



температуры и преобладания испарения над осадками. Пятна доломита образуются в результате образования лагуны в зарифовом пространстве. Образованные здесь плотные высокомагнезиальные растворы стекают по склону морского дна в сторону глубоких частей морского бассейна и воздействуют на рифовые карбонатные породы. Также определенную роль играет магний, выделяющийся при захоронении магнезиальных органических остатков, таковыми, например, являются сине-зеленые водоросли [1]. При образовании доломитов замещения может принимать участие дополнительный источник магния. Таким источником являются минерализованные подземные воды, поднимающиеся по тектоническим разломам и трещинам.

В результате анализа коллекторских свойств в разнофациальных рифогенных породах можно сказать о неоднородности распределения коллекторов и резкой изменчивости емкостных и фильтрационных свойств по разрезу рифовой системы. Основные коллекторские интервалы в рифовом массиве приурочены к ядру органогенной постройки, породы которого наиболее сильно подвержены процессу доломитизации. Также наличие хороших коллекторских свойств отмечено в известняках сферово-водорослевых с пятнами доломита, образование вторичной пористости в которых происходит преимущественно за счет выщелачивания доломита из пятен. Рассеянная доломитизация также оказывает особое влияние на увеличение коллекторских свойств известняков в зоне зарифового шлейфа, вблизи ядра рифа. Вероятно, это связано с разной растворимостью кальцита и доломита в различных гидрохимических зонах. Таким образом, происходит избирательное развитие вторичной пористости преимущественно в доломитах.

Также установлено улучшение коллекторских свойств в зоне предрифового шлейфа. Данная фация представлена лито-биокластовыми известняками с линзами и прослоями терригенного, глинистого и кремнистого материала. На контактах прослоев известняков с терригенным и глинистым материалом происходило трещинообразование. Повышенное содержание органического вещества в этих отложениях способствовало формированию пустотного пространства, так как преобразование органического вещества приводило к возникновению газообразных продуктов, которые распирали породу и расширяли пустотное пространство.

Таким образом, наиболее благоприятные условия для образования вторичной пористости (и улучшения вследствие этого коллекторских свойств) существуют в собственно рифовой зоне (ядро рифа) и в зоне зарифового шлейфа, расположенной вблизи ядра рифа, благодаря избирательному выщелачиванию новообразованного доломита, и в умеренно-глубоководной зоне предрифового шлейфа, за счет образования в породах трещин и газообразных продуктов.

#### Литература

1. Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Том I, II М.: Мир, 1970. (Перевод с английского. Под ред. В. Н. Холодова).
2. Кузнецов В. Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978.
3. Гмид Л. П., Леви С. Ш. Атлас карбонатных пород-коллекторов. Л.: Недра, 1972. (Тр. ВНИГРИ, вып. 313).

## ЛИТОТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕТУРНЕЙСКОГО ПОДЪЯРУСА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ТАТАРСТАНА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ ОПТИМАЛЬНОЙ РАЗРАБОТКИ

И. П. Зинатуллина

КГУ, Казань

Эффективность проектирования систем разработки месторождений во многом зависит от уровня знаний о литолого-петрофизических особенностях коллекторов слагающих нефтяные залежи. В свою очередь это требует более углубленного изучения коллектора с точки зрения структуры пустотно-порового пространства, деталей литологии матрицы и характеристики тонкодисперсной составляющей, заполняющей поровые каналы.

Алексеевское нефтяное месторождение одно из небольших по размерам, расположенное на крайнем юго-востоке Татарстана.

В региональном тектоническом плане по поверхности кристаллического фундамента район исследований расположен в зоне сочленения (переходной зоне) Южно-Татарского свода (ЮТС) и Серноводско-Абдулинского авлакогена, а также во внешней бортовой зоне последнего и частично (северная часть площади) захватывает краевую часть южного склона ЮТ.

С широтными нарушениями увязывается погружение фундамента в южном направлении, а совместно с диагональной системой разломов они формируют в рельефе фундамента уступообразную поверхность. Вдоль северо-восточных нарушений возникли узкие протяженные грабенообразные прогибы. Блоки фундамента сочленяются по разломам, позволяющим им автономно двигаться в вертикальном, а в некоторой степени, и горизонтальном направлениях.

Структурно-тектоническое строение карбонатных отложений верхнего девона — нижнего карбона (саргаевско-турнейский этаж) повторяет строение нижезалегающей поверхности лишь в региональном плане. Сравнение их строений на детальном уровне показывает значительное осложнение поверхности турнейского возраста, связанное с развитием шельфовых биогермов, которые являются основными структуроформирующими элементами. Возраст биогермных построек — позднедевонско-фаменский, с корнями в верхнефранско-фаменских отложениях, где амплитуды их могут достигать 35 м. Вверх по разрезу происходит нивелирование и выполаживание структурных форм. По отложениям турнейского яруса их амплитуды не превышают 20 м. Размеры их так же ограничены, как и плотность размещения.

Верхнетурнейский подъярус представлен кизеловским и черепецким горизонтами, являющимися нефтенасыщенными на Алексеевском месторождении. Скв. 6724, расположенная на Подгорном участке, вскрыла верхнетурнейс-

кий подъярус, керн из скважины был вынесен в инт. 1615—1640 м.

В инт. 1615—1620 м проходка составила 5 м, вынос 1.5 м. Прослой 1.5 м представлен породами кизеловского горизонта. Известняки светло-серые, пятнисто нефтенасыщенные, биоморфные, прослоями органогенно-детритовые, в подошве перекристаллизованные. Встречены прослой окремнения, возможно по трещиноватым зонам образованным в процессе диагенеза. Прослой известняка в целом неравномерно, пятнисто нефтенасыщенный.

В инт. 1620—1625 м. Проходка 5 м, вынос керна 3 м. Прослой толщиной 3 м, из кизеловского горизонта, по данным ГИС нефтенасыщенный, представлен известняками коричневыми, нефтенасыщенными, пятнисто интенсивно нефтенасыщенными, скрытокристаллическими, участками пористо кавернозными, брекчированными. Слабо наклонные многочисленные прожилки глинисто-углистого материала.

Инт. 1630—1635 м. Проходка 5 м, вынос керна 4 м. Прослой толщиной 4 м из кизеловского горизонта, по данным ГИС водонасыщенный, представлен светло-серым, коричневатого серым скрытокристаллическим известняком, прослоями выделяются водорослевые известняки. Порода трещиноватая со слабым запахом углеводорода.

Инт. 1635—1640 м. Проходка 5 м, вынос составил 0.6 м известняка светло-серого, скрытокристаллического, коричневатого-серого, вид промытого известняка с запахом углеводородов.

Скв. 6764, расположенная на Подгорном участке, вскрыла верхнетурнейский подъярус, керн из скважины был вынесен в интервале: 1522—1546 м.

В инт. 1522—1530 м. порода представлена известняком коричнево-серым, нефтенасыщенным, плотным, тонкоккристаллическим, прослойками органогенным с фауной, трещиноватым, кавернозным. По трещинам и кавернам пропитан окисленной, вязкой нефтью. По всему интервалу прослеживаются тонкие, волнистые, прерывистые глинистые прослойки.

В инт. 1530—1538 м порода представлена известняком серым, коричнево-серым, плотным, тонкоккристаллическим. Порода плотная, неколлектор. Литологическая перемычка между кизеловским и черепецким горизонтами. По всему интервалу прослеживаются глинистые прослойки.

В инт. 1538—1546 порода представлена известняком серым, коричнево-серым, слабонефтенасыщенным, плотным, тонкоккристаллическим, прослойками органогенным с фауной, с вертикальными с многочисленными уступами, открытыми трещинами на протяжении 0.2—0.5 м. По сколу трещин и кавернам окисленная нефть.

По всему интервалу прослеживаются глинистые волнистые, прерывистые прослойки и прослой более 3 см толщиной заполненные углито-битуминозным веществом.

На гл. 1540. 1 м встречена трещина — каверна, заполненная кремнистой породой. Окремнение произошло в процессе диагенеза, когда воды насыщенные кремнеземом поднимались из нижезалегающих горизонтов по трещинам. Процессы окремнения не редки, они встречаются в кровельной части кизеловского горизонта, например в скважине 6724 Подгорный участок.

Анализ микроскопических исследований показал, что в верхнетурнейском подъярусе, в кизеловском и черепецком горизонтах выделены основные разновидности кар-

бонатов: 1) *комковатые*; 2) *сгустково-детритовые*; 3) *шламово-детритовые*; 4) *фораминиферово-сгустковые*.

Первые две группы пород являются коллекторами, следующие две группы — неколлекторами.

Кизеловский горизонт сложен в основном *комковатой разностью известняков* Известняк комковатый, сложен комками микрозернистого кальцита, как примесь встречаются редкие раковины фораминифер, растительный, реже фаунистический детрит. Известняк очень слабо перекристаллизован, высокая пористость до 15 %. Многочисленны крупные поры межкомковые, соединены хорошо разработанной сетью каналов. Размер пор колеблется от первых десятых до 0.5 мм. Все поры декорированы битумоидами. Участками комочки тонкозернистого известняка соединены перекристаллизованным среднезернистым кальцитом.

Комковатый известняк сменяется прослоем сложенным *сгустково-детритовым известняком*. Породообразующими в них являются слабо отсортированный, преимущественно водорослевый детрит и сгустки микрозернистого кальцита. Структура порового пространства значительно более сложная, чем в комковатой разности известняков. Поры причудливые, внутриформационные, межсгустковые, каналы более узкие, длинные, извилистые. Участками перекристаллизован крупными кристаллами кальцита. Частично пиритизирован, пирит угловатый, тонкоккристаллический. Края пор декорированы остатками битумоидов. Связанность каналов средняя, при этом просматривается анизотропия пор по напластованию. Цемент вторичный, кальцитовый, реже первичный, микрозернистый. Пористость в данном шлифе высокая до 13 %.

Нижняя часть кизеловского горизонта, которая относится к зоне НС в скв. 6724 сложена комковатыми известняками. Комковатый известняк, сильно перекристаллизованный, практически 80 % пустотного пространства заполнено мелко-среднезернистым вторичным кальцитом. Породообразующими в них являются, фораминиферовый детрит, обломки водорослей и мелкие сгустки тонкозернистого кальцита, полуокруглые. Крупные кристаллы кальцита достигают 1.5 мм размера. Практически все участки перекристаллизации и по периферии первичных пор наблюдаются тонкие оторочки и сгустки битумоидов. Для данной структурной разновидности известняков характерно наличие более мелких, иногда изолированных пор, нарушенных процессами перекристаллизации. Пористость в данном типе не превышает 9 %.

В скв. 6764 нами под микроскопом изучалась структура известняков черепецкого горизонта. Этот горизонт сложен в большей части сгустково-детритовыми известняками, с тонкими прослоями шламо-детритовых известняков (непроницаемых).

*Сгустково-детритовый известняк* сильно перекристаллизованный, перекристаллизация достигает 70—80 % от порового пространства. Среди детрита фораминифер и обломков детрита сохраняются сгустки тонкоккристаллического (пелитоморфного) кальцита. Пористость межкристаллическая до 0.08 мм, располагается беспорядочно. Перекристаллизованные участки импрегнированы тонкоккристаллическим, рассеянным пиритом, содержание которого не превышает 1 %. Местами в перекристаллизованных участках запечаны пленки битумоидов, подчеркивают следы первичных пор. Местами просматриваются очень тонкие стилолитоподобные трещинки декорированные плен-



ками битумоидов. Пористость составляет 2—6 %, так как поры изолированы, но проницаемость существенно выше, за счет трещиноватости.

*Шламово-детритовый известняк*, неоднородный, слоисто-полосчатый, трещиноватый вдоль напластования. Более плотная разность пород. Содержит шлам и водорослевый детрит, характерно присутствие глинисто-углистых тонких волнисто-горизонтальных примазок. Также вдоль этих примазок отмечаются пленки и сгустки битумоидов, осложнены волнистыми мелкими трещинками (возможно декомпрессии). Крайне извилистые, субпараллельные, раскрытость 0.002—0.004 мм. Текстура породы веревочно-полосчатая. Участками слабая пиритизация.

По морфологическим особенностям и генезису в рассматриваемой толще пород развиты коллекторы порового и смешенного типов. Значительное распространение в карбонатных породах кизеловского горизонта имеет поровый тип коллекторов. Он характеризуется межзерновой, межагрегатной структурой порового пространства и порами растворения. Форма пор, как правило, неправильная, размеры их варьируют в широких пределах от 0.1 мм и менее до 0.5 мм. По своему происхождению они являются первичными и вторичными, причем последние имеют наиболее широкое распространение.

В исследуемой толще широко развито порово-кавернозный и порово-трещинный типы пустоты порового пространства, которых состоят из каверн, открытых микро и макротрещин, стилолитовых пустот.

Породы коллектора указанных типов характеризуются достаточно высокими значениями коллекторских свойств: открытая пористость от 10—20 % и более, значения проницаемости, варьирующими в пределах от первых десятков до нескольких сотен миллидарси, малой глинистостью, доломитистостью и сульфатностью.

## ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ТОЛБАЧАНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ АМГИ (РЕСПУБЛИКА САХА — ЯКУТИЯ)

Н. А. Иванова, В. В. Пустыльникова,  
В. М. Сундуков

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск;  
*nataivanova76@rambler.ru*

В бассейне реки Амги нижнекембрийские отложения имеют широкое распространение и вскрываются в серии естественных обнажений по обоим берегам. Материалы по их изучению были опубликованы в ряде работ: О. В. Флеровой [6], Н. В. Покровской [4], Н. П. Суворовой [5], К. К. Зеленова [2], Н. А. Архангельской, В. Н. Григорьева, К. К. Зеленова [1], О. И. Некрасовой [3] и в других публикациях.

Основой для настоящей работы послужили полевые материалы, полученные авторами в результате полевых работ 2009 г. с привлечением полевых материалов 1976 г. Варламова А. И., Катаевой В. И. и Сундукова В. М.

На р. Амге, в ее среднем течении, толбачанская свита вскрывается от пос. Верхняя Амга (Буяга) до левого притока ручья Сибикте, на участке от обн. 512 до обн. 528 (рис. 1), где отложения данного литоподразделения уходят под урез воды. Она согласно залегает на доломитах буягинской свиты и перекрывается обломочными доломитами олекминской. По вещественному составу в ней четко выделяется три пачки, мощность которых непостоянна (рис. 2), общая мощность свиты достигает 160 м.

Первая пачка, мощностью 40—55 м, сложена чередованием доломитов серых с бежеватым, зеленоватым оттенками (от 1.0 до 2.5 м) и мергелей серо-зеленых (от 0.2 до 0.5 м). Среди доломитовых слоев выделены два литотипа: первый — доломиты серые с зеленоватым и бежеватым оттенками преимущественно тонко-микрозернистые, тонко-средне-, реже — крупноплитчатые, иногда массивные, плотные, крепкие; второй — доломиты строматолитовые, серые с зеленоватым оттенком, тонко-микрозернистые с косостолбчатой отдельностью и волнисто-куполовидной кровлей. В верхней части последних часто отмечается пестроцветное окремнение в виде желваков, линз и тонких прослоев.

Вторая пачка, мощностью от 25 до 40 м, выделяется в разрезе по появлению красноватых, лиловых, темно лило-



Рис. 1 Схема расположения обнажений нижнего кембрия (р. Амга)

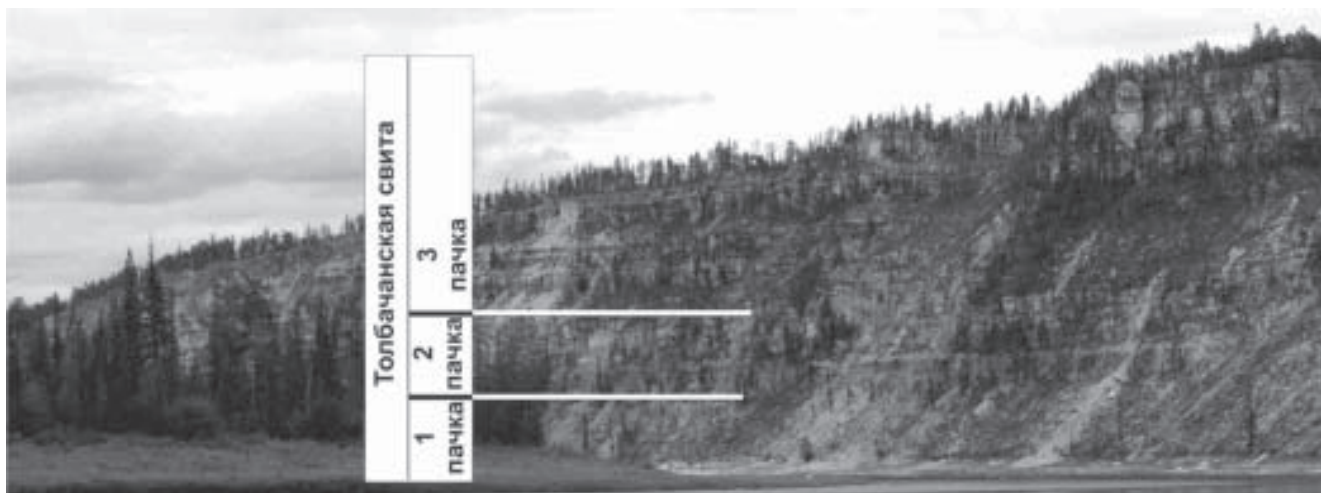


Рис. 2. Толбачанская свита, обн. 520, правый берег р. Амги

вых разноплитчатых глинистых доломитов и мергелей. По простиранию с северо-востока на юго-запад отмечается замещение красноватых и лиловых оттенков на зеленовато-серые. Доломиты глинистые преимущественно серовато-красноватые, лиловые, в подчиненном количестве — зеленовато-серые, бежеватые-серые, преимущественно микрозернистые средне-крупно-, реже грубоплитчатые, горизонтально слоистые и массивные. Мергели темно-лиловые, реже серо-зеленые, тонко-листоватоплитчатые. В обн. 516, в верхней половине пачки, встречаются редкие булковидные доломитовые конкреции с тонкой концентрической слоистостью и скорлуповидной отдельностью.

Третья пачка, мощностью 45—65 м, сложена переслаиванием мощных (до 5 м) доломитов светло-серых со слабым зеленоватым и бежеватым оттенками, тонкозернистых, массивных, средне-грубослоистых и маломощных прослоев мергелей. В породах третьей пачки широко распространены трещины усыхания, знаки ряби, отмечается увеличение количества строматолитовых биостром и биогерм по сравнению с первой пачкой.

Для толбачанской свиты характерно в различной степени окремнение.

Ниже следует краткое описание строматолитовых построек.

Пластовые строматолитовые постройки, встречающиеся в первой и третьей пачках свиты, имеют мощности от



Рис. 3. Биогермная строматолитовая постройка, обн. 520. Толбачанская свита

0.5 до 2.0 м, крупно- волнистобугристые поверхности. В строении биостром отмечаются по 2—3 ритма. Каждый ритм имеет двучленное строение: нижний слой мощностью 0.6—0.7 м представлен крупноплитчатыми доломитами, верхний (0.1—0.3 м) — мелко-косостолбчато-плитчатыми доломитами. Доломиты тонкозернистые, равномерно раскристаллизованные с несовершенными, реже совершенными ромбовидными зернами. Строматолитовая структура подчеркивается тонкими, нитевидными, параллельными, иногда прерывистыми прожилками глинисто-органического вещества. В крупноплитчатых доломитах нижних слоев иногда видны тени сгустково-комковатой структуры. В строении пластового строматолитового тела из обнажения 520 отмечена облаковидная концентрическая текстура. При микроскопическом исследовании видны микрослойки (1—3 мм) очень мелко- тонкозернистого чистого доломита с несовершенной формой зерен и тончайшие (0.1—0.2 мм) слойки, обогащенные ожеженным глинисто-органическим материалом, которые и подчеркивают тонкую волнистую, концентрическую строматолитовую текстуру.

Биогермные строматолитовые постройки (обн. 520), размером 5.0 x 4.0 м, имеют довольно сложное строение (рис. 3). В основании сложены доломитами (мощность 2.0 м), окремненными с косостолбчатой отдельностью. По микроскопическим данным доломит микро-тонкозернистый, сгустково-комковатый, неясно-тонко-параллельно-слоистый за счет послойного распределения и ориентировки удлиненных форменных элементов. Сгустки размерами до 0.1 мм и комки до 0.25 мм состоят из микрозернистого более темного доломита и составляют около 10—15 %, цемент базальный, иногда крустификационный полиминерального состава, представлен доломитом очень мелко- тонкозернистым (80 %) и ангидритом очень мелкозернистым (5—7 %). Средняя часть (0.9 м) сложена бежевым доломитом с тонкозернистой «войлочной» структурой с удлиненно «заноистой» формой зерен доломита, тонко-неяснослоистым (реликтовая строматолитовая текстура). В этой части выделяется прослой (мощностью 20—30 см) кремнистого оолитового доломита бежевого и светло-серого до белого цвета. Оолиты, размером 0.3—0.5 мм, сложены по периферии тонко-микрозернистым, в центре — тонкозернистым кремнистым веществом, имеют четкое концентрическое строение, еди-



нично — радиально-лучистое, часто лучики выполнены доломитом. Оолиты равномерно и плотно упакованы и сцементированы порово-крустификационным микро-тонкозернистым кремнистым и порово-базальным микро-тонкозернистым волокнистым доломитовым цементом. В участках развития доломитового цемента часть оолитов доломитизированы в различной степени вплоть до полного их замещения. Кровельная часть биогермных построек (1.1 м) сложена доломитами светло-серыми с бежеватым оттенком, среднеплитчатыми с косостолбчатой веерообразной отдельностью. Доломиты тонко-микрозернистые, с реликтовой строматолитовой текстурой, подчеркиваемой тонкими параллельными прожилками ожелезненного глинисто-органического вещества.

В заключении можно отметить, что в целом отложения толбачанской свиты формировались в условиях относительно мелководного засоленного бассейна Туруханско-Иркутско-Олекминского фациального региона (зарифовые отложения) с его обмелением к концу атдабанского века. Обилие строматолитов, трещин усыхания, знаков ряби, сульфатов в кровельных отложениях свиты делают очевидным тот факт, что их формирование происходило в условиях приливно-отливной зоны.

#### Литература

1. *Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленев К. К.* Фашии нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 199 с. (Тр. ГИН, вып. 33).
2. *Зеленев К. К.* Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 119 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 8).
3. *Некрасова О. И.* Литолого-фациальный анализ карбонатных толщ на примере изучения ниже- и среднекембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы. М.: Гостехиздат, 1962. 105 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 71).
4. *Покровская Н.* Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы // Вопросы геологии Азии. Т. I. М., 1954. С. 444—465.
5. *Суворова Н. П.* О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии // Вопросы геологии Азии. Т. I. М., 1954. С. 466—483.
6. *Флерова О. В.* Нефтегазоносность кембрийских отложений Лено-Алданского бассейна. М.—Л.: Гостехиздат, 1941. 132 с.

## ПСЕФИТО-ПЕСЧАНЫЕ МИКСТОЛИТЫ И ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРОДУКТИВНЫХ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Г. Д. Исаев, И. К. Микуленко

НИЦ «СИБГЕОНАФТ», Новосибирск; [sibgeonaft@mail.ru](mailto:sibgeonaft@mail.ru)

В природе широко распространены породы микстолитового типа, когда «смешиваются» представители классов силицилитов, карбонатолитов, глинистых, углистых пород с породами класса сапропелитов и органо-пелитолитов. Термин «смешанная порода» является термином свободного пользования. Вопросами классификации таких пород в разное время занимались Б. А. Максимов (1938 г.), И. Теодорович (1938, 1958 гг.), Н. В. Кирсанов и Ю. В. Сементовский (1955 г.), Л. Б. Рухин (1956 г.), С. Г. Вишняков (1956 г.), М. С. Швецов (1961 г.), С. Г. Крашенинников (1968 г.), Н. Н. Верзилин (1962, 1979, 1988 гг.) и мн. другие [1]. В фациальном анализе диагностика микстолитов имеет большое значение, так как смешанные или «мусорные» породы широко развиты в зонах фациального выклинивания свит и толщ, литологического замещения разрезов и пород. Микстолиты широко распространены в морских палеобассейнах в областях переотложения аквагенных и терригенных осадков. На Западно-Сибирской плите большинство свит чехла сформировалось именно вследствие многократного переотложения предшествующих осадков [2].

Песчаные пласты юрской системы Западно-Сибирской плиты имеют поликомпонентный состав: органические остатки разного размера и разного состава (чаще кальцитовые); интракласты, слойки-клинокласты и псевдокласты различных пород — аргиллитов, углей, алевролитов, песчаников, фрагменты растений разного размера (до фитодетрита), остатки корневых систем, органическую примесь чаще пелитовой размерности, многочисленные биотурбационные полости, выполненные песчаным и карбонатным материалом и др. Учет биоаккумулятивных функций инситуальных организмов в песчаных аквагенных породах крайне необходим при изучении смешанных образований. В песчаных породах существуют различные компоненты, по которым можно судить о гидродинамике литификации пород в юрских бассейнах, а также об интенсивности и степени переотложения обломочного материала.

Разделим все юрские обломочные породы на 4 группы (см. рисунок):

1. Min — обломки (различной окатанности, формы и размеров) минералов (кварца, полевых шпатов, акцессорий и т. п.).
2. Lito — обломки (литокласты, петрокласты, псевдокласты, клинокласты) пород: аргиллитов, алевролитов, песчаников, базальтов, гранитов и пр.
3. Bio — обломки и целые скелеты ископаемых орга-

нических остатков: аммонитов, белемнитов, двустворок, фораминифер, водорослей и т. д.

4. *Fito* — детрит, фрагменты и целые части растений (и корневых систем) различных размеров и плотности литификации (до углей).

Песчаниками мы называем породы, в основном, (по минеральному компоненту), кварц-палеошпатового состава с примесью породных частиц (граувакки) и аксессуарий, с размерностью обломков от 1 до 0.1 мм. Некоторые в состав песчаных пород включают тонкогравийные разности — от 2 до 1 мм и грубый алеврит с размерностью зерен от 0.1 до 0.05 мм. Вот в таких размерах и будем определять песчаные породы в структурном выражении. В реальности даже эти породы содержат такое разнообразие компонентов, что часто назвать их песчаниками не представляется возможным. Это — смешанные породы или микстолиды, широко развитые в областях переотложения и размывов в пределах юрской системы. Именно критерии переотложения надо взять за основу при классификации микстолидов. Важнейшим моментом при классифицировании осадочных пород в целом и псефитолитов в частности, является определение названий и иерархии компонентов, их структурно-фациальных особенностей. Примером крайней неопределенности является термин «интракласт», которому сейчас, в отличие первоначального, придано широкое значение [1].

Важным является при классифицировании концентрация внимания только на первичных генетических признаках, так как известно, что большинство осадочных пород не отличается стабильностью состава и структуры. Диagenез и процессы преобразования относятся не к процессу их генезиса, а к условиям их нахождения в литосфере. А это уже другая тема. Таким образом, при классификации первичных осадочных образований наибольшее практическое значение могут иметь не минеральное, вещественно-структурное, а структурно-компонентное направление [2, 3]. Попробуем разместить 4 группы компонентов (см. выше) по углам 4<sup>х</sup>-угольной пирамиды (см. рисунок).

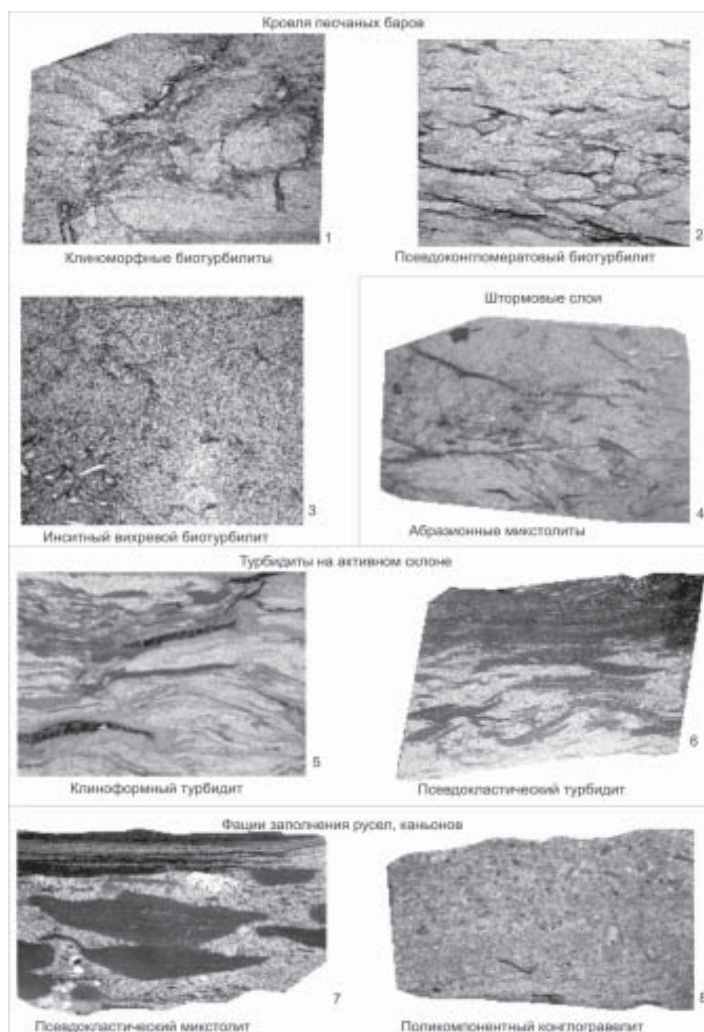
Чтобы определить всю иерархию соотношений (и соответственно названий) компонентов в этой фациальной пирамиде необходим детальный петрологический анализ с конкретизацией компонентного состава и номенклатуры самих компонентов. Предварительно можно предположить: породы с концентрацией в вершине «В» (*Bio*-биокомпоненты), с инситным непереотложенным захоронением соответствуют органогенным постройкам типа фултитов. В вершине «F» (*Fito*-компоненты) можно диагностировать породы, типа торфа, состоящие из инситных не переотложенных растений. В вершине «M» (*Min*- минеральный компонент) диагностируются классические аркозы (без породной примеси). А в вершине «L» (*Lito*-компоненты) можно определить «породные» полимиктовые граувакки (см. фототаблицу).

Классификация и номенклатура микстолидов еще впереди. В настоящее время мы будем использовать название «поликомпонентные песчаные породы» имея в виду именно смешанный их характер. Некоторые петрографы используют название: «мусорные» породы. Они широко развиты в пределах продуктивного комплекса юрских месторождений нефти и газа Западной Сибири. На схеме размещения литофаций они занимают вполне определенное положение, так как являются результатом разгрузки штормов и волновой дезинтеграции субстрата. Причем массивные породы этого типа с турбулентным характером литификации наиболее приближены к источнику сноса, а стратифицированные поликомпонентные мусорные породы находятся достаточно далеко от баровых песчаников либо близбереговых песчаных валов. Наличие палок растений вместе с рострами белемнитов объясняется именно абразионной деятельностью морских приливно-отливных и штормовых течений (прибойных), когда в сферу воздействия цунами попадает субстрат с растительным покровом.

Итак, компонентный анализ микстолидов позволяет диагностировать не просто динамику литификации «смешанных» пород, но и сделать валидный фациальный анализ продуктивных отложений.

#### Литература

1. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов // В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др. СПб: Недра, 1998. 352 с.
2. Исаев Г. Д., Бородкин В. Н., Дещеня Н. П., Храмова А. В. Характеристика текстур турбидитов ачимовского клиноформного комплекса севера Западной Сибири // Горные ведомости. Тюмень: «СибНАЦ», 2004. С. 38—48.
3. Исаев Г. Д. Основы биоседиментологии и региональный фациальный анализ. Новосибирск: «Гео», 2006. 132 с.



Группы юрских обломочных пород



# ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА НЕПСКО- БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

И. А. Китаева

РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, Москва

Проблема прогнозирования ФЕС в карбонатных природных резервуарах, в частности приуроченных к органогенным постройкам, является на сегодняшний день весьма актуальной, что связано, в первую очередь с увеличением объема поисково-разведочных работ на нефть и газ в карбонатных толщах. Распределение ФЕС в карбонатных природных резервуарах определяется литолого-фациальным составом, слагающих природный резервуар отложений и направлением вторичных изменений.

Нижекембрийские природные резервуары являются одними из наиболее перспективных на нефть и газ в южной части Сибирской платформы. Основным продуктивным горизонтом нижекембрийских отложений является осинский горизонт, к которому приурочены залежи УВ на таких месторождениях как Даниловское, Талаканское, Марковское, Средне-Ботубинское, Верхнечонское.

Изучению литологии, коллекторских свойств карбонатных отложений юга Сибирской платформы и влиянию вторичных процессов на их ФЕС посвящено множество работ. Изучением строения осинского горизонта в разное время занимались В. Г. Кузнецов, О. В. Постникова, Н. М. Скобелева, Л. С. Чернова, Н. В. Мельников.

Целью настоящей работы являлось изучение пород осинского горизонта на макро и микро уровне, исследование их петрофизических особенностей, выделение типов разрезов, детальная корреляция разрезов скважин по материалам ГИС, фациальный и палеогеоморфологический анализ. Проведенные исследования позволили реконструировать условия осадконакопления отложений осинского горизонта и создать основу для прогнозирования их состава и петрофизических характеристик.

Отложения осинского горизонта прослеживаются повсеместно в пределах всей территории Непско-Ботубинской антеклизы, но отличаются высокой степенью неоднородности, что обуславливается разными условиями образования пород.

В целом, в осинское время территория Непско-Ботубинской антеклизы представляла собой отмельную зону, в сводовой части которой, в отложениях фаций крайнего мелководья формировались биостромы, а на склонах, в отложениях относительно погруженной части шельфа шло формирование биогермных массивов.

В частности, в пределах Талаканского месторождения, расположенного в зоне развития биостромных построек, отложения осинского горизонта отличаются отчетливой слоистостью и циклическим строением. В основании циклита залегают глинистые и глинисто-карбонатные породы, в средней части разреза «чистые» карбонатные разности, в верхней части разреза сульфатизированные карбонатные породы. Мощность различных частей циклита меняется в зависимости от условий осадконакопления в различных частях изучаемой площади. Мощность глинистого основания циклита изменяется в пределах 4—11 м, в среднем составляет 7 м. Мощность средней карбонатной части циклита колеблется в пределах 8—27 м, в среднем — 16 м.

В целом в пределах площади выделяется два типа разрезов.

Первый отличается отчетливым слоистым строением и несколько пониженными значениями мощностей (35—40 м) Второй тип разреза за счет уменьшения глинистости в базальной части циклитов характеризуется массивным типом строения и несколько увеличенной мощностью (до 55 м).

По структурным признакам породы могут быть сгруппированы в два больших класса со структурами седиментационного и постседиментационного происхождения. Исходя из структурных и текстурных особенностей пород, их химического состава, набора породообразующих организмов, выделяются следующие типы пород: породы с реликтовой слабо выраженной органогенно-водорослевой структурой, разнокристаллические известняки и доломиты.

Породы-коллекторы представлены преимущественно разнородными доломитами, кавернозно-поровыми, в разной степени трещиноватыми.

Каверноватая, поровая и трещинная составляющая емкости коллектора меняются по площади и по разрезу, что обуславливает на отдельных участках существующую неоднородность продуктивного горизонта. Наибольшее значение пористости, равное 10—15 % приурочено к зонам вторичной доломитизации. Из этого следует, что вторичные доломиты, сформировавшиеся по органогенным известнякам являются наиболее высокеемкими коллекторами осинского горизонта в зоне развития биостромов.

Таким образом, биостромные постройки, располагавшиеся в центральной части отмели являются симметричными по морфологическим признакам, их мощность изменяется от 35 до 55 м.

Особенности строения осинского горизонта в зоне биогермных массивов было изучено на примере Марковской площади. В её центральной части в зоне развития биогерма из-за практически полностью отсутствующих глинистых оснований циклитов и увеличения мощности чистой карбонатной части, разрез имеет массивное строение.

Массовое развитие сине-зеленых водорослей определило преобладание в разрезе органогенных пород — эпифитоновых, микрокодиевых, ренальцисовых известняков и лишь небольшая часть постройки сложена разнокристаллическим доломитом.

Породы биогермных массивов отличаются от вмещающих наибольшей степенью переработки вторичными процессами. Из всего спектра вторичных изменений наиболее широко в породах развито выщелачивание, приуроченное к зонам развития первичных пустот, внутрiformенному пространству, трещинам, а также пустотам доломитизации. Необходимо отметить, что процесс доломитизации играет как положительную, так и отрицательную роль в формировании пустотного пространства. В кавернах и трещинах, а также в межкаркасном и межформенном пространстве широко развиты процессы кальцитизации.

Необходимо отметить, что биогермные постройки имеют отчетливое асимметричное строение. Так в ядерной части постройки в районе Марковской площади мощность осинского горизонта составляет 100—115 м, а мощность окаймляющих её с внешней стороны депрессионных отложений лишь 10—20 м.

Наилучшими коллекторскими свойствами в разрезе обладают доломиты разнокристаллические и доломиты разнокристаллические с реликтовой органогенно-водорослевой структурой (пористость до 25 %), сформировавшиеся по органогенным известнякам биогермных массивов. Пустотное пространство в этих породах — представлено порами доломитизации и пустотами выщелачивания.

Среди биогермных известняков встречаются как плотные, так и пористые разности существенное значение в емкостном пространстве которых имеют крупные пустоты, представляющие собой первичные межкаркасные полости, иногда увеличенные за счет процессов выщелачивания.

Таким образом, в ходе выполнения работы были выделены и описаны основные структурно-генетические типы пород осинского горизонта, выделены основные типы разрезов, дана их фациальная характеристика, выделены и охарактеризованы органогенные постройки, установлены соотношения коллекторских свойств пород с их структурно-генетическим типом, сформированы литолого-фациальные предпосылки развития наиболее высокеемких коллекторов.

## КАРБОНАТНЫЕ ПСЕФИТОЛИТЫ НЮРОЛЬСКОГО СТРУКТУРНО- ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ СУЩЕСТВОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ

А. Е. Ковешников

ТФ ИНГГ СО РАН, Томск; *Kovesha@mail.ru*

На территории Нюрольского структурно-фациального района (СФР) установлено развитие карбонатных псефитолитов в отложениях девонского возраста, где они представлены известняковыми песчаниками, гравелитами известняков строматопоровых, известняковыми конгломерато-гравелитами чузикской свиты среднедевонского возраста и известняковыми мелкогалечниковыми конгломерато-брекчиями чагинской свиты верхнедевонского возраста. Отложения чагинской свиты согласно перекрывают отложения чузикской свиты, более того, обе эти свиты совместно выделены в тарасскую серию. Чузикской свите литологическим данным соответствуют образования двух серий: известняково-глинисто-гравелитовой и карбонатно-глинисто-битуминозной [1, 2, 3].

**Серия известняково-глинисто-гравелитовая.** Соответствует нижнечузикской подсвите. Отложения серии установлены бурением на Калиновой площади, где они представлены аргиллитами, мергелями, известняками органогенно-обломочными глинистыми, известняками зоофитогенными биоморфно-детритовыми, известняками тонкозернистыми слоистыми, витрокластическими туфами. Установлено ритмическое строение отложений серии. Ритмы начинаются аргиллитами, сменяемыми вверх по разрезу мергелями, известняками органогенными глинистыми, известняками зоофитогенными и биоморфно-детритовыми, известняками тонкозернистыми слоистыми, и завершается ритм обломочными карбонатными породами. При сопоставлении данных ритмов с отложениями, представленными известняками биоморфными строматопоровыми серии известняков с биогермами и биостромами, находящимися в прижизненном положении, содержащими маломощные прослои известняковых гравелитов и песчаников, устанавливается их синхронность.

**Серия карбонатно-глинисто-битуминозная.** Соответствует верхнечузикской подсвите. Отложения серии установлены бурением на территории Северо-Калиновой, Калиновой, Нижнетабаганской площадей. Породы серии представлены известняками зоогенными биоморфными (тентакулитовыми) битуминозными, известняками зоофитогенными биоморфными (водорослево-фораминиферовыми) битуминозными, аргиллитами тентакулитовыми. Породы имеют тонкое ритмическое строение, заключающееся в чередовании прослоев, содержащих остатки ра-





ковин тентакулитов в повышенном количестве (до 70 %) с прослоями, в которых скелетные остатки составляют не более 5 % породы. Обычно таковыми являются аргиллиты тентакулитовые, т. е. ритмичность определяется продуктивностью тентакулитов. Накопление осадков происходило в спокойной мелководной обстановке, но, вместе с тем, происходило углубление дна бассейна, на что указывает факт перекрытия образованиями серии отдельных участков, где до этого формировались образования серии известняков с биогермами и биостромами.

Чузикской свите соответствует накопление известняков герасимовской свиты среднедевонского возраста (в том числе малоичских и еллей-игайских известняков). Они сложены и известняками зоогенными биоморфными (амфипоровыми), зоогенными биоморфными (строматопоровыми), зоогенными детритовыми (строматопоровыми брахиоподовыми). По литологическим данным данная литологическая серия названа известняковой с биогермами и биостромами.

**Серия известняков с биогермами и биостромами (D<sub>2</sub>).** Отложения серии до настоящего времени вскрыты бурением скважинами Южно-Табаганской, Калиновой, Северо-Калиновой, Герасимовской, Южно-Табаганской, Арчинской, Нижнетабаганской, Северо-Останинской площадей. Серия сложена преимущественно известняками зоогенными биоморфными (амфипоровыми), известняками зоогенными биоморфными (строматопоровыми), а также известняками зоогенными детритовыми (строматопоровыми брахиоподовыми), среди последних встречаются прослои известняковых брекчий, в том числе нацело доломитизированные (обломки имеют более светлую окраску, чем цемент). Особенностью отложений серии является их чистый карбонатный состав.

