатного шельфа от прибрежных до континентального склона. Генетические типы рифогенных комплексов принадлежат к карбонатно-шельфовой подформации (Ильин, Фортунатова, 1988) При *тектоническом* (стадийно-зональным, климато-тектоническим, тектонолитогенетическим, тектоно-фациальным и др.) направлении рифогенные формации не являются объектом специальных исследований. Обычно они упоминаются в списках общих формационных рядов, характерных для различных типов тектонических структур. Формации подразделяются по размеру рифогенных построек. Считается, что для складчатых областей характерны «рифовые формации», которые выделяются в объеме крупных органогенных массивов, для платформенных – «рифоидные», с преобладанием мелких рифогенных тел среди слоистых карбонатных пород.

Парагенетическое направление при выделении рифогенных формаций основано на изучении парагенезисов органогенных построек с вмещающими породами. Первая парагенетическая классификация рифогенных формаций, разрабатывалась И.К. Королюк (1980, 1981, 1987). По ее данным рифогенные формации составляют особую группу в классе карбонатных формаций и содержат следующие типы: «рифовая формация», «биогермных массивов», «банково-рифовая», «биоритмитная слоистых известняков с рассеянными биогермами». Рифовые формации слагаются преимущественно биогермными известняками и продуктами их разрушения. Все остальные представляют собой парагенетические сочетания органогенных построек с вмещающими карбонатными отложениями. Дополнительно выделяется группа вулканогенно-карбонатных формаций, в составе которой обособляется «вулканогенно-рифогенная формация». В дальнейшем, эти идеи развивались автором данной статьи (Рифогенные…, 1990).

Определение рифогенных формаций. Предлагаемые определение и типизация рифогенных формаций базируются на парагенетических представлениях о геологических формациях Н.С. Шатского (1965) и Н.П. Хераскова (1967). Они рассматривали формации как устойчивые парагенезисы пород, выделяемые по реально наблюдаемым вещественно-структурным

9 Zadorozhnaya.indd 204 8/23/11 5:34:08 PM

признакам, вне зависимости от принадлежности их к тектоническим структурам или фациальным обстановкам. В составе формаций Шатский различал «патрические» (свои) и «аллофильные» (чужие, соседские) члены. В рифогенных формациях к обязательным («патрическим») членам относятся органогенные постройки, которые отражают их коренные свойства. Другие части формаций («соседские») представлены непостоянными по составу вмещающими породами, парагенетически связанные с ними. До настоящего время имеют место представления о принадлежности рифогенных формаций исключительно к ряду карбонатных формаций, что опровергается изучением рифогенных формаций в регионах с различным геологическим строением. На парагенетические соотношения рифогенных тел не только с карбонатными, но и с вулканогенными породами указывали в свое время еще Херасков (1952). В дальнейшем это полностью подтвердилось при составлении карты рифогенных формаций на территории России (Рифогенные…, 1990). Установлено, что, при значительной роли карбонатных парагенезисов, широко распространены также ассоциации органогенных построек с терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенно-вулканогенными породами. Сочетание органогенных построек и парагенетически связанных с ними разнообразных пород, определяет множество конкретных рифогенных формаций, отличающихся составом и строением. Но при этом необходимо особо подчеркнуть, что в каждом случае, соотношение всех членов формаций составляют упорядоченные совместные парагенезисы, закономерность которых подтверждается повторяющимся нахождением сходных разновозрастных формаций в регионах с различным геологическим строением. Исходя из этого, нами предлагается следующее определение.

Рифогенные формации – устойчиво повторяющиеся во времени и пространстве парагенетические сообщества ископаемых органогенных построек с разнообразными по составу вмещающими породами: карбонатными, терригенными, вулканогенными.

В отличие от генетического и тектоно-генетического подходов, в этом определении не содержится гипотетических предпосылок в виде генетических типов пород и фаций, которые распознаются по палеогеографическим признакам. Данное определение предполагает первоначальное эмпирическое выделение формаций в полевых условиях по фактически наблюдаемым вещественным и структурным свойствам изучаемых отложений, вне зависимости от их происхождения и обстановок седиментации, трактовка которых в большой мере связана с субъективными взглядами исследователей. В дальнейшем, парагенетический метод предусматривает обязательное изучение закономерностей совместного нахождения горных пород для восстановления генезиса отложений, фациальных условий седиментации, связи с тектоническими структурами земной коры, которые, в конечном результате, определяют критерии поисков полезных ископаемых, сопряженных с

9 Zadorozhnaya.indd 205 8/23/11 5:34:08 PM

рифогенными формациями. По определению Шатского, «парагенезисы пород – это не только определение формаций, но метод их изучения» (1965).

Границы и объем формаций устанавливаются по качественному изменению парагенезисов пород и их фациальных сочетаний по латерали и в разрезах. Правильность выделения естественных ассоциаций подтверждается повторяемостью сходных парагенезисов в других местах земного шара и в других по возрасту отложениях.

Относительно масштаба рифогенных формаций определённые критерии отсутствуют. На практике установлено, что время формирования формаций соответствует ярусу или его части, площадь распространения – структурно-формационной зоне, региону.

Общие принципы классификации и систематики рифогенных формаций. Рифогенные формации составляют самостоятельный (абстрактный) формационный тип, объединяющий все множество конкретных разновозрастных формаций. Предлагаемая классификация формаций производятся по структурно-вещественным признакам:

- тип органогенных построек – обязательный (патрический) элемент формаций;

- способ размещения органогенных построек в пространстве, определяющий структуру формаций;

- состав отложений, парагенетически связанных с органогенными постройками. Они представляют переменные (карбонатные, терригенные, вулканогенные и смешанные) части формаций и зависят от обстановок их формирования.

Систематика рифогенных формаций объединяет разнопорядковые таксоны, которые определяются набором и значимостью формациеобразующих признаков. Во избежание разнотолкований соподчиненности таксонов, что затрудняет сопоставимость различных авторских классификаций, используется традиционно упорядоченная система, принятая в биологии: тип – класс – семейство – род – вид – разновидность. Аналогия с биологической систематикой формальная, поскольку применяется к геологическим телам и не подразумевает филогенетическую направленность, характерную для эволюционного развития организмов

Т и п «Рифогенные формации» – наиболее крупный таксон, объединяет всю совокупность рифогенных формаций.

Тип подразделяется на два класса ***«строматолитовые»*** и ***«гематолитовые»*** формации (Задорожная, 1989, 1990, 2009). Термины являются производными от названия основных, принципиально различных типов органогенных построек***:*** строматолитов и гематолитов, определяющих специфику и строения рифогенных формаций.

Дальнейшее подразделение на с е м е й с т в а, р о д ы и в и д ы производится раздельно для каждого класса формаций по разным признакам

9 Zadorozhnaya.indd 206 8/23/11 5:34:08 PM

и рассматривается ниже при обсуждении классификаций герматолитовых и строматолитовых формаций (Рифогенные..., 1990).

Основные свойства строматолитовых и герматолитовых построек. Выделение двух классов рифогенных формаций в настоящее время не имеет широкого признания. Вследствие этого, возникает необходимость обоснования критериев предлагаемого деления. Такими критериями являются типы органогенных построек, характерные для каждого класса формаций.

Данные типы построек существенно различаются по литолого-морфологическим, структурно-текстурным признакам, способу осаждения карбонатного материала, механизмом образования первично твердого органогенного каркаса, а также времени существования. Все различия связаны с формированием построек принципиально различными биоценотическими сообществами и принадлежностью их к разным экосистемам. Строматолиты и герматолиты, возникнув в разное время, существуют независимо и разобщены пространственно.