Отложения чузикской свиты содержат следующие псефитолиты:

**Известняковые песчаники.** Состоят на 50—70 % из окатанных и полуокатанных обломков известняков тонкозернистых размером 0.1—0.5 мм. Редко встречаются обломки гравийной размерности, раковины фораминифер и створки остракод. Скелетные остатки распределены в цементе равномерно. Цемент по составу кальцитовый с примесью рассеянного пелитоморфного и черного битуминозного вещества, микрозернистой и тонкозернистой структуры. Иногда известняковые песчаники содержат линзы аргиллитов, состоящих из смеси глинистого пелитоморфного вещества и гидрослюды и содержащих до 20 % обломков известняков песчаной размерности.

**Гравелиты известняков строматопоровых.** Они на 70—90 % сложены изометричными или уплощенными обломками строматопорат или известняками микро-тонкозернистыми, продуктами преобразования строматопорат и сопутствующих им илово-водорослевых образованиям размером до 20—40 мм. Цемент кальцитовый с примесью глинистых минералов. В цементе содержатся фрагменты раковин фораминифер.

**Известняковые конгломерато-гравелиты.** Обломки составляют 60—85 %, реже 40—95 % породы, имеют размер 2—5 мм, редко 30 мм. Форма их полуокатанная, реже окатанная или угловатая, что указывает на незначительную транспортировку. Обломки породы представлены фрагментами известняков фитогенных биоморфных (водорослевых) тонко- и микрозернистых, известняков во-

дорослевых фито-зоогенных биоморфно-детритовых (брахиоподовых), тонко-мелкозернистых доломитизированных с редкими остатками водорослей. Они равномерно рассеяны в цементе, либо упакованы плотно, и в этом случае цементирующий агрегат обособляется в отдельных участках или же обломки отделены один от другого пленками глинистых минералов или микростилолитами, выполненными черным битуминозным веществом. По составу цемент кальцитовый с примесью глинистого вещества, либо гидрослюдисто-доломитовый, т. е., вероятно, первоначально также глинисто-карбонатный, но значительно преобразованный вторичными процессами.

Образования чагинской свиты верхнедевонского возраста по литологическим данным соответствует серия кремнеаргиллитовая с радиоляритами серия.

**Кремнеаргиллитовая с радиоляритами серия.** Вскрыта бурением на Калиновой, Северо-Калиновой Герасимовской, Нижнетабаганской, Сельвейкинской площадей. Образования серии сложены в основном: кремнеаргиллитами, известковыми аргиллитами, известково-глинистыми силицитами, глинистыми силицитами (радиоляритами), силицитами (радиоляритами), известняками зоофитогенными биоморфными (водорослево-фораминиферо-радиоляриевыми), известняками зоофитогенными биогенными (фораминиферо-водорослевыми). В общем, образования серии представлены переслаиванием аргиллитов, силицитов (радиоляритов) и известняков.

Силициты (радиоляриты) и известняки занимают подчиненное положение и часто развиты в виде линз. Установлено выпадение вверх по разрезу прослоев и линз известняков, что, вероятно, является отражением перехода дном бассейна уровня карбонатной компенсации, а значит, отражает углубление дна бассейна седиментации. Образования серии представляют собой глинистые образования, механизм формирования которых заключается в медленном опускании на дно бассейна тонкого глинистого материала, а также раковин планктонных организмов, таких как радиолярии и фораминиферы. Обнаружение линзовидной структуры является следствием придонного перемиыва осадков.

Псефитолиты в отложениях чагинской свиты представлены: **Известняковые мелкогалечниковые конгломерато-брекчии.** Форменные элементы составляют 80—90 %, реже 40—50 % породы. Их размер 5—10 мм, реже 2—30 мм. Они имеют угловатую, полуокатанную или окатанную форму и представлены в основном известняками, реже аргиллитами и силицитами (радиоляритами). Цементирующий агрегат кальцитовый, глинисто-сидеритовый или глинистый. В последнем случае цемент пленочный, представлен пленками глинистых минералов, окрашенных битуминозным веществом в черный цвет. Порода разбита трещинами и микростилолитами.

Чагинской свите верхнедевонского возраста, преимущественно кремнисто-карбонатно-глинистой по литологическому составу соответствует накопление отложений лугинецкой свиты верхнего девона, сложенной преимущественно известняками фито-зоогенными биоморфными (водорослево-фораминиферовыми) и известняками зоогенными биоморфными (строматопоровыми). По литологическим данным эти отложения отнесены к карбонатной серии.

**Карбонатная серия (D<sub>3</sub>).** Образования серии до настоящего времени установлены бурением на Урманской, Нижнетабаганской площадях. Отложения серии представлены преимущественно известняками фито-зоогенными биоморфными (водорослево-фораминиферовыми), известняками зоогенными биоморфными (строматопоровыми).

По данным В. И. Краснова [2] в перечисленных выше разрезах скважин (Урманская площадь) известняки представлены органогенными постройками с корковыми бесскелетными стабилизаторами. Это каркасные или субкаркасные образования, представляющие собой систему соединяющихся в пространстве пластин кристаллического кальцита. Особенностью отложения серии является их карбонатный, с незначительной терригенной примесью, состав.

На основании всего вышеизложенного можно сделать вывод о широком развитии на территории Нюрольского СФР в среднем и верхнем девоне карбонатных платформ, сопровождающихся накоплением прослоев псефитолитов, параллельно с которыми на пониженных участках рельефа происходило накопление относительно глубоководных отложений с прослоями псефитолитов.

#### Литература

1. *Конторович А. Э., Иванов И. А., Ковешников А. Е. и др.* Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, сиб. отд., 1991. С. 152—171.
2. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 1999. 80 с.
3. *Сенников Н. В., Елкин Е. А., Краснов В. И., Бахарев Н. К., Изох Н. Г., Ковешников А. Е. и др.* Стратиграфия и литология палеозойских отложений центральных районов Западно-Сибирского НГБ // *Фундамент, структура обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблема нефтегазоносности: Мат-лы Межд. конф. Тюмень-Новосибирск, 2008. С. 187—189.*

## РАЗВИТИЕ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ НА ТЕРРИТОРИИ НЮРОЛЬСКОГО, ВАРЬЕГАНСКОГО И НОВОПОРТОВСКОГО СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В СИЛУРЕ—РАННЕМ ДЕВОНЕ

А. Е. Ковешников

ТФ ИНГГ СО РАН, Томск; *Kovesha@mail.ru*

Силурийско-раннедевонские отложения на значительной территории Западно-Сибирского региона изучены в настоящее время весьма приблизительно, и при анализе имеющихся данных возникает ряд вопросов [1, 2]. В частности, на основании литологических данных на территории Нюрольского структурно-фациального района (СФР) отложения силурийского возраста (ларинской, межовской свит) и низов раннего девона (кыштовская свита) нами по литологическим данным отнесенные к доломитово-известняковой серии, сложенной в значительной степени доломитами замещения, в которых, в частности на территории Северо-Останинской площади открыто нефтяное месторождение.

На территории Новопортовского СФР также установлены известняки доломитизированные, верхняя возрастная граница которых соответствует доломитово-известняковой серии Нюрольского СФР, нижняя предполагается ниже, начиная с верхов среднего ордовика. Так как Нюрольский и Новопортовский СФР расположены в пределах полосы северо-западного простирания, и разделены Варьеганским СФР, логично предположить на этой территории либо развитие аналогичных, т. е. доломитово-известняковых отложений, либо доказательно убедиться в их отсутствии. В случае их обнаружения данные отложения увеличат перспективность на поиски месторождений нефти и газа палеозойских отложений всего Западно-Сибирского региона.

**Доломитово-известняковая (S<sub>1-2</sub>—D<sub>1</sub>) серии.** Отложения серии вскрыты бурением на территории Нюрольского СФР на Северо-Останинской, Останинской, Солонвской, Осинвской площадях. Породы серии представлены преимущественно известняками фито-зоогенными биоморфно-детритовыми, значительно доломитизированными. Породы доломитово-известняковой серии часто кавернозны (скважины Северо-Останинские 5, 7) значительно доломитизированы в стадию раннего диагенеза и в настоящее время представлены доломитами замещения.

При их формировании остаточный кальцит отжимался в межзерновое пространство ромбоэдров доломита. Замещению подвергалась основная масса, в то время как скелетные остатки оставались незамещенными. Формировался плотный агрегат. В стадию гидротермальной доломитизации и остаточный кальцит цемента, и биогенный



кальцит замещались доломитом по модели «молекула на молекулу». Образующийся дефицит объема реализован в виде клиновидных пор на изометричных участках (скелетные остатки), иногда формируются каверны, изометричной или вытянутой формы.

Повышенные значения коллекторских свойств определяются локализацией процессов трещинообразования, в результате проявления которых сформировавшись — пустоты либо объединены посредством открытых трещин в единую систему, либо разобщены.

Доломитово-известняковой серии на территории Нюрольского СФР соответствуют (снизу вверх): **Ларинская свита ( $S_{1I}-S_{1V}$ )** сложена известняками доломитизированными с линзами аргиллитов, песчаников. Нижняя и верхняя границы проведены условно. Мощность отложений составляет более 360 м. Далее вверх по разрезу следует два параллельно накапливающиеся комплекса отложений рифогенно-аккумулятивного комплекса, а именно межовской и кыштовской свит, включенных нами в состав доломитово-известняковой серии и отложения бассейнового комплекса, описание отложений которого будет приведена ниже.

**Межовская свита ( $S_{2Id}-S_{2p}$ )** сложена известняками белыми доломитизированными и доломитами. Нижняя граница свиты проводится условно, верхняя согласная. Мощность свиты составляет около 360 м. Стратотип свиты установлен по керну скважины Малоичской 22 (3862—3194 м).

**Кыштовская свита ( $D_{1I}$ )** сложена известняками доломитизированными, известковыми песчаниками. Нижняя и верхняя границы свиты согласные. Мощность отложений свиты составляет 400 м.

Отложения бассейнового комплекса представлены (снизу вверх):

**Большеейской свитой ( $S_{2Id}-S_{2p}$ )**, сложенной витрокластическими туфами, андезитами, базальтами (мощность более 208 м). Свита названа по р. Большая Ича, правому притоку р. Тары в Новосибирской области. Стратотип установлен по скважине Майзасская-1 (интервал 3892—3650 м).

**Майзасской свитой ( $S_{2p}$ )**, сложенной известняками, голубоватыми мергелями, туфами, эффузивами (мощность около 200 м). Свита названа по р. Майзас в Новосибирской области. Стратотип установлен по керну скважины Майзасская-1 (инт. 3650—3237 м). Сходные отложения установлены по скв. Сельская-1 (инт. 2742—2690 м).

**Лесная свита ( $D_{1I}$ )**. В стратотипе (Майзасская скважина инт. 3237—2810 м) они представлены тонким чередованием черных и черно-коричневых аргиллитов и известняков доманикоидного облика. Возраст их по комплексу конодонтов и тентакулитов определен как лохковско-пражский. Как парастратотипы предложены скважины Тамбаевская 3, Западно-Останинская 443, Северо-Останинская 9.

В последнее время нами предложено **большеейскую** свиту считать ее исключительно сложенной базальтоидами, в то время как отложения **майзасской** свиты считать исключительно осадочным кратоном. Если принять такое изменение, то отложениям рифогенно-аккумулятивного комплекса, представленного доломитово-известняковой серией силура — раннего девона будут соответствовать отложения бассейнового комплекса, представленные тол-

щей базальтоидов и комплексом осадочных пород верхнего силура, сложенных известняками и голубоватыми мергелями майзасской свиты.

Таким образом, доломитово-известняковая серия представляет собой карбонатные платформы, окруженные бассейновыми фациями.

На территории Новопортовского СФР отложения рассматриваемого возрастного интервала представлены следующими образованиями: **Толща ( $O_2k^2-D_{1I}$ )** сложена светло-серыми и темно-серыми и кремовыми доломитами, доломитизированными известняками, брекчиевидными разнозернистыми. Нижняя и верхняя границы согласные, проводятся условно. Мощность отложений толщи составляет 800 м.

Общим для территории Нюрольского и Варьеганского СФР является накопление отложений ларинской свиты (толщи). На территории Варьеганского СФР отложения ларинской толщи представлены: **Ларинская толща ( $S_{1I}-S_{1V}$ )** сложена илистыми массивными известняками темно-серого и черного цвета, аргиллитами, песчаниками. Нижняя граница толщи проводится с угловым несогласием, верхняя проводится условно. Мощность отложений толщи составляет более 350 м. **Толща ( $S_{2p}-D_{1p}$ )** сложена черными глинистыми сланцами, известняками. Нижняя и верхняя границы толщи проводятся условно. Мощность отложений толщи составляет более 100 м. Здесь следует отметить отсутствие отложений лудловского яруса, до настоящего времени бурением не установленного.

Таким образом, на территории Варьеганского СФР установлены образования бассейновых фаций, но не обнаружены до настоящего времени карбонатные платформы. Нюрольский, Варьеганский и Новопортовские СФР расположены в виде полосы северо-западного простирания. Соответственно, отложения силурийско-раннедевонского возраста представлены рифогенно-аккумулятивными образованиями (Нюрольский и Новопортовский СФР), и на территории Нюрольского и Варьеганского СФР установлено развитие бассейновых фаций, в то время как на территории Новопортовского СФР таких фаций пока не установлено. Представляется, что можно предположить развитие карбонатных платформ на протяжении всей описываемой полосы, как и окружение данных образований участками развития бассейновых отложений типа известняков глинисты, мергелей и аргиллитов. Или же на территории Варьеганского СФР карбонатные платформы могут не оказаться вообще, или они будут иметь большее проявление, чем на смежных территориях Нюрольского и Новопортовского СФР.

Таким образом, при проведении достаточных буровых работ на территории Варьеганского СФР возможно обнаружение образований, типа карбонатных платформ, перспективных для открытия в них месторождений нефти и газа.

#### Литература

1. *Конторович А. Э., Иванов И. А., Ковешников А. Е. и др.* Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, сиб. отд., 1991. С. 152—171.
2. *Конторович В. А., Калинина Л. М., Соловьев М. В. и др.* Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири. Тюмень-Новосибирск, 2008. С. 122—126.

# РИФОВЫЕ ПОСТРОЙКИ — ЛОВУШКИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД

А. А. Колдаев

ИГГ АН РУз, Ташкент, Республика Узбекистан;  
akoldaev@mail.ru

В процессе изучения кор выветривания (КВ) и преотложенных продуктов выветривания (ППВ) на о. Куба, Центральных Кызылкумах и Гиссарском хр. (Узбекистан) прослежены пути транзита и выявлены участки накопления ППВ на внутренней части барьерных рифов.

На северо-западном окончании о. Куба на ультрабазитовых массивах (Моа, Пинарес-де-Майяри и др.) с развитой латеритной КВ сформированы месторождения Fe-Ni-Co руд. Охристые породы латеритной КВ (мощность 10—30 м) перекрываются кирасой и растительным покровом, частично защищающим охры от эрозии. В период тропических ливней охры размываются, усиливаются оползневые процессы. Даже в летнее время можно видеть в устьях рек фронт воды шириной до 500—600 м, окрашенный оксидами железа. Полное просветление смешанных пресных и океанских вод наступает примерно в 600—700 м от береговой линии остро-

ва. Марганцовистые же соединения, выносимые водами с суши, отлагаются в океанском бассейне за пределами фронта оксидов железа. Одна из таких зон впервые выявлена мной на внутренней стороне барьерного рифа (высота рифа 1.5—2.5 м), (см. рисунок, I). Здесь океанские воды, переливаясь через риф, интенсивно аэрируются, насыщаются кислородом и как бы «кипящим» потоком переливаются через риф. Растворенный в воде Mn взаимодействуя с кислородом, выпадает в форме оксидов, покрывая тонкими (до 1—1.5 мм) корками, пленками обломки кораллов, раковин в изобилии усеивающих дно на площади 50x80 м.

Эта особенность концентрации марганца у барьерного рифа (о. Куба) позволила мне по новому рассмотреть генезис месторождения марганца Алисай (южный склон г. Букантау, Центральные Кызылкумы). На месторождении выделено три рудных залежи протяженностью 0.4—0.7 км, шириной 0.1—0.3 км и мощностью 1—2 м. Общая протяженность 1.5 км, ширина 0.5 км. Залежи вытянуты в виде лент с северо-запада на юго-восток [2].

По В. П. Шилову (1992—1994 гг.) в разрезе месторождения вскрываются (снизу-вверх): выветренные палеозойские отложения, залегающие на них (Q) песчано-алевритоглинистые породы (2.5 м) переходящие в слой (0.1—0.8 м) сплошного гетита и с постепенным переходом — в рудный пласт (0.5—1.2 м) сложенный крепкими почковидными, зональными сферолитами и рыхлыми, пористыми «пемзоподобными», дендрито-

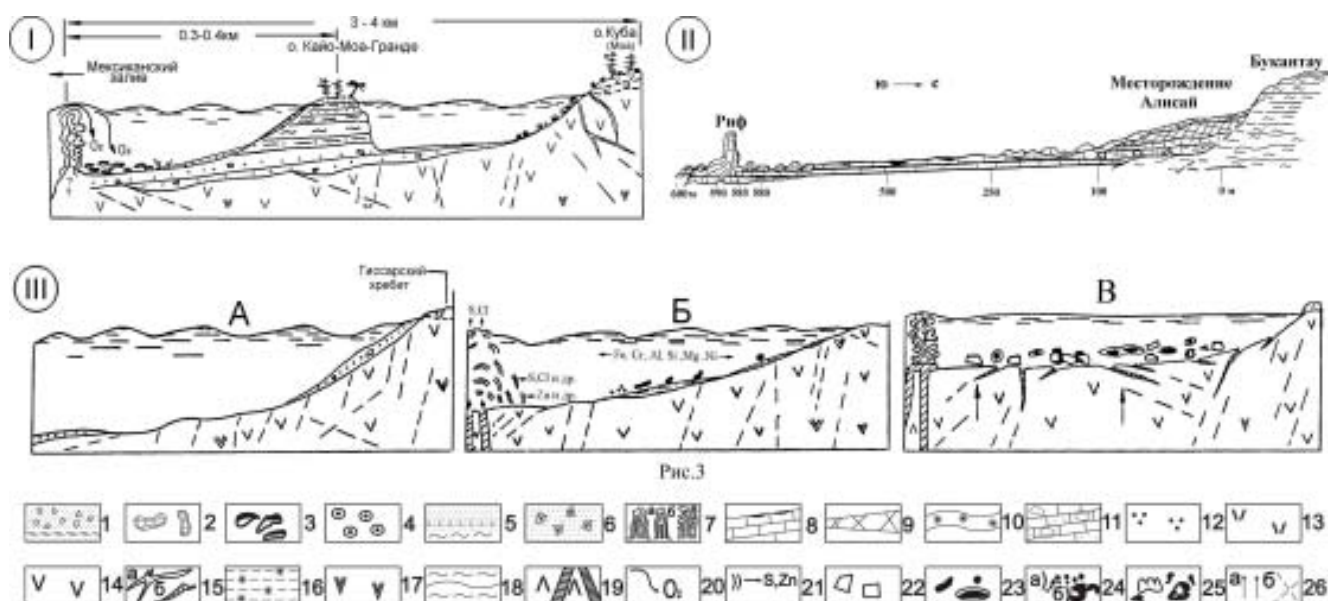


Схема этапов осадочного (I, II A) и хемогенно-осадочного (II, III Б, В) осадконакопления в тыловой части барьерных рифов сформированных в неоген — четвертичное (о. Куба), мезозойское (г. Букантау) и палеозойское (Кундаджуаз, Гиссарский хр.) время. Условные обозначения. Современные отложения: 1 — пески, суглинки, глыбы пород, 2 — глыбы, обломки рифогенных известняков, 3 — обломки раковин, кораллов с корками оксидов марганца, 4 — оолиты оксидов железа, 5 — пески, алевриты, глины, 6 — пески с галькой, гравием серпентинитов. Коралловые рифы сформированные в: 7 — а) неоген—четвертичное, б) апт—альбское, в) палеозойское (C<sub>3</sub>) время. Меловые отложения: 8 — пласт карбонатов с включениями (полосы, мелкие линзы) оксидов марганца, 9 — линза марганец-железистая (рудный слой), 10 — оксиды железа, 11 — песчано-алевролит-глинистые породы, конгломераты на карбонатном цементе, оксиды железа, марганца. Кора выветривания, развивающаяся на ультрабазитах в (N—Q) — (12—15), (C<sub>3</sub>) — (13—14) и осадочно-метаморфических породах (апт—альб) — (16) время: 12 — латериты, 13 — глинизированные ультрабазиты, 14 — то же дезинтегрированные, 15 — инфильтрационные образования: а) серпофит, б) карбонат, 16 — выветренные и дезинтегрированные сланцы с оксидами железа, марганца. Неизменные породы: 17 — ультрабазиты, 18 — сланцы филлитовидные, углеродистые микрокварциты, 19 — базальтоиды с шаровой отдельностью (вулканические постройки), 20 — направление движения океанских вод аэрированных кислородом «кипящий поток», 21 — элементы, выносимые подводными экзалациями. 22 — протокристаллы кальцита, доломита, 23 — агглютированные раковины фораминифер, конкреции, 24 — пирит: а) глобулярный, б) коробчатый, 25 — корродированные обломочные сульфиды никеля, 26 — а) блоковые подвижки, б) тектонические нарушения



видными марганцевыми выделениями. Пласт железомарганцевых руд перекрывается слоем (0.3—0.6 м) белого мелкозернистого кальцита с включениями оксидов железа, марганца и обломков палеозойских пород. Вверх по разрезу количество оксидов уменьшается до полного исчезновения. Падение рудовмещающих пород 3—5° на юго-восток.

«Формирование марганцевой минерализации связано с разгрузкой глеевых подземных вод по разломам в пониженных участках (долины, предгорья) в нижнечетвертичное время в связи с альпийской активизацией Тянь-Шаня» [1, с. 155], а месторождение Алисай отнесено к эксфильтрационному геолого-промышленному типу [2]. Одним из поисковых критериев марганцевого оруденения «алисайского» типа считается «Поверхностное омарганцевание, ожелезнение и интенсивная карбонатизация (в виде массивных плит)», [2, с. 151].

Проследивая выходы кальцитового горизонта к югу от месторождения, я обнаружил, что этот пласт, полого погружаясь в этом же направлении, на удалении, примерно в 500—600 м, резко переходит в субширотно ориентированную гряду пород (в м): высота от 1.5 до 2.5 м; ширина до 3—5 м, протяженность 60—80 м, сложенную светлым мелкозернистым кальцитом (см рисунок, II). На восточном и западном фланге карбонатный выступ уменьшался по высоте и перекрывался современными осадками (пески, суглинки).

Форма гряды, ее карбонатный состав, линейная вытянутость могут указывать, что это образование представляет собой реликтовую рифогенную постройку, отделявшую лагунный бассейн, где формировались марганцевистые отложения, от морского бассейна. Об этом свидетельствует и сферолитовое сложение руд, а также окисно-карбонатный состав забалансовых руд расположенных «...обычно в кровле, подошве залежей, либо на их выклинивании. Представлены они конгломератами на карбонатном цементе, пропитанными гидроокислами железа и марганца...», [2, с. 150]. Позднее наложенными процессами сферолитовые марганцевые руды были преобразованы в пемзоподобные, сталактитовые формы. Источник руд марганца — образования апт-альбской КВ широко проявленной в это время на территории Центральных Кызылкумов. Вероятно, к этому же вре-

мени следует относить образование барьерного рифа у подножия Букантау.

Древняя рифогенная постройка — кварц-доломит-карбонатный пласт (мощность до 0.8 м, длина — 250 м) залегающий на ультрабазах ( $C_2$ ) Кундаджуазского массива (Гиссарский хр.). Начальный этап ( $C_2$ ): развитие КВ с глинистым профилем выветривания на ультрабазах; формирование прибрежных и подводных россыпей с аксессуориями (миллерит, герсдорфит, виоларит, хромит, алюмохромит, магнетит, халькопирит) (см. рисунок, III А). В верхнем карбоне ( $C_3$ ): раскол (раздвиг) морского дна, излияния базальтоидов, подводные эксгаляции с выносом S, Zn, Pb и др. Рост рифа, образование лагун, где скапливались аксессуары, илестые металлоносные образования, кремнистые гели (рисунок, III Б). Агрессивные морские воды насыщаются ионами Mg, Fe, Ni, Cr, Al и др., частично растворяли и корродировали аксессуары ультрабазитов. На стадии аутигенного минералообразования формируются ZnS, PbS, , глобулярный FeS с Ni, Co. Вокруг агглютинированных раковин (ядро выполнено ZnS с включениями аксессуариев Ni, Cr) фораминифер (до 1 мм), реже зерен сфалерита, хромита коагулируются взвешенные в илу пепловые, глинистые частицы с образованием микроскопических оболочек бледно-зеленоватого Fe-Cr, а затем Cr-Fe с Zn, Ni шамотита. В процессе диагенеза и насыщения растворов Mg, Si осаждается доломит, кварц, силикаты неопределенного состава, метакристаллы коробчатого пирита (рисунок, III В); происходит переотложение конкреций пирита и глинистых минералов (серпентин, хлорит) с образованием мелких ритмичных слойков.

Регенерационные процессы — просечки кварца, барита, кальцита, переотложение ZnS, PbS, образование брейтгауптита, ульманнита и нового минерала — арсенида никеля ( $Ni_{1.37}, As_{1.17}, Sb_{0.46}$ ) (Колдаев, 1990г).

#### Литература

1. Калдышкина Т. В., Тростянский Г. Д., Шилов В. П. О новом экзогенном генетическом типе марганцевых проявлений Узбекистана // Минералообразующие флюиды и рудогенез: Тезисы докл. Международного симпозиума. Ташкент, 1998. С. 154—155.
2. Землянов А. А. Марганец // Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. С. 144—151.

# AN OIMURAN FRAGMENT OF THE WEST YAKUTIAN CAMBRIAN BARRIER REEF ON THE SIBERIAN PLATFORM ОЙМУРАНСКИЙ ФРАГМЕНТ ЗАПАДНО-ЯКУТСКОГО КЕМБРИЙСКОГО БАРЬЕРНОГО РИФА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

П. Н. Колосов

ИГАБМ СО РАН, Якутск; [p\\_kolosov@diamond.ysn.ru](mailto:p_kolosov@diamond.ysn.ru)

**Резюме.** Оймуранский риф — выдающийся пример раннекембрийского возраста «острова активной жизнедеятельности» (по Ф. Дж. Петтиджону), созданного, в отличие от докембрийских, впервые не только цианобактериями, бактериями и водорослями, но и скелетными морскими животными в симбиозе с фотосинтезирующими известковыми низшими водными растениями — водорослями. Оймуранский фрагмент грандиозного Западно-Якутского барьерного рифа — пример появления на Земле 535 млн лет назад принципиально новой экосистемы — экосистемы рифа, в которой длительно развивались самые разные группы организмов, вырабатывались весьма совершенные адаптивные морфологические структуры, приспособленные к рифовому биотопу. В формировании этой экосистемы наряду с региональными тектоническими и другими геологическими факторами огромную роль сыграли известковистые цианобактерии и водоросли, процветавшие в позднем докембрии, и раннекембрийские бентосные известковые родофиты. В рифовой экосистеме раннего кембрия на востоке Сибирской платформы впервые на Земле в массовом количестве появились многие роды и виды морских скелетных беспозвоночных.

No later than 2.0 Ga ago (Precambrian), a new ecosystem originated on the floor of epicontinental sea basins in many regions of the world. It was produced by cyanobacteria, bacteria and, to a lesser extent, algae. This is evidenced by Precambrian stromatolitic buildups and bioherms described as reefs by some researchers. In fact, these organogenic structures do not contain skeletal organisms serving as a framework and, thus, cannot be referred to as reefs [3, 4]. However, in the Precambrian new relationships began forming between living organisms in these buildups, and new mutualistic functions developed, which supported the ecosystem as a single whole. A fundamentally new, more complex reef ecosystem originated early in the Cambrian, following the appearance of skeletal animals and bushy algae.

Academician A. A. Borisyak was the first in 1919 to note the presence in the Cambrian rocks of reef-building organisms. In the Eastern Siberian platform (an area of present-day West Yakutia), in the mid-Lena river where the Lena Pillars Nature Park is located now, the existence

of an archaeocyathan-algal reef in the variegated carbonate rocks was first mentioned by O. V. Flerova in 1939 and later by A. K. Bobrov in 1944. Separate fragments of the elongate archaeocyathan-algal bioherm zone in the eastern Siberian platform have been studied by I. T. Zhuravleva, K. K. Zelenov, K. B. Korde, V. M. Sundukov, I. V. Nikolaeva and others from the Lower and Middle Cambrian exposures along the Lena, Amga, and Buotama rivers. In 1970—1980, workers from the Reef Systems Sector of SNIIGIMS, headed by V. E. Savitsky and V. A. Astashkin, carried out studies which revealed the presence of the Early-Middle Cambrian West Yakut barrier reef extending between the Aldan and Anabar anticlines. According to geochemical-geophysical and drilling data, the reef occurs beneath thick Paleozoic and Mesozoic strata.

A fragment of the above mentioned large (over 2000 km long and a few to several tens of kilometers wide) West Yakut barrier reef is well exposed over a distance of 3 km, 25—27 km upstream from Sinsk village, on the left bank of the Lena river. Geologists and paleontologists from many countries of the world know it as the Oymuran reef.

It is likely that along the faulted western side of a depression in the eastern Siberian platform, chemical precipitation of  $\text{CaCO}_3$  from seawater could have occurred originally due to extraction of  $\text{CO}_2$  from it as a result of wave run-ups and water mixing. This caused elevation of that part of the floor of the shallow-water epicontinental sea in which conditions were favorable for the living of cyanobacteria and algae. These photosynthesizing organisms extracted carbon dioxide from the water which led to increased precipitation of  $\text{CaCO}_3$  there. Under the effect of organic compounds in the water and bottomset bed, a rather dynamic carbonate-calcium equilibrium could change in such a way that here migration of the photosynthetically fixed calcium carbonate from water into a precipitate and vice versa occurred reaching neither complete precipitation nor complete dissolution. This calcium carbonate could be intensely used in the Early Cambrian by algae (e. g. genera *Epiphyton*, *Proaulopora*, *Subtifloria* etc.) as well as by archaeocyaths and other animals to form a cover and a skeleton, respectively. These organisms formed overgrowths on the seafloor. Along with archaeocyaths, calcareous algae were involved in the construction of frameworks. In the reef ecosystems they also acted as cementing organisms. This is well seen in the Oymuran reef on the Lena river.

Archaeocyaths were among the first skeletal invertebrates to appear on Earth. They acquired a calcareous skeleton in the early Cambrian, in a reef ecosystem in the eastern Siberian platform due to symbiosis with calcareous red algae of the genus *Epiphyton* Bornemann. In the beds where archaeocyaths are present epiphytons are commonly found too. These algae appeared on Earth earlier than archaeocyaths. Archaeocyaths together with calcareous algae and cyanobacteria were the main reef-building organisms in the Early Cambrian. This island of intense vital activities of animals (archaeocyaths), red algae of the genus *Epiphyton* Bornemann and bacteria originated in the eastern Siberian platform in the early Early Cambrian [535 Ma, from 1]. This was the Earth's earliest ecosystem in which various groups of organisms such as corals, stromatoporoidea,



branching bryozoans, calcareous sponges and algae, etc. subsequently evolved. The best known of these are corals. These animals built up coral reefs such as the Great Barrier Reef off the coast of Australia which began forming during the Holocene. A very important aspect of mutualistic symbiosis between animals and algae in this reef is that «through very complex, as yet poorly known, biochemical processes, algae force corals to more intensely secrete carbonate for skeleton formation.... There is, on average, 1.5 million algae cells per each square centimeter of a coral colony» [2, p. 94].

In Early Cambrian time, mass appearance of calcareous algae and cyanobacteria occurred in the eastern Siberian platform. Numerous species of calcareous algae performed a rock-forming function. Most extensively growing were bushy calcareous red algae — epiphytons (*Epiphyton*), forming visible nice patterns, spots and bushes in the claret and red-claret limestones. The Oymuran reef (ca. 200 m in thickness, of which 100 m is visible thickness and the rest 100 m is that recovered by drilling) contains plenty of species of archaeocyaths and epiphytons. The number of individuals is innumerable in it.

Many genera and species of marine invertebrates such as archaeocyaths, sponges, gastropods, brachiopods, hyoliths, trilobites and calcareous algae first appeared in the Early Cambrian in the area of present-day West Yakutia in the Oymuran reef ecosystem wherefrom they spread all over the world [6]. Thus, the Early Cambrian reef ecosystem is an outstanding example of a natural environment wherein diversification of skeletal animals occurred representing a major stage in the Earth's history. The West Yakut barrier reef, represented in the Lena Pillars Nature Park by the Oymuran reef, was in the Cambrian as important in the formation of a specific environment and in the origin and evolution of life in it as is the well-known Great Barrier Reef nowadays.

A reef ecosystem with a wide variety of species characterizes an environment in which various representatives of living nature existed for over 500 Ma, sequentially changing one another, and still exist nowadays. The earliest example of such an environment is the Oymuran reef; easily accessible to the public for examination. Here we can observe an early example of mutualistic symbiosis between skeletal animals and calcareous algae (only these organisms can build the firm framework of a reef). Later geological periods saw further

development of the reef ecosystem, which was inhabited not only by cyanobacteria and algae but by animals too as opposed to Precambrian ecosystems. It was highly favorable for living organisms to evolve. This is evidenced by abundant and diverse microbiota living in the waters of modern reefs. The Great Barrier Reef is the continuation of the Early Cambrian Oymuran reef. Being a fundamentally new natural system, the Oymuran reef ecosystem couldn't contain abundant and diverse organisms such as seen in modern reef systems but it is quality rather than quantity that matters, a fundamentally new quality in the evolution of ecosystems. The origin of the reef ecosystem in the Early Cambrian may well be compared with the appearance in the Silurian of land ecosystems inhabited by the first terrestrial plants and animals

The development of a shallow-water zone, transitional between the eastern and western parts of the Cambrian sea, which diagonally transected the Siberian platform throughout the Cambrian, was related to the uplift of the western part of this major structure and its Aldan-Anabar sector in the late Late Precambrian, as well as to the formation of a chain of archaeocyathan-algal reefs and bioherms constituting the West Yakut barrier reef. This made the water exchange between the eastern and western sectors of the Cambrian sea basin difficult. As a result, paleogeographic environments were set up in the region, which were favorable for the «appearance of a vast lagoonal area with large zones of salt deposition» [5, p. 132].

#### References

1. Bowring, S. A., Grotzinger, J. P., Isachen, C. E., Knoll, A. H., Pelechaty, S. M., Kolosov, P. N. Calibrating rates of Early Cambrian Evolution // *Science*, 1993. Vol. 261. P. 1293—1298.
2. *Fashchuk, D.* The mystery of coral reefs // *Science and life*, 2009. No. 2. P. 92—96 (in Russian).
3. *Heckel, P. H.* Carbonate buildups in the geologic record: a review // *Laporte L., ed., Reefs in time and space. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.* 1974. No. 18. P. 90—154.
4. *Kuznetsov, V. G.* Evolution of carbonate deposition in the Earth's history. M.:GEOS, 2003. 262 p. (in Russian).
5. *Pisarchik, Ya. K., Minaeva, M. A., Rusetskaya, G. A.* Paleogeography of the Siberian platform in the Cambrian. L.:Nedra, 1975. 195 p. (in Russian).
6. *Rozanov, A. Yu.* What happened 600 million years ago? M.:Nauka, 1986. 96 p. (in Russian).

# ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА БИОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ТУРНЕЙСКОМ ВЕКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО- УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А. Н. Кольчугин, В. П. Морозов, Э. А. Королев, Н.  
В. Пронин, Ф. Ф. Носова

КГУ, Казань; Anton.Kolchugin@ksu.ru

К настоящему времени вопрос о формировании карбонатных отложений турнейского яруса центральной части Волго-Уральской антеклизы остается дискуссионным [1, 2]. Актуальность исследования разрезов обусловлена недостаточной изученностью особенностей парагенезов пород, представленных известняками. В связи с этим необходимым явилось проведение реконструкций условий накопления выявленных в турнейском ярусе различных структурно-генетических типов известняков. Проведение таких реконструкций позволит установить закономерности распространения тех или иных пород в пределах района исследования, где одни являются потенциальными коллекторами нефти, другие — плотными образованиями.

Изучение разрезов турнейского яруса показало, что накопление различных генетических типов карбонатных образований, главным образом, зависело от глубины бассейна седиментогенеза. Установлено, также, что весьма существенным фактором накопления тех или иных типов карбонатных образований являлся уровень или базис волнового воздействия, т. е. глубина проникновения волн. Особенное значение указанный фактор имеет в работах зарубежных литологов, и обычно рассматривается ими очень подробно [3]

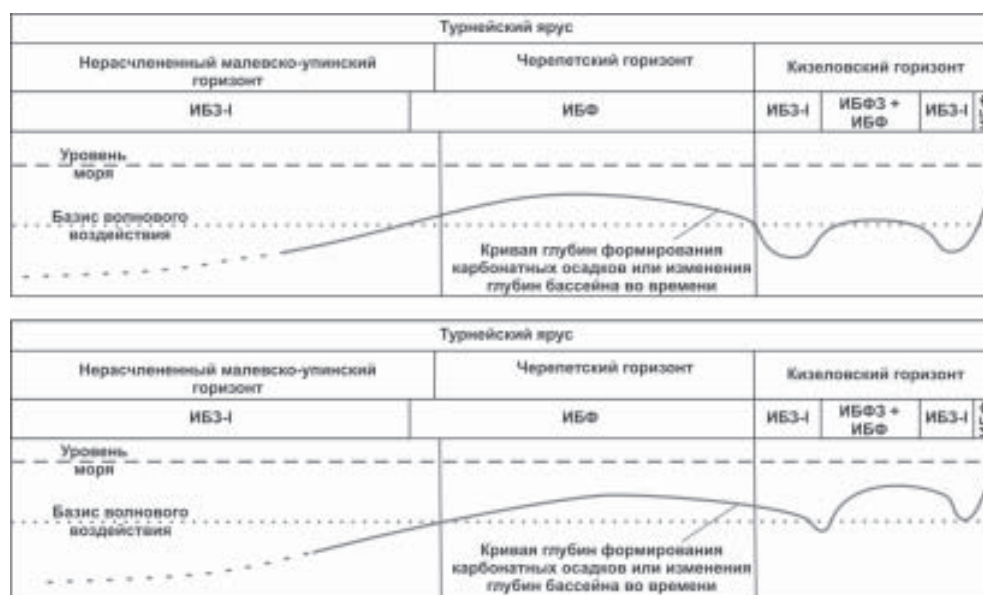
В сложении разрезов турнейского яруса, согласно работе [2], принимают участие следующие структурно-генетические типы известняков: биокластово-зоогенные первого типа, биокластово-фитогенные, биокластово-фитозоогенные и пелитоморфные.

По результатам изучения кернового материала были выделены два основных типа разрезов, характеризующихся различной стратиграфической полнотой. Среди них были выделены относительно полные разрезы и сокращенные. Относительно полными названы разрезы, в строении которых принимают участие как нижнетурнейские отложения в составе малевского и упинского горизонтов, так и верхнетурнейские в составе черепетского и кизеловского горизонтов. Сокращенными названы разрезы, претерпевшие размыв в визейском веке. В таких разрезах могут отсутствовать как верхнетурнейские отложения, так и нижнетурнейские в зависимости от степени размыва яруса. Однако среди относительно полных разрезов были выделены два подтипа: подтип А и подтип Б. Указанные подтипы отличаются друг от друга, прежде всего, по мощности верхнетурнейских отложений и особенностям парагенеза выявленных структурно-генетических типов известняков слагающих разрезы (см. рисунок).

Предложенные к настоящему времени схемы седиментогенеза показывают лишь общую закономерность карбонатонакопления в турнейском веке [2]. На них показано, что в условиях регрессирующего морского бассейна отмечается определенная смена выявленных типов отложений. Однако в предложенных схемах не учитываются следующие установленные в ходе выполнения настоящей работы факты:

- наличие в турнейском ярусе двух подтипов разрезов, названных в работе подтипами А и Б;
- различные мощности черепетского и кизеловского горизонтов в выявленных подтипах разрезов;
- неодинаковое содержание биокластовых известняков в разрезах подтипов А и Б.

Кроме того, в предложенных схемах седиментогенеза карбонатных осадков не учитывается ряд факторов, кото-



Реконструкция глубин седиментогенеза структурно-генетических типов карбонатов в турнейском веке по данным изучения разрезов подтипа А (вверху) и Б (внизу). Условные обозначения: ИБЗ-1 — известняки биокластово-зоогенные первого типа; ИБФ — известняки биокластово-фитогенные; ИБФЗ — известняки биокластово-фитозоогенные





рые контролируют накопление тех или иных осадков на различных глубинах. Согласно существующим данным, в условиях эпиконтинентальных морских бассейнов важными факторами формирования компонентного состава карбонатных осадков, помимо принятых в работе [2], являются:

- базис волнового воздействия, т. е. глубина проникновения волн;
- расчлененность дна морского бассейна или его рельеф.

Детальное изучение выделенных разрезов позволило провести реконструкцию условий седиментогенеза карбонатов в турнейском веке с учетом названных факторов. Это проведено для разрезов полного типа, а точнее — для подтипов А и Б (см. рисунок).

Базис волнового воздействия как фактор седиментогенеза предопределяет образование карбонатных осадков со следами размыва отложений или их отсутствия, образование слоистых или однородных текстур, а также пространственного положения в породах неизометричных обломков. Сказанное позволяет считать, что биокластово-фитогенные карбонатные осадки, несущие признаки размыва, перемыва и механического отложения компонентов, формировались на глубинах выше базиса волнового воздействия, тогда как другие карбонатные осадки — биокластово-зоогенные первого типа и пелитоморфные — ниже его.

Кривую глубин формирования карбонатных осадков тех или иных структурно-генетических типов можно также рассматривать как кривую изменения глубин в турнейском морском бассейне на площади современной центральной части Волго-Уральской антеклизы.

Изложенное показывает, что формирование карбонатных осадков в черепетское и кизеловское время происходило в условиях относительно расчлененного дна бассейна седиментации. Формирование осадков, образовавших впоследствии разрезы подтипа А, происходило на несколько больших глубинах, чем формирование осадков, образовавших впоследствии разрезы подтипа Б. Вероятно, различие глубин их формирования не было существенно большим, т. к. в целом парагенезы карбонатных пород в разрезах подтипов А и Б повторяются, хотя и в несколько различных соотношениях.

Проведенная типизация разрезов и реконструкция условий седиментогенеза карбонатов турнейского века позволяет прогнозировать распространение тех или иных структурно-генетических типов известняков в пределах района исследования, что является актуальным. Актуальность обусловлена также тем, что промышленная нефтеносность отложений турнейского яруса связана лишь с определенными структурно-генетическими типами известняков и их распространенностью. Такими являются биокластово-зоогенные известняки первого типа.

#### Литература

1. Муслимов Р. Х., Васясин Г. И., Шакиров А. Н. и др. Геология турнейского яруса Татарстана. Казань: Мониторинг, 1999. 186 с.
2. Морозов В. П., Козина Е. А. Карбонатные породы турнейского яруса нижнего карбона. Казань: ПФ Гарт. 2007. 210 с.
3. Einsele G. Sedimentary basins: evolutions, facies, and sediment budget. Berlin: Springer-Verlag. 2000. P. 792.

## БАКТЕРИАЛЬНО-ВОДОРОСЛЕВЫЕ ПОСТРОЙКИ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Э. А. Королев, О. П. Шиловский,  
Н. М. Низамутдинов, Н. М. Хасанова,  
Р. И. Хамадиев, В. М. Николаева

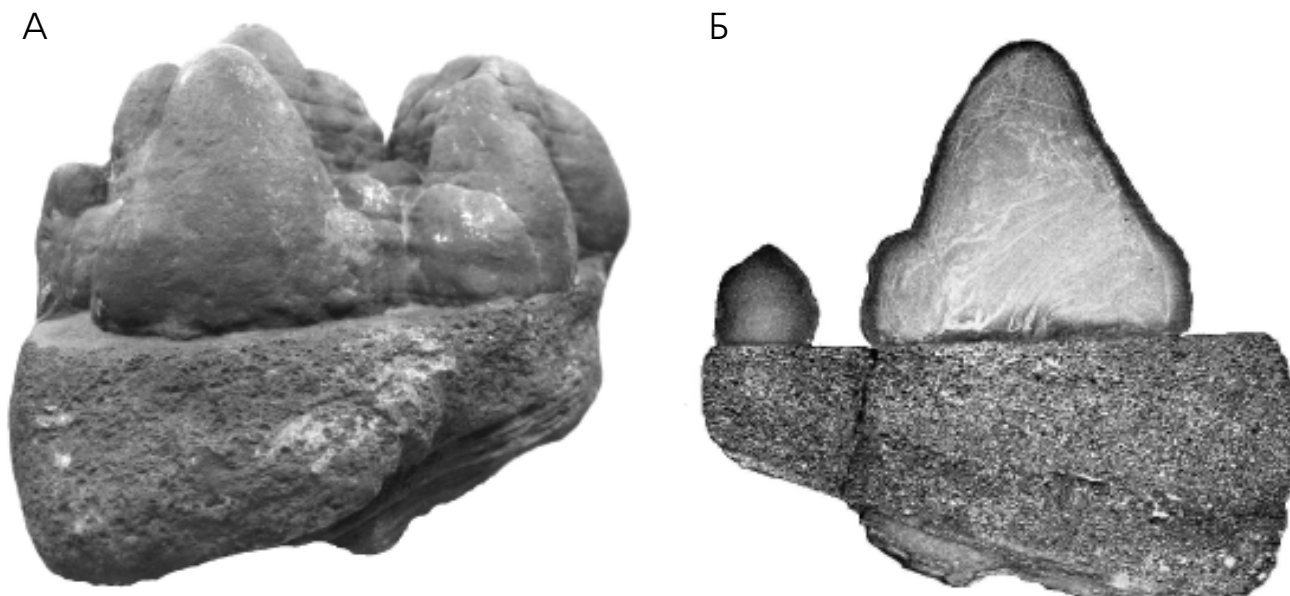
КГУ, Казань; edik.korolev@ksu.ru

В периоды регрессии Среднерусского палеоморя в западной части Республики Татарстан создавались условия для накопления прибрежно-морских терригенных отложений, представленных алевролитами и песчаниками. Хорошая сортировка обломочного материала в породах указывает на их образования в зоне активной волновой гидродинамики, что соответствует глубинам палеобассейна, где создаются благоприятные условия для развития донных водорослей и микробиальных сообществ. Однако несмотря на это, до последнего времени находки бактериально-водорослевых постройки в районе исследования не были известны.

Летом 2009 г. в обнажениях правого берега р. Волга у с. Большие Тарханы в алевропесчаных слоях оксфорд-кимериджского яруса были найдены пирамидально-столбчатые образования, по морфологии соответствующие остаткам колоний цианобионтов. Все находки пространственно приурочены к кровле слойков обломочных пород.

Пирамидально-столбчатые образования встречаются компактными группами, занимающими сравнительно небольшое по площади пространство 10.0—30.0 см<sup>2</sup> (рис. 1А). Высота пирамидок может достигать 8.0 см при диаметре в основании 3.0—4.0 см. На внешней поверхности многих из них наблюдаются карнизы роста и полусферические выступы. Окраска подобных образований может меняться от темно-бурой до черной. В основании пирамидок всегда наблюдается плотная подложка мощностью от 2.0 до 6.0 см. На поперечных срезах пирамидально-столбчатых образований хорошо просматривается неоднородная текстура, обусловленная, с одной стороны, присутствием в бурой массе светлых, причудливо изгибающихся слойков, с другой — наличием более темной гетитовой «рубашки» (см. рисунок, Б).

Проведенный рентгенографический анализ показал, что подложка и пирамидально-столбчатые образования сложены сидеритом с примесью кварца и мусковита. Обращает на себя внимание некоторое смещение межплоскостных расстояний диагностического рефлекса сидеритовой фазы с характерных  $d_{112} = 2.79 \text{ E}$  до  $d_{112} = 2.815 \text{ E}$ . Подобное смещение, по-видимому, является результатом вхождения в кристаллическую субструктуру минерала структурных мотивов других кар-



Фотографии внешнего облика пирамидально-столбчатых образований (А) и поверхности их бокового спила (Б)

бонатных фаз, чей порядок в направлении  $\{112\}$  несколько больше по сравнению с сидеритом.

Локальное развитие, внешний облик и особенности внутреннего строения сидеритовых агрегатов в совокупности указывают на участие в их образовании бактериально-водорослевых сообществ донного биоценоза. Основу сообществ составляли прикрепленные к донному субстрату нитчатые водоросли, которые составляли каркас и задавали морфометрический облик будущим биогенным постройкам, по сути, являясь центрами организации бактериальных колоний. В агрегатах следы водорослей фиксируются в виде светло-серых, извилистых, нитевидных реликтов слоевищ, отчетливо выделяющихся в бурой массе пелитоморфного сидерита, слагающего пирамидальные постройки (см. рисунок, 1Б). О принадлежности светло-серых нитевидных образований к водорослевым реликтам косвенно свидетельствуют результаты электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). В спектрах ЭПР проб после термообработки при температуре  $T = 350^\circ\text{C}$  появляется линия с полушириной ДН  $\sim 9$  Гс и g фактором 2.0022. Согласно работам [1], подобные линии характерны органическим радикалам углистого вещества растительного происхождения.

Сидеритовая компонента, вероятно, представляет собой продукт деятельности железоредуцирующих бактерий, в основе жизненного цикла которых ведущая роль принадлежала фотохимическим процессам. Бентосные фототрофные микробиальные сообщества с помощью выделяемого слизистого вещества прикреплялись к водорослевым «кустам» и изменяя рН окружа-

ющей среды стимулировании осаждение бикарбоната железа, из которого впоследствии образовался сидерит. При этом в определенные периоды они вполне могли осаждают хантит ( $\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$ ) [2], структурные мотивы которого, встраиваясь в кристаллическую субструктуру  $\text{FeCO}_3$ , обуславливали смещение его межплоскостных расстояний в направлении ромбоэдра. Последовательно нарастая друг на друга и отлагая минеральное вещество, колонии цианобионтов формировали вокруг водорослей конусовидные постройки. Повидимому, бактериально-водорослевые сообщества проникали на некоторую глубину и в донный осадок, образуя сидеритовую подложку в основании пирамидально-столбчатых построек.

Таким образом, на поверхности алевропесчаных слоев в верхнеюрских терригенных комплексах образовывались сидеритовые постройки биохемогенного происхождения.

#### Литература

1. Муравьев Ф. А., Винокуров В. М., Галеев А. А., Булка Г. Р., Низамутдинов Н. М., Хасанова Н. М. Парамагнетизм и природа рассеянного органического вещества в пермских отложениях Татарстана // Георесурсы, 2006. 2 (19). С. 40–43.
2. Ушатинская Г. Т., Герасименко Л. М., Жегалло Е. А., Орлеанский В. К. Роль бактерий в осаждении карбонатов, фосфатов и силикатов в природных условиях и в эксперименте // Происхождение и эволюция биосферы: мат-лы Межд. рабочего совещания. Новосибирск, 2005. С. 177–178.



# СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ТОЛЩ ОБЛЕКАНИЯ ПОЗДНЕФРАНКСКИХ БАРЬЕРНЫХ РИФОВ ЛЕМЬЮСКОЙ СТУПЕНИ

Е. А. Кудашкина, Ю. В. Кочкина

Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Ухта;  
yu.kochkina@sng.vniigaz.gazprom.ru

В Тимано-Печорской провинции рифогенные верхнедевонские отложения, а также толщи облекания, развитые над ними, вызывают огромный научный и практический интерес.

В пределах Лемъюской ступени Ижма-Печорской впадины известны сирачойский, евлановско-ливенский барьерные рифы. Большой объем сейсморазведочных работ, проведенных в этом районе, показывает, что данный рифогенный уступ не протягивается единым массивом, а состоит из отдельных рифогенных построек северо-восточного простирания: Нерцовского, Аресского, Северо-Аресского, Северо-Ираельского, Сотчемъюского, Талыйюского. Рифовый комплекс прослеживается вплоть до северной периклинали Талыйюского поднятия, переходит на Лузскую ступень, далее, разворачиваясь в северном направлении, трассируется вплоть до Южно-Терехвейской структуры Мутно-Материкового вала Печоро-Кожвинского мегавала. Рифовые массивы сложены органогенными, сильно кавернозными известняками и вторичными доломитами.

Основные перспективы промышленной нефтегазоносности Аресско-Сотчемъюского района связаны с фаненскими карбонатными пластами  $\Phi_0 - \Phi_5$ , перекрывающими франские барьерные рифы. Пласты  $\Phi_0 - \Phi_5$  выполнены светло-серыми, органогенно-детритовыми, пористыми, доломитизированными известняками, выдержаны по мощности и распространены на обширных площадях. Наибольшее число залежей приурочено к пласту  $\Phi_0$  задонского возраста, залегающему непосредственно на размытой поверхности евлановско-ливенских органогенных построек и гидродинамически связанному с ними. Над краевой рифогенной зоной пласт  $\Phi_0$  увеличен в мощности и образует карбонатные банки с улучшенными коллекторскими свойствами [1].

В работе исследовалось строение и нефтегазоносность толщи облекания позднефранского барьерного рифа на примере Северо-Ираельской площади, приуроченной к одноименному поднятию в центральной части Лемъюской ступени, входящей в состав Омра-Лыжской седловины Ижма-Печорской впадины. В нефтегазогеологическом отношении она расположена в пределах Верхнелыжско-Лемъюского нефтегазоносного района (НГР) Ижма-Печорской нефтегазоносной области (НГО).

Непосредственно скважинами евлановско-ливенские рифогенные отложения на Северо-Ираельской площади не вскрыты. Зарифовую зону вскрыла скв. 12, пробуренная в северо-западной части структуры, скв. 1 —

глубоководную предрифовую область (рис. 1). Присутствие рифовой постройки и толщи ее облекания подтверждается результатами сейсморазведочных исследований с учетом сведений по бурению и опробованию. На рис. 2 представлен фрагмент одного из временных разрезов, сделанных на исследуемой площади вкост простирания структуры, на котором рифовая постройка фиксируется аномалией волнового поля. По отражающему горизонту  $\Pi\Phi_0$ , приуроченному к кровле верхнезадонских отложений, выделяется серия куполовидных поднятий. Это подтверждает гипотезу о том, что барьерный риф не является единым массивом, а состоит из цепочки органогенных построек северо-восточного простирания.

Скважины Северо-Ираельской площади не вскрыли риф, потому что пробурены непосредственно на нефтяные залежи, приуроченные к верхней части пласта  $\Phi_0$ . По кровле этого пласта Северо-Ираельская структурная зона представляет собой антиклинальную складку серповидной формы северо-восточного простирания, осложненную серией локальных куполов, различных по амплитуде, форме и размерам. Всего в плане структурной зоны выделяются три относительно крупные структуры, в пределах которых с учетом результатов ГИС и опробования выявлены три самостоятельные залежи нефти, ограниченные разновысотными уровнями ВНК [2].

По данным керна и шлифов пласт  $\Phi_0$  сложен известняками водорослевыми, сферовато-комковато-стучковатыми, с обломками органического детрита, неравномерно доломитизированными, перекристаллизованными и пиритизированными, с примазками желто-коричневого битуминозного вещества. На участках перекристаллизации и пиритизации наблюдаются примазки желто-коричневого битуминозного вещества. Формирование отложений пласта  $\Phi_0$  происходило в различных гидродинамических условиях: в спокойной обстановке в тыловой части погребенного рифа накапливались стучковато-комковатые, оолитовые образования, а в более активной среде над центральной частью погребенного рифа среди водорослевых известняков формировались обло-

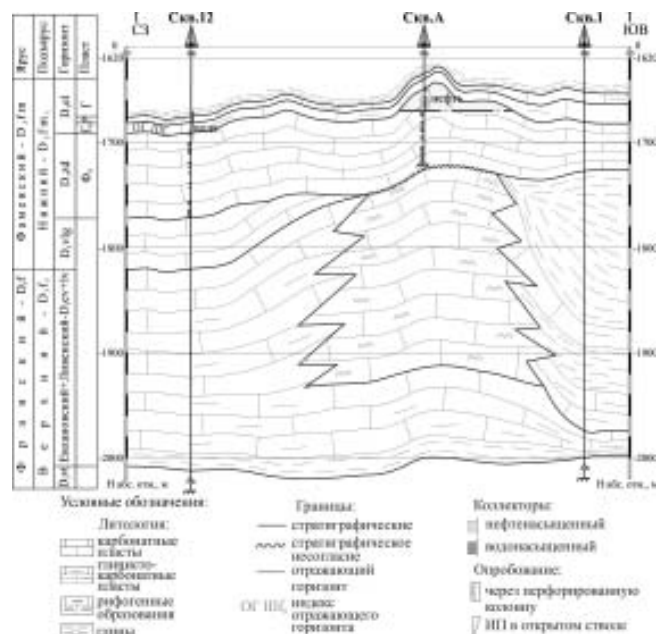


Рис. 1. Схематический геологический разрез вкост простирания структуры

мочные, органогенно-детритовые осадки. «Узорчатая» структура и характер перекристаллизации свидетельствуют об изначально пористо-проницаемом осадке (наличие фенестр, стромотактисов). В результате постседиментационных процессов (перекристаллизации, выщелачиванию, кальцитизации и т. д.) пласт  $\Phi_0$  существенно неоднороден по фильтрационно-емкостным свойствам.

Над центральной частью погребенного рифа в кровельной части пласта  $\Phi_0$  благодаря условиям осадконакопления выделяются коллекторы с улучшенными ФЕС: средне-высокоемкие, порово-кавернозного типа, пустотное пространство которых слагают межкристаллические поры и пустоты выщелачивания, неравномерно распределенные в породе, преимущественно межформенные, округлой, удлиненно-округлой, причудливой формы. Вниз по разрезу пласта  $\Phi_0$  преобладают более низкоемкие коллекторы кавернозно-порово-трещинного и кавернозно-трещинного типов. Емкостное пространство кавернозно-порово-трещинных коллекторов слагают в основном пустоты выщелачивания (поры и каверны), которые образовались за счет растворения цемента и неполного заполнения кальцитом фенестровых образований; первичные поры в них практически отсутствуют, сообщение пустот выщелачивания между собой происходит по разнонаправленным микротрещинам. В коллекторах кавернозно-трещинного типа пустотное пространство слагают пустоты выщелачивания (каверны различной размерности), которые образовались, в основном, за счет растворения карбонатного цемента. Часть каверн сообщается по микротрещинам и стилолитовым швам, часть изолирована. Межкристаллических пустот практически нет. Таким образом, при формировании пласта  $\Phi_0$  над центральной частью рифа существовал более активный гидродинамический режим осадконакопления, что нашло отражение в улучшении ФЕС этого пласта над рифом. Кроме того, наилучшими коллекторскими свойствами обладает верхняя часть пласта  $\Phi_0$ , ниже по разрезу качество коллекторов ухудшается.

Флюидоупором для нефтяных залежей служит пачка плотных глинистых известняков и глин раннефаменского возраста (репер «Г»), глинистое и карбонатное вещество которого образует однородную массу, что приводит к улучшению экранирующих свойств [3].

Нефти, приуроченные к залежам пласта  $\Phi_0$ , утяжеленные и тяжелые по плотности (881—909 кг/м<sup>3</sup>), средне-высоковязкие (27.6—86.1 мм<sup>2</sup>/с при 20°С), средне-сернистые (0.84—1.28 %), содержат большое количество

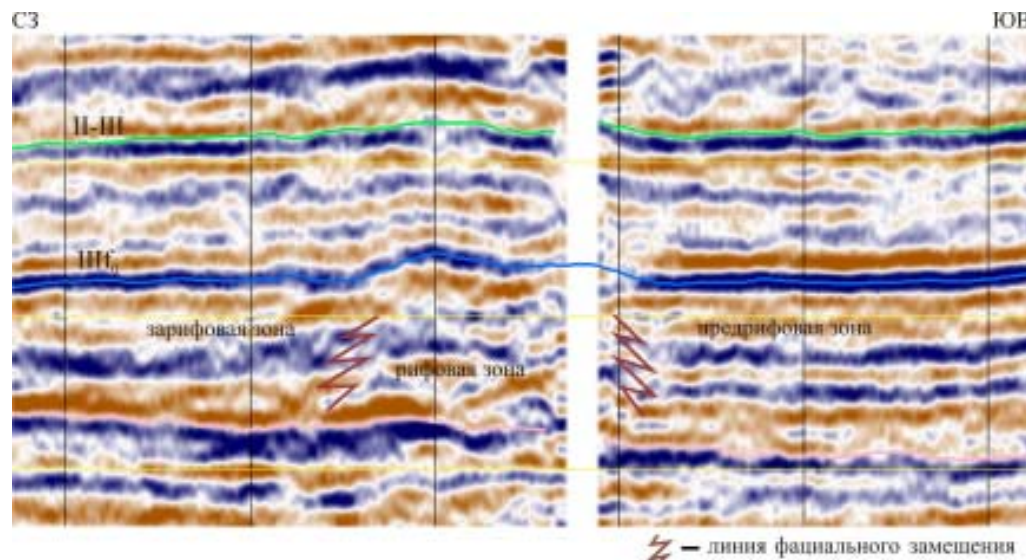


Рис. 2. Фрагмент временного разреза по профилю вкрест простираения структуры

смолисто-асфальтеновых компонентов (10.4—17.5 %) и невысокие концентрации парафинов (1.2—4.2 %). В распределении реликтовых УВ парафинового ряда отмечается полный ряд нормальных алканов, с достаточно повышенными концентрациями в среднемoleкулярной области, и относительно большие содержания изопреноидов, особенно пристана. Данный анализ подтверждает, что нефти этого типа связаны с реализацией нефтематеринского потенциала ОВ гумусово-сапропелевого типа доманиковых фаций [4].

Таким образом, изучение строения, литологического состава, фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов пласта  $\Phi_0$ , а также его нефтегазоносности, показали, что на Северо-Ираельской площади улучшенные коллекторские свойства исследуемого пласта наблюдаются в центральной части над погребенным рифом, что подтверждает тесную связь рифовой постройки с облегающим ее пластом  $\Phi_0$ , где и созданы наиболее благоприятные условия для формирования залежей нефти. Данный вывод можно распространить и на всю Аресско-Сотчемьюскую зону поднятий.

#### Литература

1. Жемчужова В. А. Седиментационно-емкостное моделирование в карбонатных разрезах. Ухта, 2000. 86 с.
2. Ушаков Ю. П. Особенности геологического строения и нефтегазоносности Северо-Ираельского месторождения // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар, 2009. С. 127—128.
3. Клубова Т. Т., Чочия И. С. Условия экранирования залежей в верхнедевонских рифогенных зонах Тимано-Печорской провинции // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. Сборник научных трудов. М.: ИГиРГИ, 1991. С. 166—174.
4. Анищенко Л. А. Эволюционно-генетические типы нефтяных систем и перспективы их поисков в южной части Тимано-Печорской провинции // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. III Сыктывкар, 1999. С. 12—14.



# КАРБОНАТНЫЕ ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ – ОПЫТ СИСТЕМАТИЗАЦИИ

В. Г. Кузнецов

РГУ нефти и газа, Москва; *vgkuz@yandex.ru*

В последнее время в мире возрос интерес к крупно-обломочным породам карбонатного состава. Следствием этого является появление серии посвященных им статей в журналах международных литологических организаций. На объединенной сессии AAPG и SEPM в 2009 г. работала отдельная специальная секция, на которую было вынесено 4 доклада, строго по заявленной тематике обломочных карбонатных пород. В нашей стране пионером в данном вопросе стала А. И. Антошкина, которая обратила внимание на эту проблему и выполнила недавно интересную и содержательную работу по нижнепалеозойским карбонатным псефитам [1].

Слово «обломок» в основных словарях русского языка определяется как нечто отломившееся от чего-либо, то есть имеет генетический смысл. Термин же

«обломочные породы» имеет два значения, два смысла — структурный и генетический. Первый включает прежде всего характеристику основных составляющих породу компонентов — обломков: их размер, форму, однородность размеров, то есть отсортированность. Второй — предполагает способы и обстановки образования, и, как следствие, каковы характеристики обломков, образованных в разных обстановках.

Эта двойственность и внутренняя противоречивость особенно проявляется при изучении обломочных карбонатных отложений.

Структурные характеристики таких пород достаточно полно разработаны, изучаются и описываются те же показатели, что и в группе силикокластических пород. Что касается генетической стороны, то тут ситуация более сложная и уже существующие систематики достаточно разнообразны. Ни в коей мере не претендуя на окончательное или хотя бы «лучшее» решение, можно предложить подразделение карбонатных пород такой структуры на первом уровне деления на две большие группы — аллохтонные и автохтонные.

Первые — аллохтонные — образовались за счет принесенного обломочного карбонатного материала, вторые — автохтонные — за счет обломков, образовавшихся на месте, *in situ*, или испытавших минимальный перенос, то есть претерпевших крайне незначительное перемещение (см. таблицу). Совершенно ясно,

Таблица

Основные типы грубообломочных карбонатных и сульфатных пород

Типы отложений	Автохтонные	Аллохтонные
Источник и время образования обломков	Обломки, слагающие эти породы, происходят из местных отложений, образовались вскоре после образования последних, но после в той или иной степени их уплотнения и литификации. Они не претерпели сколько-нибудь значительного переноса и были переложены в той же области седиментации.	Обломки, слагающие эти породы образовались из более древних пород вне зоны их современного нахождения и перенесены сюда извне. Образование исходных пород и переложение образованных из них обломков, может быть практически одновременным (предрифтовый шлейф), но может и существенно различаться во времени.
Английские эквиваленты обломков — основные и факультативные (в скобках)	Интракласты – <i>intraclast</i> (эндокласты - <i>endoclast</i> )	Экстракласты – <i>extraclast</i> (аллокласты - <i>alloclast</i> )
Некоторые причины образования обломков	Сейсмические колебания Незакономерные изменения интенсивности и направлений волнений и течений Цунами Дробление за счет прорыва флюидов Инъекции пластичных осадков в диагенезе Образование трещин усыхания и отслаивание пластин относительно твердого осадка (породы)	Неустойчивое положение осадков и пород на подводных склонах и их срыв в результате сейсмических толчков, штормов, цунами т.д.
Обстановки накопления	Относительно плоские, реже слабо наклонные подводные и осушающиеся поверхности Супралитораль, литораль и сублитораль Глубоководные пелагические	Крутые подводные склоны и их подножья Подводные каньоны и их устья
Примеры отложений	Плоскогалечные конгломераты Брекчи растрескивания Карстовые брекчи обрушения Желваювые флазерные известняки	Обвальное-оползневые отложения Потоки обломков Предрифтовый шлейф «Черные гальки»?

что идеально четкой, резкой границы между ними нет, как нет подобных границ между смежными объектами и явлениями в природе вообще.

Одним из отличий аллохтонных карбонатных псефитов от псефитов кварц-силикатного состава является, видимо, очень быстрый и практически одноактный перенос обломочного материала. Дело в том, что карбонатный материал обычно мало устойчив к механическому воздействию и только в этих случаях может сохраняться. При этом, даже в подобных случаях, обломки, как правило, окатаны. Обломки же магматических и метаморфических пород неизмеримо более устойчивы. По сути дела брекчии такого состава образуются быстро, а для образования конгломератов необходима длительная обработка, что и осуществляется в результате длительного переноса и, возможно, неоднократного переотложения.

В отличие от кварц-силикатных пород структурно близкие им карбонатные отложения значительно более разнообразны по *способам* своего образования. Первые практически всегда, точнее в абсолютном большинстве случаев, аллохтонны, а автохтонными являются, видимо, лишь тектонические брекчии и образования дресвянистой зоны коры выветривания, то есть относительно редкий элювий. В то же время среди карбонатных пород генетические типы и фациальные обстановки их образования значительно шире и наряду с аллохтонными достаточно широко представлены автохтонные образования.

*Механизм* образования обломочных кварц-силикатных пород в общем не вызывает сомнений — дезинтеграция исходных материнских пород, перенос образовавшихся обломков и их осаждение при снижении энергии транспортирующей среды. Для карбонатных обломочных отложений подобный способ отмечается только в случае аллохтонных образований. Что касается автохтонных, то *механизмы* их образования более разнообразны и далеко не всегда устанавливаются достаточно однозначно и тем более уверенно. В то же время *обстановки* формирования нередко более определены. Так, плоскогалечные конгломераты — образования мелководных и литоральных обстановок, комковатые, петельчатые флазерные известняки — относительно глубоководные пелагические образования, формировавшиеся на погруженных внутрибассейновых поднятиях и их глубоких склонах с очень ограничен-

ным привносом (или полным отсутствием) обломочного материала (исключая глинистый).

Можно высказать ряд предположений о развитии разных типов карбонатных псефитов во времени.

Намечаются определенные стратиграфические интервалы развития автохтонных петельчатых, флазерных известняков — ордовик, девон-начало карбона, юра (для нодулярных известняков, где доказано их практически синседиментационное происхождение, а не только образование за счет вторичного перераспределения вещества).

Появление грубообломочных образований предрифового шлейфа возможно лишь после развития рифов, морфологически четко выраженных в рельефе морского дна, то есть не ранее ордовика, а в значительных количествах с девона.

Плоскогалечные конгломераты наиболее широко распространены в верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложениях. В определенной степени это может быть обусловлено развитием в палеозое обширных эпиконтинентальных морей с частыми осушениями [2, 3]. Последнее обусловило возможность частого и массового образования плоских галек. Неясно, правда, почему плоскогалечные конгломераты характерны для нижнего, а не всего палеозоя.

В противоположность этому, «черные гальки» встречаются лишь с мезозоя.

В заключение хотелось бы еще раз подчеркнуть, что приведенные выше материалы и выводы являются скорее постановкой вопроса и предложенная схема не является классификацией, прежде всего потому, что скорее всего не охватывают всю совокупность обломочных карбонатных отложений. Более того, существуют и группы пород, явно переходных к другим структурным типам. Далеко не для всех псаммитов ясны механизмы и обстановки их образования.

#### Литература

1. Антошкина А. И. Типизация нижнепалеозойских обломочных карбонатов севера Урала // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 25—27.
2. Кузнецов В. Г. Парадокс древних карбонатных тайдалитов // Доклады АН, 1997. Т. 357. № 2. С. 223—225.
3. Ginsburg R. N. The Dilemma of Epicontinental Peri-tidal carbonates // XXVII Intern. Geol. Congr. Abstr. М. 1984. V. 9. Pt. 2. P. 88—89.



# НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РИФОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНТИНСКОЙ СКЛАДЧАТО- ЧЕШУЙЧАТОЙ ЗОНЫ

Т. И. Куранова<sup>1</sup>, Т. А. Карпюк<sup>2</sup>, Н. В. Юницина<sup>2</sup>,  
Е. М. Мусафинова<sup>1</sup>, П. И. Приймак<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ТП НИЦ Нефтегаз, Ухта

<sup>2</sup>ОАО «Севергеофизика», Ухта

<sup>3</sup>ООО «Тимано-Печорская Газовая Компания», Москва

Рифогенные образования выявлены бурением в Интинской складчато-чешуйчатой зоне на территории Интинской системы дислокаций (Интинский и Чернореченский дизплекаты), Кожимской — (Кожимский и Угольный дизплекаты) и являются промышленно газоносными в Интинско-Лемвинском нефтегазоносном районе (НГР).

Нижепермские отложения на территории исследования сложены разнофациальными образованиями, в том числе рифогенными (рис. 1), что обеспечило наличие в них высокочемких коллекторов. Наличие постройки (биогермных образований) в нижепермской (ассельской) части разреза в пределах Кожимской системы установлено результатами бурения скв. 3—Кожимская. Эта постройка охарактеризована керном и представлена известняками органогенно-детритовыми, преимущественно водорослевыми, перекристаллизованными с мшанками, криноидеями, фораминиферами, с прослоями гидроактиноидных известняков. Судя по каротажной характеристике нижепермские карбонатные отложения рифогенной постройки вскрыты скважиной, как в аллохтонной, так и в автохтонной частях разреза.

В петрографических шлифах (долб. 4, аллохтонная часть разреза) — известняк органогенно-детритовый. Основными породообразующими компонентами являются обломки мшанок (50 %), шамовелл (до 10 %), фораминифер (около 2 %) и густки водорослей (1.5 %). В петрографических шлифах долб. 23, 26—30 (автохтонная часть разреза) — известняки органогенные, органогенно-водорослевые, водорослевые. Главными породообразующими компонентами являются палеоаплизины, шамовеллы, в меньшей мере получили распространение мшанки, криноидеи, фораминиферы, остракоды, брахиоподы.

Постройка в нижепермской (ассельской) части разреза в пределах Интинской системы дизплекат установлена результатами бурения скв. 17, 18—Интинские. Эта постройка также охарактеризована

керном и представлена известняками преимущественно водорослевыми с многочисленными мшанками, криноидеями, фораминиферами и прослоями гидроактиноидных известняков.

В биогермных отложениях преобладают коллекторы порового типа. Коэффициент пористости от 5.0 до 13.3 %. Покрышкой для биогермных образований служат плотные карбонатно-глинистые породы сакмарского яруса нижней перми.

Межбиогермный тип разреза ассельского яруса, мощностью 100—130 м представлен чередованием карбонатных и глинисто-карбонатных пород с обломками рифогенных образований (скв. 14, 19—Интинские, 5—Кожимская). Относительно глубоководные образования ассельского яруса (сезымская свита) — аналоги рифогенной постройки, представленные глинисто-мергелистой пачкой мощностью до 50 м, вскрыты скважинами на Лемвинской площади. Аналогичная пачка, но значительно меньшей мощности, должна быть и на Интинской, Кожимской площадях, но на данный момент эти отложения керном не охарактеризованы, и выделение их представляет некоторые трудности. Разрез толщи заполнения, мощностью 115—225 м представлен в скважинах Интинской площади (2, 3 и возможно 5) и сложен глинисто-карбонатными породами.

Биогермные постройки, установленные в результате бурения скважин, соответствуют аномалиям сейсмической записи, выявленным на временных разрезах. Кроме того, они уверенно выделяются на картах сейсмофаций (рис. 2). Карты сейсмофаций рассчитывались с целью определения площадного распространения различных типов разреза. На формирование вида сигнала влияет много факторов — это литологический состав пород, их текстурные и структурные особенности, распределение пластов коллекторов с относительно высокими емкостными свойствами и постседиментационные преобразования отложений, но преобладающим, вероятно, является литолого-фациальный фактор.

В пределах Интинского аллохтона на карте сейсмофаций не наблюдается четкой цветовой зональности, но некоторые закономерности с долей условности можно отметить: в сводовой части Интинского дизплеката распространены сейсмофации, выделенные фиолетовым цветом. В пограничной области этой сейсмофации пробурены скв. 17, 18—Интинские в которых ассельские отложения представлены по керну биогермными образованиями. На основании этого можно предположить, что фиолетовый цветочкод отвечает фациям биогермных построек мелководного шельфа. В аллохтонной части Угольного дизплеката в районе скв. 3—Кожимская на карте сейсмофаций постройке отвечают бирюзовый и синий цвета. В области распространения синего цвета пробурена скв. 3—Кожимская. По аналогии со скв. 3—Кожимская предполагается, что в пределах присводовой части структуры развиты фации биогермного массива. Фиолетовым цветом окрашены сейсмофации и в автохтонной части Угольного дизплеката в районе скв. 3—Кожимская. Эта часть разреза в скважине охарактеризована

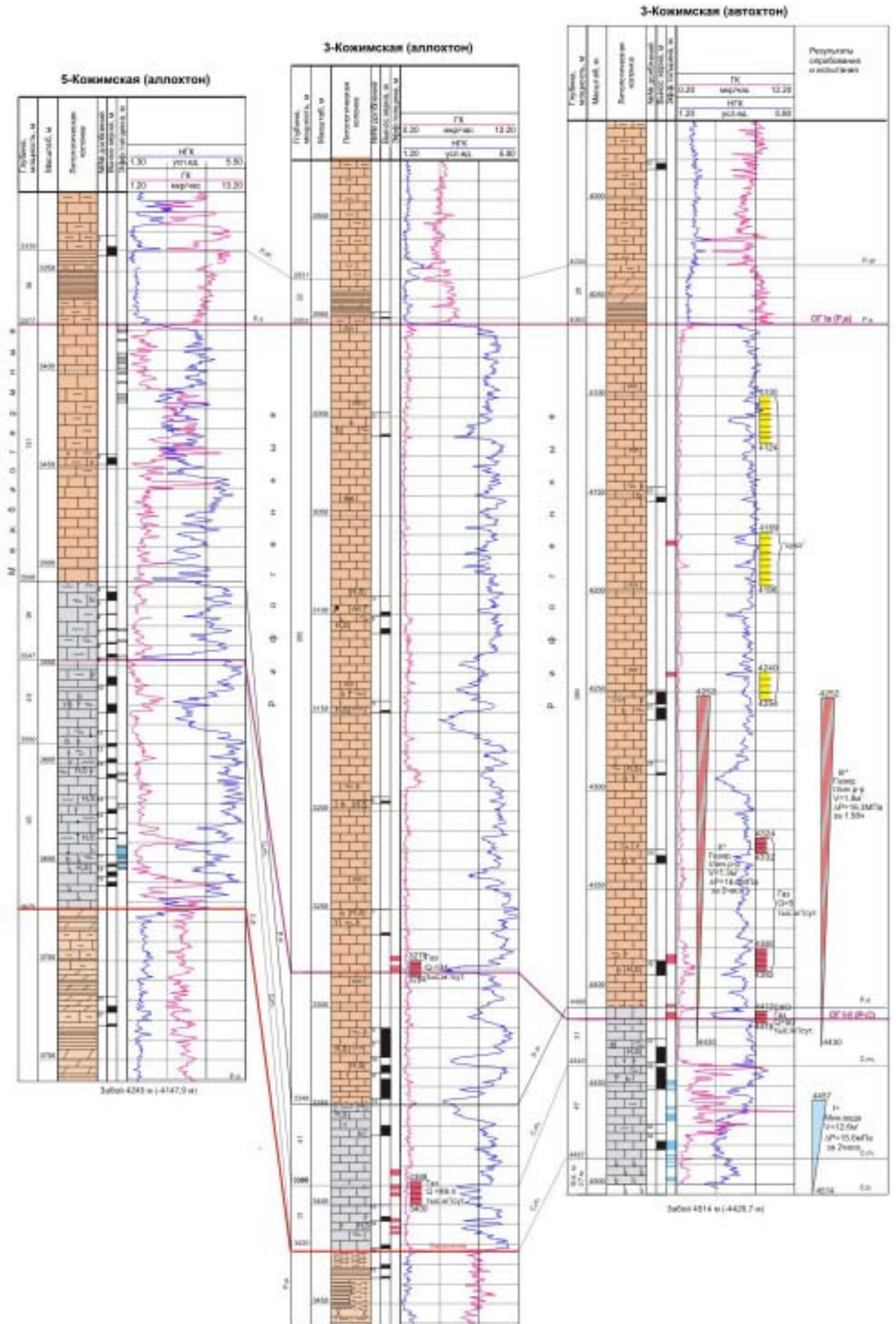


Рис. 1. Схема сопоставления разнофациальных разрезов нижнепермских отложений





## КАРБОНАТНЫЕ ПСЕФИТОЛИТЫ ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ

Н. В. Лаврова

ГИ УрО РАН Кунгурский стационар, Кунгур;  
nlavrova08@mail.ru

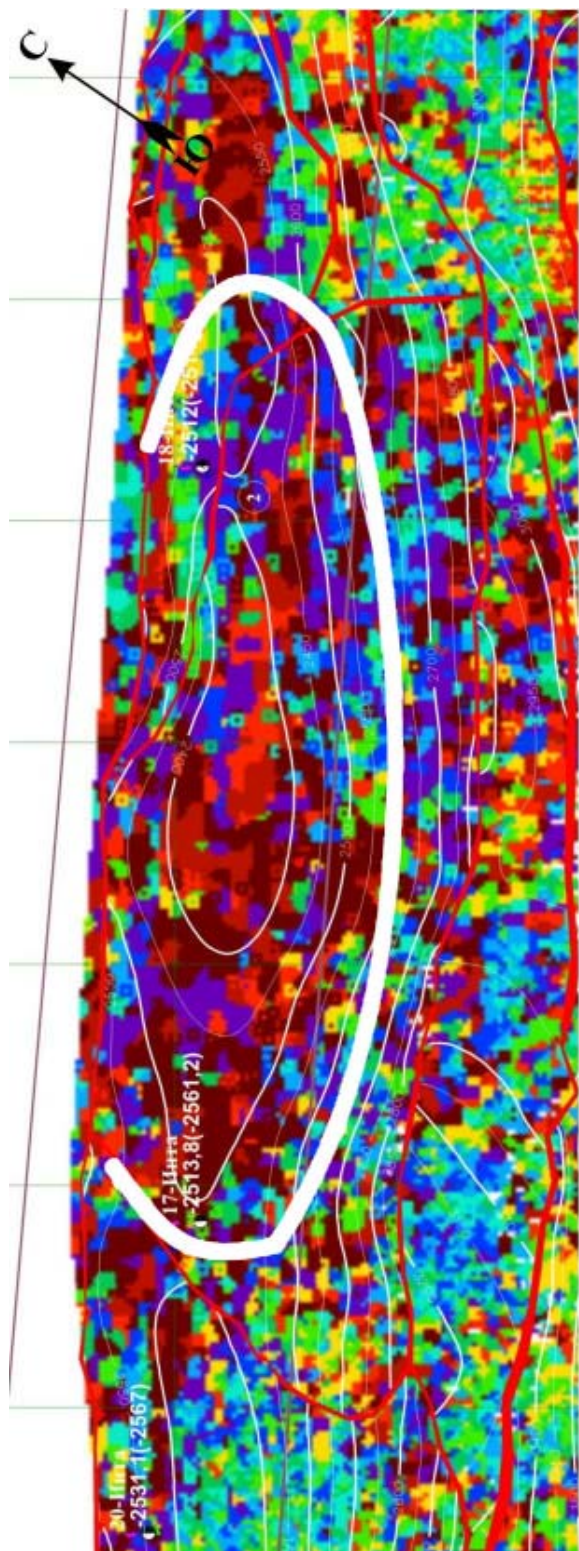


Рис. 2. Карта сейсмофаций интервала ОГ 1 а-1-II (Интинский аллохтон). Белой линией обозначена область распространения биогермной постройки

керном и сложена мощной толщей органогенно-детритовых, водорослевых известняков.

Проведенные работы 3D на территории исследования позволяют осуществить прогноз рифогенных массивов нижней перми не только на Интинской и Кожимской площадях, но и в пределах всей Косью-Роговской впадины, и наметить новые перспективные рифогенные объекты для поисков УВ.

На геологической карте Урала масштаба 1:500 000 (ред. И. И. Горский, 1959) вдоль западного склона Уфимского плато выделяются брекчии и псевдобрекчии осадочного происхождения. На более поздней карте того же масштаба (1979) эти же образования названы седиментационными брекчиями. Площадное распространение данных пород позволяло рассматривать их в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения в составе кунгурского яруса, а также как доказательство дизъюнктивных нарушений. В монографии Г. А. Мизенса (2002) выдвинута идея о том, что некоторые брекчии, описанные в Приуралье, представляют собой микстит (отложения обломочного потока) карбонатного состава [2].

Многие исследователи геологического строения Предуралья прошлого века описывали своеобразные породы под названиями «ноздреватые доломиты», «дырчатые», «брекчиевидные», туфовидные известняки. В отдельных случаях брекчиям различного возраста и генезиса присваивались собственные имена — «ольховская», «лемазинская брекчия», «саплайкская», «канчеровская» брекчия, «брекчия Доменной горы».

Брекчиевидные оолитовые и губчатые доломиты в составе ольховской вторичной брекчии, выделенной В. И. Носаль, состоят из обломков различных пород, сцементированных карбонатным и карбонатно-глинистым цементом. Порода содержит большое количество угловатых каверн и пустот, образовавшихся за счет выщелачивания обломков. Величина обломков достигает 30 см. Они состоят из разнообразных доломитов, оолитовых доломитов, доломитов с фауной крупных брахиопод. Основная масса обломков состоит из вышележащих пород. Обломков из заведомо нижележащих пород не встречено. Мощность ольховской брекчии 21—25 м [3].