Понятие «строматолиты» (от *греч*. строма – ковер, литос – камень) впервые применено Е. Калковски в 1908 г. для слоистых масс, которые иногда возвышаются в виде линзоподобных форм, имеют тонкослойчатые текстуры, и предположительно органическое происхождение. Впоследствии строматолиты достаточно долго относились к палеонтологическим объектам, для обозначения которых применялась формальная бинарная номенклатура. В настоящее время, термин «строматолиты» является общепринятым и используется в мировой литературе для обозначения тонкослойчатых органогенных построек, образованных в процессе жизнедеятельности прокариотных микробиальных сообществ При формировании первично-жесткого тонкослойчатого каркаса строматолитовых построек карбонатоосаждение происходит в слизи всей пленочной колонии цианобактерий биохимическим, физиологическим и частично органическим способами (Маслов, 1960; Крылов, 1975 и др.) В результате образуются пластообразные изометрично-округлые или полосовидно-удлиненные крупные геологические тела (десятки – сотни метров или километров), в общем виде соизмеримые по мощности с вмещающими, преимущественно карбонатными, отложениями. В процессе роста строматолитовые постройки незначительно возвышаются на дне водоема (от сантиметров до нескольких метров). Строматолиты возникли в позднем архее, максимально распространились в рифее, заметно сократились в фанерозое и продолжают ограниченное существование до настоящего времени.

Строматолитовые формации приурочены в основном к платформенным структурам. Развитие строматолитов происходило в прибрежных обстановках, в эпиконтинентальных внутришельфовых бассейнах, в верхней части рамповых склонов в зонах с максимальной гидрогеологической активностью и в краевых частях карбонатных платформ. В складчатых областях строма-

9 Zadorozhnaya.indd 207 8/23/11 5:34:08 PM

толитовые формации фиксируют устойчивые структуры микроконтинентов или аллохтонные блоки пассивных окраин. Распространение современных строматолитов ограничено в основном обстановками засолоненных лагун.

В противоположность слоистым строматолитам, Э.Р. Камингс в 1932 г. предложил термин «герматолиты» (*герм* – холм, литос – камень) для обозначения «массивных рифовых и биогермных пород, слагающих выпуклые холмы и гряды, которые формируются непосредственно организмами, главным среди них являются водоросли и кораллы» (Cumings, 1932). Термин в свое время не получил признания среди геологов. В виду отсутствия унифицированного термина для массивных органогенных построек фанерозоя, мною предлагается вернуться к термину «герматолиты» (Задорожная, 1989, 1990, 2009). Массивные постройки возникли впервые в раннем кембрии в результате появления эукариотных скелетных организмов и известьвыделяющих водорослей с индивидуализированными слоевищами. Колониальные организмы, путем взаимного обрастания и сцепления твердых скелетных элементов, обладающие потенциалом вертикального роста, создают органогенный трехмерный каркас, способный значительно возвышаться на дне водоема и противостоять волновому воздействию. Наряду с каркасными элементами, в объеме органогенных построек существенную часть составляют продукты прижизненного их разрушения: органогенно-обломочные и биохемогенные известняки. В результате возникают пространственно обособленные, изначально твердые, изометрично-выпуклые массивные постройки, для которых характерны резкие контакты, секущие поверхности напластования вмещающих слоистых пород, увеличенная мощность по сравнению с синхронными отложениями. Размеры герматолитов варьируют от долей до сотен метров и более.

Термин «герматолиты» полностью адекватен смысловому значению (герм – холм, литос – камень) удобен в употреблении, созвучен термину «строматолиты», применяемому к слоистым органогенным постройкам.

Герматолиты впервые появившиеся в раннем кембрии, значительно распространились в фанерозое и занимают господствующее положение в современных океанах. Герматолитовые формации широко представлены как в складчатых, так и в платформенных областях. Приуроченные к разным стадиям развития этих структур они могут проявляться на нескольких стратиграфических уровнях. Формирование герматолитовых формаций связано с геодинамически активными процессами на границах литосферных плит и в зонах внутриплитной активизации, создающими геоморфологически выраженный рельеф, благоприятный для развития органогенных построек.

На платформах они приурочены к внутриконтинентальным рифтовым и некомпенсированным впадинам, к зонам активизации платформенного чехла, сопряженными с геодинамическими процессами в смежных океанических бассейнах, а также к обстановкам пассивных окраин.

9 Zadorozhnaya.indd 208 8/23/11 5:34:08 PM

В складчатых областях массивные герматолиты присутствуют в формационных комплексах, соответствующих океаническому, орогенному и тафрогенному этапам развития. На океаническом этапе они развиваются на вулканических и невулканических поднятиях, составляющих основу герматолитовых рифогенных формаций, внутри океанических плит, на шельфовых окраинах микроконтинентов и пассивных окраин, а также в зонах конвергентных границ литосферных плит в обстановках островных дуг и околодужных морей. В орогенный этап развития складчатых систем постройки формируются в бортовых частях унаследованных и наложенных прогибов. В более позднюю, коллизионную стадию они ассоциируются со структурами краевых прогибов. В тафрагенный (эпиорогенный) этап герматолитовые постройки связаны с рифтогенными впадинами, возникающими при расколах вновь образованной континентальной коры.

Герматолитовые формации. Определение. Как уже говорилось, **с**остав и строение герматолитовых формаций определяется присутствием массивных органогенных построек – герматолитов, которые образуют парагенезисы с разнообразными по составу породами.

Исходя из этого, принимается следующее определение: ***герматолитовые формации – устойчиво повторяющиеся во времени и пространстве парагенетические сообщества ископаемых органогенных построек – герматолитов (биостромы, биогермы, рифы и их производные) с вмещающими карбонатными, терригенными и вулканогенными породами.***

Мощность формаций может достигать сотен метров, километров, протяженность – сотни километров. Для платформенных областей характерны карбонатные и, в меньшей степени, терригенно-карбонатные парагенезисы. В складчатых областях, приуроченных к структурам микроконтинентов, состав герматолитовых формаций более разнообразный. Органогенные постройки образуют сообщества с карбонатными породами. В формационных комплексах, сопряженных с вулканическими поднятиями и вулканическими дугами, они образуют парагенезисы с вулканическими и терригенно-вулканическими комплексами пород. Для коллизионной стадий развития характерны карбонатные, карбонатно-терригенные, реже карбонатно-вулканогенно-терригенные комплексы. Для герматолитовых формаций, сопряженных с различными геодинамическими обстановками, типична пространственная приуроченность к фациальным зонам перехода между комплексами отложений мелководных лагунно-шельфовых, к более глубоководным депрессионным и бассейновым. Именно этим обусловлена принципиальная схожесть строения фациальных формационных рядов с герматолитовыми формациями, из регионов, различных по тектоническому строению, что нашло отражение в унифицированных моделях стандартных фациальных поясов карбонатных комплексов Дж. Уилсона (1980).

9 Zadorozhnaya.indd 209 8/23/11 5:34:08 PM

Основные типы массивных герматолитовых построек, определяющие состав формаций. После блестящей работы Ч. Дарвина по современным рифам в девятнадцатом веке геологи стали обращать внимание на ископаемые, пространственно обособленные, массивные органогенные тела, которые на первых этапах исследования сопоставлялись с современными коралловыми рифами. Впоследствии было установлено, что далеко не все они соответствуют этому понятию и что представлены они различными типами органогенных построек и слагаются остатками не только животных, но и водорослевых организмов. Уже в первой четверти прошлого века среди органогенных построек различались биостромы, биогермы и рифы. Однако, в понимании этих терминов до сих пор существуют разнотолкования. Особенно это касается понятия «ископаемый риф». Наряду с этим, термин «риф» до настоящего времени остается традиционно наиболее распространенным и привычным в геологической практике, при том, что разные авторы вкладывают в это понятие нередко взаимоисключающий смысл. На разных этапах полуторовекового использования в геологии термина «риф», ему придавались различные смысловые значения, нередко ставящие под сомнение его валидность (Cumings 1932; Johnson, 1953; Nelson et al., 1962).