Наиболее характерные разрезы и сохранившиеся естественные выходы карстовых брекчий на поверхность представлены на границе филипповского и иренского горизонтов вдоль всего западного крыла Уфимского вала. Ширина полосы, покрытой этими образованиями, к востоку от села Орда достигает 8—10 км. Эта полоса в зависимости от рельефа местности то сужается, то расширяется. Обнажения отмечаются по р. Ордынке у дд. Голузино, Курилово, Первые Ключики и Беляево, по правому ее притоку р. Сухая Ордынка и по р. Грязнухе, а в Уинском районе — у деревень Михино, Шарынино, по берегам р. Арий в районе Щучьего Озера (рис. 1). Брекчии представлены обломками и глыбами коренных карбонатных пород, сцементированных различным по составу материалом. Мощность брекчии изменяется в широких пределах, увеличиваясь с запада на восток от 10—15 до 60 м и более [2].



**Рис. 1.** Известняк брекчиевидный. С. Шарынино, западный склон Уфимского плато

По склонам долин р. Б. Телес и ее притока р. М. Телес можно наблюдать залегание на доломитах филипповского горизонта известково-доломитовой брекчии, сцементированной известковистым цементом. Мощность брекчии в пределах склонов долин этих рек 7—12 м. Менее сцементированная брекчия обнажается по склонам долины р. Медянка и по склонам оврага, открывающегося в долину р. Медянка у деревень Осетры, Верх. Курбаты и на правом берегу р. Б. Телес. Карстовые брекчии залегают на филипповских доломитах, мало подвергшихся выщелачиванию. Состоят они из глыб (до 0,5 м) и обломков различной величины и формы доломитов пелитоморфных, оолитовых и детритусовых, содержащих фауну, указывающую на принадлежность этих пород к неволинской и елкинским пачкам иренского горизонта.

Широкое распространение карбонатных псефитолитов Пермского Прикамья свидетельствует о многообразии условий их формирования. Одним из механизмов образования данных отложений являются процессы декарбонизации. Выщелачивание доломитовых пород ведет к по-



**Рис. 2.** Известняк ноздреватый. С. Зуята, нижнее течение р. Сылвы

степенному замещению его кальцитом. Многочисленные каверны создают ноздреватую текстуру (рис. 2).

Таким образом, специфические структурные и текстурные особенности карбонатных псефитолитов возникают при многостадийном изменении пород в экзогенных условиях.

#### Литература

1. Бураков А. Д. О карбонатных брекчиях Уфимского плато // Проблемы изучения и использования неморских карбонатных отложений для химической мелиорации почв: Тез. докл. Пермь, 1982. С. 19—20.
2. Лаврова Н. В. История изучения карстовых брекчий Предуралья и Уфимского плато // Проблемы комплексного мониторинга на месторождениях полезных ископаемых. Сб. докл. Матер сессии Горного ин-та по результатам НИР в 2001 году. Пермь, 2002. С. 230—233.
3. Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1949. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 46.).

# ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БИОГЕРМНЫХ ПОСТРОЕК п. АРАМАШЕВО (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Л. В. Леонова<sup>1</sup>, А. А. Галеев<sup>2</sup>, В. Г. Петрищева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; [lvleonova@yandex.ru](mailto:lvleonova@yandex.ru)

<sup>2</sup> КГУ, Казань; [akhmet.galeev@ksu.ru](mailto:akhmet.galeev@ksu.ru)

В окрестностях поселка Арамашево (Восточный склон среднего Урала, Алапаевский р-н) на правом берегу р. Реж, в 250 м от моста выше по течению, в скальном обнажении ранне- и среднедевонских карбонатных пород выделяется биогермная постройка (рис. 1, 2). Здесь в массивных темно-серых известняках встречаются фоссилии типичных для раннего девона рифостроителей: табуляты, ругозы, брахиоподы, строматопораты. В дорожно-строительных карьерах вблизи поселка вскрыты эффузивные породы.

Отложения в разрезе Шуйского, перекрывающие биогерм, характеризуются серой окраской, со сгустково-пятнистой текстурой, обусловленной пятнами розового карбоната с повышенным содержанием соединений Mn и Fe и сетью трещин, залеченных белым кальцитом. К ним приурочены раковины *Uralomus immensus* *Shuysky*, сильно специализированные двустворчатые моллюски семейства *Megalodontida* *Zittel* отряда *Heterodonta* [5]. Раковины до 40 см в длину, утолщенные в примакушечной части и пластично искривленные, в породе часто расположены веерообразно, сходясь макушками в одной точке и образуя псевдоколонии. Нередко они несут следы придонного обрастания (рис. 3, А), а во вмещающей породе встречаются желваки аналогичной структуры и состава, сформированные, вероятно, в процессе жизнедеятельности ископаемых бактерий. Мощность слоя 15–25 см.

Стратиграфически выше расположена пачка (~ 8 м) карбонатных пород темно-серого цвета, средне- и тонкослоистых, трещиноватых, без макрофаунистических остатков (пробы взяты из слоя 2 и 3). Завершает видимую часть разреза толща темно-серых среднеслоистых известняков с многочисленными фоссилиями амфиопов и редкими полипняками мелких тамнопороидных табулятов.

Хотя отложения разреза представлены только карбонатами, наблюдаемая резкая смена фауны и литологические особенности пород, непосредственно перекрывающих биогерм, свидетельствует о смене фациальной обстановки, произошедшей здесь в девонское время. Крупных размеров пеллециподы достигают при постоянном изобилии пищи, отсутствии хищников и трофических конкурентов. Поселения кустистого облика, как отмечал В. П. Шуйский [5], образуются при поступлении пищи к индивидам направленным потоком, в частности, около придонных метановых источников (сипингов). Хотя метан не образует минеральных соедине-

ний, он является пищей для узкоспециализированных бактериальных сообществ, составляющих первое звено в трофической цепи пригидротермальных биоценозов. Благодаря высокой скорости минералообразования в пригидротермальных микробиальных экосистемах, их литифицированные постройки способны захороняться в толщах осадочных пород.

Также о наличии палеосипинга свидетельствует нахождение битуминизированной крупной колонии табулятов в коренном выходе на левом берегу р. Реж (точка «Мост»). Хотя большая часть обнажения была разрушена при прокладке трассы между п. Арамашево и станцией Самоцвет, при низком уровне воды под мостом можно обнаружить полипняки табулятов и желваковидные образования со следами пятнистой битуминизации и специфичного псевдоморфного замещения.

Так, найденная здесь шаровидная колония *Favosites gothlandicus* *Lamarck* имеет 40–50 см в диаметре, тогда как остальные не превышают 5–9 см. На сколе полипняка видно, что он частично был захоронен в газовом пузыре с битуминизированным участком в центре (рис. 3, Б). Газ препятствовал заполнению осадком полых ячеек табулятов, а впоследствии – проникновению водных растворов и отложению хемогенного кальцита или глинистого субстрата. В шлифах наблюдается неравномерная пропитка битумоподобным веществом первоначально карбонатных стенок табулятов и псевдоморфное замещение их кварцем и опалом. Аналогичным минеральным составом замещены трубки червей-симбионтов, развивавшихся совместно с колонией. Однако кальцитизованные чехлы цианобионтов, поселившихся в опустевших ячейках,



Рис. 1. Схема геологического строения района и участки отбора проб



Рис. 2. Разрез Шуйского с биогермной постройкой. Крестиками обозначены места отбора проб для лабораторного изучения

также как и вмещающая порода, не подверглись битуминизации и замещению минералами кремнезёма. Очевидно, этот процесс проходил в то время, когда органо-минеральные постройки кораллов уже существовали, а осадок ещё был в стадии накопления.

Задачей лабораторного изучения являлось установление дополнительных критериев, свидетельствующих об активности палеосипинга в исследуемом районе. Пробы для анализов отбирались на точке «Мост» и на разрезе Шуйского: из биогерма (порода и колония табулят *F. nitidus* Charman в краевой зоне); из перекрывающих карбонатов слоя 1 (порода, раковина ураломуса, бактериальное образование); породы из слоя 2 и залегающего выше слоя 3, (в отложениях этих слоёв фоссии макрофауны не обнаружены).

Кроме традиционного оптико-микроскопического, применялись методы термовесового анализа (Дериватограф «Q-1500 D», Екатеринбург, ИГГ УрО РАН) и электронного парамагнитного резонанса (ЭПР ПС100.Х, рабочая частота 9.272 ГГц, Казанский государственный университет, кафедра минералогии и лаборатория физики минералов).

По результатам анализов (таблица) видно, что биогермная постройка сложена известняком с изоморфной примесью  $Fe_3$ . Однако карбонат скелетной постройки табуляты *F. nitidus* из краевой зоны биогерма кроме

69 % известняка содержит 28 % доломита. Перекрывающие толщи пород слоя 1 — преимущественно доломитовые (72 %), а бактериальные образования, судя по спектрам ЭПР, представлены только доломитом. Раковины ураломусов сложены кальцитом. Породы слоя 2 преимущественно доломитовые (до 71 %), но перекрывающие их отложения слоя 3 представлены только известняком. В пробах вещества колонии табулят *F. gothlandicus* (точка «Мост») установлен кальцит, битум, опал, кварц и пирит (мельниковит).

Наличие однотипных радиационных центров ( $So_3$  и  $So_2$ ) на спектрах ЭПР всех исследуемых пород и органических остатков свидетельствует, во-первых, об отсутствии вторичных процессов, разрушающих минеральные агрегаты пород, таких как доломитизация или прогрев выше  $400^\circ C$  и, во-вторых, о наличии идентичного радиационного фона во время формирования этих отложений [2]. Таким образом, наблюдаемое повышение магнетиальности в карбонатах, непосредственно перекрывающих биогерм, обусловлено первичным составом осадка и является следствием активности придонного газо-флюидного высачивания, поставившего в придонный слой воды магний, который осаждался в процессе жизнедеятельности бактерий.

На невысокую степень метаморфизма пород указывают также результаты изучения ископаемой органичес-

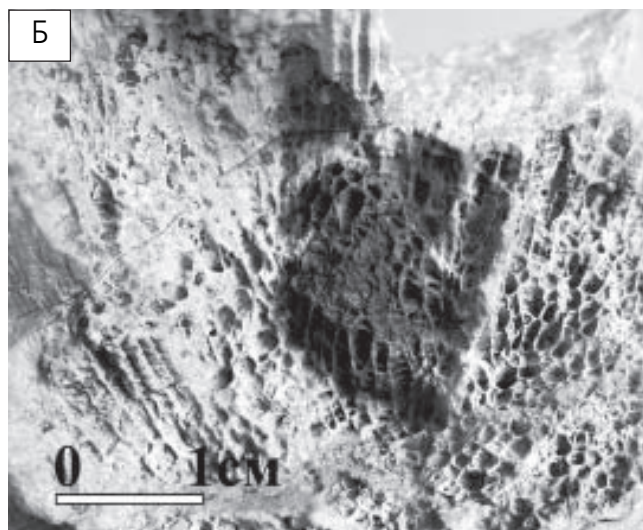
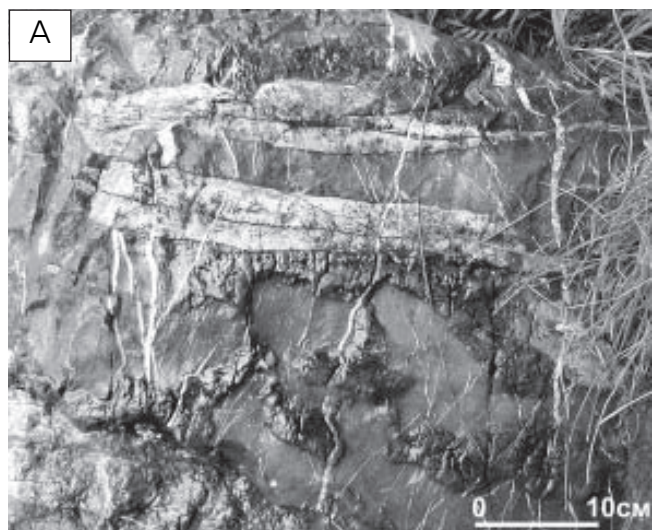


Рис. 3. А — раковины двустворчатых моллюсков *Uralomus immensus* со следами придонного бактериального обрастания. Б — фрагмент крупной колонии *Favosites gothlandicus* с зоной битуминизации, окруженной полыми ячейками, заполнению которых препятствовал газ.



Таблица

Данные изучения фоссилий и вмещающих пород методами термовесового анализа и электронного парамагнитного резонанса

№	геол. точка	Характеристика пробы	Состав пород, минералы (%), изоморфная примесь Fe <sup>3+</sup>					Радиац центры	Типы орг. в-в (t° C)		
			Известняк	доломит	Орг. в-во	FeS <sub>2</sub>	Q + опал		Исх. битум	350 растит.	600 животн.
1	Разрез Шуйского	Биогерм породы	99 Fe <sup>3+</sup>	—	0,7			SO <sup>3+</sup> >SO <sup>2+</sup> CO <sup>2+</sup> PO <sup>4+</sup>	—	+	+
2		Биогерм <i>F. nitidus</i>	69 Fe <sup>3+</sup>	28	0,4 (315°) 0,6 (415°)			So <sup>3+</sup> >So <sup>2+</sup>	—	—	+
3		Слой 1 породы	27	72 Fe <sup>3+</sup>	0,8			So <sup>3+</sup>	—	—	+
4		Слой 1 <i>Uralotus</i>	99 Fe <sup>3+</sup>	—	0,7			So <sup>3+</sup>	—	—	+
5		Слой 1 бактер. образование	—	98 Fe <sup>3+</sup>				So <sup>3+</sup> >So <sup>2+</sup>	+	—	+
6		Слой 2 породы	28 Fe <sup>3+</sup> (мало)	71 Fe <sup>3+</sup>	2			So <sup>3+</sup> >So <sup>2+</sup>	—	—	+
7		Слой 3 породы	98 Fe <sup>3+</sup>	—	1	0,5		So <sup>3+</sup> >So <sup>2+</sup>	—	—	+
8	Мост	<i>F. gothlandicus</i> Битуминиз.	82 Fe <sup>3+</sup>	—	0,5 (900°)	5	12,5	So <sup>3+</sup> >So <sup>2+</sup>	+	—	+

кой компоненты методом ЭПР. Использование этого метода в нашей работе базируется на полученных ранее характеристиках спектров ЭПР углеродных радикалов для наиболее типичных остатков захороненных ископаемых органических веществ (ИОВ), различающихся по возрасту, генезису и формам проявления в осадочных породах [1, 2, 3, 4, 6].

Как видно из таблицы, битум (концентрированное метаморфизованное органическое вещество животного ряда с характеристиками:  $g = 2,0026$ , ДН = 5 Гс) был установлен в пробах из бактериальных желваков (разрез Шуйского) и колонии табулят (точка «Мост»). Остатки рассеянного ИОВ низкой степени метаморфизма, характерного для растений ( $g = 2,0030$  и ДН = 4 Гс.) выявлены в пробе известняка из биогермной постройки и, вероятно, принадлежали водорослям. О низкой степени метаморфизма ОВ свидетельствует появление сигнала ЭПР только после лабораторного прогрева до 350°С и отсутствие в исходных образцах. Кроме того, для всех проб рабочей коллекции характерны сигналы ЭПР, типичные для остатков ископаемого рассеянного органического вещества животного ряда (включая бактерий) ( $g = 2,0027$  и ДН = 1,5–2 Гс), выявленные только после лабораторного прогрева до 600°С. Это свидетельствует о высокой активности палеобиоты во время формирования изучаемых пород и фоссилий.

Итак, анализируя литолого-фациальные особенности и специфику расположения фоссилий бентосной макрофауны в биогерме, а также учитывая результаты аналитических детальных исследований, можно сделать

вывод о существовании в исследуемом районе ископаемых (D<sub>1-2</sub>) аналогов придонных углеводород-флюидных высачиваний с повышенной магнезиальностью вод.

#### Литература

1. *Вотьяков С. Л., Галеев А. А., Леонова Л. В., Галахова О. Л., Ильиных А. С.* ЭПР как метод исследования органической компоненты биогенных карбонатных пород (на примере строматолитсодержащих пород рифея Южного Урала) // Ежегодник-2005 ИГГ УоР РАН. Екатеринбург, 2006. С. 39–47.
2. *Муравьев Ф. А.* Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов РТ. Авторефер. на соиск. уч. степ. к. г-м н. Казань, 2007. 24 С
3. *Сорока Е. И., Леонова Л. В., Галеев А. А., Гуляева Т. Я.* Эпр-свойства органической составляющей некоторых высокоглиноземистых пород Урала // Литосфера, 2007. №. 4 С. 125–128.
4. *Хасанов Р. Р., Галеев А. А.* Эволюция сингенетического органического вещества в палеозойских отложениях центральной части Волго-Уральской антеклизы // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки, 2008. Т. 150, кн. 3. С. 152–161.
5. *Шуйский В. П.* О гигантских пеллециподах в нижнедевонских отложениях Среднего Урала // Ежегодник-1999 ИГГ УоР РАН. Екатеринбург: 2000. С. 35–38.
6. *Conard J. E. P. R.* in fossil carbonaceous materials. Magnetic Resonance. Introduction (eds: L. Petrakis and J. P. Fraissard) // Hingham: D. Reidel Publishing Company, 1984, 441–459 p.

# СЛЕДЫ ПОДВОДНЫХ ТЕЧЕНИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО- ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ СЕВЕРО- ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

И. Ю. Лоскутов

ФГУП СНИИГГиМС, Новосибирск; ilia63@mail.ru.

Палеогеографические реконструкции территорий для определенных временных интервалов позволяют определить существовавшие условия осадконакопления, смену их во времени и динамику развития седиментационного бассейна в целом, что позволяет оценивать перспективы конкретных площадей на обнаружение полезных ископаемых, в том числе и углеводородов.

Вопросы палеогеографии кембрия Сибирской платформы рассматривались многими авторами, но часто Игарско-Норильский район оставался за рамками построений. Более того, практически не уделялось внимания изучению знаков ряби, которые наряду с анализом мощностей и гранулометрией осадков используются для реконструкций обстановок осадконакопления. В первую очередь это помогает определить местонахождение береговой линии, направления сноса обломочного материала с материка и, как итог, положение и внутреннее строение областей «лавины седи-

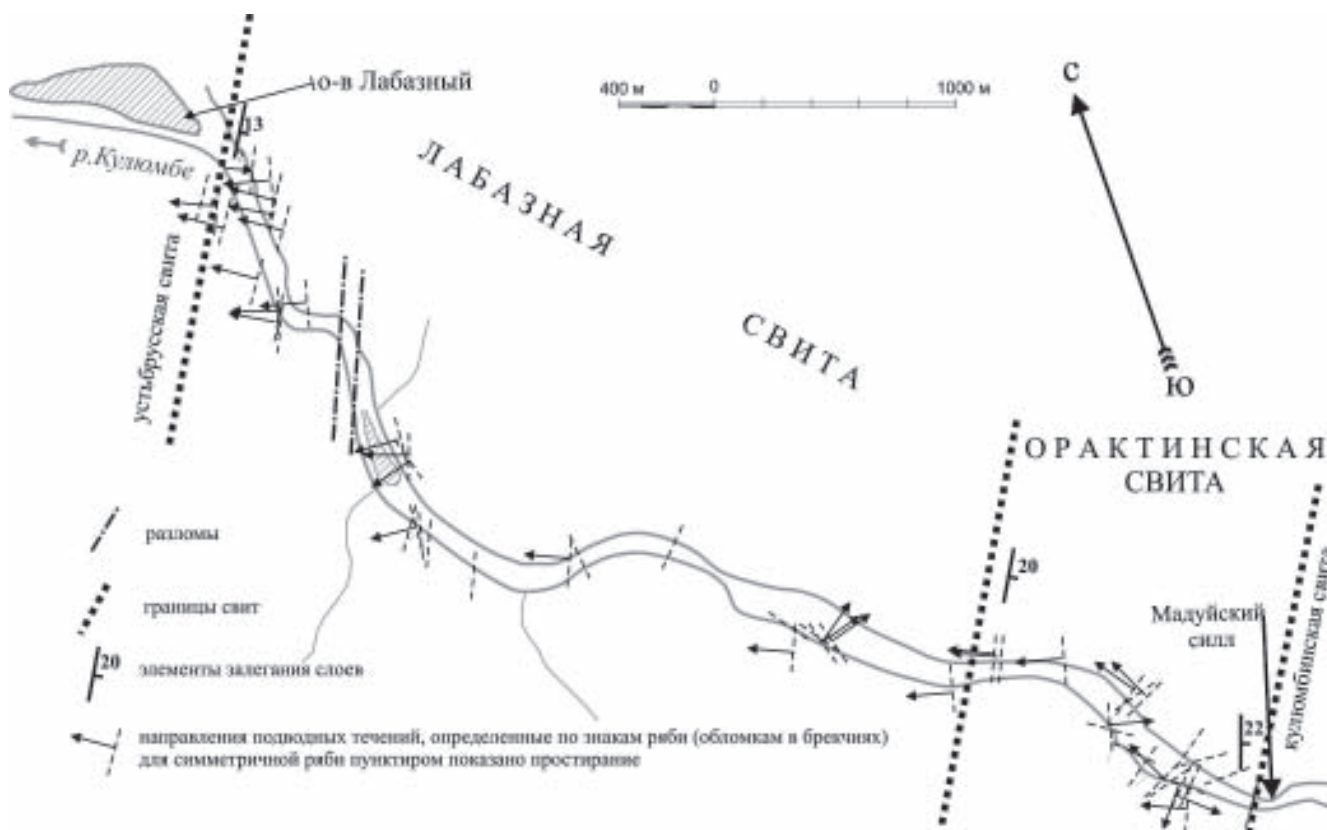
ментации», наиболее перспективных на залежи углеводородов [2].

Рассматриваемый разрез [1, 3, 4] расположен на северо-западе Сибирской платформы, в 200 км на северо-восток от г. Игарка на р. Кулюмбе. Подавляющее большинство типов пород двух рассматриваемых свит — лабазной и орактинской — можно охарактеризовать как гравититы [2], причем в разрезе присутствуют все их генетические типы, как связанные с обвалами (оползнями), так и с ламинарными, либо турбидитными потоками.

В естественных обнажениях вдоль реки, протяженностью около 5 км были проведены замеры ориентировки подводных знаков ряби и азимутов длинных осей галек в брекчиях карбонатных пород (см. рисунок).

Положение знаков ряби на поверхностях слоев пород лабазной свиты предполагает, что береговая линия находилась на востоке от района исследований, а перенос обломочного карбонатного материала шел с востока на запад по азимуту 280—300°. Обособленно стоят замеры в слоях толсто-плитчатых алевроитовых известняков мощностью 14 м, расположенных в верхней части лабазной свиты. Здесь направление подводного течения, определяемое по замерам знаков ряби, имеет азимут 50—70°, что можно, предположительно, связать с вдоль береговыми течениями (контуритами). Обосновывается это близким к перпендикулярному углу между замеренным и преобладающим направлением потоков в свите. Кроме того, в данной части разреза присутствуют следы подводного размыва.

Результаты исследований знаков подводной ряби в слоях орактинской свиты несколько отличаются.



Направления подводных палеотечений в отложениях лабазной и орактинской свит



В нижней части разреза свиты (две пятых мощности) направления турбидитных потоков (впрочем, как и литология пород) подобны нижележащей лабазной свите в целом. Верхняя же часть разреза характеризуется резко разноориентированной рябью, как симметричной, так и ассиметричной. Присутствует и ориентировка знаков ряби противоположная преобладающей. Это, а также наличие подводно-оползневых текстур, изменение литологии пород (появление ракушняка, водорослевых известняков) позволяет сопоставлять породы свиты с верхне склоновыми и более мелководными (лагунными) обстановками.

Таким образом, рассматриваемые отложения двух свит формировались в широком диапазоне условий от «шельфа открытого моря» до шельфовой лагуны, что соответствует интервалу от 2 до 7 стандартного фациального пояса идеализированного профиля карбонатного осадконакопления [5]. Максимальное количество материала было накоплено в условиях передового склона и его подножия, сформировав полностью лабазную и низы орактинской свиты. Верхняя же часть отложений последней соответствует условиям осадконакопления «бровки» передового склона, что подразумевает интервал обстановок от собственно склоновых отложений до «платформенных»: экологический риф, пески на краю платформы, открытая карбонатная платформа.

Подводя итог изучения седиментационных текстур отложений средне-верхнекембрийского возраста в районе р. Кулюмбе, сформулируем три вывода.

1. Основной объём пород разреза сформировался подводными потоками в условиях от шельфа открытого моря до передового склона.
2. Осадки верхней трети орактинской свиты образовались в наиболее мелководных условиях — экологического рифа, отмученных песков мелководья и, возможно, шельфовой лагуны со свободным водообменном.
3. Привнос существенно карбонатного обломочного материала в седиментационный бассейн шёл с востока.

#### Литература

1. Даценко В. А., Журавлева И. Т., Лазаренко Н. П., Попов Ю. Н., Чернышева Н. Е. Биостратиграфия и фауна кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1968. 245 с. (Тр. НИИГА, т. 155).
2. Лисицин А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
3. Розова А. В. Биостратиграфия и описание трилобитов среднего и верхнего кембрия северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1964. 150 с.
4. Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б., Шабанов Ю. Я. О стратиграфическом расчленении докембрийских и кембрийских отложений Игарского района. //Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1967. С. 133—149. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 57).
5. Уилсон Д. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.

## ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО- ВОСТОКА НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

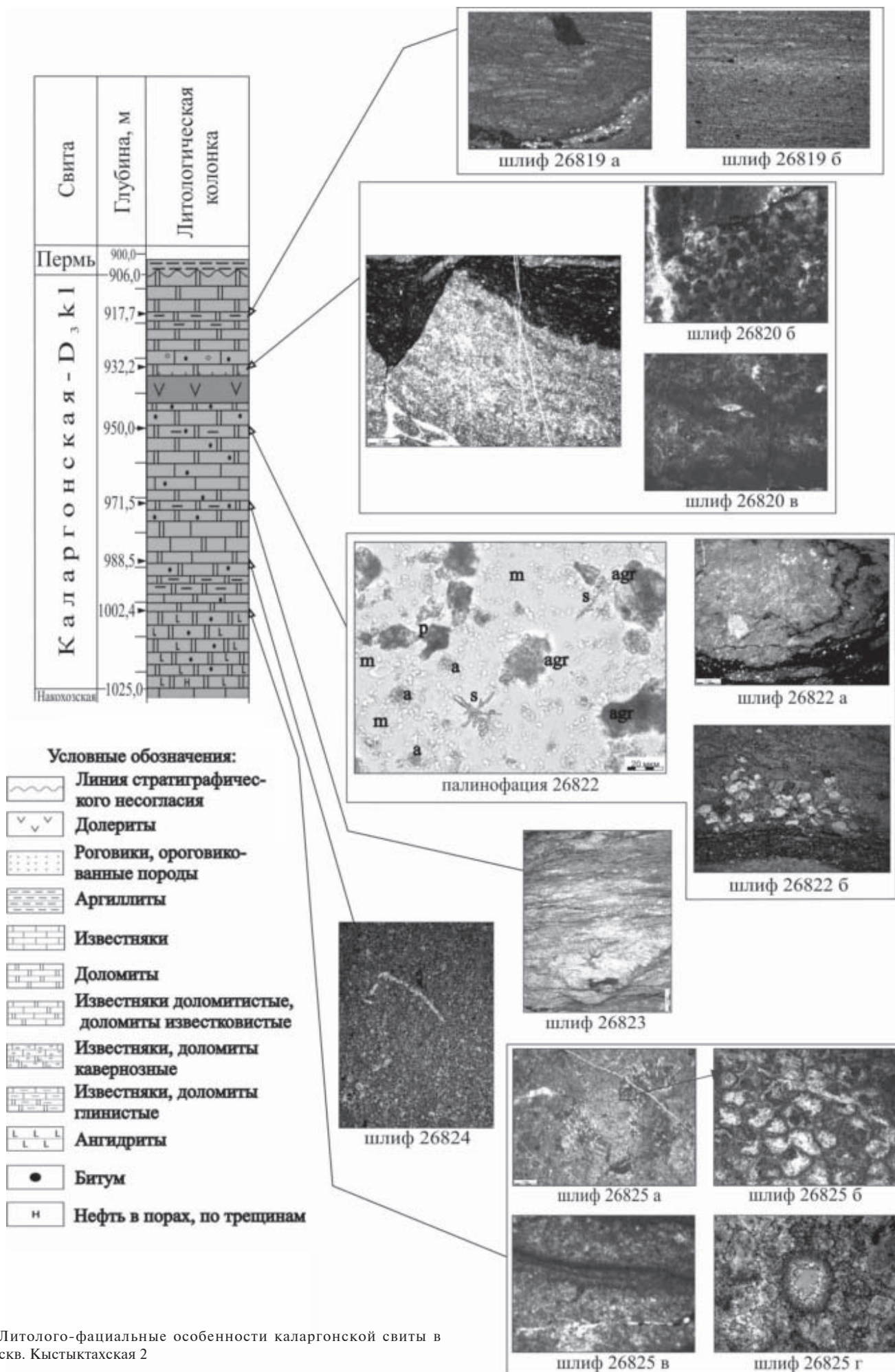
С. Н. Макаренко, К. П. Лялюк

ТГУ, Томск; s.makarenko@ggf.tsu.ru

Карбонатные отложения девона на севере Красноярского края изучены недостаточно. Палеонтологические материалы, начиная с 1947 г. получены в основном из разрезов скважин, расположенных вблизи г. Норильска [1—3]. В настоящее время поступили материалы по скв. Кыстыктахская 2 (около 160 км к северо-востоку от города). В интервале (инт.) 906—1025 м скважиной пройдена толща карбонатных пород мощностью 119 м (см. рисунок). По литологическим и геофизическим критериям толща отнесена геологами ООО «КрасГеоНАЦ» к каларгонской свите, которая согласно Решению ВСС по Средней Сибири [4] подразделяется на три подсвиты или свиты [3] и сопоставляется с франским и частью фаменского ярусами. В разрезе отложения не расчленены, залегают согласно на нахохозской свите, и с большим перерывом перекрываются вулканогенно-осадочной толщей пермь—триас. Карбонатные породы сильно изменены вторичными и метасоматическими процессами, органические остатки имеют неудовлетворительную сохранность, сопоставить данный разрез с разрезом какой-либо из подсвит затруднительно [4].

В основании каларгонской свиты (инт. 1024.6—1023.1 м) залегают метровая пачка конгло-брекчий. Обломки окатанные и угловатые, разноориентированные, размером от первых миллиметров до 5—7 см, сцементированные кристаллическим кальцитом мутно-белого цвета. Количество обломков до 60—70 %. В инт. 1003.0—998.4 м (шлиф 26825 а, б, в, г) (здесь и далее см. рисунок) свита представлена известняками органогенно-детритовыми, пятнистыми, псевдобрекчированными, доломитизированными, в которых встречены многочисленные корродированные фрагменты кустика и нитей синезеленой водоросли рода *Hedstroemia* (а), сечения остракод, раковинки примитивных фораминифер родов *Bisphaera* (г), *Cribrosphaeroides*, *Earlandia*, микрофрагмент базальной части ценостеума строматопороидеи (в). Из-за неблагоприятных условий ценостеум не достиг стадии роста, на которой проявляются заметные родовые и видовые признаки.

В вышележащем (инт. 990.0—980.4 м) мергеле коричневатого-серого, криптозернистого, комковато-слоистого, с участками ламинитовой текстуры, микрокальцитами известняка, прослойками, насыщенными органическим веществом обнаружены только фрагменты неопределимой раковинной фауны (шлиф 26824 а). В инт. 975.6—954.9 м появляются доломиты сильно



Литолого-фациальные особенности каларгонской свиты в скв. Кыстыктахская 2





опесчаненные, коричневато-серые, участками коричневато-бурые, отчетливо неравномерно-слоистые, линзовидно-комковатые, пятнистые, с обильной россыпью сульфидов. Линзочки терригенного и карбонатного материала причудливой формы являются результатом привноса тонкозернистого песчаного материала во время образования карбонатов и перемыва более древних карбонатных пород. К поверхностям намыва приурочены тонкие волнистые слойки темно-коричневого цвета, с повышенной концентрацией органического вещества (шлиф 26823 а). Доломиты псевдообломочные (шлиф 26822 а), трещиноватые, сильно опесчаненные, пятнистые, с зернами и линзочками кварца и полевых шпатов (шлиф 26822 б) встречаются в инт. 953.0—949.3 м. Органогенные интракласты 1—4 мм в поперечнике, светло-серые, погружены в темно-коричневую битуминозно-микритовую массу микролинзовидно-комковато-слоистую с высоким содержанием сульфидов. В породе встречаются многочисленные перекристаллизованные фрагменты фауны или водорослей сетчатого строения.

Порода с глубины 950.0 м изучена палинологически [5]. Мацерат состоит из аморфного органического вещества (АОВ) (рисунок, палинофация 26822, а) и минеральных зерен (m) мелкого и среднего размера изометричной формы. АОВ тускло-серовато-желтого цвета, водного генезиса, присутствует в виде мелких зерен, часто собранных в зернистые сгустки и в составе минеральных агрегатов (agr). Малочисленные обломки палинодебриса (p) — инертинит, витринит, редко коричневатый лейптинит — мелкого и среднего размера, единично крупные (до 80 мкм), изометричные, полуокатанные. Степень химико-биотической коррозии палинодебриса — невысокая: некоторые обломки лейптинита с обильными точечными и дырчатými кавернами. Проблематичный микрофитопланктон представлен целыми сферическими зернами и обломками, поверхность зернистая, цвет тусклый темно-коричневый и коричневый. Палиноморфы единичные: споры ярко-желтого цвета, гладкие трехлучевые, целые, отличной сохранности (*Acanthotriletes* sp., cf. *Dipteridaceae*), но широкого стратиграфического распространения (PZ<sub>2</sub> — MZ). Обильны микроспикулы (s) палочковидные, одиночные и в виде фрагментов «скелета», по строению очень схожего с радиоляриями семейства *Palaeosценидиidae* (O—P<sub>1</sub>) родов *Palaeosценидий* (D<sub>2</sub>—C<sub>1</sub>); и *Palhindeolithus* (S<sub>2</sub>?, D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>), но в 80—100 раз меньше [6, 7]. По результатам палинофацеального анализа в это время обстановка осадконакопления могла быть прибрежно-морской со средней относительной глубиной; уровень гидродинамического режима — средний до низкого, вероятно присутствие подводного течения.

Над долеритами в (инт. 943.1—935.3 м) залегают доломиты биокластические, трещиноватые, с нарушенной в стадию диагенеза слоистостью (инт. 935.3—929.0 м, шлиф 26820). Слойки сгустково-комковатые, водорослево-кружевные (2—4 см толщиной). Округло-овальные комочки 0.07—0.18 мм в диаметре по-

гружены в спаритовый цемент. Большинство комков микрофитолиты группы *Glebosites*, но некоторые — микритизированные остатки внутренних полостей частей талломов зеленых водорослей, возможно сифоней — ланцикул (*Lancicula*). Не исключено присутствие и других плохо сохранившихся зеленых водорослей, встречены многочисленные сечения остракод. Микрофитолиты *Glebosites ricus* Rad., описаны Э. П. Радионовой из средней подсвиты каларгонской свиты Норильского района [2].

Самая верхняя часть разреза в инт. 919.4—917.1 м представлена доломитами темно-серыми с коричневатым оттенком, глинистыми, брекчированными, с ритмичной тонкой слоистостью, примазками сульфидов. Микроокатыши карбонатного аморфного материала светло-серого цвета расположены длинными осями по слоистости (шлиф 26819).

Результаты литолого-фацеального анализа изучения кернового материала, шлифов и мацерата показали, что карбонатные породы нижней части разреза сформировались в пределах открытых шельфовых лагун, вполне благоприятных для существования водорослей, скелетной и раковинной фауны. Во время накопления карбонатов средней части разреза из-за сильного привноса терригенного материала условия для развития биоты оказались крайне не благоприятными. Осадконакопление самой верхней части разреза происходило в пределах мелководных изолированных водоемов с ограниченным водообменном и не нормальной соленостью. Распространение в верхней части разреза микропроблематических образований из группы *Glebosites* вероятно связано с началом регрессии девонского палеобассейна.

#### Литература

1. Меннер Вл. Вл., Рейтлингер Е. А. Провинциальные особенности фораминифер среднего-позднего девона севера Сибирской платформы. Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1971. С. 25—38.
2. Радионова Э. П. Микрофитолиты и другие проблематические образования палеозоя ряда районов Русской и Сибирской платформ // Водоросли и микрофитолиты палеозоя. М.: Наука, 1976. С. 86—164.
3. Краснов В. И., Ядренкина А. Г., Сычев О. В., Лопушинская Т. В., Дорошенко Л. Д., Тимохин А. В. Новые материалы по стратиграфии девона Норильского района (по данным бурения) // Проблемы стратиграфии и региональной геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 2006. С. 130—139.
4. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. I. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1983. 216 с.
5. Лялюк К. П., Костеша О. Н., Бетхер О. В. Дельтовые обстановки юры севера Западной Сибири // Сборник научных трудов XII Всероссийской Палинологической конференции «Палинология: стратиграфия и геоэкология». СПб.: ВНИГРИ, 2008. Т. III. С. 154—157.
6. Назаров Б. Б. Радиолярии палеозоя. Автореф. на соиск. доктора геол.-минерал. наук. М., 1984. 57 с.
7. Радиолярии Палеозоя. Практическое руководство. Составитель Б. Б. Назаров. Л.: Недра, 1988. 232 с.

# ЮРСКИЕ ОРГАНОГЕННЫЕ СООРУЖЕНИЯ РУССКОЙ ПЛИТЫ

С. Ю. Малёнкина

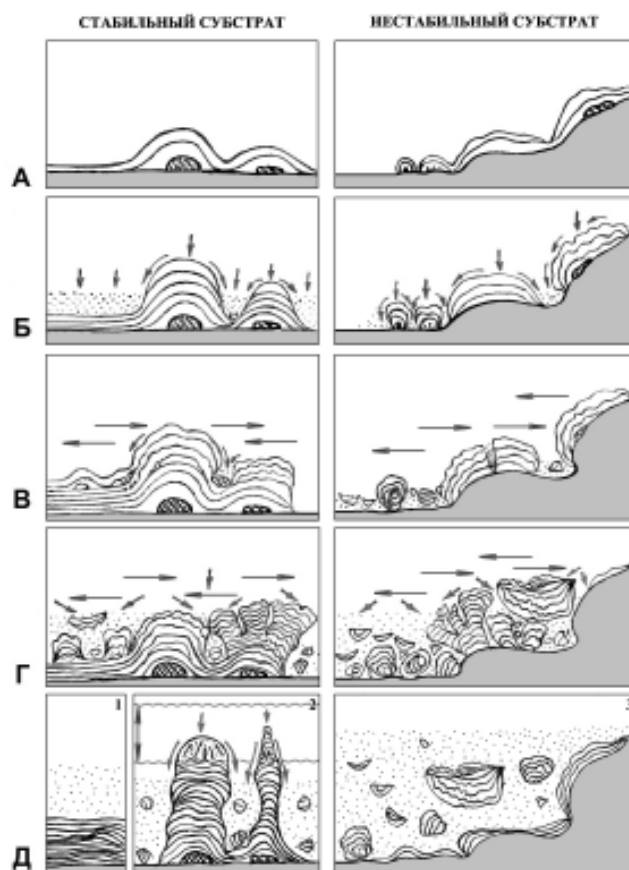
ГИН РАН, Москва; *maleo@mail.ru*

В конце 2007 г. в юрских отложениях Москвы автором были впервые обнаружены разнообразные строматолитовые постройки при исследовании стройплощадки торгового комплекса (Цветной бульвар, 15) [1]. Позже они были выявлены также в котловане «Москва-Сити» и других разрезах Московского региона. Актуальность этого открытия связана с практически полной неизученностью юрских строматолитов в нашей стране. Ранее на Восточно-Европейской платформе в России они отмечались лишь однажды — в долине р. Сухой Песчанки, в пределах Волго-Уральской антеклизы [2]. Поэтому, в течение 2008—2009 гг. при исследовании юрских разрезов Русской плиты особое внимание было уделено строматолитам и был собран обширный материал (из нескольких разрезов Москвы, с. Каменная Тяжина, карьеров близ ст. Гжель и с. Никитское (Московская обл.), с. Михаленино и г. Макарьева (Костромская обл.), а также р. Сухой Песчанки Оренбургского Приуралья).

Юрские строматолиты Московской синеклизы относятся, согласно классификации [3], к морфологическим типам желваковых и пластовых строматолитов и приурочены к различным свитам верхнего келловей-оксфорда. Келловейские строматолиты образуют сложнопостроенные комплексы, включающие разновозрастные корки, брекчии фрагментов строматолитов, окружающих пород и пластовые постройки, общей мощностью до 0.35 м. Нижне- и среднеоксфордские строматолиты — бугристые полусферы или желваки (от первых см до 15—25 см), иногда соединяющиеся общими наслоениями, нередко повторяющими палеорельеф дна (рисунок, Д3). Часто образуются корки с разномасштабной слоистостью и разнонаправленным ростом составляющих куполов, обычно они захоронены в осадке не в первоначальном положении (наклонены, перевернуты), что говорит о мелководных условиях и активной гидродинамике. На постройках нередко присутствуют серпулиды, крупные двустворки *Pinna* sp. и др., гастроподы *Bathrotomaria* sp., брахиоподы и корневые части стеблей *Cyclocrinus insignis* (Trautschold), что свидетельствует том, что они образовывались в условиях нормальной солености. Строматолиты сложены тонкими чередующимися слоями карбонатного вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, редко нацело фосфатны. Слойки четкие, разной толщины (от сотых долей до 1—2 мм), волнистые, с выпуклыми вверх наслоениями, иногда распадающиеся на короткие микростолбики (диаметром 0.05—0.5 мм). В некоторых присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. Верхнеоксфордские строматолиты представляют собой комплексы отдельных желваков (5—10 см) и пласто-

вых образований, общей мощностью 0.05—0.2 м, в основном глауконитовых по составу, залегающих прямо на глине, протягивающиеся не прерываясь десятки и сотни метров, являясь региональным репером (см. рисунок, Д1).