На ранних этапах изучения любые, пространственно обособленные органогенно-карбонатные тела, залегающими среди пород иного литологического состава, рассматривались в качестве рифов. Эти факты бурно обсуждались уже в начале прошлого века. В 1932 г. Камингс в программной статье «Рифы или биогермы?» следующим образом определил проблему неправильного использования термина «риф»: «геологическая литература последней четверти века содержит всевозможные правильные и неправильные употребления терминов риф и коралловый риф. Мы обнаружили бесчисленное множество авторов, использующих этот термин для описания слоистых структур, которые определенно не возвышаются над окружающим морским дном и, следовательно, не соответствуют какому-либо приемлемому определению рифа или кораллового рифа: мелкие линзы и стяжения, даже отдельные кораллы, водоросли и головы строматопор» «Результатом является то, что слово риф в геологической литературе не значит ничего, если в каждом случае его применения нет точного указания в каком значении оно использовано, а это случается редко» (Cumings, 1932). Наряду с этим Камингс подчеркнул основные признаки «истинных рифов»: формирование вблизи уровня моря, возвышающуюся, изолированную форму, сложный состав, неслоистые структуры, органическое происхождение, круто наклоненные обрамляющие слои. Одновременно другие исследователи использовал термин «риф» для обозначения небольших, холмовидных построек, не достигающих уровня отлива, а также для любых построек без указания положения их относительно уреза воды (Современные…, 1990). Более того эта тенденция достаточно часто имеет место

9 Zadorozhnaya.indd 210 8/23/11 5:34:09 PM

в современной геологической практике, когда всякие выходы массивных органогенных известняков, без должного обоснования, рассматриваются в качестве рифов. В этом случае термин «риф» становится синонимом термина «рифогенный», включающий все типы построек, и перестает обозначать крупные органогенно – аккумулятивные сооружения специфического строения. Такой подход неизбежно приводит к ложной интерпретации обстановок образования и происхождения органогенных построек и, как следствие, к девальвации самого термина «риф».

Позднее, в середине прошлого века, в общем виде оформились определения ископаемых рифов и других типов органогенных построек, признаваемые в настоящее время большинством геологов. Это произошло в процессе напряженных и длительных научных дискуссий как в нашей стране, так и за рубежом, которые были вызваны интересом к рифогенным образованиям в связи с приуроченностью к ним нефтегазовых месторождений. Результаты обсуждений отражены в решениях многих специальных совещаний. Например, Совещания американских геологов-нефтяников в 1949 и 1950 гг. (BAAPG, 1950, v. 34. n. 2; Nelson, 1962), III и IV Всесоюзные палеоэколого-литологические сессии СССР (Решения III…, 1968), и в специальных методических пособиях (Ископаемые органогенные постройки…, 1975; Геологическая съемка…, 1982; Современные и ископаемые рифы…, 1990) и мн. др., а также в бесчисленных публикациях, не поддающихся перечислению.

На основании анализа обширных материалов по фанерозойским постройкам и аналогий с современными рифами в мировой литературе суммированы базовые признаки ископаемых рифов, которые принимаются большинством специалистов. Согласно этим представлениям, к рифам относятся крупные неслоистые первично твердые карбонатные тела массивного сложения. Они образуются скелетными остатками преимущественно колониальных растительных и животных организмов, которые находятся в положении роста при жизни и после своей гибели; и обладают экологическим потенциалом для строительства топографически приподнятых структур. Для рифов характерна определенная фациальная и экологическая зональность. Кроме каркасных (скелетных) известняков они содержат в преобладающем количестве продукты прижизненного разрушения в виде обломочных и биохемогенных пород. В процессе роста рифы значительно возвышались над морским дном, достигали уреза воды и выполняли роль волноломных структур, которые контролировали окружающие обстановки осадконакопления и поставляли большое количество органогенно-обломочного материала на прилегающие участки морского дна (рифовые шлейфы). Мощность рифов значительно превосходит мощность синхронных рыхлых осадков.

Полученные результаты по типизации органогенных построек, оказались существенным прорывом и достижением мировой геологической общественности не только в плане унификации терминологии, но и в по-

9 Zadorozhnaya.indd 211 8/23/11 5:34:09 PM

знании закономерностей процессов рифообразования. Геологи получили инструмент, позволяющий общаться на одном языке.

Однако, при сходимости общих позиций относительно понимания ископаемых рифов и других органогенных построек, в настоящее время известно множество конкретных определений, отличающихся в деталях. Во избежание разнотолкований, ниже приводится краткий словарь основных терминов, используемых при классификации герматолитовых формаций (Решения…, 1968; Геологическая съемка…, 1982; Ископаемые..., 1975).

Ископаемые органогенные постройки – первично твердые геологические тела, образованные остатками животных и растительных организмов или продуктами их жизнедеятельности, захороненными в прижизненном положении. Имеют резкие контакты с вмещающими отложениями иного литологического состава. При выделении построек учитывается ископаемая форма геологических тел, представляющая суммарный итог развития постройки во времени, и палеогеографическая (прижизненная) форма, определяющая положение построек относительно уреза воды. Последний критерий представляется наиболее уязвимым и трудно определяемым, поскольку содержит элементы субъективных суждений. В большинстве случаев этот показатель не может быть определен однозначно из-за фрагментарности выходов, тектонической их нарушенности и вторичной перекристаллизации рифогенных пород.

Биостромы – пластообразные массивные тела, часто с биоморфной слоистостью Прижизненная форма – подводные заросли, почти не выделяющиеся над прилегающими синхронными осадками. Форма геологических тел – пласт, линза. Мощность – сантиметры, первые метры, протяженность может составлять километры.

Биостромные массивы – пласто- и линзообразные тела, образованные совокупностью последовательно чередующихся в разрезе биостромов. Палеогеографическая форма – подводные заросли, слабо возвышающиеся на дне водоема. Мощность равна мощности синхронных отложений. Протяженность – десятки метров, километры. Контакты с вмещающими отложениями – линзовидные или срастания.

Биогермы – сравнительно небольшие (0.5–10, до 20 м) холмовидные массивные, органогенные постройки, возвышающиеся над прилегающими синхронными отложениями. Контакты с вмещающими отложениями резкие впритык, или в виде облекания. Прижизненная форма – подводный холм, развивающийся ниже уровня волнового воздействия. Образуют изолированные тела или биогермные пласты в форме массовых скоплений, приуроченных к одному стратиграфическому уровню.

Биогермный массив – сложное, пространственно обособленное массивное карбонатное тело, образованное тесно расположенными, нарастающими один на другой биогермами. Ископаемая форма – выпуклый массив, до-

9 Zadorozhnaya.indd 212 8/23/11 5:34:09 PM

стигающий десятки – первые сотни метров мощности. Линейно расположенные биогермные массивы образуют биогермные гряды. Прижизненная форма – подводный холм, соответствующий высоте отдельных биогермов, которые не достигали уреза воды и не подвергались волновому размыву, что отличает их от рифов

Ископаемый риф – крупные (сотни метров, километры), сложнопостроенное, карбонатные массивы. Слагаются комплексом взаимозамещающихся массивных: каркасных известняков и сопутствующих им продуктов разрушения (органогенно-обломочные и биохемогенные породы), количество которых значительно преобладает над каркасной частью. В строении рифовых массивов присутствуют закономерно сочетающиеся в пространстве литолого-фациальные зоны: рифовое ядро – каркасная часть рифа; рифовое плато – детритовые, иловые, субкаркасные известняки; внутририфовая лагуна – слоистые известняки с биогермами. Характерны шлейфы околорифовых брекчий. Мощность рифовых массивов значительно превосходит мощность синхронных вмещающих отложений. Палеогеографическая форма – холм или гряда, достигающие уреза воды и образующие волноломы с крутыми склонами, обращенными в мористую сторону. Образуют изолированные тела или группируются в протяженные рифовые системы Возраст рифов может соответствовать ярусу и более.

Рифовые системы – линейно вытянутые тела, состоящие из цепочек отдельных рифов или протяженных гряд. Формирование их связано с геоморфологическими уступами на границе мелководных и глубоководных участков бассейна, сопряженных с палеогеодинамическими обстановками пассивные окраин, бортовых уступов рифогенных впадин, краевых прогибов и т. п. Рифовые системы разделяют фациальные зоны мелководных лагунно-шельфовых и более глубоководных бассейновых отложений.

Классификация герматолитовых формаций, разработанная для целей составления карты рифовых формаций в 1990 г. (Рифогенные…, 1990), приводится с некоторыми изменениями таксономических категорий в связи с включением в рассмотрение строматолитовых формаций.

В составе класса герматолитовых формаций выделяются семейства, роды и виды. Каждому таксономическому подразделению соответствует определенный набор формационных признаков. Для наглядности максимально возможных вариаций формационных подразделений и выявления связей разноранговых таксономических категорий предлагается комбинаторная таблица в виде прямоугольной матрицы (рис. 1), представляющая систему классификации герматолитовых формаций. В вертикальных столбцах фиксируются признаки обязательных рифогенных элементов формаций, в горизонтальных строках переменный состав парагенезов.

С е м е й с т в а выделяются по преобладающему типу органогенных построек: рифовые, биогермных массивов, биогермные и биостромные. При

9 Zadorozhnaya.indd 213 8/23/11 5:34:09 PM

Тип
Рифогенные формации
Класс
Герматолитовые формации

Типы органогенных построек	Формы размещения органогенных построек		Состав вмещающих пород: Карбонатные К	Терригенные Т	Вулканогенные В
I Рифовые Р	Полосовидные (рифовые системы)	Р п	к Р п	т Р п	в Р п
	С цепочками массивов	Р ц	к Р ц	т Р ц	в Р ц
	С изолированными массивами	Р и	к Р и	т Р и	в Р и
	Кольцевые (атоллы)	Р кл	к Р кл	т Р кл	в Р кл
II Биогермных массивов БМ	Полосовидные (биогермные гряды)	БМ п	к БМ п	т БМ п	в БМ п
	С цепочечным размещением	БМ ц	к БМ ц	т БМ ц	в БМ ц
	Изолированные	БМ и	к БМ и	т БМ и	в БМ и
	С кольцевым размещением	БМ кл	к БМ кл	т БМ кл	в БМ кл
III Биогермные Б	С биогермными пластами	Б п	к Б п	т Б п	в Б п
	С цепочками биогермов	Б ц	к Б ц	т Б ц	в Б ц
	С изолированными биогермами	Б и	к Б и	т Б и	в Б и
	С кольцевым размещением	Б кл	к Б кл	т Б кл	в Б кл
IV Биостромные Бс	Биостромно-пластовые	Бс	к Бс	т Бс	в Бс
	Биостромно-биоритмные	Бс бт	к Бс бт	т Бс бт	в Бс бт
Банковые Бн		Бн	к Бн	т Бн	
Иловых холмов ИХ		ИХ	к ИХ	т ИХ	

Рис. 1. Классификация герматолитовых формаций.

9 Zadorozhnaya.indd 214 8/23/11 5:34:09 PM

размещении признаков семейства в первом столбце таблицы выявляется закономерное усложнение снизу вверх типов органогенных построек от простых биостромов к наиболее сложным: рифам. В формациях, содержащих более сложные постройки, могут присутствовать все типы более простых, но принадлежность к определенному семейству определяется присутствием более сложных из них.

Р о д ы выделяются по способам размещения органогенных построек в объеме формации и размещаются во втором столбце таблицы. Эмпирически установлены следующие основные формы пространственного размещения построек: полосовидная, цепочечная, кольцевая в пределах одного стратиграфического горизонта, или в виде изолированных массивов, расположенных беспорядочно, кулисообразно, ритмично. Возможны также различные комбинации этих способов распространения. Признаки рода, совместно с признаками семейства включаются в название формации. Например: формация рифовая (признак семейства) полосовидная (признак рода).

В и д ы формаций совмещают признаки семейства (тип построек) и рода (размещение построек), а также состав вмещающих пород (матрикс формации): например, формация карбонатно-рифовая полосовидная, карбонатно-терригенная с изолированными биогермными массивами и т. п.

Р а з н о в и д н о с т и формаций могут выделяться по детализации любого признака, что может включаться в название формации или при ее описании. Например, формация биогермная терригенно-красноцветная с рассеянными биогермами.

Таким образом, при пересечении вертикальных столбцов и горизонтальных строк матрицы в результате комбинирования различных признаков определяется теоретически возможное множество рифогенных формаций. Определенная формация занимает только одну клетку, но каждому признаку соответствует несколько формаций. Чем ниже таксон, тем больше признаков требуется для его выделения. Виды и разновидности наиболее приближены к конкретным формациям. В целях наглядности, для каждой формации приводится возможный вариант ее графического изображения, а также элементы буквенного индекса. Справедливости ради, следует отметить, что не все формации имеют одинаковое распространение. Существование некоторых из них весьма проблематично. Например таких, как биостромно-вулканогенная формация.

Строматолитовые формации. Определение. В составе строматолитовых формаций содержатся исключительно тонкослойчатые строматолитовые постройки, образованные последовательным наслоением светлых и темных известковых корок, возникающих в результате жизнедеятельности прикрепленных ко дну симбиотических пленочных колоний мягких цианей и бактерий. В составе формаций ассоциации строматолитовых построек слагают пластообразные тела (слои, пачки), которые чередуются в разрезах с

9 Zadorozhnaya.indd 215 8/23/11 5:34:09 PM

пачками преимущественно карбонатных, меньше карбонатно-терригенных или эвапоритовых пород, соизмеримых по мощности со строматолитовыми пластами. При ритмичном чередовании строматолитов с вмещающими породами возникают своеобразные биоритмиты (Маслов, 1960).

Исходя из этого, предлагается следующее определение: ***строматолитовые формации*** – ***устойчиво повторяющиеся во времени и пространстве парагенетические сообщества строматолитовых построек с вмещающими карбонатными, терригенно-карбонатными и эвапоритовыми породами***.

В вертикальной последовательности границы формаций устанавливаются по исчезновению строматолитов. Латеральные границы, как правило, имеют характер пило- и линзообразного выклинивания. Мощность строматолитовых формаций составляет десятки, сотни метров и первые километры. Протяженность и площадь распространения меняется в широких пределах и может достигать сотен километров, что особенно характерно для докембрия. Морфология формационных тел может быть изометрично-плащеобразной, свойственной для синеклизных внутриплатформенных структур, или удлиненно-полосовидной – для окраинно-кратонных обстановок (Хабаров, 1989).

Проблемы типизации строматолитовых построек. Органно- седиментационные слоистые строматолитовые постройки с середины прошлого века широко применяются для расчленения и корреляции, докембрийских отложений. Среди них выделены пластовые, желваковые (караваеобразные), столбчатые формы и их сочетания, которые диагностируются по строению и микроструктурам строматолитовых слоев, а также по деталям морфологии построек. Для их классификации палеонтологи применяют бинарную латинскую номенклатуру, с выделением формальных типов, родов (группы) и видов (форм), изучение которых производится в шлифах и пришлифовках методом графического препарирования (Крылов, 1975; Маслов, 1960 и др).

Параллельно разрабатывалась и была принята большинством геологов типизация фанерозойских, массивных органогенных построек, представляющих геологические тела определенной морфологии и строения: биостромы, биогермы и рифы, которые выделяются в ходе геологического картирования (Решения..., 1968). При общем интересе к биогенным постройкам не только палеонтологов, но и геологов различного профиля, эти термины стали широко использоваться также применительно и к слоистым строматолитовым телам, что вошло в геологическую практику и литературу как в нашей стране, так и за рубежом. По морфологическим признакам внешне сходных геологических тел пластовые строматолиты традиционно стали относить к биостромам, караваеобразные и холмовидные – к биогермам. Мощные и протяженные толщи, образованные ассоциацией различных строматолитов рассматриваются в качестве рифов.