Уникальные фосфатные строматолиты долины р. Сухой Песчанки изучались нами летом 2008 г. на ее правом склоне, в среднем течении, в 50 км к западу от г. Соль-Илецка. Они залегают на песках келловей в составе оксфорд-кимериджской фосфоритоносной пачки мощностью около 2 м. Строматолитовые постройки из нижнего слоя (оксфорд) по классификации [3] относятся к пластовым (см. рисунок, Д1). Они субгоризонтально слоистые, реже волнистые, с выпуклыми вверх наслоениями, иногда развиваются не крупные тела пространственно разделённых полусфероидов, соединяющихся общими наслоениями, суммарной мощностью 15—20 см. Нередки раздувы, утонения или выклинивания отдельных слоёв, четко различающихся по цвету. Строматолитовые постройки из верхнего слоя (кимеридж) (см. рисунок, Д2) принадлежат к морфологическому типу столбчатых неветвящихся строматолитов [3]. Их субцилиндрические слоистые вертикальные столбики диаметром 5—20 см, высотой



Модели формирования строматолитовых построек. А — Начальный этап; Б — сублитораль с обильным поступлением осадка. Стрелки — привнос терригенного материала; В — литораль с малым количеством осадка. Дополнительные горизонтальные стрелки — приливно-отливные течения; Г — литораль с обильным поступлением осадка, косые стрелки — поступление кластического материала; Д — наблюдаемые (в юрских разрезах) результаты. Строматолиты: 1 — пластовые; 2 — столбчатые (двойная стрелка — зона периодического осушения при отливе); 3 — пластовые, желваковые и переходные разновидности



20—35 см, с шероховатой бугорчатой, реже ровной гладкой поверхностью, четко обособлены от вмещающего глауконитового песка, содержащего их фрагменты (размерами 1—6 см). Столбики насыщены макрофауной, (белемниты, раковины двустворок и аммонитов с фосфатными ядрами) и венчаются пористой светло-серой «шапочкой» грибовидной формы (3—10 см), с многочисленными сверлениями, с комковато-слоистой текстурой и с вертикальными бороздками. Оба слоя прослеживаются на десятки метров и на 40—50 % сложены скрытокристаллическим фосфатным веществом, в различной степени ожеженным и загрязненным тонкодисперсными включениями органического вещества и неокатанным терригенным материалом, алевритовой и мелкозернистой размерности, присутствует глауконит (до 50 %). Среди биокластов присутствуют спиккулы губок, скелетные элементы иглокожих, известковые водоросли, копролиты, реже планктон.

Анализ морфологического разнообразия изученных построек юрских строматолитов, а также фациальных особенностей дал возможность смоделировать условия их образования:

На начальном этапе (см. рисунок, А), в сублиторальных условиях, в режиме замедленного или периодического осадконакопления, на ровном стабильном субстрате возникали пластового типа постройки, куполовидные — там, где есть какие-то валуны, гальки и др. мелкие неровности палеорельефа, которые они облекали. В случае нестабильного субстрата присутствовали крупные выступы палеорельефа, с которых постройки периодически сползали во время своего формирования, что отражалось на их форме (неровная, волнистая). При усилении поступления осадка (см. рисунок, Б) начали расти купола и подавляться пластовые строматолиты, на нестабильном субстрате произошло разобшение построек. Получили преимущества столбчатые строматолиты, так как их форма дает возможность ссыпаться излишнему кластическому материалу в промежутки между ними. В литоральных условиях (см. рисунок, В) возникал дополнительный фактор — изменчивая гидродинамика, вызванная как приливно-отливными явлениями, так и волнениями, связанными с более мелководными условиями, постройки могли подвергаться различным разрушениям, с появлением их фрагментов. Форма таких биогермов будет все более и более неровной, она изменяется в сторону разобщенности и разветвления построек. Сползание также могло способствовать их растрескиванию и дальнейшему ветвлению. Некоторые постройки могли быть оторваны от субстрата, наклонены или перевернуты. В зависимости от гидродинамики и обилия терригенного осадка они были тотчас же захоронены или затем на них вновь нарастали слои уже с другой ориентировкой (иногда неоднократно). Обильное поступление осадка также способствует разобщенности и ветвлению построек (ссыпание лишнего терригенного материала) (см. рисунок, Г). Все эти варианты мы можем наблюдать в обнажениях (см. рисунок, Д). В целом режим постепенного медленного погружения и периодическое поступление осадочного вещества благоприятствует росту биогермов. Прекращение роста построек мо-

жет быть обусловлено несколькими причинами. Это может быть слишком сильное погружение (невозможность фотосинтеза в цианобактериальных матах) или напротив обмеление — слишком большой привнос терригенного материала (засыпание), либо чрезмерно активная гидродинамика (разрушение построек). При выведении в зону периодического осушения микроstructures становятся комковатыми, неслоистыми, пористыми с вертикальными бороздками, иногда происходит полное прекращение роста биогерма (см. рисунок, Д2).

Рассмотренные модели позволяют распознавать обстановки формирования конкретных строматолитов. Так, келловейские строматолиты формировались в нижней части литоральной зоны с периодически активной гидродинамикой и частично в сублиторальной зоне с более спокойными условиями, ранне-среднеоксфордские — в литоральной зоне с изменчивой гидродинамикой бассейна на нестабильном субстрате, позднеоксфордские, судя по их строению, в постоянно тиховодных условиях сублиторали, в режиме замедленного осадконакопления на ровном достаточно стабильном субстрате, что обусловило их преимущественно пластовую форму. Если проследить изменения состава вмещающих осадков за рассматриваемый период (келловей-оксфорд), можно сделать вывод, что происходило очень медленное погружение территории, что способствовало росту биогермов, однако в целом мелководная обстановка сохранялась и лишь в конце позднего оксфорда, вероятно, глубина увеличилась настолько, что все приподнятые участки дна оказались ниже фотической зоны и строматолитообразование прекратилось.

Оренбургские строматолиты расположены в юго-восточном углу Волго-Уральской антеклизы в зоне сочленения ее с Прикаспийской синеклизой. В юрское время эта территория была вовлечена в общее прогибание, испытываемое Прикаспийской синеклизой. Любопытно, что еще в раннепермскую эпоху примерно на этом же месте существовала полоса рифовых массивов, окаймляющая Прикаспийскую впадину. Во время образования нижнего слоя, вероятно осадконакопление было замедленным, они формировались в достаточно тиховодных условиях сублиторали, на ровном стабильном субстрате. Столбчатые строматолиты верхнего слоя, по внешнему виду сильно напоминают современные строматолиты бухты Шарк-Бей. Они, вероятно, возникли примерно в таких же условиях, то есть в теплой воде в жарком климате, на границе литоральной и сублиторальной зон в условиях периодически активной гидродинамики, с существенными поставками терригенного осадочного материала. Режим постепенного медленного погружения и постоянное поступление осадочного вещества благоприятствовали росту биогермов до определенного момента, затем он прекратился. Судя по разрезу, вероятно, этому способствовало выведение их в зону осушения: сначала периодического, затем все более продолжительного. Слойки обоих слоев сразу после отложения фосфатизировались, видимо из-за избытка фосфора, получаемого матом, сформировавшим эти слои. Вероятнее всего, этому способствовала близость глубоководной части бассейна (При-

каспийской синеклизы) и связь с открытым океаном, что содействовало притоку обогащенных фосфатом вод. Осаждению фосфата также могло способствовать некоторое повышение его концентрации при отливе и жаркий аридный климат.

Таким образом, строматолиты могут привлекаться для восстановления таких палеогеографических факторов как относительная глубина, геоморфология, гидродинамика бассейна, интенсивность поступления осадка и гораздо шире использоваться при реконструкциях седиментогенных обстановок и условий существования окружающей биоты.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).*

#### Литература

1. Малёнкина С. Ю. Юрские строматолиты Восточно-Европейской платформы: новые местонахождения, морфология построек и среда их формирования // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 129—132.
2. Силантьев В. Н. Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // Доклады АН СССР. М. 1989, Т. 308. № 5. С. 1197—1199.
3. Semikhatov, M. A., Raaben M. E. Proterozoic stromatolite taxonomy and biostratigraphy // *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2000, p. 295—306.

## ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ЛИТОЛОГИЯ И РЕЗЕРВУАРНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ

Е. А. Маргулис

ФГУП «ВНИГРИ», Санкт-Петербург

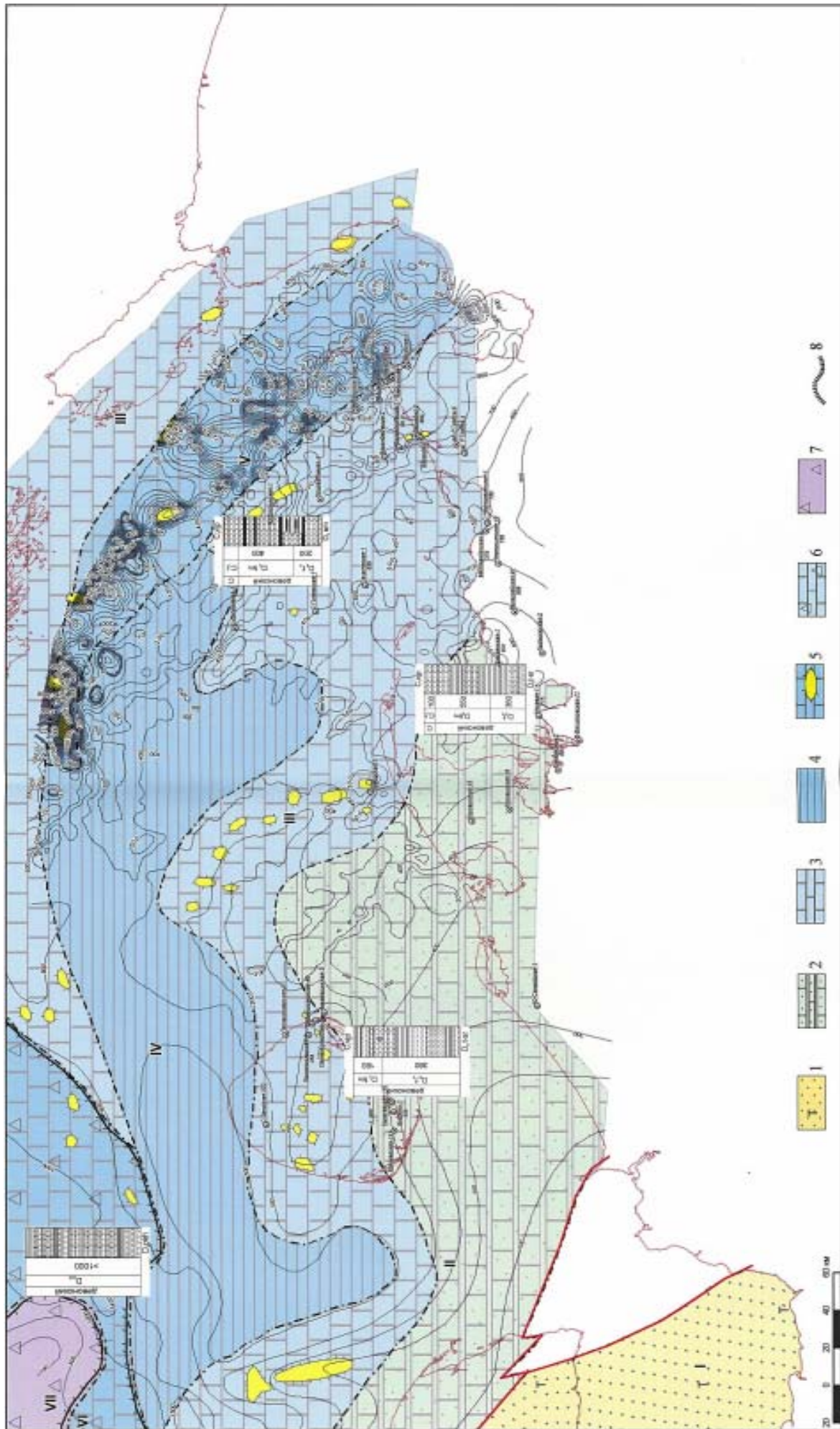
Органогенные постройки Печорского моря, судя по данным современных сейсморазведочных работ, имеют широкое распространение. Только в 2 из всех скважин, пробуренных в акватории, вскрыты биоморфные, биоморфно-детритовые и другие интервалы разреза органогенных построек. Последние, как и на территории ТПП, связаны преимущественно с двумя нефтегазоносными комплексами: франско-турнейским и окско-артинским.

**Франско-турнейский НГК** — один из основных продуктивных комплексов на суше ТПП. Комплекс характеризуется мощностями от 0.4—1.0 м; наблюдается их возрастание на восток и северо-восток. Строение комплекса в значительной мере определено процессами заложения, развития и замыкания одновозрастной некомпенсированной впадины вдоль Уральской океанической окраины. Максимального развития палеовпадина достигла в семилукское время, в дальнейшем размеры её постепенно сокращались, а сама палеовпадина отступала к востоку и северо-востоку. Вдоль восточной и северной границ она существовала в течение всего франско-турнейского времени.

Положение литолого-фациальных зон контролируется расположением некомпенсированной впадины, на бортах которой располагался рифовый барьер (рис. 1). В дальнейшем удалении от впадины располагались все более мелководные фации — карбонатные, затем терригенные.

В акватории верхнедевонские рифы фиксируются сейсморазведкой по всей периферии некомпенсированной впадины и обнажены на её восточной окраине — на южном окончании Южного острова Новой Земли и на западном берегу о. Вайгач (рис. 1).

Верхнедевонские резервуары связаны преимущественно с породами-коллекторами рифогенных построек, которые на суше ТПП содержат многочисленные залежи нефти. Проницаемая рифогенная толща расчленена пачками предрифовых глинистых известняков; рифогенные и предрифовые отложения имеют клинообразное сочленение. Рифогенные известняки характеризуются высокими седиментационной пористостью (20—30 %) и проницаемостью (до 2Д); по разрезу они переходят в плотные глинистые известняки с пористостью 3—9 %. Хорошими ёмкостными свойствами обладают также кавернозно-пористые доломиты (средняя пористость — 11.8 %) и пласты органогенно-обломочных известняков, располагающиеся в гребневой части рифа и



**Рис. 1.** Литолого-фациальная схема франко-турнейского НПК Печорского моря.

1 — конгломераты, песчаники, аргиллиты, туфы, базальты; морское побережье, предгорная равнина; 2 — прибрежно-морские пирокласто-осадочные отложения ( $D_{3f_1}$ ), известняки мелкого шельфа); 3 — известняки с рифами; мелкий шельф; 4 — битуминозные известняки и аргиллиты; глубокий шельф; 5 — битуминозные известняки, аргиллиты, известняки с одиночными рифами; глубокий шельф; 6 — глубоководные кремнисто-глинистые отложения с олистолитами ( $D_{3f_2}$ ), шельфовые известняки с рифами ( $D_{3fm}-C_{1t}$ ); 7 — глубоководные кремнистые отложения; 8 — бровка франкского континентального склона

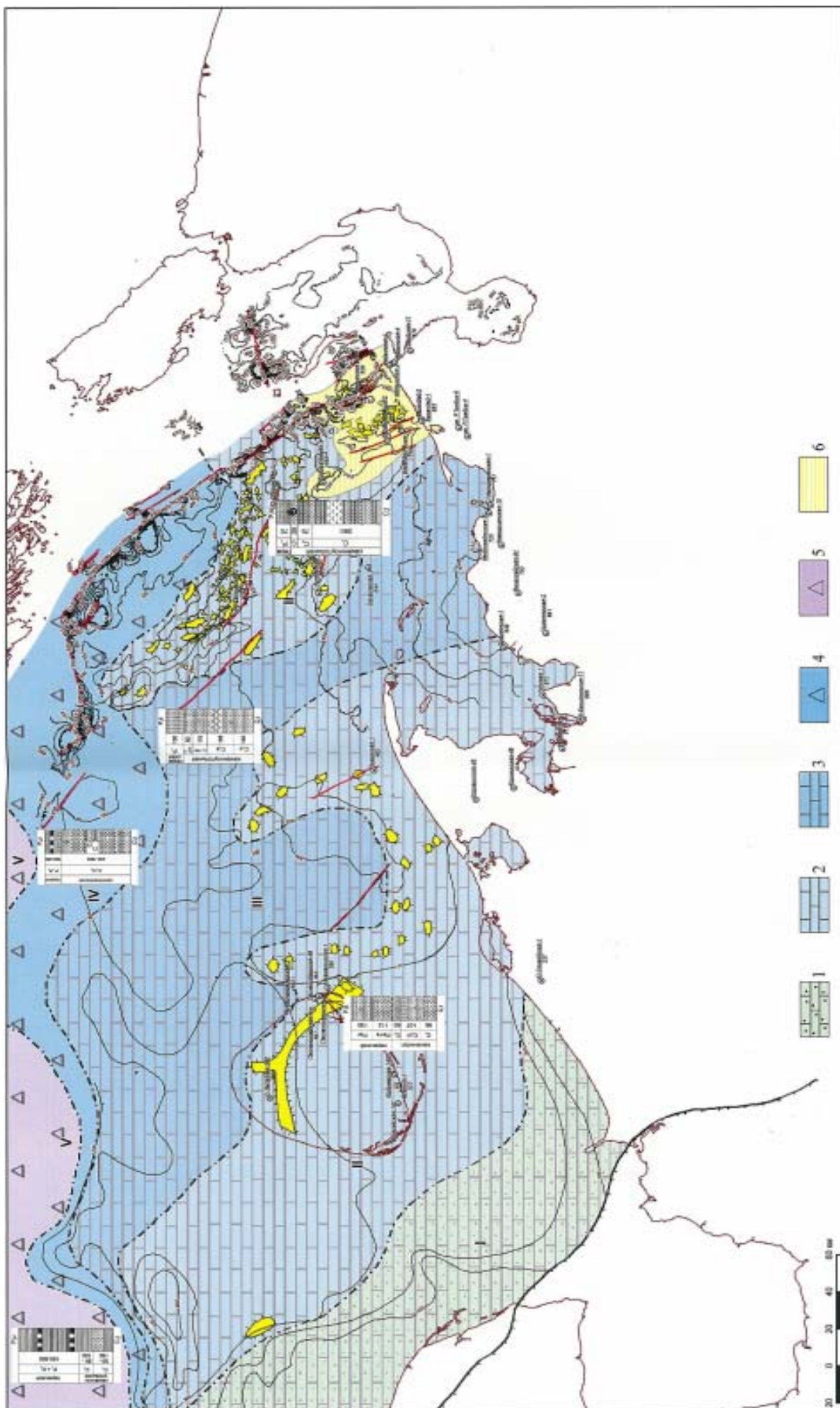


Рис. 2. Литолого-фациальная схема окско-арктического НГК Печорского моря.

1 — мелководно-морские глины, известняки глинистые и песчаные; 2 — известняки мелкого шельфа; 3 — известняки углубленного шельфа; 4 — кремнисто-глинистые депрессионные известняки; 5 — глубоководные кремнистые и кремнисто-глинистые отложения; 6 — область частичного размыва окско-арктических карбонатов



надрифовой толще. Латерально эти коллекторы замещаются плотными глинисто-карбонатными породами.

На акватории наиболее крупная рифовая постройка (Коргинская АТР) установлена на западе Печорского моря. По данным детальной сейсморазведки Коргинский риф имеет площадь 157 км<sup>2</sup>, толщина рифогенных отложений достигает 500 м. Он является одним из наиболее перспективных объектов поисков УВ на западе Печорского моря.

**Окско-артинский НГК** характеризуется мощностями от 0.4 до 1.0 км, которые возрастают в районах распространения органогенных построек (рис. 2). Большая часть окско-артинских отложений имеет карбонатный состав и сформирована на шельфе. Граница мелкого и глубокого шельфа подчеркнута скоплениями органогенных построек.

Линзообразные органогенные постройки связаны с водорослевыми известняками средне-верхнекаменноугольного возраста; ассельско-артинские биогермные известняки представлены брахиоподово-криноидно-мшанковыми разностями, к которым на востоке присоединяются и спонголитовые. Последние содержат прослой алеврито-глинисто-карбонатных пород и мергелей.

Окско-артинские органогенные постройки по данным сейсморазведки 2Д имеют широкое распространение в печорской акватории, их площади варьируют от 4 до 40 км<sup>2</sup>. Там, где проведена высокоточная сейсморазведка 3Д, обнаруживаются и более мелкие многочисленные постройки (менее 4 — 1 км<sup>2</sup>). Так, в пределах акватории Варандейского месторождения площадью 45 км<sup>2</sup> обнаружено 4 таких постройки. Однако основная в Печорском море продуктивность и более высокие параметры ФЕС пород-коллекторов окско-артинского НГК всех открытых морских месторождений связаны с органогенно-обломочными известняками, выходящими под древние поверхности локальных размывов и подвергавшимися субаэральному выщелачиванию. Скорее всего, биогермные и более мелкие органогенные постройки не будут играть существенной роли в ёмком объеме резервуаров.

В целом, сопоставляя резервуарные возможности рифов франско-турнейского НГК и органогенных построек (биогермов, биостромов, карбонатных банок) окско-артинского НГК, следует подчеркнуть несравнимо высокое значение франско-турнейских рифогенных резервуаров.

## ОСОБЕННОСТИ РАННЕСИЛУРИЙСКОГО РИФООБРАЗОВАНИЯ В ОБЛАСТИ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОГО ПАЛЕОСВОДА ТИМАННО- ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ

А. В. Мартынов

Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» — «Севернипигаз»,  
Ухта; [a.martynov@sng.vniigaz.gazprom.ru](mailto:a.martynov@sng.vniigaz.gazprom.ru)

Большеземельский палеосвод, существовавший на протяжении всей палеозойской эры в границах современной Хорейверской впадины, во многом предопределил особые условия седиментации с развитием разнообразных морфогенетических типов органогенных сооружений раннепалеозойского, позднедевонского и раннепермского возраста. Наибольший интерес для исследований со стороны нефтегазовых компаний представляют нижнесилурийские отложения (веякская свита) в связи с их промышленной нефтеносностью и вовлечением залежей в разработку [1, 2].

Специфика раннесилурийской карбонатной седиментации определялась условиями мелководного и обширного шельфа, который достаточно быстро реагировал на малейшие эвстатические изменения уровня моря, с накоплением разнообразных карбонатных илов: сгустково-комковатых, детритовых, водорослевых и других. При корреляции относительно однородных разрезов применялась методика детального циклостратиграфического анализа, базирующаяся на каркасе реперов и обоснованная палеонтологическим материалом. Седиментационная цикличность в карбонатных отложениях наиболее четко прослеживается по кривым радиоактивного каротажа. Выделенные в скважинах каротажные реперы являются одновременно акустическими и стратиграфическими маркерами, с помощью которых была создана основа для привязки сейсмического волнового поля к разрезам глубоких скважин [3].

Веякская свита подразделяется на подсвиты и пачки (см. рисунок). В ее нижней части выделена нижневеякская подсвита, представленная преимущественно вторичными доломитами, сформированными в условиях мелководной литорали. Относительно заметные изменения толщин подсвиты (40—65 м) обусловлены начальными фазами тектонической активизации каледонского цикла тектогенеза. Они предопределили дифференциацию морского дна на участки конседиментационных поднятий, которые маркируются сокращенными толщинами (40—50 м) и появлением в разрезе водорослевых построек типа биостром, и иловые впадины. Палеонтологическая характеристика отложений скудна из-за существенной мелководности бассейна, унаследованной с сандивейского времени. Встречает-

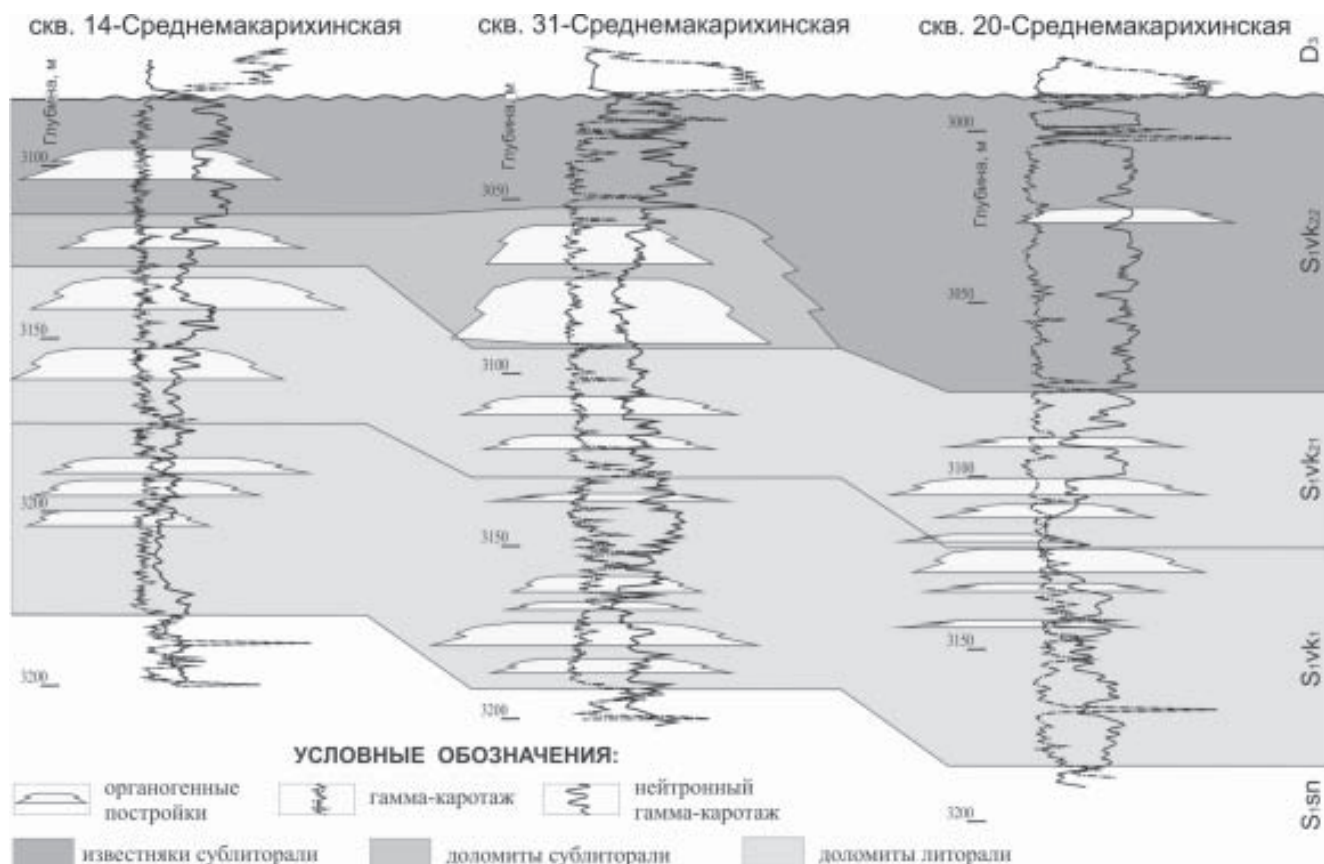
ся редкий детрит остракод, брахиопод, гастропод, криоидей и неопределимый, распространены строматолитовые и водорослевые структуры, в основании подсвиты отмечаются прослойки сульфатно-доломитовых брекчий. Текстуры пород слоистые и тонкослоистые, реже массивные. На каротажных кривых нижняя граница подсвиты фиксируется резким увеличением значений гамма-каротажа (ГК).

Средневеяжская подсвита (90—140 м) отделена от нижневеяжской глинистым пластом толщиной 2—4 м, выраженным на кривых ГК увеличенными значениями, а смена комплексов конодонтов подчеркивает его биостратиграфическую событийность. Подсвита представлена преимущественно известняками ступково-комковатыми с заметным содержанием остракод, обрастающих водорослей, сложенных тонковолокнистым кальцитом, с послойно распределенным детритом брахиопод, остракод, кораллов, строматопорат, иглокожих, гастропод и водорослевым (до 35—40 %), формирование которых проходило в иловых впадинах сублиторали. На отмельных участках локальных палеоподнятий, как правило, унаследованных с ранневеяжского времени, формировались водорослевые биогермы, биостромные массивы, органогенно-аккумулятивные (кораллово-строматопоровые) постройки, толщиной от первых метров до 30 м, которые на каротажных диаграммах характеризуются пониженными значениями нейтронного гамма-каротажа (НГК) и минимальными значениями ГК. В керне отложения представлены преимущественно вторичными доломитами коричневато-серыми, светлыми, тонко-мелко-среднезернистыми, неравномерно (пятнистыми участками) пористо-кавернозными. Ви-

димых органических остатков в породах практически не встречено, но, судя по «теневым» структурам и характерной перекристаллизации пород, их можно отнести к водорослевым образованиям.

Пространственное расположение и размеры рифогенных сооружений нижнего силура были уточнены по результатам детальных сейсморазведочных работ МОГТ-3D. В сейсмических полях веяжские отложения нижнего силура соответствуют временному интервалу, заключенному между отражающим горизонтом III-IV и положительной фазой переменной интенсивности и выразительности, следящейся на 60—70 мс глубже этого горизонта. В целом веяжским отложениям соответствует интервал слабоинтенсивной записи с субгоризонтальным расположением осей синфазности. Только в кровле силурийских отложений, совпадающей с поверхностью предфранского размыва, прослежено интенсивное динамически выдержанное отражение.

Уровень разрешенности и динамической выразительности полученного сейсмического материала позволил провести сейсмофациальный анализ веяжских отложений, выделить аномалии, которые связываются с органогенными образованиями, и протрассировать их границы. Визуально анализировалась динамика отражений, морфология осей синфазности, ограничивающих целевой интервал, его временная толщина, а также изменение особенностей формы записи между ними. В качестве дополнительной информации использовались результаты расчета мгновенных атрибутов сейсмической записи и карты этих атрибутов по отражающим горизонтам.



Седиментационная модель веяжской свиты нижнего силура





В результате комплексного анализа сейсмического материала, обработки керна, данных промысловой геофизики и результатов опробования скважин была оценена геологическая природа выделенных аномалий. В нижневейской подсвите преобладают биостромы небольших размеров и толщин (менее 5–10 м). Собственно органогенные постройки типа биогерм и биостром толщиной до 25–30 м выделяются в средневейской подсвите.

#### Литература

1. Борисов Н. С., Федоров А. И., Мартынов А. В. и др. Геологические проблемы освоения залежей в карбонатных резервуарах Хорейверской впадины // Актуальные проблемы нефтегазовой геологии: Докл. Межд. науч.-практ. конф., посвящ. памяти М. Д. Белонина. С-Пб., 2007. С. 338–341.
2. Мартынов А. В. Основные направления поисков залежей углеводородов в отложениях нижнего силура южной части Хорейверской впадины // Актуальные проблемы геологии горючих ископаемых осадочных бассейнов европейского севера России: Матер. Всеросс. науч. конф. Сыктывкар, 2000. С. 88–89.
3. Борисов Н. С., Тарасов П. П., Мартынов А. В. и др. Эффективность применения сейсморазведки МОГТ-3D с целью оптимизации эксплуатационного бурения сложнопостроенных резервуаров // Технологии сейсморазведки, 2006. № 1. С. 83–86.

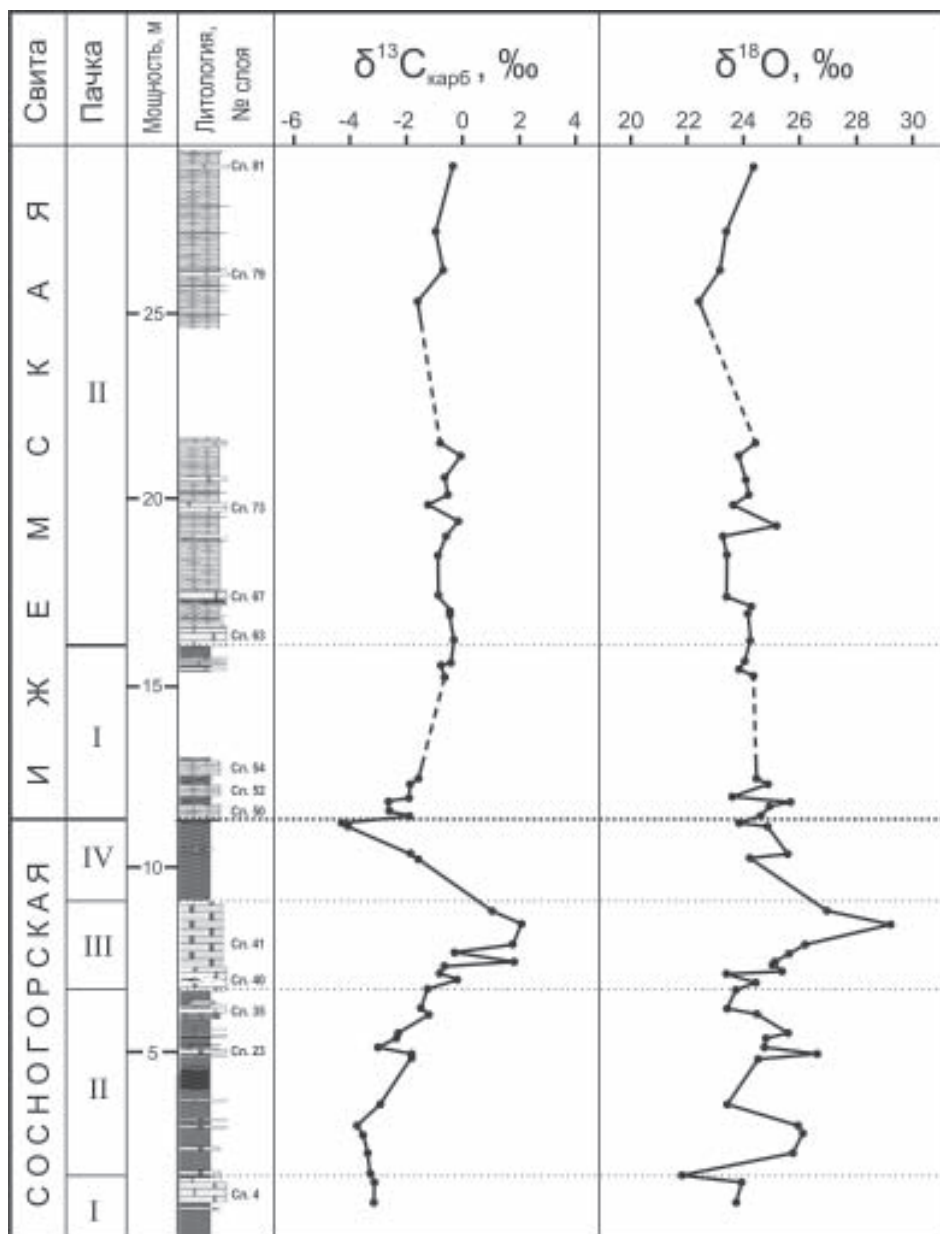
## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТНОГО УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В РАЗРЕЗЕ НИЖНЕГО ФАМЕНА ПО РЕКЕ ИЖМА (ЮЖНЫЙ ТИМАН)

Т. В. Майдль, П. А. Безносков

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;  
*Maydl@geo.komisc.ru, Beznosov@geo.komisc.ru*

Наиболее полный разрез нижнего фамена на Южном Тимане вскрывается в обн. 20 по р. Ижма (Геологический памятник природы «Сосновский»). Этот разрез является типовым для двух свит — сосногорской и ижемской. Сосногорская свита представлена толщей переслаивания глинистых и доломитизированных известняков и глин. Ее отложения сформировались в мелководных, предположительно — лагунно-озерных условиях. Относительная изоляция данной части бассейна, вызванная выведением на поверхность расположенного восточнее тела позднефранского барьерного рифа [3], определила крайнюю обедненность отложений сосногорской свиты органогенными остатками. Лишь слой 40 (здесь и далее нумерация слоев дана по [2]), известный также под названием «рыбный доломит», содержит многочисленные хорошо сохранившиеся макроостатки эндемичного сообщества позвоночных. По комплексу миоспор и остракодам сосногорская свита коррелируется с волгоградским горизонтом ЦДП [1, 4]. Выше трансгрессивно с размывом залегают мелководно-морские открыто-шельфовые отложения ижемской свиты, представленные неравномерно-глинистыми узловатыми известняками с прослоями однородных, плитчатых и биокластовых известняков и глин, и охарактеризованные обильной фауной беспозвоночных задонского возраста. Видимая в обнажении мощность всего разреза составляет 30 м.

Особый интерес в изучении данного разреза связан с недавним обнаружением в слое «рыбного доломита» частично сочлененных остатков новой, еще не описанной формы примитивного тетрапода. Эта форма, как стратиграфически, так и морфологически является наиболее предковой среди других представителей девонских тетрапод, известных по относительно полным скелетам [5]. Для реконструкции условий обитания и выявления возможных причин массовой гибели позвоночных, наряду с традиционными литологическими и палеонтологическими методами исследования было проведено изучение распределения стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатных породах данного разреза. Образцы для исследования изотопного состава были отобраны в 2002 и 2009 гг. Анализ проведен в ИГ КНЦ УрО РАН на масс-спектрометре «DELTA V Advantage» (аналитик И.В. Смолева). Полученные результаты приведены на рисунке.



Распределение изотопов карбонатного углерода и кислорода в разрезе нижнего фамена по р. Ижма (обн. 20).

Утяжеление изотопного состава карбонатного углерода, или «положительный экскурс» величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  обычно связан с захоронением повышенных против кларка количеств  $\text{C}_{\text{орг}}$  [6, 7, 8 и др.]. Как видно из рисунка, положительный «экскурс» в изменении величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  в изучаемом разрезе отмечается в III пачке сосногорской свиты, достигая максимума на границе слоев 40 и 41 (утяжеление до 4 ‰, против фонового содержания). С этим же рубежом совпадает смена ассоциаций макро- и микрофитов: от ассоциации гидрологически открытого олиготрофного бассейна (преобладание харофитов) к ассоциации закрытого эвтрофного водоема (микробильной). Положительный экскурс величины  $\delta^{18}\text{O}$  определяется как температурой воды, так и её солёностью. В конкретном случае изменение этой величины в слое 41, по-видимому, свидетельствует об увеличении солёности водоема вследствие уменьшения его глубины.

Таким образом, массовая гибель позвоночных, обильные скопления остатков которых наблюдаются в

слое 40, была, вероятно, вызвана крайним обмелением водоема и, как следствие, резким изменением его гидрологического и трофического типа, а также других физико-химических и биологических параметров среды.

#### Литература

1. Безносов П. А. Сосногорская свита — новое местное стратиграфическое подразделение верхнего девона на Южном Тимане // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XV геол. съезда Республики Коми. Том II. Сыктывкар, 2009. С. 9—12.
2. Безносов П. А., Хипели Д. В., Кузьмин А. В., Беляев А. А., Хипели Р. В. Литология, остатки позвоночных и конодонты ижемской свиты в стратотипе // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат. XIV геол. съезда Республики Коми. Том III. Сыктывкар, 2004. С. 220—224.
3. Кузьмин А. В., Шувалова Г. А., Обуховская Т. Г., Авхимович В. И., Юдина Ю. А., Москаленко М. Н. Пограничные отложения франского и фаменского ярусов Ижма-Печорской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 4. С. 27—38.
4. Москаленко М. Н., Москаленко К. А., Юдина Ю. А. Уточнение биостратиграфического расчленения и корреляции нижнефаменских отложений Ижма-Печорской синеклизы // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат. XIII геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 224—228.
5. Ahlberg, P. E., Beznosov, P. A., Luksevics, E. & Clack, J. A. A primitive Devonian tetrapod from the Lower Famennian of South Timan, Russia // Abstracts of The Third International Paleontological Congress. London, 2010 [in press.]
6. Hayes, J. M., Strauss, H. & Kaufman, A. J. The abundance of  $^{13}\text{C}$  in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of the carbon during the past 800 Ma // Chemical Geology. 1999. Vol. 161. Pp. 103—125.
7. Holser, W. T., Schidlowski, M., McKenzie, F. T. & Maynard, J. B. Geochemical cycles of carbon and sulfur // Chemical cycles in the evolution of the Earth. New York: Wiley, 1988. Pp. 105—173.
8. Joachimski, M. M., Pancost, R. D., Freeman, K. H., Ostertag-Henning, C. & Buggisch, W. Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 2002. Vol. 181. Pp. 91—109.



# СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОСТРОЕК В ПАЛЕОЗОЕ НА АРХИПЕЛАГЕ НОВАЯ ЗЕМЛЯ

В. П. Матвеев

СПГГИ(ТУ), Санкт-Петербург; [wmatveev@mail.ru](mailto:wmatveev@mail.ru)

Новоземельский архипелаг — территория с исключительно интересным геологическим строением. В первую очередь это обусловлено структурной позицией архипелага, являющегося частью Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области. [6]. Сама территория островов на протяжении позднепротерозойско-палеозойского этапа развития представляла собой типичную авлакогеосинклиналь, ограниченную метаплатформенными массивами.

Расположение массивов, окружающих авлакогеосинклинальный прогиб и предопределили формирование структурно-формационных зон (СФЗ) на территории архипелага и историю его геологического развития на протяжении позднего палеозоя и раннего триаса. На юге выделяется Южно-Новоземельская (ЮН) СФЗ, расположенная на крае Печорской плиты. Гусиноземельским прогибом она отделяется от Баренцевоморского массива одноимённой СФЗ. Севернее, Адмиралтейский прогиб отделяет его от Мысожеланинского массива Северо-Новоземельской (СН) СФЗ. Обрамление прогиба с востока, зафиксированного как Карская СФЗ, заканчивает, плохо проявленное на площади, Пахтусовское поднятие, большая часть которого скрыта под водами Карского моря.