9 Zadorozhnaya.indd 216 8/23/11 5:34:09 PM

Таким образом, на сегодняшний день для строматолитовых построек применяются одновременно две разные классификации, разработанные на базе изучения принципиально различных типов органогенных построек: герматолитов и строматолитов. При этом необходимо обратить внимание, что формально сходные по внешним морфологическим признакам геологические тела биостромов, биогермов и рифов, относящиеся к строматолитам и фанерозойским герматолитам, имеют принципиально различное внутреннее строение. Герматолитовые постройки слагаются массивными известняками, образованные скелетными остатками растительных и животных организмов. Строматолитовые постройки слагаются ассоциацией тонкослойчатых собственно строматолитовых построек, пластовых, столбчатых, желваковых, сгруппированных в пластообразные («биостромы») или холмовидные («биогермы»), полосовидные («рифы») геологические тела. На первый взгляд, это может показаться незначительным обстоятельством, но при более внимательном анализе становится ясным, что игнорирование коренных свойств различных типов построек при их обозначении приводит к путанице в применении терминов. Особенно это очевидно при использовании термина «риф» по отношению к строматолитам.

О неправомерности использования термина «риф» применительно к строматолитам. Дискуссия о присутствии рифов в докембрии не прекращается с прошлого века и доныне. Как представляется, в этой проблеме совмещены два различных аспекта, которые, как правило, не учитываются исследователями в пылу ожесточенной полемики. С одной стороны, в докембрийских отложениях имеет место мощные строматолитовые толщи, которые по масштабу не уступают фанерозойским и современным рифовым системам. С другой стороны, к существенно различным строматолитовым и герматолитовым органогенным сооружениям, применяется единая терминология, что приводит не только к терминологическому, но к смысловому смещению понятий. Возможно, определенную психологическую роль в этом сыграла история становления в геологии термина «риф», который с ранних этапов изучения использовался применительно к любым обособленным органогенным образованиям, в том числе, и к докембрийским строматолитам (Twenhofel, 1919; Fenton, 1931, 1933 и др). В этой связи, становится очевидным, что в настоящее время проблема «рифы в докембрии» может решаться успешно при условии углубленных сравнительных исследований строматолитов и герматолитов в качестве придонных биологических экосистем, способных в процессе жизнедеятельности к карбонатному биолитогенезу, с одновременным анализом терминологии, используемой для их определения. Одной из задач данной работы является постановка вопроса о правомерности применения единых терминов к строматолитам и герматолитам.

Во второй половине прошлого века, помимо палеонтологов, изучающих морфологию и микроструктуры обособленных строматолитовых

9 Zadorozhnaya.indd 217 8/23/11 5:34:09 PM

построек, на строматолиты обратили пристальное внимание литологи и седиментологи, которые рассматривают распространение строматолитов на обширных площадях, выявляют закономерности фациального строения строматолитовых толщ, а также связь их с определёнными палеогеографическими и палеотектоническими обстановками. По сути дела подобное изучение строматолитов происходит на формационном уровне.

Начиная с семидесятых годов прошлого века подобные исследования, наиболее интенсивно проводились за рубежом, в основном, на материале протерозойских строматолитов Северной Америки. Здесь были выявлены мощные, протяженные, со сложным фациальным строением строматолитовые комплексы, рассмотренные в многочисленных публикациях и прекрасно иллюстрированных монографиях (Aitken, 1988; James et al., 1988; Grotzinger et al., 1988). В результате этих исследований получила развитие концепция о широком распространении в докембрии рифов, сопоставимых с современными рифами. К рифам стали относить мощные (сотни метров) полосовидные строматолитовые толщи, достигающие протяженности сотен километров при ширине в несколько километров. Эти толщи приурочены в основном к континентальным окраинам и располагаются между комплексами прибрежно-шельфовых и более глубоководных отложений. Слагаются они преимущественно ветвисто-столбчатыми и удлиненно-холмовидными типами строматолитовых построек, разделенных узкими (сантиметры) каналами, заполненными ооидами и интракластами строматолитов. В сравнительно ограниченных количествах штормовые скопления интрокластов присутствуют также среди калькаренитов склоновых отложений.

В отечественной литературе относительно присутствия рифов в докембрии высказываются различные точки зрения: от полного отрицания, до признания бесспорного их существования. В ряде работ рифовые термины используются в кавычках: «риф», «рифовая зональность», «предрифовый склон» и т. д., предполагая неправомерность выделения строматолитовых рифов. Другая часть исследователей полностью воспринимают идеи американских геологов о широком распространении рифов в докембрии.

Сторонники признания докембрийских рифов придерживаются в свих построениях метода практически безоговорочного униформизма и считают, что строматолитовые комплексы, относимые к рифам, представляют собой бесспорные аналоги фанерозойских и современных рифов и «могут рассматриваться как собственно рифы, т.е. как геоморфологически выраженные биогенные постройки» (Петров и др., 1998). Соответственно с этим, при описании строматолитовых рифов, используются графические модели и терминология по современным рифам. Это касается не только определения рифовых типов (барьерные, окаймляющие, патч-рифы и др.), фациальной рифовой зональности (предриф, зариф, рифовое плато, и др.), но морфолого-структурных форм, например, таких как «зоны шпор и каналов» (система

9 Zadorozhnaya.indd 218 8/23/11 5:34:09 PM

батресс), которые характерны для современных океанических рифов (James et al., 1988; Grotzinger, 1988; Хабаров, 1999). В качестве основных доказательств существования строматолитовых рифов и сопоставимости их с фанерозойскими рифами наиболее часто приводятся следующие факторы: большие мощности линейно вытянутых протяженных строматолитовых толщ, фациальная неоднородность в размещении строматолитовых построек, присутствие интрокластов в окружающих отложениях, а также палеогеографические и палеофациальные реконструкции, в частности, приуроченность строматолиовых комплексов к окраинам шельфа.

Все перечисленные признаки относятся к разряду конвергентных и не могут рассматриваться в качестве универсальных, для однозначного определения рифовых и не рифовых систем. Например, строматолитовые комплексы, развивавшиеся вдоль краевой части шельфа, осуществляли роль седиментационных барьеров, сходных по своему фациальному положению с рифовыми барьерами, разделяющими внутришельфовые и бассейновые обстановки. Однако, известно, что сходные фациальные обстановки отмельных барьеров могут формироваться образованиями, различными по своей природе. Примером таких барьеров служат карбонатные комплексы с рассеянными биогермами и банками в силуре Прибалтики (Геологическая…, 1982), или известные во многих регионах мира современные протяженные аккумулятивные тела песчаных отмелей и островов, отделенных от берега лагунами. Подобные седиментационные барьеры возникают в обстановках стабильного шельфа с незначительным уклоном морского дна, в условиях гидродинамического максимума (Кеннет, 1987), что характерно также и для зон развития строматолитов.

По всем остальным признакам: характеру биоценозов, процессами биогенного карбонатоосаждения, типу органогенного каркаса, морфологии геологических тел и внутренней их структуры строматолиты и гематолиты. различаются столь существенно, что не могут принадлежать к одному типу органогенных построек (таблица 1). И как следствие, для обозначения разных геологических объектов не должны использоваться одинаковые термины, о чем писал Вассоевич (1975): «термин должен быть однозначным, недвусмысленным. Один и тот же по форме термин во всех случаях его употребления должен выражать одно и тоже и только одно научное понятие. Он должен обладать контекстной независимостью, его значение не должно изменяться в зависимости от того, в каком контексте он употребляется». Термин должен обозначать совокупность признаков, присущих только одному объекту, и никогда не присущих в своей совокупности ни одному другому. В противном случае, термин полностью утрачивает свое значение. Так, термин «риф», используемый для массивных гематолитовых и слоистых строматолитовых построек, перестает обозначать исключительно фанерозойские массивные геологические тела с комплексом фиксированных признаков, признаваемых

9 Zadorozhnaya.indd 219 8/23/11 5:34:09 PM

Таблица 1. Сравнительная характеристика строматолитовых толщ, относимых к рифам, и герматолитовых рифов (фанерозойских и современных).

	Признаки	Строматолитовые толщи	Герматолитовые рифы
1	Морфология геологических тел	Пластообразные полосовидные тела, протяженностью в десятки и сотни километров	Изометрично-выпуклые тела, имеющиеформу гряд (сотни метров,километры), либо цепочки изолированных холмовидных тел
2	Текстура органогенных построек.	Четко слоистая, плотная, образованная чередованием миллиметровых известковых корок	Массивная, без признаков слоистости, первично пористая
3	Биосоциальная структура	Прокариотные микробиальные сообщества мягких цианей и бактерий	Эвкариотные скелетные животные организмы и водоросли с известковыми слоевищами
4	Способ образования и форма органогенного каркаса	Последовательное формирование обволакивающих субстрат карбонатных корок в слизи прикрепленных пленочных колоний цианобактерий, преимущественно биохимическим способом. Форма каркаса – пластинчато-слоистая.	Прижизненное обрастание и сцепление первично твердых скелетных элементов колониальных животных и растительных известьвыделяющих организмов с накоплением карбонатного материала органическим способом. Форма каркаса – трехмерная, объемная.
5	Внутренняя эколого-фациальная зональность	Может присутствовть пятнистое размещение столбчатых, ветвисто столбчатых и холмовидных форм без четко выраженной закономерности	Характерна закономерно повторяющаяся во времени и пространстве экологофациальная зональность: каркасная часть рифа (рифовое ядро), зоны преимущественного распространения продуктов разрушения (рифовое плато, внутририфовая лагуна, предрифовые и зарифовые склоны)
6	Присутствие рыхлого материала внутри построек	Практически отсутствует. В небольших количествах находится в узких каналах, разделяющих строматолитовые холмы	В составе рифовых массивов рыхлые продукты прижизненного разрушения составляют более половины объема
7	Продукты разрушения органогенных построек во вмещающих отложениях	Среди склоновых отложений присутствуют в незначительных количествах скопления штормовых строматолитовых интракластов с размером обломков до 1.5–2 см	Характерны крупноглыбовые оклорифовые шлейфы, состоящие из продуктов разрушения рифов в период их формирования
8	Прижизненная высота построек	Незначительно возвышаются на дне водоема: миллиметры для пластовых, сантиметры для столбчатых и метры для холмовидных форм. Мористый склон шельфа со строматолитовыми комплексами преимущественно пологий	Воздымаются со дна водоема на десятки, сотни метров,образуя обрывистые склоны в сторону бассейна
9	Взаимоотношение с вмещающими отложениями	Преобладают контакты линзовидного выклинивания Мощность строматолитовых комплексов соизмерима с мощностью вмещающих отложений.	Преобладают контакты впритык. Мощность рифовых массивов значительно превышает мощность одновозрастных слоистых отложений

9 Zadorozhnaya.indd 220 8/23/11 5:34:09 PM

большинством исследователей, и превращается в обобщающий термин, соответствующий понятию «рифогенный».

В литературе и практике геологических работ данная проблема часто решается эмпирически, исходя из удобства взаимопонимания. К терминам, определяющим докембрийские органогенные постройки, нередко добавляется прилагательное строматолитовые: «строматолитовый риф», «строматолитовый биогерм или биостром». В данном варианте термины подменяются разъяснительными понятиями, используются далеко не всегда и не является обязательным к употреблению. Однако, при современной кризисной ситуации с рифовой терминологией, эта идея может реализоваться для создания на этой базе компромиссных и более однозначных терминов. Термины «риф», «биостром», «биогерм», принятые геологическим сообществом для обозначения фанерозойских построек, за последние десятилетия достаточно прочно укоренились в литературе применительно к докембрийским постройкам, несмотря на очевидную неправомерность использования их в подобном смысле. С учетом этих обстоятельств, для обозначения строматолитовых построек, относимых в частности к рифам, предлагается в качестве альтернативного варианта использовать термин с приставкой «стромато-» или более кратко «строма-»: «строматориф», или «стромариф». Обоснованием для образования данного термина послужили следующие соображения: 1) традиционность использования применительно к строматолитам и герматолитам обобщающего термина «рифогенный», подчеркивающего элементы сходства между ними; главным из них является карбонатный биолитогенез, обеспечивающий формирование первично твердых придонных тел; 2) краткость термина, выраженного одним словом; 3) однозначность термина, обозначающего только строматолитовые постройки; 4) имеющийся в литературе опыт подобного словотворчества. Например, в статье П.Ю. Петрова и М.А. Семихатова (1998) используется термин «стромакласты» в отличие от «литокластов», Хабаров применяет термин «строматокласты» (1999).

Данный способ возможно применить также для обозначения строматолитовых биостромов и биогермов: «стромабиостромы» и «стромабиогермы». Однако в этом случае термины, состоящие из трех терминологических элементов, оказываются менее благозвучными.

В целом же нельзя не отметить, что, в строгом смысле слова, объединение терминологических элементов, принадлежащих к разным системам, обладает определенной двусмысленностью. Использование же их на современном этапе может быть оправдано необходимостью разграничения принципиально различных типов органогенных построек, для которых в настоящее время применяются одинаковые термины. Возможно, в будущем им найдется более адекватная альтернатива.

9 Zadorozhnaya.indd 221 8/23/11 5:34:09 PM

Классификация строматолитовых формаций. Системная классификация строматолитовых формаций в настоящее время не разработана. В геологической практике строматолитовые комплексы относятся, как правило, к карбонатным формациям. Специалисты же, занимающиеся строматолитами предметно (Хабаров, 1985, 1999 и др)., представляют их в качестве рифогенных формаций, без дальнейшей систематики по типам органогенных построек, составляющих основу выделения формаций. Трудности классификации строматолитовых формаций объясняются запутанностью понятийной базы, а также трансформацией взглядов на природу строматолитов. Как уже говорилось, при выделении строматолитовых построек совмещаются две различные терминологические системы, построенные по разным основаниям. Одна из них разработана на базе изучения фанерозойских массивных органогенных построек, представляющих геологические тела специфического строения, обозначенные как биостромы, биогермы и рифы.

Другая относится к собственно строматолитовым слоистым постройкам, для которых используется формальная биологическая классификация с обособлением пластовых, желваковых (караваеобразные) и столбчатых форм. Последние слагают в различных соотношениях строматолитовые геологические тела, конвергентно сходные по морфологии с фанерозойскими биостромами, биогермами и, в определенной степени, с рифами. При такой ситуации неизбежно возникают сложности при унификации и типизации строматолитовых формаций.

На основе анализа имеющихся публикаций, мною предпринята попытка систематизировать признаки строматолитовых формаций для целей их классификации, основываясь на парагенетических принципах, сложившейся практики и аналогии с классификацией герматолитовых формаций (таблица 2).

С е м е й с т в а выделяются по присутствию в составе формаций морфолого-структурных типов строматолитовых построек, сходных по облику геологических тел с биостромами, биогермами и рифами фанерозоя. Для отличая их от массивных герматолитовых построек, а также учитывая дискуссионность относительно присутствия рифов в докембрии, термины заменены соответственно на строматобиостромы, строматобиогермы и строматорифы, что подчеркивает их принадлежность исключительно к строматолитам докембрия.