Карбонатные постройки известны во всех СФЗ, отвечающих метаплатформенным массивам, а расположение палеоструктур контролирует размещение масштабных карбонатных построек. В их развитии, выделяются два этапа: позднесилурийский и раннедевонско — каменноугольный. Последний разделяется периодом тектонической активизации во франском веке, когда территория проходит рифтоподобную стадию развития и окончательно определяется расположение структурно-тектонических элементов палеоландшафта, контролирующего расположение СФЗ [3].

Первый этап «рифообразования» хорошо изучен на площади ЮНСФЗ. Он начинается в силуре с активного прогибания территории. Скорость карбонатакопления в силуре по сравнению с ордовиком возрастает с 14 Б до 60-80 Б, а в девоне даже до 85 Б (ск. в ед. Бубнова) [2]. В то же время Д. К. Патрунов, изучавший разрезы верхнего силура на юге архипелага, отмечал, что «глобальным фактором палеогеографической эволюции здесь являются эвстатические колебания» [7, с. 81].

Хорошим индикатором изменений условий осадконакопления в морском бассейне служат границы свит. По мнению С. В. Мейена [5], они отражают событие, которое в свою очередь может быть прослежено по пло-

щади, хронологически зарегистрировано и отмечено во времени.

По Д. К. Патрунову в ЮНСФЗ граница между отделами силура считается тектонической. На территории СФЗ она проходит внутри клёновской свиты и не фиксирует заметных изменений в ходе осадконакопления. Все остальные границы в позднем силуре — эвстатической природы: происходит обмеление мелководной территории шельфа. В разрезах осадки фации открытого морского мелководья замещаются на литоральные алевропеллиты (граница лудлова и пржидола, отвечающая границе западнохатанзейской и кальвицкой свит). На рубеже силура и девона (границе калвицкой и пропащинской свит) отмечено широкое выдвигание аллювиальной равнины. Однако в ЮНСФЗ тектонические движения проявили себя и в позднем лудлове, интенсивным прогибанием бассейна по северному краю площади. Здесь формируется депрессия (будущая площадь Нехватовской подзоны), активно заполняемая карбонатными осадками. Скорость осадконакопления около 190 Б. Событие фиксируется границей между клёновской и западнохатанзейской свитами. В этой связи по моему уместно процитировать В. В. Белоусова: следует «осторожно относиться к истолкованию трансгрессивных и регрессивных серий для определения направления движения береговой линии: регрессивная серия может возникнуть при наступании моря, а трансгрессивная — при его отступании» [1, с. 209].

Возможно, подтверждение тектонического характера границы между отделами находится в СНСФЗ. На западе СФЗ относительно мелководные осадки чаевской свиты венлокского века, представленные зелено-серыми алевролитами и песчаниками с линзовидными прослоями известняков с фавозитоидными кораллами, сменяются комплексом рифогенных отложений усачёвской свиты. Её нижняя часть сложена водорослёвым рифом до 600 м мощности. В верхней части водорослёвые рифы мощностью 100-150 м вмещают известняки и доломиты. Заканчивается формирование рифового комплекса к позднелудловскому времени, отвечающему тектонической границе клёновской и западнохатанзейской свит в ЮНСФЗ. В центральной части бассейна, между СНСФЗ и ЮНСФЗ в интервале времени формирования усачёвского комплекса отмечается постепенная смена карбонатного осадконакопления на терригенное: граница слабо пестроцветной паньковской свиты скользит во времени по мелководным карбонатам гольцовской свиты и увеличивается площадь терригенного осадконакопления, что, по-видимому, отражает процесс выдвигания территории [1].

Окончание позднего силура — время выравнивания обстановки осадконакопления. Во всех СФЗ распространены мелководные терригенные отложения, формирующиеся на фоне развивающейся регрессии в бассейне, возможно связанной с глобальным эвстатическим понижением уровня моря у границы силура и девона [9].

С началом раннего девона на архипелаге можно уверенно фиксировать дифференцированные тектонические движения. Наиболее активно они проявляются вблизи южной границы СНСФЗ. На востоке СФЗ (по побережью Карского моря) на протяжении раннелохковского вре-

мени формируется рифовое тело, соответствующее нижней подсвите быстринской свиты. Его структурное положение отвечает бровке Желанинского массива, ориентированной субпараллельно в географических координатах. Бровка массива проходит несколько севернее относительно положения усачёвского позднесилурийского рифового комплекса, расположенного на западе СФЗ (побережье Баренцева моря).

На Пахтусовском поднятии в это время в известняках пятипальцевской свиты формируются тела водорослёвых биостромов мощностью до 30 м, а на севере ЮНСФЗ в пропащинской свите — менее мощные, до 20 м, водорослёвые биогермы [8].

Ближе к центральной части архипелага характер осадконакопления изменяется с мелководного терригенного на мелководно-карбонатное. Граница паньковской и грибовской свит скользит во времени географически в обратном направлении, по сравнению с началом позднего силура. Происходит постепенное увеличение площади карбонатного осадконакопления, что, по-видимому, связано с погружением территории.

В позднем лохкове и пражском веке рифообразование продолжается только в ЮНСФЗ. Для алфёровской свиты в Нехватовской подзоне характерно сочетание биогермов, биогермных массивов и сопряжённых с ними органогенно-обломочных и детритовых известняков. Южнее в Саханинской подзоне преобладают лагунно-морские карбонатные отложения с мелкими строматопорово-табулятовыми биогермами. Однако уже на протяжении всего среднего девона, именно здесь формируется подгорнинская серия в составе синельнинской, кабанинской и черногубской свит. Характерной чертой строения свит является присутствие в нижних частях подразделений рифовых построек. В синельнинской свите они представлены кораллово-строматопоровыми рифами, в кабанинской свите отмечаются табулятово-строматопоровые органогенные постройки, а в черногубской — присутствуют крупные, до 100 м, строматопоровые органогенные постройки.

В СНСФЗ в среднем девоне накапливаются всё более мелководные карбонатные и крайне мелководные терригенные осадки.

На площади Карской (Центральной) СФЗ уже с позднего эмса начинает развиваться глубоководный прогиб. На внешнем крае шельфа Пахтусовского массива формируются черносланцевые отложения доманиковского типа, которые плавно, по скользящей границе перекрывают мелководные морские известняки грибовской свиты. И уже к началу среднего девона площадь глубоководного прогиба на архипелаге становится максимальной, хотя данное событие по времени коррелируется с понижением уровня Мирового океана.

Более молодые масштабные рифовые постройки на архипелаге известны с раннего карбона и ранее кратко охарактеризованы [4]. Здесь следует заметить, что если раньше расположение Горбовского рифового комплекса автор связывал с северной периферией Баренцевской СФЗ, то современный анализ позволяет допустить другое предположение. По-видимому, комплекс следует включать в

площадь СНСФЗ. А его расположение, на южной границе СФЗ, так же фиксирует бровку Желанинского массива. На сегодняшний день рифовый комплекс прослежен на восток по 76 параллели на первые десятки километров. В позднем силуре (усачёвский комплекс) бровка располагалась на 50 км севернее указанного места, а в нижнем девоне (Быстринский риф) была смещена к северу ещё на первые десятки километров.

В заключении можно отметить следующее:

1. Расположение рифовых построек на современной площади Новоземельского архипелага подтверждает гетерогенное строение фундамента территории. В ЮНСФЗ и СНСФЗ ими чётко контролируются бровки метаплатформенных массивов (карбонатных платформ). При этом направление смены фаций и их состав в Баренцевской — ЮНСФЗ и Карской СФЗ отвечают Уральскому расположению елецкой и лемвинской СФЗ. Рифовые постройки в СНСФЗ чётко определяют границу блока с иным типом отложений. По строению своего палеозойского разреза он более всего сходен с Шренк-Фаддеевской СФЗ, протягивающейся субпараллельно в северной части Таймырского полуострова.
2. Изложенные данные ещё раз очевидно указывают на необходимость комплексного подхода к изучению причин рифообразования. Обязательно послышное изучение разрезов с выходом на характеристику палеофаций. Желательно наличие независимой кривой колебания уровня Мирового океана, а так же анализ мощностей отложений и прослеживание площади изменения обломочных фаций. Нужно стратиграфическое обоснование границ подразделений и хорошее структурно-тектоническое районирование территории.

#### Литература

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 607 с.
2. Лисицын А. П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 271 с.
3. Матвеев В. П. Структурно-тектонический фактор в палеогеографии карбона на архипелаге Новая Земля // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 256-258.
4. Матвеев В. П. Карбонатные каркасные постройки в каменноугольных отложениях на Острове Северный архипелага Новая Земля // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Том II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 57-60
5. Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии. М.: ВИНТИ, 1976. 186 с.
6. Милановский Е. Е. Геология СССР. Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
7. Нехорошева Л. В., Патрунов Д. К. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнесилурийских отложений Вайгачско-Южноновоземельского региона. Л.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 1981. 205 с.
8. Нехорошева Л. В., Патрунов Д. К. Разрез верхнесилурийских — девонских отложений залива Медвежий на Северном Острове Новой Земли // Геология и стратиграфия Новой Земли. Л.: Изд-во НИИГА, 1979. С. 53-82.
9. Payer С. Е. Геохронологическая таблица. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1982.



# ЭТАПНОСТЬ РИФООБРАЗОВАНИЯ В СВЕТЕ ПУЛЬСАЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Р. Г. Матухин

ЮФУ, Ростов-на-Дону; *darya\_reshetnyak@mail.ru*

Со времени первого доклада Чарльза Дарвина о результатах изучения органогенных построек на коралловых островах Тихого и Индийского океанов (1837 г.) рифовая тематика не перестает волновать умы исследователей различных научных направлений. В геологическом плане это касается широкого круга вопросов (их даже трудно перечислить) от терминологии, наиболее полно отражающей многогранность данного природного образования, условий и закономерностей распространения отдельных построек от элементарных (калитры) до сложнодифференцированных рифогенных систем во времени и пространстве, восстановления генетических факторов, приводящих к их возникновению, минерагенического значения рифогенных комплексов и, наконец, необходимости придания некоторым из них статуса охраняемого памятника природы как современного (Большой Барьерный риф Австралии), так и ископаемого (Доломитовые Альпы южного Тироля) и др.

С древними рифовыми постройками парагенетически связаны многие виды оруденения, прежде всего стратиформного типа (свинцово-цинковые, полиметаллические, медные и др.), что находит объяснение в приуроченности рифовых комплексов к зонам проникающих в кристаллический фундамент долгоживущих глубинных разломов. Даже при отсутствии в верхних структурных этажах видимой пространственной связи оруденения и рифогенных образований с глубинными разломами, наличие последних в большинстве случаев достоверно устанавливается в кристаллическом фундаменте.

Ослабленные зоны глубинных разломов рассматриваются как пути разгрузки в придонных частях морских бассейнов биологически активных и рудных компонентов, а также поступающих из недр потоков эндогенного тепла.

Предвестником внедрения кимберлитов в Якутской алмазонасной провинции называет древнее рифообразование В. М. Мишнин [7].

Велика роль рифов как вместилищ уникальных по запасам залежей углеводородов.

Следует также упомянуть многочисленные примеры, свидетельствующие о том, что в закарстованных рифовых известняках, вследствие дополнительного гипергенного созревания при благоприятном климате в условиях многократного чередования кислой и щелочной среды формировались, в зависимости от состава заполняющей массы, залежи бокситов, железных и марганцевых руд, фосфоритов, огнеупорных глин и др.

Таким образом, встает вопрос, в какие периоды геологической истории Земли происходит максимальное

развитие глубинной разломной тектоники и какие природные силы инициируют этот, планетарного масштаба, процесс.

Одним из ответов на него служат представления, основанные на концепции пульсации Земли, контролирующей циклы развития всех ее геосфер. В основе этой гипотезы лежат представления В. Бухера, М. М. Тетяева, М. А. Усова и В. А. Обручева, получившие дополнительное обоснование с учетом последних достижений геологии в работах В. П. Казаринова [3—5 и др.], Е. Е. Милановского [6 и др.] и ряда других исследователей.

К обоснованию пульсационной гипотезы В. П. Казаринов подошел, исходя из определяющего влияния на процессы осадконакопления в пределах сиаллических блоков Земли, стадий развития континента. Им аргументировано положение о том, что не столько форма залегания геологических тел, но, главным образом, состав пород дает основание судить о закономерно меняющихся событиях геогенеза, отражающих пульсационный характер развития Земли, контролирующий циклично меняющееся состояние всех ее геосфер [3—5 и др.].

В. П. Казариновым обосновано существование в оболочке Земли различных по рангу циклов седиментогенеза: серий (15—20 млн лет), комплексов (110—140 млн лет) и фаланг (800—900 млн лет). При этом обращалось внимание на существование и других по масштабу циклов — меньше серии и больше фаланги.

Построенные аналогично сериям, осадочные комплексы объединяют генетические ряды последних. Выделение комплексов наиболее рельефно осуществляется при анализе палеогеографической кривой, отражающей историю развития крупных регионов (единых бассейнов седиментации и водосборных пространств).

Каждый цикл вне зависимости от его масштаба включает этапы трансгрессивной и регрессивной стабилизации, которым предшествуют стадии соответственно трансгрессивного и регрессивного морских режимов, контролируемых многократной сменой талассократических и геократических этапов развития Земли. Периодам регрессивной стабилизации комплексов соответствуют известные геотектонические циклы — асинтетский (байкальский), салаирский, каледонский, герцинский, тихоокеанский и альпийский. Эти же названия В. П. Казаринов сохраняет за соответствующими комплексами.

На основании обзора возрастной локализации проявлений базальтоидного вулканизма В. П. Казаринов [5] фиксирует его параксизмы в ордовике, главным образом, в среднем; в позднем девоне — раннем карбоне; в триасе, в основном раннем; в конце позднего мела — палеогене, главным образом, в эоцене.

Усиление базальтоидного вулканизма отвечает периодам максимального расширения Земли приводящего к неминуемому раскрытию подводящих каналов поступления к поверхности магматических расплавов, а также других глубинных компонентов. Талассократические этапы развития Земли, фиксируемые масштабами глобальных трансгрессий, определяли максимальное развитие всех форм жизни, обновление которой происходило в самом начале пульсационного сжатия планеты.

И чем выше был ранг пульсаций, тем масштабней происходили биосферные изменения, наиболее заметные на границах комплексов и фаланг [4].

Эти же факторы контролировали процессы седиментогенеза и, в частности, закономерное появление определяющих условий для формирования тех или иных осадочных формаций.

К трансгрессивным этапам развития тяготеют кремнистые формации, зачастую сосуществующие в геосинклинальных зонах с офиолитами.

Массовое кремненакопление, которое никогда не было постоянно идущим процессом, обуславливалось двумя синхронными источниками поступления кремнекислоты — эндогенным и экзогенным на анорогенных этапах развития Земли. Глубинный источник поступления кремнезема в бассейны седиментации связан с базальтоидным вулканизмом. Пути поступления к поверхности базальтоидных расплавов и кремнистых растворов по всей видимости были едиными [4].

Экзогенным источником кремнезема были коры выветривания в различной степени пенеппенизированных областей суши, когда в условиях максимального развития трансгрессии происходило существенное потепление и увлажнение климатических обстановок. Связь кремнистых пород, как и ассоциация их с железными рудами, каолином и другими образованиями, возникшими в результате химического выветривания убедительно аргументирована еще в 1936 г. А. Д. Архангельским [1].

Процесс массового поступления кремнезема в бассейны седиментации по своей интенсивности не был постоянным. При этом эпохи мощного химического выветривания на континентах практически совпадали с эпохами усиления базальтоидного вулканизма и кремнистой «дегазации» глубинного вещества Земли [5].

Таким образом устанавливается близость во времени параксизмов базальтоидного вулканизма и трансгрессивных максимумов развития океанических бассейнов, достигавших своего пика в период смены талассократических эпох геократическими, тем самым отделяя друг от друга осадочные комплексы. По образному выражению В. П. Казаринова они являются как бы увертюрой перед началом тектонической революции и затем ее финалом [5].

В палеозое широкое развитие биогенных структур с максимумами проявления установлено в раннем — начале среднего кембрия, среднем ордовике — девоне (до фаменского века) и в перми [2].

В более позднем периоде геологической истории картина рифообразования в основе своей не менялась, оставаясь также подчиненной тектоническим и обусловленным ими климатическим режимам. Имеющие место изменения, касаются главным образом состава и активности рифостроителей.

Среди абиотических факторов, способствующих максимальному рифообразованию называются [2]: 1) дробление и дивергенция материков, приводящих к увеличению протяженности береговой линии и, соответственно, площади мелководий особенно, когда последние при перемещении континентальных глыб достигают климатически благоприятных для развития рифостроителей широт; 2) возникновение дополнительных поднятий в рельефе дна бассейнов, приводящих к расширению мелководий, образованию островов и атоллов; 3) чередование талассократических и геократических эпох и, как следствие, развитие эвстатических изменений уровня Мирового океана; 4) космические и другие причины, изменяющие климат и обуславливающие особенности океанической циркуляции.

Исходя из изложенного ранее, все эти факторы являются в первую очередь следствием пульсационного развития Земли, т. е. чередования этапов сжатия и расширения ее размеров, контролирующих все процессы геогенеза.

#### Литература

1. *Архангельский А. Д.* К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР // Избр. труды. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 661—669.
2. *Ивановский А. Б., Космынин В. Н., Кузнецов В. Г. и др.* Этапность рифообразования в палеозое // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994. Т. 2. № 3. С. 18—23.
3. *Казаринов В. П.* На путях раскрытия палеогеографических закономерностей в развитии Земли // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геолог, 1976. Т. LI. Вып. 2. С. 5—32.
4. *Казаринов В. П.* Пульсации Земли // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геолог. 1979. Т. 54. Вып. 3. С. 92—109.
5. *Казаринов В. П.* Пульсации Земли. Кн. 3. Комплексы. Новосибирск. 1983. Деп. в ВИНТИ. № 3253—83. С. 171.
6. *Милановский Е. Е.* Пульсации Земли // Геотектоника, 1995. № 5. С. 3—24.
7. *Мишин В. М.* Древнее рифообразование — предвестник внедрения кимберлитов в Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология, 1997. № 1. С. 36—41.



# РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СТРОМАТОЛИТОВЫЕ БИОСТРОМЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА

П. В. Медведев, В. В. Макарихин

ИГ КНЦ РАН, Петрозаводск; *pmedved@krc.karelia.ru*

Строматолиты являются характерным признаком осадочных карбонатных пород, образовавшихся в течение первых 85 % геологической истории. Обычно они рассматриваются, как биогенно-осадочные образования — продукты механического захвата, связывания и осаждения частиц осадка мат-формирующими микроорганизмами, главным образом цианобактериями. Stromatолиты интерпретируются как ископаемые микробиальные архивы. Внешний облик строматолитовых построек и их внутреннее строение определяются эволюцией строящих их микроорганизмов и окружающей средой.

Древнейшими — возраст 3.45 млрд лет - из известных построек очевидно являются строматолиты серии Уоррауна в Западной Австралии. Аналогичными по возрасту считаются находки южноафриканских желваковых и столбчатых строматолитов кремнистого состава из серии Фиг-три. Южная Африка располагает, по-видимому, наибольшим количеством местонахождений древнейших строматолитов, в том числе не менее 8 из этих местонахождений обнаруживают постройки архейского возраста. Как правило, архейские строматолиты приурочены к осадочным прослоям в мощных толщах вулканитов зеленокаменных поясов.

В раннем протерозое появляются многочисленные, часто довольно крупные, бассейны карбонатного осадконакопления, в которых обильно присутствуют микробиальные сообщества строматолито-образователи. В России основная часть изученных дорифейских строматолитов описана на восточной части Фенноскандинавского щита. Послойное изучение типовых разрезов карелия (нижний протерозой) позволило установить ряд строматолитовых сообществ, характеризующих выделяемые здесь надгоризонты: сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий (см. таблица).

Онежский горизонт ятулия, сложенный преимущественно доломитами, в которых наиболее полно представлены строматолитовые постройки, расчленен на слой с *Lithophyta* — биостратиграфические подразделения, для каждого из которых характерно свое, не повторяющееся в разрезе, сообщество строматолитов и онколитов. Благодаря выявленным сообществам разобщенные участки однообразного карбонатного разреза успешно коррелируются между собой. Наиболее протяженные из слоев (слои с *Omachtenia kintsiensis*, слой с *Butinella*) прослежены на расстоянии до нескольких сотен километров. Отмеченные сообщества неодинаковы по своему объему и стратиграфической значимости. Большинство из них имеют достаточно ограниченные ареалы, не выходящие за пределы контуров па-

Таблица

Расчленение нижнего протерозоя в общей стратиграфической шкале докембрия России (Апатиты, 2000 г.)

Эпохема	Эрагема	Возраст гранич., млн. лет	Типовые стратиграфические подразделения (надгоризонты) региональной шкалы	
НИЖНЕ ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (КАРЕЛЬСКАЯ)	Верне-карельская	1800	Вепсийский	
		1920	Калевийский	
		2100	Людиковийский	
	Нижне-карельская	2300	Ятулийский	онежский горизонт
				сегозерский горизонт
		2400	Сариолийский	
	2500	Сумийский		

леобассейнов или каких-то их участков. Тем не менее, отдельные элементы сообществ могут быть прослежены далеко за пределами региона. Авторы сравнили мелкие ветвящиеся строматолиты из карбонатных разрезов Карелии, Финляндии, Сибири, Китая, США и Канады, сформированных в интервале 2.2—2.1 млрд лет во время изотопной аномалии  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ . В результате эти постройки отнесены к роду *Djulfmekella*, впервые выделенному в ятулии Карелии. Выявленное глобальное распространение карельского рода строматолитов, приуроченных к возрастному интервалу 2.2—2.1 млрд лет делает реальными межрегиональные корреляции карбонатных разрезов палеопротерозоя с помощью строматолитов.

Разрезы ятулийских отложений были задокументированы с максимальной детальностью для того, чтобы получить литологические данные, пригодные для комплексной генетической интерпретации. Изучение выявило множественные свидетельства участия эвапоритовых процессов в ятулийском седиментогенезе. В терригенно-карбонатных отложениях установлено массовое распространение псевдоморфоз карбонатов, реже других минералов по гипсу, а также широкое развитие доломитов, образованных по пластовым залежам гипса. Встречены отдельные псевдоморфозы по скелетным кристаллам галита. Некоторые брекчии обладают особенностями отложений, характерных для соляного карста. Былые гипсовые отложения по самым умеренным оценкам на значительной территории составляли 20 % и более от общей мощности (800 м) верхнеятулийских осадков, что совместно с предположением об их первоначальной солёности позволяет говорить о наличии существенно сульфатных раннепротерозойских эвапоритов. Общий разрез представляет собой магнезит-строматолит-доломит-красноцветную последовательность осадков. Терригенные красноцветные отложения развиты по всему разрезу и представлены осадками, сформировавшимися в трёх фациальных обстановках: 1 — разветвлённая прибрежная речная система; 2 — замкнутая лагуна или бухта; 3 — плайное озеро.

Существенным компонентом карбонатной части разреза являются строматолиты, образующие 6 после-

довательно сменяющих друг друга по вертикали и не повторяющихся в разрезе сообществ. Это обстоятельство, а также то, что на некоторых интервалах строматолиты имеют пороодообразующий характер, позволило расчленить верхнеятулийский разрез не только на литологические пачки, но и по палеонтологическим признакам на слои с *Lithophyta*. Эти подразделения прослежены по латерали в пределах Онежского структурного бассейна, а некоторые из них трассируются по всей территории Карелии. Строматолиты, нередко образующие биостромы и биогермы, формировались в мелководных приливно-отливных зонах, замкнутых эвапоритовых лагунах и в эвапоритовых условиях вблизи литорали. Лишь незначительная часть построек, таких, например как крупные (до 1 м высотой) одиночные столбчатые строматолиты *Colonnella carelica* Mak. 1983, могла образоваться в относительно «открытых» морских условиях. Красноцветные пластовые строматолитовые постройки доломитового и магнезитового состава формировались во временных эвапоритовых водоёмах, прибрежных сабхах и плайевых озёрах. Отдельно следует отметить строматолитовые постройки, входящие в сообщество «слой с *Sundosia*». Эти постройки образуют в разрезе непрерывную строматолитовую последовательность, начинающуюся крупными (диаметром до 3 м) куполообразными биостромами, сложенными мелкими (высотой 1—2 см) столбиками *Carelozoon metzgerii*. Выше на них залегают более крупные *Sundosia mira*, а завершают последовательность линзовидные биостромы, образованные крупными брусковыми постройками *Parallelophyton*, имеющими заметное отклонение от перпендикуляра к поверхности напластования. Все отмеченные строматолиты являются активно ветвящимися и связаны между собой постепенными морфологическими переходами по вертикали с существенным увеличением размеров построек вверх по разрезу.

Текстуры «типи», трещины усыхания, псевдоморфозы по гипсу, отпечатки кристаллов галита и красноцветность пород в разрезе позволяют предполагать, что 1) наземные условия преобладали над водными и 2) имела место частичная или полная изоляция строматолитообразующих обстановок осадконакопления от окраинного моря. Такой же замкнутый характер имели обстановки строматолитообразования на Кольском полуострове, в то время как к западу, на территории Финляндии (сланцевый пояс Перепохья) и, особенно, Швеции (зеленокаменный пояс Каликс) палеопротерозойские строматолиты формировались в более открытых условиях побережья крупного морского бассейна.

*Работа выполнена по проекту, финансируемому в рамках подпрограммы II Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических процессов».*

## ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ БРАХИПОДОВЫЕ СООБЩЕСТВА РИФОВ И РОВНОГО ДНА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

А. Г. Мизенс

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; *MizensAG@igg.uran.ru*

На западном склоне Южного Урала широко развиты верхнедевонские отложения, в том числе и рифовых фаций [3]. Здесь на примере двух разрезов: «Большая Барма» и «Аккыр», расположенных в бассейне реки Белой, были изучены брахиоподы из пограничных франско-фаменских отложений, сформировавшихся на мелководном шельфе открытого моря. Разрезы являются соответственно стратотипом и парастратотипом барминских слоев, представленных ракушняками с видом-индексом *Parapugnax markovskii* (Yud.) [= *Pugnoides triaequalis* (Mark.)] [4, 10]. Стратиграфически ниже ракушняков в этих двух разрезах находятся слоистые и неясно-слоистые известняки рифовых или межрифовых фаций, выше ракушняков — слоистые известняки с более глубоководными комплексами брахиопод [1, 6]. В распоряжении автора находилось более 3100 экземпляров раковин и отдельных створок брахиопод из «Б. Бармы» и «Аккыра» (сборы А. Н. Абрамовой и О. В. Артюшковой). В общей совокупности было определено 47 видов и выделен ряд комплексов брахиопод, сменяющих друг друга в стратиграфической последовательности [5, 6, 7, 9]. Детальность сборов и хорошая охарактеризованность данных разрезов конодонтами [11] позволили привязать возраст этих комплексов к конодонтовым зонам. Но имеющийся материал также давал возможность учесть приуроченность разных видов и родов брахиопод к разнофациальным отложениям и повысить детальность стратиграфического расчленения разрезов; в связи с этим были рассмотрены повторяющиеся ассоциации таксонов в собранных коллекциях брахиопод (палеосообщества). При выделении палеосообществ брахиопод учитывалось: процентное соотношение численности видов, сохранность раковин, приуроченность к литологически однородным отложениям и морфологические особенности раковин, отражающие приспособления к среде обитания. Название давалось по доминирующим и наиболее многочисленным формам в ассоциации. По степени сохранности фоссилий определялся уровень гидродинамической активности воды (ГА); предполагалось, что этот фактор связан с глубиной местообитания брахиопод. Даже если остатки организмов были несколько перемещены, все же они характеризуют собой определенную часть древней биоты из близкорасположенных биотопов, и их можно рассматривать как остатки одного сообщества. По вмещающим отложениям, форме раковин и таксономическому составу ассоциации можно установить так называемый «бентосный





комплекс» (БК) палеосообщества — по классификации А. Буко [2, 12]. БК представляет собой группу сообществ, которые неоднократно встречаются в разных частях региона в одном и том же положении по отношению к береговой линии; они нумеруются, начиная от берега. По этой модели различают рифовые сообщества (они всегда относятся к БК 3) и сообщества ровного дна.

В разрезе «Б. Барма» были установлен ряд следующих сообществ брахиопод [9]:

- 1) Сообщество рифов *Atryparia (Costatrypa) posturalica* — *Gypidula biplicata* — *Ladogia ? pressula* — *Hypothyridina* spp. — *Gibberosatrypa gibberosa* — *Cryptonella* sp. БК 3, сильная ГА. Фран, конодонтовая подзона *Late rhenana*.
- 2) Сообщество ровного дна *Desquamatia (D.) alticoliformis* — *Iowatrypa nalivkini*. БК 2, сильная ГА. Фран, конодонтовая подзона *Late rhenana*.
- 3) Сообщество ровного дна *Iowatrypa nalivkini* — *Desquamatia (D.) alticoliformis* — *Iowatrypa aff. kadzielniae*. БК 2, сильная ГА. Фран, конодонтовая зона *linguiformis*.
- 4) Сообщество ровного дна *Iowatrypa nalivkini* — *Spinatrypina (Exatrypa) bifurcata* — *Gibberosatrypa gibberosa*. БК 2, сильная ГА. Фран, конодонтовая зона *linguiformis*.
- 5) Сообщество ровного дна *Parapugnax markovskii* — *Athyris* spp. БК 2, сильная ГА. Фамен, конодонтовые подзоны *Early–Middle triangularis*.
- 6) Сообщество ровного дна *Athyris* spp. — *Cyrtospirifer* spp. БК 2, сильная ГА. Фамен, конодонтовая подзона *Late triangularis* — зона *crepida*.
- 7) Сообщество ровного дна *Mesoplica* spp. — *Sentosioides* spp. — *Parapugnax ? tumidus*. БК 3, низкая ГА. Фамен, конодонтовая зона *crepida*.
- 8) Сообщество ровного дна *Parapugnax ? tumidus* — *Cyrtospirifer verneuili verneuili* — *Mesoplica* spp. БК 3, умеренная ГА. Фамен, конодонтовая зона *crepida*.
- 9) Сообщество ровного дна *Cyrtospirifer verneuili verneuili* — *Athyris* spp. БК 3, умеренная ГА. Фамен, конодонтовая зона *crepida*.

В разрезе «Аккыр» были установлены:

- 1) Сообщество рифов (условно, приурочено к межрифовым фациям) *Athyris angelica* — *Schizophoria (S.) bistrata*. БК 3, сильная ГА. Фран, конодонтовая подзона *Late rhenana*.
- 2) Сообщество рифов *Hypothyridina crassicostata*. БК 3, бурная ГА. Фран, конодонтовая подзона *Late rhenana*.
- 3) Сообщество рифов *Parapugnax nikolaevskensis* — *Hypothyridina cuboides* — *Gypidula brevirostris*. БК 3, сильная ГА. Фран, конодонтовая подзона *Late rhenana*.
- 4) Сообщество рифов *Gypidula brevirostris* — *Parapugnax nikolaevskensis*. БК 3, сильная ГА. Фран, конодонтовая зона *linguiformis*.
- 5) Сообщество ровного дна *Parapugnax markovskii* — *Theodossia evlanensis*. БК 2, умеренная и сильная ГА. Фран, конодонтовая зона *linguiformis*.
- 6) Сообщество ровного дна *Parapugnax markovskii* — *Athyris* spp. БК 2, сильная ГА. Фамен, конодонтовые подзоны *Early–Middle triangularis*.

7) Сообщество ровного дна *Athyris* spp. — *Cyrtospirifer* spp. БК 2, сильная ГА. Фамен, конодонтовые подзоны *Early–Middle triangularis*.

8) Сообщество ровного дна *Cyrtospirifer* spp. — *Parapugnax ? tumidus* — *Athyris* spp. БК 3, умеренная ГА. Фамен, конодонтовая зона *crepida*. Приблизительно одновременно с ним существовало несколько более глубоководное сообщество ровного дна *Schizophoria (S.) bistrata* — *Parapugnax ? tumidus* — *Athyris* spp. (БК 3, низкая ГА. Фамен, конодонтовая зона *crepida*); а затем — сообщество ровного дна *Schizophoria (S.) bistrata* — *Athyris globularis* — *Cyrtospirifer tchernyschewii* (БК 3, низкая ГА. Фамен, конодонтовая зона *crepida*).

9) Сообщество ровного дна *Athyris* spp. — *Cyrtospirifer* spp. — *Cyrtiopsis* sp. (БК 3, умеренная ГА. Фамен, конодонтовая зона *crepida*) и более глубоководное сообщество ровного дна *Streptorhynchus devonicus* — *Parapugnax ? tumidus* (БК 3, низкая ГА. Фамен, конодонтовая зона *crepida*).

10) Сообщество ровного дна *Cyrtiopsis* spp. — *Cyrtospirifer* spp. — *Yunnanellina koscharica* — *Dmitria aff. romanovskii*. БК 3, умеренная ГА. Фамен, конодонтовая зона *rhomboidea*.

После установления местоположения палеосообществ относительно береговой линии были построены кривые углубления-обмеления для данных участков палеобассейна. Они были сопоставлены с наиболее известной кривой колебаний уровня воды Мирового океана, разработанной на североамериканском материале [13]; при этом выявилось значительное сходство между ними. Таким образом, изучение изменений в составе сообществ помогает фиксировать события, связанные с колебаниями уровня моря. В отложениях западного склона Урала можно проследить реперы позднефранских и раннефаменских глобальных событий, особенно характерных для палеобассейнов материка Лавруссия (Северная Америка, Западная Европа, Восточно-Европейская платформа). В связи с этими событиями на Урале отмечается два этапа вымирания брахиоподовой фауны: на границе франа/фамена и в кровле барминских слоев [8], причем первый из них связан с массовым разрушением рифов во время регрессии в конце верхнего кельвассеровского события, второй — с последующей раннефаменской трансгрессией.

Работа выполнялась при финансовой поддержке гранта РФФИ № 08-05-00575.

#### Литература

1. Абрамова А. Н. Франский ярус западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. 55 с.
2. Буко А. Дж. Эволюция и темпы вымирания / Пер. с англ. М.: Мир, 1979. 320 с.
3. Домрачев С. М. Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала // Девон Западного Приуралья. Л.—М.: Гостоптехиздат, 1952. С. 5–121. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 61).
4. Марковский Б. П. Барминская пачка (известняки, свита, слой, горизонт) // Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л.: Недра, 1975. С. 59–60.
5. Мизенс А. Г. Стратиграфическое распространение брахиопод в пограничных франско-фаменских отложениях западного склона Южного Урала // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Материалы Всеросс. конф. 25–27

сентября 2007 г. Казань, 2007а. С. 210–213.

6. Мизенс А. Г. Брахиоподовые комплексы из пограничных франско-фаменских отложений южноуральских разрезов «Большая Барма» и «Аккыр» (стратотипа и парастратотипа барминских слоев) // Литосфера, 2007б. № 6. С. 93–110.

7. Мизенс А. Г. Стратиграфическое значение брахиопод из барминских слоев для установления границы франского и фаменского ярусов на западном склоне Урала // I Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А. П. Карпинского. 24–27 февраля 2009 г.: Тез. докл. СПб, 2009а. С. 103–105.

8. Мизенс А. Г. Верхнефранские и нижнефаменские брахиоподы барминских слоев Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. 13–16 апреля 2009 г. Сыктывкар, 2009б. Т. II. С. 42–44.

9. Мизенс А. Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала: Автореф... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2009в. 18 с.

10. Юдина Ю. А. Ринхонеллиды из барминских отложений западного склона Южного Урала // Палеонтол. журнал. 1997. № 5. С. 63–67.

11. Abramova A. N., Artyushkova O. V. The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals // Geol. Quart. Warszawa, 2004. Vol. 48 (3). P. 217–323.

12. Boucot A. J. Evolution and extinction rate controls. Elsevier, Scientific Publishing Company. Amsterdam, Oxford, New York, 1975. 427 p.

13. Johnson J. G., Sandberg C. A. Devonian eustatic events in the Western United States and their biostratigraphic responses // Devonian of the World. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologist, 1989. Memoir 14. Vol. 3. P. 171–178.

## СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БИОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД: ИХ ПОВЕДЕНИЕ В УСЛОВИЯХ ЛИТОГЕНЕЗА – ФОНОВОГО И НАЛОЖЕННОГО (НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

В. П. Морозов, А. Н. Кольчугин, Э. А. Королев,  
Р. И. Салимов, Н. М. Низамутдинов, Н. М. Хасанова

КГУ, Казань, [Vladimir.Morozov@ksu.ru](mailto:Vladimir.Morozov@ksu.ru)

В работе рассматриваются постседиментационные изменения биогенных карбонатных отложений, сформированных в условиях эпиконтинентальных шельфовых морских бассейнов. Проводится реконструкция условий их преобразования с выделением факторов, контролирующих процессы фонового и наложенного литогенеза. Последние в работе названы вторичными изменениями.

Сложность реконструкции условий формирования карбонатных пород обусловлена большим количеством факторов их седиментогенеза и литогенеза. К ним относятся: различные механизмы образования компонентов из водной среды, условия и способы формирования осадков, диагенетические и катагенетические процессы, сопровождаемые литификацией. Весьма существенные преобразования минерального состава, структуры и текстуры пород могут происходить под влиянием вторичных изменений, которые имеют наложенный характер и обусловлены в основном геофлюидным режимом бассейнов породообразования.

Согласно современным представлениям о литогенезе [1, 2], в зависимости от факторов и направленности изменений осадочных пород его можно рассматривать с двух точек зрения (см. рисунок). Стадийность изменения осадков, а затем и пород под действием, прежде всего, Р-Т-Х-условий, увеличивающихся с глубиной (диагенез, катагенез, метagenез). Особенностью этого типа литогенеза является уплотнение и литификация с наследованием химического состава, в меньшей мере, минерального состава, сформировавшихся осадков осадочными породами. Другой тип преобразования осадочных пород, реализация которого обязана наложенным процессам, обуславливает вторичные изменения пород, прежде всего, их химического и минерального состава под действием мигрирующих через них растворов. При этом изменение пород может быть связано с элизионной и инфильтрационной гидрогеологическими стадиями развития бассейнов породообразования. Считается, что элизионная стадия развития осадочных бассейнов обусловлена мобилизацией водными растворами части ве-



щества при катагенетическом преобразовании осадочных пород на глубине и их миграцией вверх по разрезу. Инфильтрационная стадия, наоборот, благодаря миграции водных растворов преимущественно вниз, предопределяет переотложение наиболее легко растворимых компонентов осадочных пород сверху вниз.

Карбонатные отложения в пределах Волго-Уральской антеклизы испытали как фоновый литогенез, так и вторичные изменения элизионного и инфильтрационного типов. Последнее доказывается работами гидрогеологов по изучению химического состава вод различных стратиграфических уровней. В настоящее время территория Волго-Уральской антеклизы находится на инфильтрационной стадии развития.

Нижне-среднекаменноугольные отложения, развитые в пределах Волго-Уральской антеклизы, образуют нефтегазоносные комплексы. В них широко распространены известняки, представленные различными структурно-генетическими типами: пелитоморфные, биокластовые (фито- и зоогенные), литокластовые, строматолитовые, оолитовые.

Изучение известняков показало, что их диа- и катагенетические изменения проявлены крайне слабо. Хотя углепетрографическим, минерально-парагенетическим и геохимическими методами уровень катагенетической измененности пород нижнего и среднего карбона определяется как МК<sub>1</sub>—МК<sub>3</sub>. Объясняется это тем, что их породообразующий минерал — кальцит, находится в химическом равновесии с поровыми водными растворами или близок к этому и является термодинамически довольно устойчивым при р-Т-Х-условиях диа- и катагенеза. Исключение составляет процесс кальцитизации, развитый в биокластово-зоогенных известняках второго типа башкирского яруса, время реализации которого отвечает субаэральному диагенезу, а также кальцитизация, связанная с заполнением биопустот. И в том, и в другом случае формируется спарит. Любые выделенные типы известняков, подверженные лишь фоновому литогенезу, обладают весьма невысокими коллекторскими свойствами.

Изменения другого типа и другой природы, связанные с наложенными на фоновый литогенез вторичными процессами, проявляются значительно интенсив-

нее. Наиболее значимыми из них, влияющими на коллекторские свойства известняков, являются выщелачивание, перекристаллизация (не является самостоятельным процессом, сопровождается выщелачиванием), доломитизация, окремнение, кальцитизация, сульфатизация.

Вышеназванные процессы являются хорошо известными. Однако влияние некоторых из них на коллекторские свойства и структуру пустотного пространства матрицы карбонатов не однозначно, несмотря на хорошую минералого-петрографическую изученность названных процессов. Такое, на наш взгляд, обусловлено недостаточной изученностью пространственной локализации вторичных изменений. Поэтому в работе предпринята попытка системного подхода к анализу наблюдаемых явлений, что позволило на примере карбонатных отложений создать геолого-историческую классификацию постседиментационных изменений карбонатных отложений. Это позволило также оценить критерии, согласно которым, можно те или иные из них относить к процессам фонового литогенеза или вторичным изменениям наложенного характера с выделением среди последних процессов, связанных с элизионной или инфильтрационной стадиями гидрогеологического развития бассейнов породообразования.

Критериями отнесения постседиментационных изменений к процессам фонового литогенеза следует считать: повсеместное распространение; отсутствие литологического контроля (есть исключения); отсутствие пространственной связи изменений с тектоническими структурами, зонами нефте- или водонасыщенных пород, зонами ВНК; местный источник привносимых веществ (т.е. небольшой по расстоянию их перенос), которые формируют новообразования (исключение составляет стилолитизация).

Особенностью вторичных изменений пород является то, что они не являются изохимическими, как при фоновом литогенезе. При их реализации происходят весьма существенные изменения, как минерального состава, так и структурно-текстурных особенностей пород, обусловленные миграцией флюидов. К вторичным изменениям, изученным в работе, относятся: выщелачивание и связанная с ним перекристаллизация, неко-



Классификация постседиментационных изменений.

торые типы окремнения, доломитизации, кальцитизации, сульфатизация. В основу отнесения тех или иных вторичных изменений к определенной геофлюидной стадии развития бассейнов породообразования положены морфология вторично измененных пород, пространственная литолого-стратиграфическая и тектоническая приуроченность, выдержанность в пространстве, источник привносимых веществ, вызывающих изменения.