Р о д ы подразделяются по преобладанию формальных типов строматолитов: пластовых, желваковых (караваеобразных) и столбчатых форм, а также их сочетаний.

В и д ы включают в характеристику литологический состав отложений, вмещающих строматолиты: известняковый, доломитовый, терригенный, эвапоритовый и их сочетания.

В названии формаций объединяются перечисленные признаки. Например, формация строматобиостромная известняковая, с пластовыми по-

9 Zadorozhnaya.indd 222 8/23/11 5:34:09 PM

Таблица 2. Возможный вариант классификации строматолитовых формаций.

Тип				
Рифогенные формации				
Класс				
Строматолитовые формации				
Семейства	**Роды**	**Виды**		
Морфолого-структурные типы построек	Формальные типы строматолитов (бинарная классификация)	Литологический состав парагенезисов		
Строматорифы	Столбчатые, желваковые, пластовые	Известняковый	Доломитовый	Известняковый-доломитовый
Стромато-биогермы	Столбчатые, желваковые, пластовые			
Стромато-биостромы	Столбчатые, пластовые			

стройками. Или: формация строматорифовая, известняково-доломитовая с холмовидными и столбчатыми постройками, и т. п.

Предлагаемый вариант классификации ни в коей мере не претендует на универсальность и представляет лишь макет для дальнейшего обсуждения и критики.

Классификация, как инструмент познания. Парагенетические классификации рифогенных формаций и формациообразующих органогенных построек, базирующиеся на реально наблюдаемых признаках, представляют интерес не только как системы иерархической соподчиненности выделяемых таксонов, но и как инструмент для решения практических и научных задач. В этом плане предлагаемая классификация рифогенных формаций служит обоснованием определения валидности используемых терминов, а также для понимания общих закономерностей эволюции рифообразования.

В настоящее время большинство исследователей считают, что эволюция рифообразования представляет линейно направленный непрерывный процесс развития от докембрийских строматолитов к сложноустроенным современным рифам. В общем виде, обсуждение эволюции рифообразования ограничивается следующими аспектами: 1) изменчивость таксономического состава каркасообразующих организмов во времени; 2) чередование периодов максимального распространения и почти полного отсутствия органогенных построек в геологической летописи от докембрия и доныне; 3) последовательное усложнение морфолого-генетических типов органогенных построек во времени: от простых биостромов и биогермов

9 Zadorozhnaya.indd 223 8/23/11 5:34:10 PM

в докембрии к наиболее сложным – рифам и рифовым системам в фанерозое. При этом, если первые два положения признаются всеми, то последние утверждения далеко не однозначны и дискуссионны. Одни исследователи полагают, что первые одиночные куполовидные рифы существовали в кембрии, но настоящие рифы появились только в ордовике, рифовые системы в силуре (Кузнецов, 2003) или даже в юре (Журавлева, Равикович, 1973). Кембрийский период рассматривается как переходный от протерозоя к палеозою. Для объяснения этого выдвигаются несколько причин: массовое появление каркасообразующих кишечнополостных организмов в ордовике (Уилсон, 1980), а также увеличение темпов тектонических погружений во времени (Кузнецов, 2003). Другие исследователи, занимающиеся изучением строматолитов, убеждены, что рифы, как органогенно-аккумулятивные, геоморфологически выраженные сооружения, были широко распространены уже в докембрии (Grotzinger, 1988 и др.).

Таким образом, представления о времени появлении рифов в истории Земли имеют многовариантную и субъективную трактовку и по этой причине не могут рассматриваться в качестве универсальных для объяснения эволюционного процесса в развитии рифогенных структур. В данной ситуации, для общего понимания путей эволюции рифообразования, весьма плодотворным оказывается анализ классификации рифогенных формаций. Предлагаемое подразделение типа «рифогенные формации» на два класса строматолитовых и герматолитовых формаций, способствует выявлению критериев эволюции рифообразования, которые имеют несколько аспектов. Основополагающим из них является признание и обоснование двух принципиально различных типов органогенных построек, слоистых строматолитов и массивных фанерозойских герматолитов, определяющих строение соответствующих формаций. (Задорожная, 1990). Как уже говорилось выше, при определенной конвергентной схожести морфологии геологических тел, они различаются принципиально по таким коренным свойствам как типу биоценозов (микробиальные прокариоты, скелетные эвкариоты), способу карбонатного биолитогенеза (биохимический, органический), структуре органогенного каркаса и соответствующей текстуре построек (слоисто-пластинчатая, массивная). Комплексы этих признаков соответствуют различным экосистемам. Это подтверждается также распространением строматолитовых и герматолитовых формаций, которые оказались разобщенными во времени и пространстве. Строматолиты процветающие в докембрии, резко сократились в фанерозое. Герматолиты, впервые распространившиеся в раннем кембрии, в связи с появлением скелетных организмов заняли преобладающие позиции в фанерозое вплоть до настоящего времени. В бассейнах осадконакопления строматолиты и герматолиты занимают пространственно разобщенные фациальные зоны.

9 Zadorozhnaya.indd 224 8/23/11 5:34:10 PM

Таким образом, выделение двух сбалансированных и устойчивых крупнейших, планетарных экосистем исключает концепцию непрерывного развития рифообразования по единому тренду – от докембрия до современности, и позволяет по новому оценить эволюцию рифогенеза в истории развитии биосферы с экосистемных позиций. Дальнейшие исследования в этом направлении предполагают изучение эволюционных процессов внутри каждой системы.

Вместо заключения: возможно ли вернуть валидность термину «риф»? Вопрос, к сожалению, во многом риторический, поскольку становление терминов и, особенно, принятие их общественностью, процесс длительный, сложный, во многом субъективный, и потому непредсказуемый. Исследователи, наиболее озабоченные точностью определений, исключающих множественность толкования терминов, предлагают различные варианты для решения проблемы в употребления термина «риф».

1) При наиболее распространенном варианте предполагается относить к рифам исключительно крупные органогенно-аккумулятивные сооружения, приближенные по своим признакам к современным рифам. Для них характерны: массивность, животные и растительные каркасостроители, обладающие экологическим потенциалом строительства топографических волноломных структур, обилие сопутствующих продуктов разрушения, значительные превышение мощности над синхронными осадками. Такой точки зрения придерживаются в настоящее время многие российские и зарубежные геологи (Решения…, 1968; Rigby, 1909; Ископаемые, 1975; Современные…, 1990).

2) Предлагается в каждом конкретном случае, при использовании терминов, вводить дополнительные характеристики, включающие, например, состав организмов, форму геологических тел, происхождение и др. При таком подходе термины заменяются описаниями комплекса признаков, что делает употребление терминов излишним.

3) Рекомендуется ввести в определения «риф» такие взаимоисключающие признаки как массивность и слоистость (James, 1988).

Этот путь приводит к применению одного и того же термина к принципиально различным типам органогенных построек, что нарушает основное правило терминологии: однозначное использование одного термина для точного обозначения определенного понятия. Столь широкое толкование термина приводит к его неопределенности и лишает традиционного первоначального смысла.

4) Данный способ решения проблемы предлагается здесь впервые и требует дальнейшего обсуждения. Для обозначения исключительно слоистых строматолитов построек предлагается вновь образованный комбинированный термин с приставкой «стромато»: «строматориф или «стромариф», На данном этапе это будет способствовать разграничению разнородных гео-

9 Zadorozhnaya.indd 225 8/23/11 5:34:10 PM

логических объектов, коими являются фанерозойские рифы и «рифы докембрийские, строматолитовые».

В заключение небезынтересно привести высказывание Рофлетца, сделанное им в 1894 г., которое с завидном постоянством переходит из статьи в статью. Не будем нарушать традицию и мы. Итак: «Настало время, когда термину «риф», если он должен иметь какую-либо валидность, должно быть дано точное определение» (из работ Cumings, 1932; Nelson, 1962 и др.). Подводя итог, можно предположить, что мы когда-нибудь сможем избавиться от наших заблуждений и, возможно, придем к общему согласию, но только если каждый из нас сможет отказаться от своих амбиций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вассоевич Н.Б. 1966. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л., Недра. С. 5–35.