Вторичные изменения, связанные с элизионной стадией, реализуются в условиях динамотермальной активизации. Основным фактором таких изменений считается температурный режим. Последний, определяемый астеносферной конвекцией, способствует разогреву осадочных толщ и дополнительному отжиму флюидов из них. По сравнению с отжимом флюидов при фоновом литогенезе, его интенсивность такова, что миграция флюидов осуществляется и вкрест простирания пород. «Окнами» такой разгрузки служат антиклинальные поднятия.

Среди изученных структурно-генетических типов известняков выщелачивание наиболее интенсивно проявляется лишь в биокластово-зоогенных известняках I типа. Их выщелачивание селективно и обусловлено выносом части микрита, цементирующего органические остатки, и одновременно его перекристаллизацией с укрупнением зерен. В результате выщелачивания и перекристаллизации, цементирующий органические остатки агрегат кальцита по структуре отвечает спариту, который не полностью заполняет пространство между соприкасающимися органическими остатками.

Критериями отнесения процессов вторичного изменения известняков, связанных с элизионной стадией развития бассейнов породообразования в условиях динамотермальной активизации, являются: привнос веществ, вызывающих метасоматическое изменение пород; определенная пространственная локализация процессов, обусловленная литолого-стратиграфическим и тектоническим факторами.

К вторичным изменениям, связанным с инфильтрационной стадией, относится лишь сульфатизация. Проявляется в метасоматическом замещении карбонатов гипсом и ангидритом. Критериями отнесения вторичных изменений к инфильтрационной стадии считаются: привнос вещества, вызывающего метасоматическое изменение пород; прожилково-гнездовидная форма выделений; отсутствие какой-либо парагенетической связи с типами известняков и их вторичными изменениями, связанными с элизионной стадией развития бассейнов породообразования; отсутствие парагенетической

Таблица.  
Постседиментационные изменения

Типы литогенеза	Фоновый	Вторичные изменения наложенного характера в условиях динамотермальной активизации	
		Изменения, связанные с элизионной стадией	Изменения, связанные с инфильтрационной стадией
Основные факторы	Давление и температура, увеличивающиеся с глубиной. Взаимодействие поровых растворов с минеральными компонентами	Восходящие флюиды	Нисходящие флюиды
Типы изменений	Изохимические. Плавно меняются с глубиной	Изменения пустотного пространства, минерального состава, структуры и текстуры пород	
Место локализации	Повсеместно	Преимущественно в пределах антиклинальных структур	До глубины проникновения инфильтрационных вод
Типы барьеров	Нет	Флюидодинамические, геохимические	Геохимический

связи с нефтяными залежами и зонами ВНК; пространственная направленность процесса сверху вниз.

Из изложенного следует, что известняки, сформировавшиеся при седиментогенезе как карбонатные осадки, испытали определенные постседиментационные изменения. К ним относятся процессы фонового литогенеза, которые также можно по аналогии с классификацией метаморфических процессов назвать процессами регионального литогенеза, и процессы локального литогенеза. Последние в работе названы, соблюдая существующие в литературе традиции, вторичными изменениями, имеющими наложенный характер. Их особенность заключается в миграции флюидов, вызывающих вторичные изменения, не по напластованию пород, как это преимущественно происходит при фоновом литогенезе.

Изменения, отнесенные к процессам фонового литогенеза, реализуются при погружении осадочных толщ — литогенез погружения. Тогда как вторичные изменения осадочных пород, имеющие «элизионный или инфильтрационный характер», реализуются позже — на этапе динамотермальной активизации (см. таблицу).

#### Литература

1. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
2. Япаскурт О. В. Основы учения о литогенезе. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2005. 379 с.



# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ РИФОВ ПОДОЛЬСКИХ ТОЛТР

Е. Л. Москалюк

ЛНУ, Украина, Львов; [zolytynka@ukr.net](mailto:zolytynka@ukr.net)

В рельефе Подольской возвышенности четко выделяются Толтры, простирающиеся узкой полосой с северо-запада на юго-восток через Тернопольскую и Хмельницкую области Украины более чем на 150 км. На всем протяжении Подольских Толтр отличается главная гряда, состоящая из цепочки отдельных вытянутых массивов, и сопутствующие ей более низкие холмы и гребни, так называемые толтры. Уникальность Толтр обусловлена, во-первых, их происхождением — это ископаемые рифовые постройки среднего миоцена, образовавшиеся в прибрежных теплых водах Центрального Паратетиса 13–18 млн лет тому назад и, во-вторых, хорошей сохранностью литоморфного рельефа и морфологической выраженностью в современном рельефе Подолья.

Подольскими Толтрами принято называть весь комплекс ископаемых органогенных сооружений позднего бадена (тортона) и раннего сармата, представленных в современном рельефе Подольской возвышенности главной грядой и толтрами соответственно. Главную гряду Толтр формирует ископаемый барьерный риф позднего бадена. Главная гряда простирается от с. Залозцы (Тернопольская область) до с. Кульчиевцы (Хмельницкая область) и представлена в рельефе отдельными линейно вытянутыми массивами, разделенными речными долинами. Восточнее главной гряды расположены холмы-останцы баденского берегового рифа. Отдельные Толтры расположены, преимущественно, западнее главной гряды Толтр от с. Подкамень (Львовская область) до долины р. Днестр. Ископаемые рифы позднего бадена и раннего сармата формировались в различных палеогеографических условиях, и существенно отличаются геологическим строением и морфологией.

Толтры приурочены к окраине Восточно-Европейской платформы и полностью расположены на платформенной основе [4]. Прямолинейная форма главной гряды обусловлена региональным разломом, разделяющим блоки с разным режимом тектонического развития. Смещения по разлому обусловили структурные выступы на дне миоценового моря и создали благоприятные условия для поселения и развития организмов-рифостроителей. Тектонической активностью объясняются различия в простирании рифовых массивов позднего бадена и раннего сармата [1, 3]. Для рифов бадена характерны северо-западные направления простирания, а для рифов сармата, пространственно обособленных с рифами бадена и расположенными, в основном, на за-

пад от них, свойственно группирование в гребни северо-восточного направления. Обозначенные линии отображают особенности структурных планов, определивших в позднем бадене движения по разломам северо-западного направления (погружение в сторону Передкарпатского прогиба), а в сармате — северо-восточного [4].

Геолого-геоморфологическую основу Подольских Толтр формируют отложения миоцена — верхнего бадена и нижнего сармата. Главная гряда Толтр построена верхнебаденскими органогенными и органогенно-детритовыми известняками, залегающими на отложениях силура, верхнего мела и миоцена (верхней части разреза верхнего бадена). Известняки верхнего бадена локально перекрыты отложениями нижнего сармата и четвертичными отложениями. Органогенные постройки нижнего сармата формируют в рельефе Подольской возвышенности конусовидные скалистые холмы, или перекрывают отложения верхнебаденского рифа [5].

В северной части Толтр (до р. Гнезны) главная гряда сформирована мощной толщей (50–70 м) органогенных рифовых известняков. В рифе встречаются карстовые полости, заполненные глиной с обломками перекристаллизованных известняков. Органогенные рифовые известняки часто залегают на детритово-литотамниевых и детритовых известняках верхнего бадена (мощностью 18–20 м). В рифовых литотамниевых известняках встречаются колонии кораллов (около сел Максимовка, Галушенцы) [2].

В центральной части Толтр (в долине р. Збруч) мощность известняков главной гряды максимальная и достигает 150 м. Ископаемый барьерный риф здесь представлен несколькими параллельно расположенными массивными грядями. Рифовые известняки здесь трансгрессивно залегают на известняках и доломитах верхнего силура и мела, и перекрыты четвертичными отложениями. Отложения бадена в верхней части разреза представлены толщей (10–30 м) верметусово-литотамниевых перекристаллизованных известняков. Ниже по разрезу залегает толща трещиноватых литотамниевых известняков, замещающаяся к низу литотамниевым интенсивно перекристаллизованным известняком с незначительной примесью детритового материала. В основе рифовых поднятий залегают детритово-литотамниевые известняки, сложенные мелкозернистым детритовым материалом. Поверхность рифов позднего бадена часто перекрывают серпуловые известняки нижнего сармата, образующие конусовидные холмы.

В южной части Толтр (до долины р. Днестр) главная гряда представлена узкими массивами, построенными толщей (60–80 м) органогенных известняков верхнего бадена, трансгрессивно залегающих на мергелях, мергелистых известняках, глауконито-кварцевых песках верхнего мела и известняках силура. Главную гряду образуют литотамниевые и литотамниевоверметусовые перекристаллизованные известняки мощностью 40–60 м. Ниже по разрезу залегают литотамниевые-детритовые известняки. В периферийной части баденских рифов наблюдаются мощные толщи известняков, сформировавшиеся за счет их разрушения.

Сарматские рифы построены серпулово-микробиацитовым известняком — твердая и пористая порода, приобретающая на дневной поверхности желтовато-бурый цвет. Основной составляющей известняка являются микритовые образования, формирующие микробиациты. Трубки серпул с рода *Hydroides* значительно распространены, но составляют лишь несколько процентов объема породы. Часто вместо трубок серпул попадаются скелеты мшанок из рода *Tubulipora* [6].

Рифы раннего сармата местами расчленены узкими трещинами, стенки которых часто покрыты тонкими пленками микробиацитов. В обнажениях встречаются серпулы и моллюски, преобладают ракушки кардиумов с рода *Obsoletiforma* и *Musculus*. Ракушки заполняют углубления в серпулово-микробиацитовых известняках или образуют рифовый склон (например, вблизи с. Окно) [7].

Сарматские рифы, покрывающие выровненную поверхность баденских рифов, имеют мощность в несколько метров и характеризуются фациальной неоднородностью. Серпуловые известняки образуют куполовидные массивы, покрытые шаром инкрустирующих организмов — преимущественно мшанок из рода *Schizoporella*.

Юго-западные склоны рифов бадена перекрыты толщей сарматских серпулово-микробиацитовых известняков, в которых встречаются ракушки моллюсков из рода *Obsoletiforma*, реже *Musculus* и *Mytilater*. Иногда здесь наблюдаются большие колонии мшанок из рода *Schizoporella*. Для известняков характерно присутствие многочисленных каверн роста, заполненных микритовыми отложениями. Каверны роста иногда заполняет биокластический материал, вмещающий окаменелости сармата [2, 6, 7].

У подножий крутых юго-западных склонов баденских рифов выходят на дневную поверхность слоистые и сильно сцементированные отложения — кардиумный ракушник, сформированный ракушками моллюсков из рода *Obsoletiforma*, иногда с большой примесью серпуловых трубок. Встречаются также брекчии и конгломераты серпуловых известняков, принесенных их верхних частей рифов.

Форма проявления Толтр в современном рельефе в разных частях Подолья существенно отличается. На севере Подолья, от с. Подкамень до широты г. Тернополя, главная гряда Толтр представлена сравнительно не-

высокими массивами (относительные высоты не превышают 60–80 м) с пологими склонами. Главную гряду сопровождают многочисленные боковые толтры, хаотично расположенные у подножия юго-западного макросклона гряды, или на значительном расстоянии от нее (до 12–15 км). В центральной части Толтр главная гряда представлена массивными параллельными грядами. Гряда здесь четко выделяется в рельефе и возвышается над прилегающими территориями на 120–160 м. Боковые толтры представлены небольшой группой холмов, расположенных возле с. Окно. От долины р. Збруч до долины р. Днестр главная гряда простирается линейно вытянутыми отдельными массивами (их относительная высота достигает 100–120 м). В этой части Подолья среди боковых толтр выделяются высокие (до 25–30 м относительной высоты) конусовидные холмы с крутыми склонами и многочисленными выходами известняков. Холмы часто объединены в острые скалистые гребни и расположены перпендикулярно к направлению простираения главной гряды.

#### Литература

1. Арапов А. А., Бурденко Б. В., Якшин Ю. К. Закономерности размещения рифовых сооружений в районе среднего Днестровско-Прутского междуречья // Сов. геология. 1966. № 11. С. 117–119.
2. Вялов О. С. Горецкий В. А. К стратиграфии тортонских отложений Волыни и Подолии // Доклады АН СССР, 1965. Т. 161. № 1. С. 175–178.
3. Геренчук К. И. Подольские Толтры (геоморфологический очерк) // Изв. ВГО, 1949. Т. 81. № 5. С. 325–329.
4. Знаменская Т. А. О тектонической природе Толтровой гряды // Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР: Тезисы докл. респ. совещ. Львов, 1973. С. 20–21.
5. Королюк И. К. Подольские Толтры и условия их образования // Труды Ин-та геологических наук АН СССР. Сер. геол., 1952. Т. 110, № 56. С. 9–120.
6. Jasionowski M. Facje i geochemia dolnosarmackich raf z polnocnych obrzezy Paratetydy na Roztoczu (Polska) i Miodoborach (Ukraina): implikacje paleosrodowiskowe // Przegląd Geologiczny, 2006. Т. 54. № 5. S. 445–455.
7. Jasionowski M., Gorka M., Studencka B., Poberezhskyy A. Miocen Miodoborow (Podole, Zachodnia Ukraina) // Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgorskich: przewodnik sesji terenowych streszczenia referatów i posterów, 2006. S. 53–65.



# ВЕРХНЕФРАНСКИЕ РИФЫ РУБЕЖИНСКОГО ПРОГИБА, ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ

Ю. И. Никитин<sup>1</sup>, В. Б. Щеглов<sup>2</sup>, Н. Н. Чикина<sup>1</sup>,  
С. В. Остапенко<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ТННЦ, Тюмень; *YINikitin@tnk-bp.com, NNChikina@tnk-bp.com*

<sup>2</sup>ФГУП НВНИИГГ, Саратов; *Sheglov@nvniigg.san.ru*

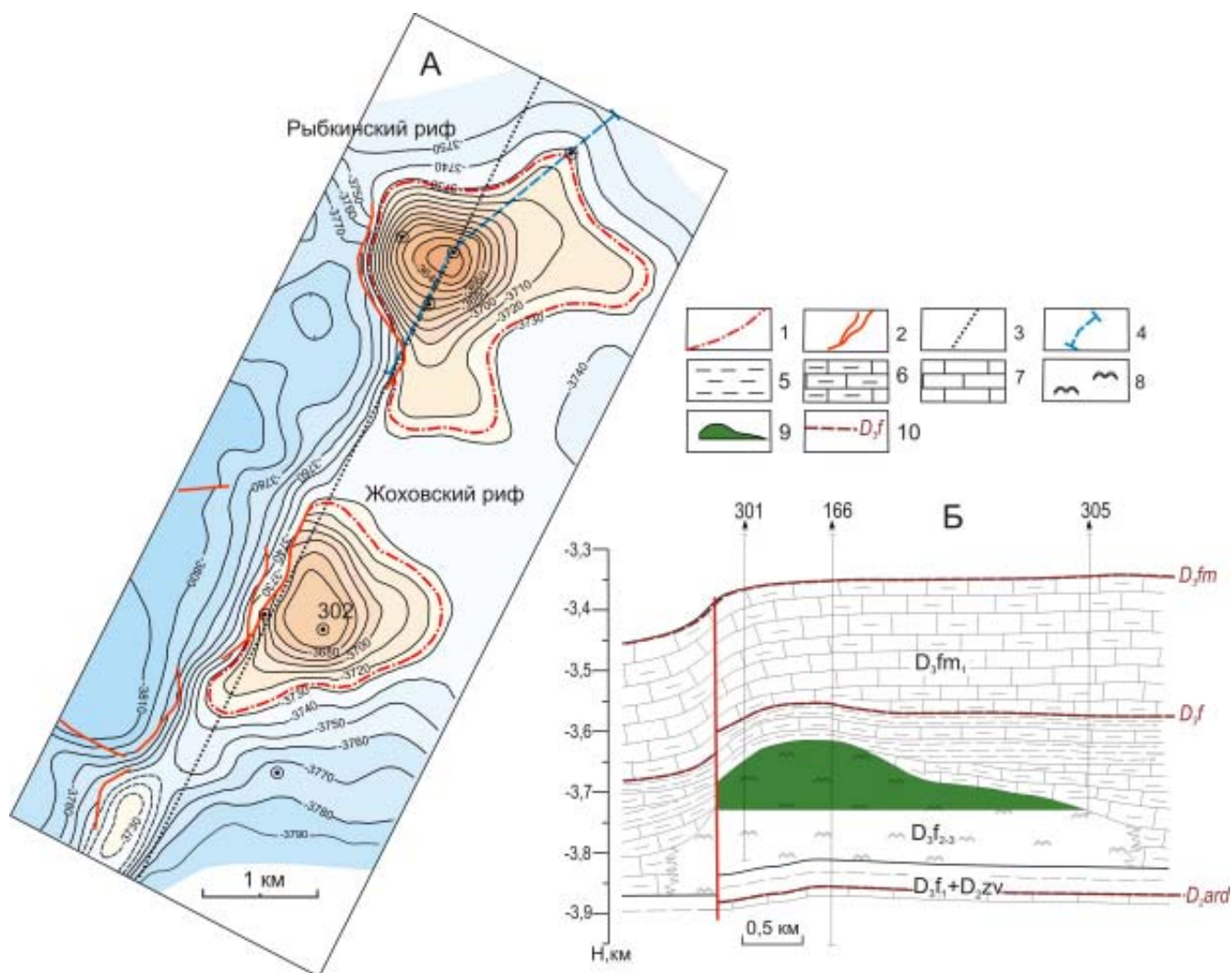
<sup>3</sup>ОАО «ТНК-ВР Менеджмент», Москва; *SVOstapenko@tnk-bp.com*

Рубежинский прогиб представляет собой южную, наиболее погруженную часть Бузулукской впадины Волго-Уральской антеклизы [1]. На востоке прогиба, в зоне его перехода к Павловской седловине, поисковое бурение на закартированной сейсморазведкой 2D в среднем девоне Рыбкинской локальной структуре привело в 1989—1990 гг. к случайному открытию верхнеде-

вонского нефтеносного рифа. Дальнейшие целенаправленные работы привели к обнаружению ещё одного продуктивного рифа: обе постройки контролируют Рыбкинское нефтяное месторождение (рис. 1).

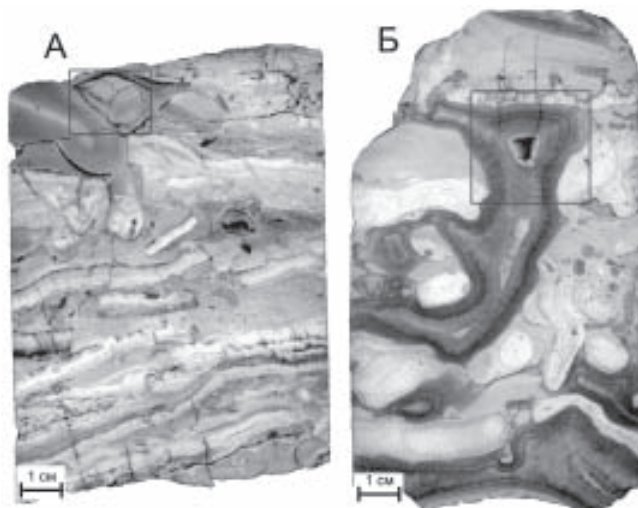
По данным биостратиграфического анализа органогенные постройки имеют петинско-воронежский возраст, перекрыты евлановско-ливенской карбонатно-глинистой толщей, которая является покрывкой для нефтяных залежей в рифовых телах (рис. 1). В разрезе скв. 302 вскрытая мощность органогенных карбонатов достигает 150 м.; они представлены светло-серыми, бежевыми известняками практически без глинистых примесей и редкими вторичными доломитами. По результатам литолого-фациального анализа среди известняков доминируют (около 65 %) биогермные разности, в меньшей степени развиты известняки с биоморфной, биоморфно-детритовой, комковатой структурой.

Биогермные известняки имеют массивную, массивно-пятнистую и макрослоистую текстуру. Основными каркасными рифостроителями являются строматопоридеи, реже встречаются водорослевые образования, мелкие кораллы. Вскрытая в скв. 302 часть рифового сооружения представляет собой комплекс небольших био-



**Рис. 1.** Рыбкинское месторождение: А — структурная карта по кровле воронежского горизонта верхнефранского подъяруса; Б — геологический разрез.

1 — ВНК; 2 — разломы; 3 — линия сейсмического разреза (рис. 3); 4 — линия геологического разреза; 5 — аргиллиты; 6 — глинистые известняки; 7 — мелководно-шельфовые карбонаты; 8 — органогенные карбонаты; 9 — нефтяная залежь; 10 — сейсмические отражающие горизонты



**Рис. 2.** Жоховский риф (скв. 302—Рыбкинская): А — биогермный известняк, образованный пластинчатыми строматопорами; выделена крупная раковина брахиоподы (3861.5—3866.5 м, обр. № 11); Б — биогермный известняк, образованный кустистыми строматопорами с многослойной инкрустационной структурой; выделена первичная полость, выполненная волокнистым и друзовидным кальцитом (3866.5—3871.5 м, обр. №13)

стромовых, биогермных образований и сопутствующих фаций. Биостромы сложены массивными и пластинчатыми разновидностями строматопороидей (рис. 2, А). Толщина подобных колоний колеблется от первых миллиметров до 1—2 см. Для биогермных построек характерны столбчатые, кустистые формы колоний строматопороидей, широкое развитие инкрустационных структур (рис. 2, Б). Высота колоний в образцах ядра колеблется от 2—5 см до 7 см и более. Пространство между каркасными рифостроителями заполнено микритом, микро-тонкокristаллическим кальцитом, мелкими комковатыми образованиями, в которые заключены

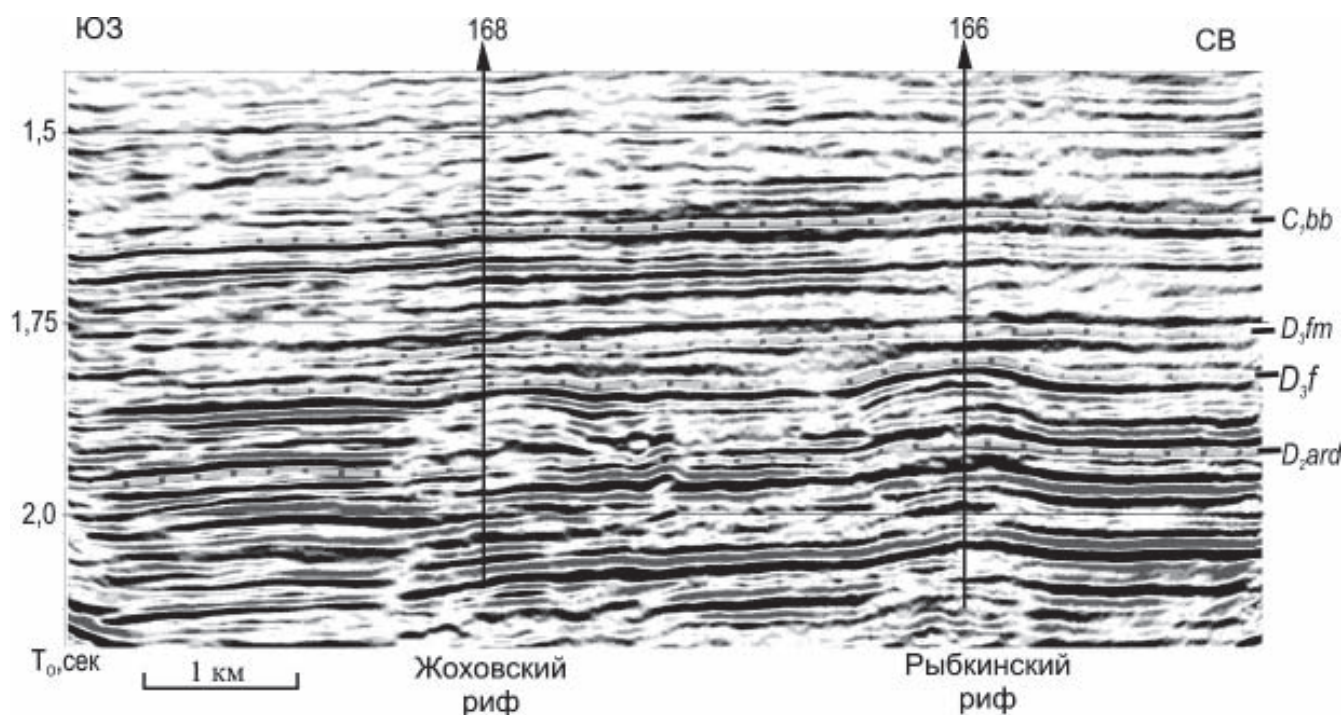
обломки члеников криноидей, мелких строматопор и кораллов, раковин пелеципод и гастропод, крупных брахиопод, остатки водорослей.

Доминирование в составе биогермных пород строматопороидей, преимущественно микритовый состав заполняющей массы, отсутствие сортировки и признаков окатанности органогенно-детритового материала, присутствие неразрушенных раковин брахиопод с незаполненными осадком внутренними полостями указывают на гидродинамически спокойные условия осадконакопления — ниже уровня волнового прибоя.

Доломитизации наиболее подвержена межкаркасная масса пород, колонии строматопор менее доломитизированы. Характер доломитизации — от рассеянной, рассеянно-пятнистой до сплошной, с полным уничтожением в отдельных прослоях первичных структурно-текстурных особенностей пород и образованием пористо-кавернозных вторичных доломитов. Отмечается спорадическое выщелачивание отдельных мелких органических остатков, а также развитие щелевидных пустот выщелачивания вдоль литогенетических и тектонических трещин.

Сейсмогеологические условия восточной части Рыбужинского прогиба, где верхнефранский рифовый рельеф перекрывается колганской (верхнефранско-нижнефаменской) карбонатно-глинистой толщей являются благоприятными для картирования небольших по размерам, морфологически хорошо выраженных рифовых построек с помощью современной сейсморазведки. На сейсмических волновых картинах рифы четко опознаются по характерному для верхнедевонских органогенных построек Русской платформы комплексу геологосейсмических признаков [2] (рис. 3):

- Отражение от надрифового горизонта имеют положительный изгиб, резко затухающий вверх по разрезу.
- Между отражениями от надрифовых границ наблю-



**Рис. 3.** Рыбужинское месторождение, вертикальный разрез сейсмического временного куба (по линии 3 на рис. 1)





дается локальное сокращение временного интервала при увеличении этого параметра между отражениями от надрифового и подрифового горизонтов.

- Вблизи рифовых склонов наблюдаются круто наклонённые оси синфазности, связанные либо с недоисключенными в процессе миграции дифрагированными волнами, либо с большими углами падения отражающих площадок.
- В зоне развития рифовой постройки происходит заметное снижение энергии сейсмической записи.
- Под рифами могут наблюдаться эффекты «pull-up» - малоамплитудные положительные изгибы отражённых волн, вызванные локальным увеличением интервальной скорости в рифовом теле.

Данные сейсморазведки последних лет указывают на существование в восточной части Рубежинского прогиба целого семейства верхнефранских рифов, аналогичных постройкам Рыбкинского месторождения.

#### Литература

1. Никитин Ю. И., Федорова Т. И. Тектоника и нефтегазоносность отложений девона зоны сочленения Бузулукской и Прикаспийской впадин // Геология нефти и газа, 1988. №6. С. 32—36.
2. Мирчинк М. Ф., Мкртчян О. М., Хатьянов Ф. И. и др. Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков. М.: Недра, 1974. 152 с.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

Н. И. Никонов<sup>1</sup>, И. Ю. Беда<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ГУП РК ТП НИЦ, Ухта; [nikonov@tpnic.ru](mailto:nikonov@tpnic.ru)

<sup>2</sup> ООО «ТП НИЦ нефтегаз», Ухта

В течение ассельско-сакмарского этапа седиментогенеза территория Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТППУ) представляла собой шельф, на котором происходило накопление карбонатных формаций (см. рисунок).

В мелководной части шельфа в ассельское время получили развитие пластовые биостромы толщиной до 50—60 м и менее.

Биостромы слагают (Баганская группа поднятий) известняки водорослевые и органогенно-детритовые, с брахиоподами, фораминиферами, фузулинидами, члениками криноидей, единичными мшанками, перекристаллизованные, неслоистые с широким развитием коллекторов. Межбиогермными отложениями являются известняки темновато-серые, глинистые, с обломками криноидей, брахиопод, мшанок, тонкослоистые за счет слоев темно-серых глин, плотные, но с отдельными прослойками коллекторов.

К востоку от мелководного шельфа существовала некомпенсированная палеовпадина (сезымская), позднее сnivelированная глинисто-мергелистыми сакмарскими отложениями, глубиной до 100 м в платформенной части ТПП и до 200—400 м в Предуральском прогибе. В палеовпадине получили развитие одиночные рифовые массивы трех типов: одиночные биогермы (Ладотынский), иногда формирующих архипелаги одиночных рифов (Колвинская площадь), линейные рифовые постройки (Сарутаюско-Вангурейяхинская зона), крупные водорослевые массивы (Интинский, Кожимский), установленные в Косью-Роговской впадине. Их высота зависима от глубины бассейна седиментации.

Биогермы (Южно-Сынинская площадь) сложены серыми, коричневато-серыми, биоморфными, детритовыми и водорослевыми известняками, участками перекристаллизованными, прослоями пористыми и кавернозными. Межбиогермные карбонаты сложены известняками в разной степени глинистыми, уплотненными.

Литология линейных рифовых построек идентична вышеописанным. Биогермные породы (Харейсинская площадь) представлены палеоаплизиновыми, криноидно-мшанковыми, водорослево-фораминиферовыми известняками, выщелоченными и кавернозными, массивной текстуры, часто стилолитизированными и трещиноватыми.

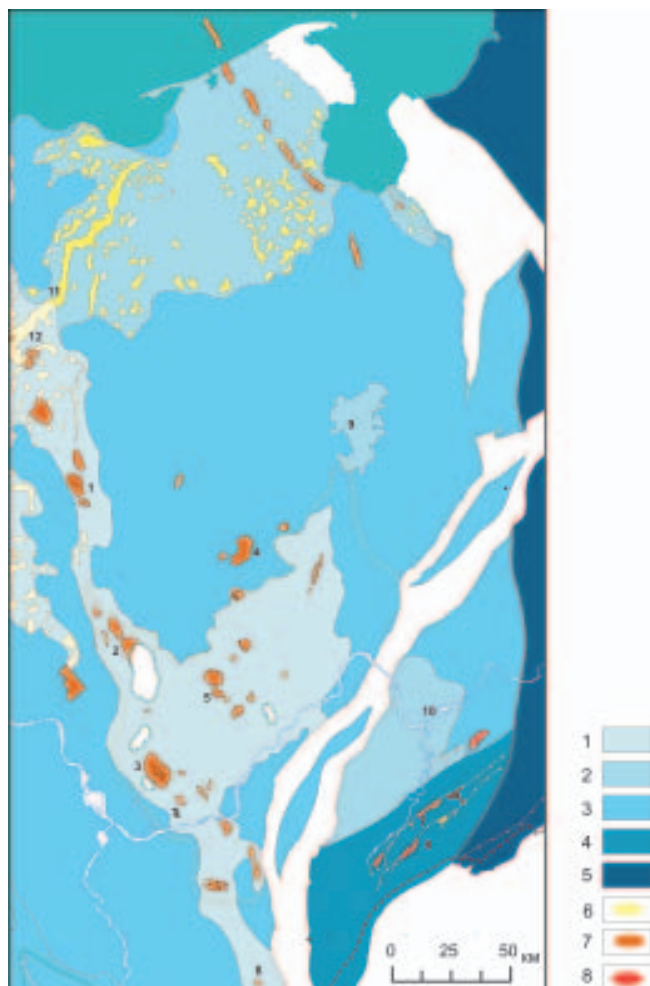
Водорослевые массивы (Кожимская площадь) сложены известняками серыми, с гидрактиноидами, кри-

ноидеями, мшанками, фораминиферами, участками биоморфными, перекристаллизованными, кремненными, неслоистыми.

Глубоководный аналог рифов всех типов сложен известняками серыми детритовыми, неравномерно перекристаллизованными и кремненными с прослоями известняков сильно глинистых, алевролитистых.

Сакмарская толща заполнения представлена неравномерным чередованием известняков от серых до темно-серых, тонкозернистых, прослоями детритовых, неравномерно глинистых, плотных, мергелей серых, зеленовато-серых, алевролитовых, плотных и аргиллитов темно-серых до черных, алевролитистых.

Нефтеносность ассельско-сакмарских построек платформенной части ТПП установлена, в основном, в пределах валов на месторождениях Колвинского мегавала (Усинское, Возейское, Харьгинское, Южно-Хыльчужское), Шапкина-Юрьяхинского (Южно-Шапкинское, Шапкинское), Макариха-Салюкинское (Салюкинское) и Лайского (Лаявожское) валов. Здесь биостромы не формируют ловушки, а входят в состав анти-



Фациальная схема ассельских отложений центральной части ТПП. Фациальные зоны: 1 — мелководного шельфа; 2—3 — мелководной палеовпадины: 2 — с архипелагами рифов, 3 — без выявленных рифов; 4—5 — глубоководной палеовпадины: 4 — с рифами, 5 — без выявленных рифов. Месторождения: 1 — Харьгинское; 2 — Возейское; 3 — Усинское; 4 — Сандивейское; 5 — Баганская группа; 6 — Южно-Сынинское; 7 — Интинское; 8 — Кожимское; площади: 9 — Колвинская; 10 — Кочмеская; 11 — Харейсинская; 12 — Сарутаюско-Вангурейяхинский риф

клинальных, поэтому целенаправленное картирование биостромов не проводилось. Сейсморазведочными работами в 1980-е годы было выявлено большое число рифовых объектов на севере Денисовской и Хорейверской впадин. Но здесь они перекрыты артинско-сакмарской рассеивающей толщей, перспективы их низкие и необходимость целенаправленного картирования рифовых объектов отсутствует.

Картирование ассельских продуктивных биостромов было проведено на Сандивейском месторождении нефти. Оказалось, что несмотря на наличие нескольких биостромов, все они входят в единый контур нефтеносности нефтяной залежи.

Сейсморазведочными работами, проведенными в пределах группы Баганских поднятий (Северо-Баганское, Баганское, Восточно-Баганское, Южно-Баганское, Яракутское, Северо-Яракутское), установлено, что по кровле ассельского яруса они объединены в единый Баганский свод, оконтуренный изогипсой минус 2030 м, размерами 24x13 км, высотой 134 м. На куполах Баганского свода открыты залежи нефти в ассельских отложениях на Северо-Баганском, Баганском, Восточно-Баганском и Южно-Баганском месторождениях. Продуктивные отложения имеют общую толщину от 5—10 м на Северо-Баганском месторождении до 43—70 м — на Баганском. Нефтяные залежи ограничены границами ассельских органогенных построек, закартированных сейсморазведкой. Кроме того, выяснилось, что водонефтяные контакты (ВНК), установленные для ассельских залежей Северо-Баганского и Баганского месторождений на отметке минус 2028—2029 м практически совпадают с контуром Баганского свода, что свидетельствует о гидродинамической связи и отсутствии латеральных экранов между этими залежами. Это позволило предположить, что все ассельские залежи Баганской группы приурочены к единой сводовой ловушке с локальным развитием коллекторов, контролируемой Баганским поднятием. Соответственно, все продуктивные биостромы Баганского свода должны рассматриваться как единая залежь, а на неразбуренных участках с биостромами должны быть оценены запасы нефти категории  $C_2$ .

Аналогичная ситуация выявлена на Центральносынинском поднятии, осложненном тремя куполами: Северо-Сынинским, Южно-Сынинским, Западно-Сынинским. В межкупольной части поднятия открыта залежь нефти в ассельско-сакмарской биогермной постройке (Южно-Сынинское месторождение). В скважинах 16, 14 Юж. Сыня, 4 Сыня установлены признаки нефтеносности нижнепермских карбонатов по керну и при опробовании. Проведенными исследованиями МОГТ-3Д и 2Д в отложениях нижней перми выявлено еще несколько биогермов. Краевая часть одной из них вскрыта скважиной 16—Юж. Сыня, что свидетельствует о продуктивности постройки. На отдельных сеймопрофилях выделены новые неоконтуренные биогермные постройки.

Как показывал анализ, уровень подсчета запасов, принятый на отметке минус 3432 м (этаж продуктивности в скв. 1 Сыня составляет 80 м), соответствует замкнутому контуру Центральносынинского поднятия. При этом межбиогермные известняки, судя по керну (участ-



ками пористые), ГИС (пористость по НГК 3—6 %, прослоями до 8 %) и нефтепроявлениям в керне и по опробованию, не являются флюидоупорами, а представляют собой низкопроницаемую толщу. Следовательно, ассельско-сакмарская залежь нефти также, как и Баганская, является сводовой в контуре Центральносининского поднятия, но с фрагментарным развитием коллекторов, приуроченным к биогермам, которые могут рассматриваться как отдельные нефтеносные участки залежи.

Такая же ситуация установлена на Кочмесском месторождении. Здесь в 1970-е годы было пробурено более 10 скважин, в которых были обнаружены нефтепроявления в нижнепермских известняках. При опробовании в скв. 11 Кочмес из терригенно-карбонатной пачки артинского яруса получен приток нефти дебитом 4.5 м<sup>3</sup>/сут.

Проведенными сейсмическими работами установлено, что по подошве ассельского яруса по изогипсе минус 2300 м размеры структуры составляют 19.5 x 8.5 км, амплитуда 350 м. Внутри нижнепермской толщи установлено наличие ассельской рифовой постройки линейного типа и нескольких одиночных. В поперечном сечении линейная ассельская постройка имеет асимметричную форму. Толщина постройки составляет около 150—300 м, ширина достигает 1.0—1.8 км, длина более 10 км. В контуре рифа пробурена только одна скважина 19 Кочмес, опробование которой не проводилось. Таким образом, учитывая характер нефтеносности и наличие рифовых построек, можно прогнозировать существование ассельской залежи нефти на Кочмесском поднятии, контролируемом замкнутым контуром поднятия и рифогенными коллекторами.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать вывод, что применение современных методов сейсморазведки позволит в ближайшем будущем выявить ряд новых залежей нефти в разнотипных ассельско-сакмарских ловушках, связанных с биогермами и биостромами. Перспективы нефтегазосности крупных приуральских рифов еще предстоит определить.

## РАЗВИТИЕ КОРАЛЛОВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК В КАРБОНЕ ДОНБАССА И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

В. В. Огарь

КНУ, Киев, Украина; *ogar\_victor@ukr.net*

Кораллы (ругозы и табуляты) являются частым компонентом каменноугольных карбонатных пород, как Донбасса, так и многих других регионов мира. Нередко они выступают в роли породообразующих и биогермообразующих организмов. На отдельных старатиграфических уровнях возрастает породообразующее значение хететид, изредка строматопорат, которые в последнее время относят к губкам. Заметим при этом, что наличие спикул в скелетах палеозойских строматопорат и хететид, достоверно не установлено.

Исследованы разрезы карбона Донецкого бассейна, из которых собрана представительная коллекция ископаемых остатков ругоз, табулят, хететид и строматопорат. При этом установлено, что максимальное их таксономическое разнообразие, также как и наибольшее число найденных остатков приходится на отдельные интервалы разреза, сложенные органогенными биокластическими и биоморфными известняками и иногда вмещающими органогенные постройки. Кораллы представлены многочисленными колониальными и одиночными ругозами, табулятами; часты хететиды, встречаются строматопораты. Такие интервалы отражают наиболее благоприятные периоды существования перечисленных организмов — периоды их расцвета.

В Донбассе эти интервалы охватывают: 1) верхнее турне, подзона  $C_1^1 c_2$ ; 2) нижнее визе, зоны  $C_1^v b-d$ ; 3) верхнее визе, подзона  $C_1^v f_2$ ; 4) верхний серпухов, зоны  $C_1^3 d-e$ ; 5) нижний башкир, известняки  $E_{1-2}$ ; 6) верхний башкир, известняк  $I_4$ ; 7) нижнемосковский подъярус, известняки  $K_8$  и  $L_{4-7}$ ; 8) верхнемосковский подъярус, известняки  $M_{4-6}$  и  $N_{2-3}$ ; 9) нижнюю и среднюю части гжельского яруса, известняки  $O_6^1$  и  $P_{2-3}$ .

На промежуточные интервалы приходится наименьшие количества найденных остатков изученных организмов (часто они вообще отсутствуют) и определенных таксонов. Преобладают мелкие диафрагматофорные (бездиссепиментные) ругозы и своеобразные табуляты. Карбонатные породы этих интервалов сложены хемогенными (биохемогенными), водорослевыми, кремнистыми, глинистыми, доломитизированными известняками. Они формировались в достаточно разнообразных, но неблагоприятных для существования кораллов, хететид и строматопорат условиях, отвечая периодам их упадка. Указанные периоды расцвета и упадка изученных организмов очевидно вызывались влиявшими на процессы седиментации глобальными и региональными событиями (см рисунок).