Вассоевич Н.Б. 1975. О периодичности, ритмичности, цикличности, этапности и других связанных с этими явлениями понятиях и о соответствующей терминклатуре. Конференция «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых». Новосибирск, Институт геологии и геофизики СО АН СССР. Ротапринт. С. 3–12.

Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками. Метод. пособие по геол. съемке м-ба 1 50 000. 1982 (Задорожная Н.М., Осадчая Д.В. и др.). Вып. 2. Л., Недра. 328 с.

Журавлёва И.Т., Равикович А.И. 1973. Морфология и эволюция органогенных построек / В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Поздний докембрий и палеозой Сибири. Новосибирск: Наука. С. 48–53.

Задорожная Н.М. 2009. Типизация и классификации рифогенных формаций. Материалы к конференции «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы». Тезисы доклада. С. 36–39.

Задорожная Н.М. 1986. Ископаемые органогенные постройки – особая категория геологических тел // Сов. геология. № 5. С. 49–58.

Задорожная Н.М. 1984. Некоторые аспекты эволюции ископаемых органогенных построек. Тез. Докл. 30 сессии ВПО, Львов. С. 34–36.

Задорожная Н.М. 1989. К эволюции рифообразования в истории Земли. В кн. Осадочная оболочка в пространстве и времени. Седименто- и литогенез. Докл. советских геологов на МГК XXVIII сессии. М.: Наука. С. 74–81.

Ильин В.Д., Фортунатова Н.К. 1988. Методы прогнозирования и поисков нефтегазоносных рифовых комплексов. М.: Недра. 291 с.

Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. 1975. М.: Наука. 235 с.

Кеннет Дж.П. 1987. Морская геология. Т. 1. М., МИР. 397 с.

9 Zadorozhnaya.indd 226 8/23/11 5:34:10 PM

Королюк И.К. 1980. Схема классификации карбонатных формаций. В кн. Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций // М.: Наука. С. 84–89.

Королюк И.К. 1981. Принципы типизации карбонатных формаций и нефтегазоносность различных типов формаций / В кн. Формационный анализ в нефтяной геологии. С. 7–20.

Королюк И.К. 1987. Методы и задачи фациального и формационного анализа карбонатных толщ / В кн. Нефтегазоносность карбонатных формаций. М. Недра. С. 5–14.

Крашенинников Г.Ф. 1975. Карбонатная рифовая формация / В кн: Литология и палеогеография биогермных массивов (ископаемые и современные). М.: Наука. С. 5–20.

Крылов И.Н. 1975. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука. С. 241 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 272).

Кузнецов В.Г. 2003. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС. 254 с.

Маслов В.П. 1960. Строматолиты. М., Наука. 187 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 41).

Петров П.Ю., Семихатов М.А. 1998. Вехнерифейский строматолитовый рифовый комплекс: свита буровой туруханского района Сибири // Литология и полезные ископаемые. № 6. С. 604–628.

Попов В.И., Запрометов В.Ю. 1985. Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра. 457 с.

Решения 3 палеоэколого-литологической сессии. 1968 / В кн. Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск. С. 248–251.

Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР. 1990 (Задорожная Н.М, Иогансен А.К. и др). М.: Недра. 291 с.

Современные и ископаемые рифы. 1990. Термины и определения. Справочник. М.: Недра. 184 с.

Стратиграфический кодекс. 3-е изд. 2006. С.-Пб. 95 с.

Хабаров Е.М. 1985. Сравнительная характеристика позднедокембрийских рифогенных формаций. Новосибирск: Наука. (Тр. ИГиГ СО АН, вып. 618).

Хабаров Е.М. 1999. Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. Т. 40, № 8. С. 1149–1169.

Хабаров Е.М., Таныгин Г.Ю. и др. 1998. Структура и динамика формирования барьерных рифов в позднедокембрийском задуговом бассейне Енисейского кряжа (свита Серого ключа) // Геология и геофизика. Т. 39, № 7. С. 973–986.

Херасков Н.П. 1967. Тектоника и формации. Избранные труды. М.: Наука. 403 с.

Шатский Н.С. 1965. Избранные труды. Т. 3. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М.: Наука. 348 с.

9 Zadorozhnaya.indd 227 8/23/11 5:34:10 PM

Уилсон Дж. 1980. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра. 464 с.

Aitken J.D. 1988. Giant "Algal" Reefs, Middle\Upper Proterozoic Little Dal. Group (>770<1200 Ma), Mackenzie Mountains, N.W.T., Canada. Reefs Canada and Adjacent Areas // Canad. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alberta, Canada. Mem. 13. P. 17–23.

Fenton C.I., Fenton M.A. 1931. Algae and algal beds in the Belt series of Glacier National Park // J. Geol. V. 39, № 7.

Fenton C.I., Fenton M.A. Algal reefs or bioherms in the Belt series of Montana //Bull. Geol. Soc. America, V. 44, № 6.

Grotzinger J.P. 1988. Introduction to Precambrian Reefs. – Reefs Canada and Adjacent Areas // Canad. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alberta, Canada. Mem. 13. P. 9–12.

Grotzinger J.P. 1988. Construction of Early Proterozoic (1.9 Ga) barrier reef complex, Rocknest platform, northwest territories // Canad. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alberta, Canada. Mem. 13. P. 3–37.

James N.P., Geldsetzer H.Y. 1988. Reefs Canada and Adjacent Areas. Introduction. Reefs Canada and Adjacent Areas // Canad. Soc. Petrol. Geol. Calgary, Alberta, Canada. Mem. 13. P. 17.

Johnson J.H. 1988. Reefs and the petroleum Geologists. Pt 1. Definition and types. The mines magazine // Canad. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alberta, Canada. V. 43, № 9. P. 21–22.

Nelson H.F., Brown C.Wm., Brineman J.H. 1962. Skeletal limestone classification // Classification of carbonate rocks. Mem. 1. P. 224–252.

North American stratigraphic code (North Amer. Commiss on Stratigr. Nomenclat.) 1983 // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. V. 67. № 5. P. 841–875.

Cumings E.R. 1932. Reefs or biogerms? // Bull. Geol. Soc. Amer. V. 43, № 1. P. 331–352.

Rigby J.K. 1969. Reefs and reefs environments //Amer. Assoc. Petrol. Geol. V. 53. № 3. P. 738.

Twenhofel W.H. 1919. Pre-Cambrian and Carboniferous algal with deposits //Amer. J. Sci. V. 48. № 3. P. 339–352.

9 Zadorozhnaya.indd 228 8/23/11 5:34:10 PM

Научное издание

Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы

Серия «Гео-биологические системы в прошлом»
Координатор академик Г.А. Заварзин

ПИН РАН, 2011 г.

Ответственный редактор: С.В. Рожнов

Компьютерная верстка: М.К. Емельянова
Обложка: А.А. Ермаков

Издание подготовлено при поддержке программы Президиума РАН
«Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем»
и научно-образовательных центров
Института микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН
(руководитель академик Г.А. Заварзин)
и Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН
(руководитель А.Ю. Розанов)

Подписано в печать 18 августа 2011 г.
Формат 60x90/16. Гарнитура «Таймс». Печать офсетная. Бумага офсетная.
Уч.-изд. л. 12. Усл. п. л. 14. Тираж 300 экз.
Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН (ПИН РАН)
Москва, Профсоюзная, 123

Отпечатано в типографии «Лакшери Принт»
Москва, ул. архитектора Власова, д. 21, к. 3

9 785903 825172

9 Zadorozhnaya.indd 230 8/23/11 5:34:10 PM