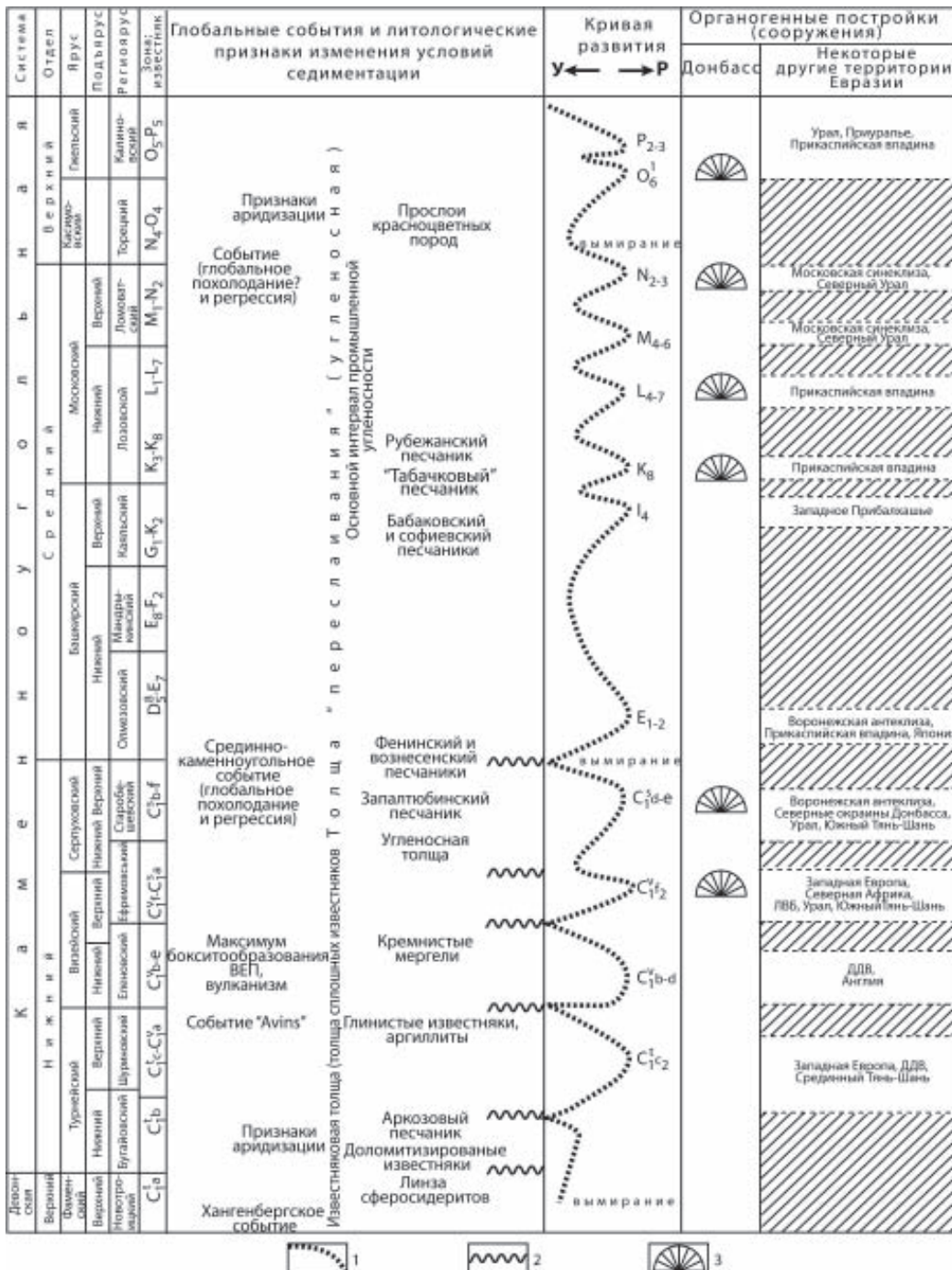
Среди органогенных построек, изученных в разрезах карбона Донбасса, выявлены биостромы и биогермы, которые при повторении в паралическом разрезе образуют биоритмиты.

Верхневизейские коралловые органогенные постройки изучены в Южном Донбассе (окрестности с. Стыла), где сложены колониальными ругозами *Siphonodendron junceum* (Fleming). Их видимая длина достигает нескольких метров при высоте, превышающей 1 м.

Верхнесерпуховские коралловые биогермы детально описаны В. Е. Поляковой [7]. Они обнажаются в окрестностях п.г.т. Старобешево. Эти достаточно сложные биоконструкции построены колониальными и одиночными ругозами родов *Lonsdaleia*, *Aulina*,

*Siphonodendron*, *Lithostrotion*, а также строматопоратами рода *Kyklopora* и хететидами *Chaetetiporella*. Толщина биогермов составляет несколько метров.

Среднекаменноугольные органогенные постройки в открытом Донбассе не описывались. Значительные по размерам колонии ругоз *Lytvophyllum*, табулят *Multithecopora* и хететид *Chaetetes (Boswellia)* встречаются в низах башкирского яруса окрестностей п.г.т. Старобешево (известняки E<sub>1</sub>, E<sub>2</sub>). В московском ярусе изучены коралловые известняки K<sub>8</sub>, L<sub>5</sub> и частично L<sub>6</sub>. Они исследованы в разрезах балок Карагуз, Пашенная, в районе станции Изварино и рассматриваются как коралловые биостромы. Центральные части (ядра) построек сложены коралловым баундстоуном (колонии ругоз *Donophyllum*, *Petalaxis*, хететиды). По простира-



Обобщенная схема развития каменноугольных кораллов, хететид и строматопорат Донбасса.

1 – кривая развития: У – упадок, Р – расцвет; 2 – важнейшие стратиграфические перерывы; 3 – коралловые, кораллово-хететесово-строматопоровые, хететесовые, водорослевые и микробные биостромы и биогермы



нию он замещается пакстоуном и вакстоуном. Толщина известняков, вмещающих коралловые биостромы, достигает 10 м.

Предположительно микробиальные биогермы московского возраста в Донбассе выявлены впервые. Они описаны в районе станции Голубовка, по балкам Карагуз и Пашенная в известняках  $L_6$  и  $L_7$ . В отличие от коралловых биостромов эти постройки имеют линзовидную форму. Их ядра сложены массивными скрытокристаллическими известняками, отнесенными к биомикритам. Макрофауна встречается редко. Характерной текстурной особенностью известняков является наличие цилиндрических каналов, которые вероятно являются следами жизнедеятельности неизвестных биодеструкторов, которые автор предлагает назвать *Tubulus* (от лат. *tubulus* — трубка).

Ядра биогермов перекрываются рыхлыми криноидными известняками (энкринитами) с частыми остатками других групп фауны, среди которых изредка размещаются массивные ругозы *Ivanovia*, *Petalaxis* и хететиды. Несомненно, что эти слои являются составной частью биогермов и могут рассматриваться как рифовые шлейфы. Размеры биогермов колеблются от первых десятков до первых сотен метров в плане при максимальной видимой мощности 6—8 м.

С верхними частями московских отложений Донбасса (известняки  $N_2$  и  $N_3$  разреза окрестностей п.г.т. Калиновое) ассоциируют хететесовые биостромы. Высота колоний хететид, образующих эти постройки, достигает 30—40 см при длине 1.2 м.

В этом же разрезе ранее описан верхнекаменноугольный биогерм, известный под названием «Каменные Ворота». Это водорослевая постройка, толщиной до 5.2 м, связанная с известняком  $O_6^1$ . Ранее Н.П. Василюк (1974) описала здесь организмы, отнесенные ею к роду *Palaeoaplysina* Krotov, 1888. На восточном продолжении выходов каменноугольных отложений в Ростовской области (г. Белая Калитва) в известняке  $O_6$  по-видимому размещается сходный биогерм.

Наряду с Донбассом, органогенные постройки встречаются на различных стратиграфических уровнях в других регионах. Наиболее распространены верхневизейские биоконструкции. Кроме Донбасса, они появляются на близких стратиграфических уровнях во Львовско-Волынском бассейне [9], известны в Западной Европе, Урале, Японии и во многих других районах мира [3, 10]. Это свидетельствует об установлении в поздневизейское время наиболее благоприятных для интенсивного биогермообразования условий в палеоэкваториальной зоне.

Турнейско-ранневизейские органогенные сооружения выявлены в Днепровско-Донецкой впадине [5], а позднесерпуховско-раннебашкирские — на Северных окраинах Донбасса [4], Прикаспийской впадине [2] и на Урале [11]. Коралловые постройки известны в подольском и мячковском горизонтах Московской синеклизы, где они сложены массивными ругозами *Ivanovia*, *Petalaxis* и хететидами [6]. Водорослевые биогермы описаны в верхней части подольского горизонта западной части синеклизы [1]. Примечательно, что хететесовые постройки в интервале, который сопоставляется с верхами московского яруса, исследованы в юго-восточ-

ном Канзасе (Marmaton Group) [11]. Наиболее изученные верхнекаменноугольные рифовые сооружения размещаются в Предуральском прогибе [8].

Таким образом, приведенная характеристика изученных автором и известных по литературным данным органогенных построек и сооружений показывает, что в карбоне процессы биогермообразования происходили главным образом в позднеурнейское, ранневизейское, поздневизейское, позднесерпуховское, раннебашкирское, позднебашкирское, раннемосковское, позднемосковское и гжельское время. Нетрудно убедиться (см. рис.), что перечисленные периоды биогермообразования в целом совпадают с фазами расцвета кораллов, хететид и строматопорат, установленных для Донецкого бассейна. Это обстоятельство может быть использовано при прогнозе стратиграфических интервалов с органогенными постройками в первую очередь в пределах окраин Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины.

#### Литература

1. Ильховский П. А. Биостром *Ivanovia* в среднем карбоне Московской синеклизы // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический, 1975. Т. 50. Вып. 46. С. 107—112.
2. Кузнецов В. Г. Палеозойское карбонатакопление в Прикаспийской впадине и ее обрамлении // Литология и полезные ископаемые, 1998. № 5. С. 494—503.
3. Кузнецов В. Г. Антошкина А. И. Поздневизейско-серпуховский этап палеозойского рифообразования // Стратиграфия, геологическая корреляция, 2005. Т. 13. № 4. С. 61—77.
4. Лукин А. Е., Палий А. М. и др. Каменноугольные рифовые комплексы северных окраин Донецкого бассейна и перспективы их нефтегазоносности // Советская геология, 1979. № 1. С. 28 — 38.
5. Лукин А. Е., Чепиль П. М., Мачулина С. А. Визейский Сребненский мегаатолл Днепровско-Донецкой впадины и перспективы его нефтегазоносности // Доклады НАН Украины, 1994. № 8. С. 101—105.
6. Махлина М. Х., Алексеев А. С., Горева Н. В. и др. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Том. 2: Палеонтологическая характеристика. М.: Научный мир, 2001. 328 с.
7. Полякова В. Е. Береговые рифы верхнесерпуховского подъяруса Донецкого бассейна // Фанерозойские рифы и кораллы СССР. М.: Наука, 1986. С. 174—179.
8. Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков / Под ред. М. Ф. Мирчинка. М.: Недра, 1974. 152 с.
9. Шульга В. Ф., Огарь В. В. Органогенные (коралловые) постройки в карбоне юго-западной (южной) части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые, 2009. № 4. С. 1—11.
10. Aretz M., Webb G. E. Western European and eastern Australian Mississippian shallow water reefs: a comparison // Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Amsterdam, 2007. P. 433—442.
11. Kulagina E. I., Pazukhin V. N., Nikolaeva S. V. et al. Serpukhovian and Bashkirian bioherm facies of the Kizil Formation in the Southern Urals // Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes: Proceedings of the International Field Meeting «The historical type sections, proposed and potential GSSP of the Carboniferous in Russia». Southern Urals Session. Ufa, 2009. P. 78—95.
12. West R. R., Clark G. R. Palaeobiology and biological affinities of Palaeozoic chaetetids // Palaeontographica Americana, 1984. No. 54. P. 337—348.

# КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ОРГАНОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД РАЗЛИЧНОЙ СТРУКТУРЫ (НИЖНЯЯ ПЕРМЬ КОЛВИНСКИЙ МЕГАВАЛ)

К. Ю. Оленова

РГУ нефти и газа, Москва; [olenovaksen@mail.ru](mailto:olenovaksen@mail.ru)

В нижнепермских карбонатных отложениях Колвинского мегавала (Тимано-Печорская провинция) открыта серия нефтяных месторождений. Выявление взаимосвязи коллекторских свойств с типом карбонатных пород-коллекторов – актуально не только с научной, но и практической точки зрения. Решению этой задачи посвящено настоящее сообщение. Были обработаны результаты петрофизических исследований более 3000 образцов керна 6 скважин и проведено их сопоставление со структурными типами пород. Последнее, равно как и характер пустотного пространства, изучались в шлифах под микроскопом. Выделены и описаны три главных типа пород: известняки микрокомковато-сгустковые водорослевые с органическим детритом; известняки органогенно-обломочные с яснокристаллическим цементом (криноидно-мшанковые и фораминиферово-водорослевые); известняки биогермные: тубифитовые, микрокодиевые, водорослевые и палеоаплизинные разновидности.

Известняки микрокомковато-сгустковые водорослевые с органическим детритом имеют достаточно плотную структуру, что обуславливает в целом невысокую емкость с преобладанием микропористости. В участках наличия детрита появляется меж- и внутриформенная пористость; иногда встречаются микрокаверны. Среднее значение пористости — 10.12 % ( $K_n = 1.1 \div 15.6$  %).

Известняки криноидно-мшанковые с яснокристаллическим цементом имеют относительно равномерное распределение своих составных частей и, соответственно, равномерное распределение пустотного пространства, достаточно хорошую проницаемость. Емкостное пространство представлено меж- и внутриформенными порами. Иногда отмечается снижение пористости, связанное с наличием микрита и процессами уплотнения обломочного материала, что указывает на более спокойную гидродинамику среды обстановки осадконакопления (рис. 1). В некоторых разностях отмечается более хорошая сортировка, отсутствие микрита вследствие активной гидродинамики среды осадконакопления, более крупные пустоты выщелачивания, благодаря чему отмечается увеличение пористости. Среднее значение пористости — 12 % ( $K_n = 1.21 \div 21.78$  %). Для известняков органогенно-обломочных фораминиферово-водорослевых с яснокристаллическим цементом характерны различный состав водорослевой компоненты и существенные различия межформенного заполнения, что проявляется в резкой неоднородности петрофизических

параметров (рис. 2). Среднее значение пористости пород более высокое — 12.81 % ( $K_n = 1.49 \div 27.75$  %), но данный параметр характеризуется высокой неоднородностью развития.

Биогермные породы характеризуются более сложным внутренним строением, которое зависит как от индивидуальных особенностей биогермостроителя, так и

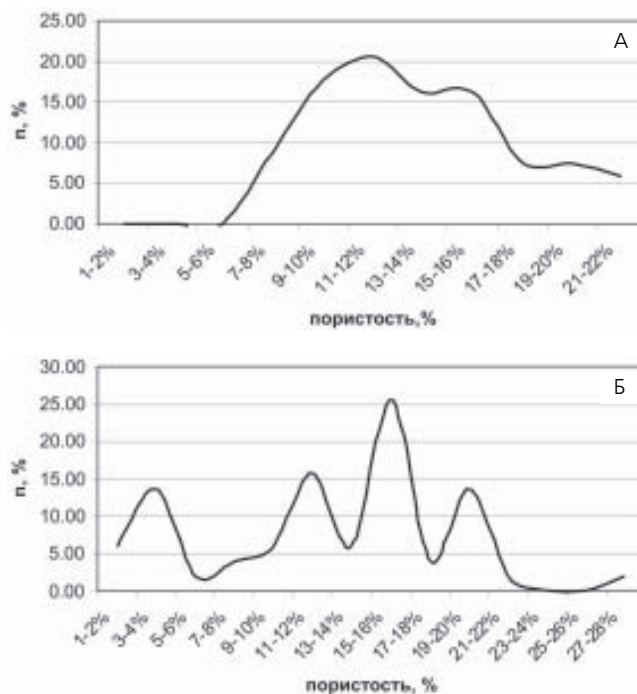


Рис. 1. Кривая распределения пористости в известняках органогенно-обломочных криноидно-мшанковых (А) и фораминиферово-водорослевых (Б) с яснокристаллическим цементом

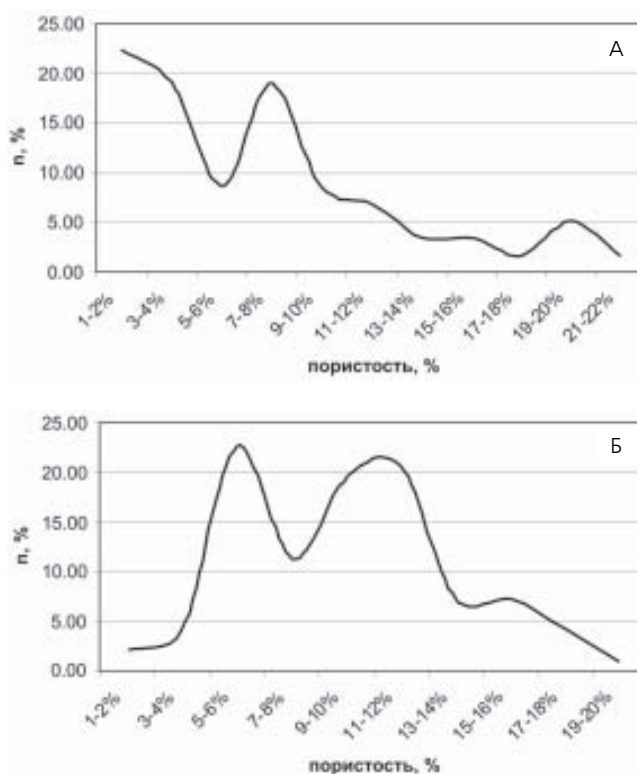


Рис. 2. Кривая распределения пористости в известняках биогермных тубифитовых (А) и микрокодиевых (Б)



от межкаркасного материала и от постседиментационных условий [3], вследствие чего в данных породах наблюдается более сложная структура пустотного пространства по сравнению со структурой пустот органо-обломочных известняков.

Известняки биогермные тубифитовые [1] имеют плотный каркас. Межкаркасное пространство часто заполнено микрокомковато-сгустковой массой, где пространство между комками и сгустками либо заполнено спаритом, плотное, либо с мелкими порами, образовавшимися в обстановках промывки и выщелачивания. Наличие крупных первичных межкаркасных пустот, иногда с кристаллизационным (фреатическим) цементом, и отсутствие в них какого-либо заполнения обуславливает более высокую пористость (рис. 2). Для типа характерны самые низкие средние значения пористости среди рассматриваемых типов пород-коллекторов — 7.6 % ( $K_n = 1.12 \div 22.45$  %). Известняки биогермные микрокодиевые имеют достаточно прочный каркас. Он либо практически без заполнения межкаркасного пространства (с первичными межкаркасными пустотами или без таковых — более плотный), либо с заполнением промежутков каркаса органогенно-детритовым материалом в количестве до 40 %. В связи с чем распределение пористости носит отчетливо выраженный бимодальный характер (рис. 2). Среднее значение пористости — 10.24 % ( $K_n = 2.27 \div 21.78$  %).

Известняки биогермные водорослевые сложены преимущественно синезеленой водорослевой массой, в которой преобладают часто сильно перекристаллизованные пластины зеленых водорослей. В создании каркаса породы участвуют, вероятно, как филлоидные, так и синезеленые водоросли. Кроме того присутствует органо-обломочная составляющая. Типы пор очень разнообразны: меж- и внутрикаркасные, межформенные, внутриформенные, вместоформенные; отмечается микропористость. Разности, формирующиеся в крайнем мелководье (наличие вадозной цементации [4], каплевид-

ный цемент), имеют первично несколько большую пористость, в дальнейшем увеличенную за счет выщелачивания. Для типа характерна различная направленность вторичных процессов: наряду с развитым выщелачиванием в отдельных разностях активно проявляются процессы кальцитизации и перекристаллизации, снижающие первичную пористость, вплоть до практически полного ее отсутствия (рис. 3). Среднее значение пористости — 12.57 % ( $K_n = 1.39 \div 23.06$  %).

Каркас биогермных палеоаплизиновых известняков [1] представлен субгоризонтально расположенными пластинами палеоаплизин. Межкаркасный заполнитель обилен и сложен двумя встреченными разновидностями: микрокомковато-сгустковым (более плотным) и органогенно-обломочным материалом, что, по-видимому, отражается в бимодальности кривой распределения пористости (рис. 3). Пористость присутствует как внутри палеоаплизин — внутрикаркасная, так и в заполнителе — межкаркасная, последняя обладает большей проницаемостью, нежели внутрикаркасная, что связано с плотной микритовой структурой стенок пластин биогермостроителя. Породы обладают наивысшими средними значениями пористости (17.57 %) среди всех рассмотренных типов пород ( $K_n = 2.58 \div 28.83$  %).

Систематизированные значения пористости представлены на общей кривой распределения пористости (рис. 4), где прослеживается четко выраженный основной пик.

Развитие вторичного пустотообразования, а возможно, и наличие определенных структурных типов

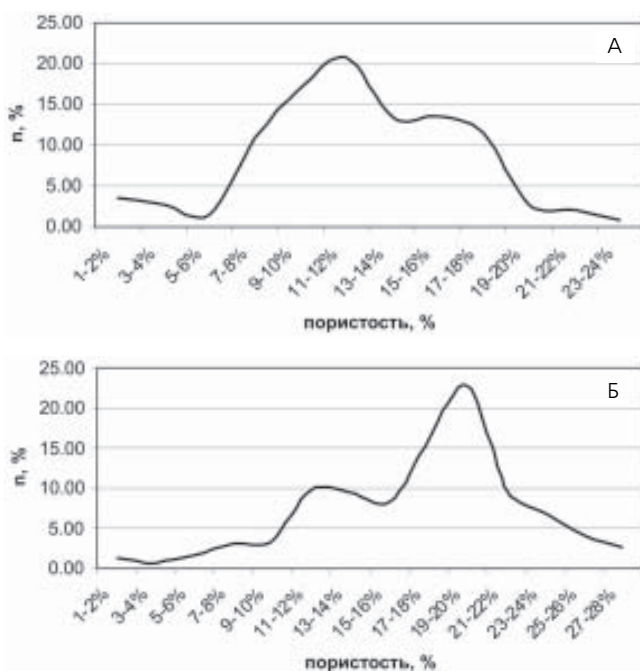


Рис. 3. Кривая распределения пористости в известняках биогермных водорослевых (А) палеоаплизиновых (Б)

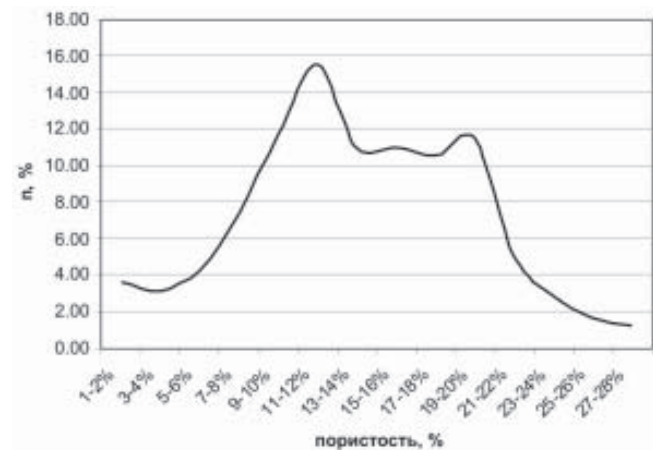


Рис. 4. Общая кривая распределения пористости.

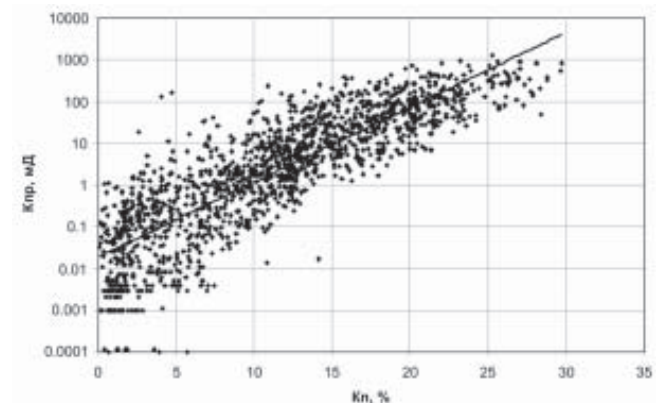


Рис. 5. Соотношение величин проницаемости и пористости

пород с первично более высокими значениями пористости выражается на кривой последующими двумя пиками. Пустотное пространство в породах представлено, главным образом, двумя типами: поровым и каверново-поровым. Открытая пористость различных типов пород изменяется в широких пределах: от практически непористых разностей до 29.71 %; значения проницаемости варьируют в пределах 0.001–1254.01 мД. На графике соотношения величин пористости и проницаемости (рис. 5) устанавливается их весьма тесная связь: с ростом пористости увеличивается проницаемость, что еще раз указывает на относительно однородный тип пустотного пространства и его каверново-поровую структуру с практически отсутствием трещинного типа. В этом отношении показателен разброс значений проницаемости в низкопористых (до 5 %) разностях. Низкие значения в целом объяснены малыми значениями пористости и соответственно малым числом и размером фильтрующих каналов, высокие (более 10 и даже 100 мД) значения определяются наличием трещин [2]. Именно в более плотных породах трещиноватость развита более активно.

Анализ коллекторских свойств разных структурно-генетических типов пород показывает, что оптимальными значениями обладают породы, формировавшиеся в обстановке активной гидродинамики. Это определило как высокую первичную пористость, так и наиболее активную вторичную переработку с образованием каверн.

#### Литература

1. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.
2. Белозерова Г. Е. Методика оценки первичных условий осадконакопления и их значение для формирования коллекторов в карбонатных породах // Особенности строения и формирования сложных коллекторов. М.: 1982. С. 22–37.
3. Кузнецов В. Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра, 1992. 240 с.
4. Peter A. Sholle, Dana S. Ulmer-Sholle A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis/ AAPG Memoir 77. Published AAPG, Tulsa, Oklahoma, U. S. A., 2003, 474 p.

## ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ МАССИВОВ В ВЕРХНЕДЕВОНСКОМ КОМПЛЕКСЕ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Л. В. Пармузина

УГТУ, Ухта

Карбонатные массивы позднедевонского возраста в Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне представлены вторичными и обломочными доломитами, строматолитовыми, водорослевыми, обломочными, органогенно-обломочными, сферово-сгустковыми, сгустково-комковатыми известняками. С карбонатными постройками различного генезиса связаны многие полезные ископаемые. В последние 25–30 лет изучением карбонатных массивов усиленно занимаются геологи-нефтяники, мировая добыча нефти и газа из этих построек непрерывно возрастает. Наиболее детально изучены рифовые массивы, практическая значимость которых как резервуаров нефти и газа общепризнанна. Слабее изучены карбонатные массивы иного генезиса, которые могут обладать не менее высокими коллекторскими свойствами, чем рифы. Расшифровка генезиса и выявление строения того или иного исследуемого массива позволяет выбрать наиболее рациональный метод проведения работ в каждом конкретном случае уже на поисково-разведочном этапе.

Особенности карбонатных массивов заключаются в размещении и сочетании различных типов карбонатных пород внутри построек. Согласно структурно-генетической классификации карбонатных пород все массивы в верхнедевонском комплексе были подразделены на три типа: органогенные, органогенно-обломочные и органогенно-хемогенные. При дальнейшем изучении построек необходимо определить способ накопления материала. Для органогенного типа карбонатных массивов породообразующими являются свободные поселения организмов, дающие прижизненные скопления и постройки, образованные прижизненными нарастаниями. Для органогенно-обломочного типа это массивы, сформировавшиеся в результате разрушения карбонатных толщ и за счет перемыва органогенного, органогенно-хемогенного и другого карбонатного материала. Органогенно-хемогенный тип массивов формировался в результате биохимического осаждения карбонатных илов и тонкой карбонатной взвеси, а также в процессе постседиментационного изменения карбонатных пород и постседиментационной кальцитизации терригенно-карбонатных отложений.

В верхнедевонском комплексе ТПП установлены [3, 4] различные типы *рифовых массивов, атоллы, биогермные постройки, поднятые рифы, агглютигермы, намывные, отмельные постройки, банки, терригенно-карбонатные массивы* и определена их фациальная приуроченность. Из-за недостатка кернового материала тип массивов, их фациальная приуроченность, возраст определяются часто ориентировочно, что объясняет суще-





ствование многочисленных вариантов палеофациальных реконструкций.

Среди рифов выделяются рифовые системы и одиночные постройки. В зависимости от положения относительно берега морского бассейна для рифовых систем в верхнедевонском комплексе ТПП установлены краевые и барьерные рифы.

*Краевые рифы* располагаются на значительном удалении от берега и связаны с резким изменением глубин бассейна седиментации. «Зарифовое» пространство обычно мелководное и относительно изолировано. Солевой режим этой зоны — нормальный морской и «зарифовые» отложения представлены нормально-морскими карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями. Краевые верхнедевонские рифы в ТПП формировались на склоне мелководного шельфа, окаймляли депрессионные, доманиковую и доманикоидные некомпенсированные впадины (глубоководный шельф) и также на окраине шельфа. Примером краевых рифов, окаймляющих доманиковую депрессионную некомпенсированную впадину, могут служить рифы доманикового возраста на Низевом, Макарьельском, Средне-Харьгагинском месторождениях, рифы доманиково-позднефранского возраста Согчемью-Аресской зоны и другие, а краевые верхнедевонские рифы на границе шельфа и континентального склона закартированы вдоль западного склона Урала [5].

*Барьерные рифы* простираются на более или менее значительные расстояния от берега. Формировались они на склоне мелководного шельфа, приурочены к его крутому склону и окаймляют доманикоидные депрессионные некомпенсированные впадины. В «зарифовом» водоеме солевой режим был отклонен от нормально морского и эта часть бассейна превращалась в осолоненную лагуну. Барьерные рифовые массивы изучены на Пашшорской, Командиршорской и Харьгагинской площадях. Судя по склоновым фациям, рифостроителями [3] в изучаемых рифовых массивах являются строматопороидеи, сине-зеленые водоросли — ренальцис, эпифитон, гирванелла и багряные водоросли — соленопора и паракетес.

Углы склонов построек, судя по керну, были довольно крутыми. Вывод о крутых склонах построек подтверждается расчетами по схемам корреляции и данными сейсморазведочных работ.

Ширина рифовых массивов колеблется от 1 км до 3 км, ширина крутых фронтальных склонов от 0,5 км до 2 км, и более пологих — достигает 2—4 км, редко 5 км. Барьерные и краевые рифы тесно связаны между собой и могут переходить один в другой по простиранию и во времени при изменении уровня моря. При регрессии франского бассейна и снижении уровня моря краевые рифы переходят в барьерные. Так, Харьгагинский рифовый массив в сирачойское и евлановское время развивался как краевой риф, а в ливенское — как барьерный.

*Одиночные рифы* в зависимости от их расположения по отношению к берегу, рифовым системам и по положению в пределах мелкого и глубокого моря подразделяют на *внутренние* и *внешние*. *Внутренние рифы* располагаются в зарифовом бассейне между берегом и барьерным или краевым рифом. *Внешние рифы* формиру-

ются в более глубоководной части бассейна, которая ограничивается краевыми и барьерными рифами. В ТПП в верхнедевонской части разреза установлены *внешние рифы*. Они обычно приурочены к сводам локальных палеоподнятий, существовавших в зоне доманиковой депрессионной некомпенсированной впадины [4]. Это *атоллы* (Сандивей-Мусюршорский, Южно-Баганский и др.), биогермные массивы, детально изученные М. В. Михайловой и А. В. Барановой [1] в Хорейверской впадине и на гряде Чернышова А. И. Першиной [5], В. Вл. Меннером и его коллегами [2], и поднятые постройки, приуроченные к вулканическим конусам (Исаковская постройка).

*Карбонатные массивы нерифового типа* в верхнедевонском комплексе ТПП установлены в зонах депрессионных некомпенсированных впадин и в зоне мелководного шельфа (зарифового пространства). С зонами депрессионных впадин связаны *отдельные постройки, терригенно-карбонатные постройки, банки криноидные и онколито-оолитовые*, а с зоной мелководного шельфа — карбонатные массивы типа *агглютигермов, намывных образований и песчано-гравийно-иловых банок*.

*Отдельные постройки* установлены на Баганской, Северо-Баганской, Хатаяхской и других структурах в южной части Хорейверской впадины. Формирование их связано с ростом поднятий, существовавших в зоне впадин глубоководного шельфа. Мощность этих отдельных построек меньше мощности атоллов в 5—6 раз и достигает 80—90 м. Отдельные массивы имеют слоистое строение и на названных площадях в их строении принимают участие отложения доманикового и позднефранского возраста [4].

*Терригенно-карбонатные массивы* впервые в ТПП изучены на Западно-Соплесском месторождении [4]. Образование массива происходило в пределах палеоподнятия, сформировавшегося в позднедевонскую эпоху на стадии дифференцированных опусканий Печоро-Колвинского авлакогена. Стратиграфически постройка связана с верхнефранским подъярусом. В строении массива принимают участие карбонатные и терригенные породы. Мощность Западно-Соплесского терригенно-карбонатного массива составляет 140 м.

*Банки криноидные и онколито-оолитовые в пределах депрессионной впадины* изучены М. В. Михайловой и А. В. Барановой [1] в Хорейверской впадине, на Центрально-Хорейверском поднятии. Они сложены известняками крупно-детритовыми, преимущественно криноидными, с прослоями сферово-стуктовых и онколито-оолитовых разностей пород. Возраст построек позднедоманиковский, мощность около 150 м.

*Мелководношельфовые карбонатные постройки* связаны с отложениями, перекрывающими рифогенные массивы. Это карбонатные массивы типа *агглютигермов, намывных построек и песчано-гравийно-иловых банок*. Такие постройки изучены на Харьгагинской, Средне-Харьгагинской, Центрально-Хорейверской, Дюсушевской и на других площадях. *Агглютигермы* сложены сферово-стуктовыми известняками, для них характерны узорчатые текстуры пород, доломитизация и многочисленные ватерпасные уровни, свидетельствующие о первично пористом иле, который, по мнению ряда исследова-

дователей, имел водорослевую природу. Мощность построек достигает 100—120 м.

*Намывные массивы* выделяются своим обломочным строением. Для них характерны онколитово-оолитово-обломочные разности известняков, хорошая окатанность форменных элементов и сильная грануляция обломочного материала. Мощность таких массивов составляет 80—120 м.

*Песчано-гравийно-иловые банки* изучены в Центрально-Хорейверской зоне [1]. Над биогермными массивами в разрезах выделяются карбонатные массивы, представленные измененными светлыми слоистыми и массивными известняками, с прослоями «рухляков». Эта толща представлена переслаиванием различных известняков (микрозернистых, комковатых, сгустковых, сферово-сгустковых, оолитовых, онколитовых, желваковых, обломочных, реже детритовых, преимущественно водорослевых, а также массивных, биогермных, водорослевых). Мощность карбонатной толщи, образующей песчано-гравийно-иловую банку, достигает 300 м, возраст отложений раннефаменский.

Установленное в настоящее время многообразие карбонатных массивов в верхнедевонском комплексе ТПП говорит о сложном строении каждого объекта и необходимости изучения этих сооружений комплексом геолого-геофизических методов.

#### Литература

1. Баранова А. В., Михайлова М. В. Литология и генезис верхнедевонских карбонатных отложений Центрально-Хорейверской и Дюсушевской зон Тимано-Печорской провинции // Рифогенные зоны и нефтегазоносность, 1991. С. 73—85.
2. Меннер В. В., Михайлова М. В., Шувалова Г. А., Гобанов Л. А., Бушуева М. А. Верхнедевонские карбонатные банки на севере Предуральяского краевого прогиба // Рифогенные зоны и нефтегазоносность. 1991. С. 122—136.
3. Пармузина Л. В. Условия образования верхнедевонских карбонатных отложений и коллекторов в них в северной части Печоро-Колвинского авлакогена. Ухта: УГТУ, 2000. 138 с.
4. Пармузина Л. В. Верхнедевонский комплекс Тимано-Печорской провинции (строение, условия образования, закономерности размещения коллекторов и нефтегазоносность). СПб.: Недра, 2007. 151 с.
5. Першина А. И. Стратиграфия и палеогеография девонских отложений правобережья Средней Печоры и южной оконечности гряды Чернышова. Л.: Недра, 1960. 160 с.

## МОДЕЛЬ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОГО МАССИВА ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА ЗАПАДНО-СОПЛЕССКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л. В. Пармузина, С. В. Кочетов

УГТУ, Ухта; [kochetov2009@mail.ru](mailto:kochetov2009@mail.ru)

В Тимано-Печорской нефтегазносной провинции (ТПНПП) установлены карбонатные постройки различного генезиса, с которыми связаны залежи углеводородов. На сегодняшний день выделен ряд различных типов карбонатных массивов. Наиболее детально изучены во всем мире рифовые массивы, практическая значимость которых широко известна. Слабее изучены карбонатные массивы иного генезиса, которые обладают не менее высокими коллекторскими свойствами, чем рифовые отложения. Расшифровка генезиса карбонатных массивов позволяет выбрать наиболее оптимальный метод проведения поисково-разведочных работ и служат основой прогнозирования их нефтегазоносности.

В последние годы изучены и охарактеризованы терригенно-карбонатные массивы, широко развитые в пределах Печоро-Колвинского авлакогена. Литологически такой тип построек наиболее полно изучен на Западно-Соплесском месторождении, которое приурочено к Среднепечорскому НГР Северо-Предуральяского НГО.

Западно-Соплесский терригенно-карбонатный массив имеет позднефранский возраст, формирование его происходило в пределах палеоподнятия. Нерасчлененный верхнефранский подъярус на исследуемой структуре представлен двумя типами разрезов: склоновым и мелководно-шельфовым терригенно-карбонатным.

*Склоновый тип разреза* вскрыт большинством скважин Западно-Соплесского месторождения и представлен соплесской свитой (м. — до 300 м). По каротажной и литологической характеристикам свита подразделена на шесть толщ (I-VI), разделенных межпластовыми пачками (МП I—МП VI). Первая толща (м. — до 58 м.) сложена известняками с прослоями битуминозных, алевритистых мергелей и серых кварцевых песчаников. Вторая толща (м. — до 37 м) представлена известняками черными, битуминозными, тонкозернистыми, прослоями мелкозернистыми, сильно глинистыми, переходящими в мергели черные, битуминозные с органогенным детритом (1 %), алевритистые. Породы трещиноватые; трещины кальцитовые, редкие, вертикальные, пересекающиеся. Третья толща (м. — до 35 м) представлена известняками темно-серыми, мелкозернистыми, неравномерно битуминозными, алевритистыми, тонко-горизонтальнослоистыми, трещиноватыми, переслаивающимися с мергелями темно-серыми, битуминозными, алевритовыми (30 %), пиритизированными, тонкослоистыми, трещиноватыми, с прослоями зеленовато-темно-серых, неравномерно известковистых, алевритистых ар-



гиллитов. Четвертая толща (м. — до 37 м) сложена известняками с прослоями мергелей и аргиллитов. Известняки представлены тремя структурно-генетическими группами: хомогенные, обломочные и измененные. В хомогенной группе известняки тонкозернистые и мелкозернистые. Известняки тонкозернистые серые и темно-серые битуминозные, алевроитовые (40 %), пиритизированные (3 %), с органическим детритом (1—3 %), слабо доломитизированные, с прослоями алевролитов. Известняки мелкозернистые, серые, алевроитистые (10—15 %), с онколитами (10—15 %), с обломками (1—3 %) глинистых пород. Известняки обломочные, серые, с онколитами (5—10 %), с органическими остатками (1—3 %) — брахиоподы, криноидеи, водоросли, сферы, алевроитистые (5—10 %), неслоистые. Измененная группа известняков представлена известняками ступковыми и известняками пелитоморфными. Известняки ступковые, перекристаллизованные в цементе, с органическими остатками, алевроитистые, неслоистые, слабо пиритизированные. Известняки пелитоморфные темно-серые, битуминозные, алевроитистые (15—20 %), доломитизированные (3—5 %), пиритизированные (около 3 %), стилолитизированные, тонкослоистые. Мергели в этой толще темно-серые, битуминозные, участками алевроитистые (1—3 %), слабо доломитизированные (1—3 %), с органическими остатками. Аргиллиты темно-серые и темно-зеленые, известковистые, битуминозные, с органическими остатками (1—3 %), алевроитистые (10—15 %), пиритизированные (1—3 %), тонкослоистые. Пятая толща (м. — до 45 м) сложена известняками, мергелями с прослоями песчано-алевроитовых пород. Среди известняков установлено четыре структурно-генетических типа: хомогенные, обломочные, измененные и органигенные. Хомогенные известняки представлены: тонкозернистыми и тонко-мелкозернистыми разностями. Известняки тонкозернистые, темно-серые, с радиоляриями (15—20 %), глинисто-битуминозные (15—20 %), слабоалевроитистые (1 %), пиритизированные, стилолитизированные, неяснослоистые. Известняки тонко-мелкозернистые, темно-серые, с органическими остатками (10 %) — неравномерно алевроитистые (1—5 %), пиритизированные, неяснослоистые, с онколитами. Обломочные известняки (известняковые дресвянники) темно-серые, битуминозные, с редкими онколитами, пиритизированные, неслоистые. Обломки карбонатных пород сложены известняками ступково-комковатыми, тонкозернистыми с онколитами, водорослевыми и тонко-мелкозернистыми. Измененная группа известняков представлена комковато-ступковыми разностями, серыми, с редкими (1 %) органическими остатками — криноидеями, остракодами, кониконхами, брахиоподами, водорослями, сферами, алевроитистыми (5 %), пиритизированными, неслоистыми, в незначительной степени трещиноватыми. Среди органигенных известняков установлены онколитовые, темно-серые, с обломками карбонатных и глинистых пород, битуминозные, алевроитистые (5 %), пиритизированные, неслоистые. Мергели пятой толщи темно-серые, битуминозные, с органическими остатками (1—3 %), алевроитистые (10 %), слабо доломитизированные (< 1 %), пиритизированные, стилолитизированные, неясно мелкослоистые, с остатками кониконх,

криноидей, остракод, обрывки водорослей, кремнистыми и кальцитовыми раковинами радиолярий (0.12—0.14 мм). Песчано-алевроитовые породы пиритизированы, неслоистые, слабо доломитизированы, трещиноватые и сложены несортированным терригенным материалом, размер зерен которого меняется от 0.02 до 0.42 мм. Шестая толща (м. — до 30 м) сложена известняками хомогенными и измененными с прослоями аргиллитов и мергелей. Хомогенная группа представлена известняками тонкозернистыми, темно-серыми, битуминозными, глинистыми, алевроитистыми (15—20 %), с редким органическим детритом (5 %), а измененная — известняками комковатыми, темно-коричневыми, перекристаллизованными, с редкими органическими остатками с онколитами, иногда алевроитистыми (< 1 %). Мергели шестой толщи черные, битуминозные, со сферами, окремненные, слабо доломитизированные (1—3 %), мелкослоистые, аргиллиты темно-серые, битуминозные, известковистые, алевроитистые (10—15 %), с редким органическим детритом, пиритизированные (1—3 %), тонкослоистые за счет неравномерных прослоек (1—2 мм) известняка мелкозернистого, алевроитистого. Межпластовые пачки (МПП—МПVI) судя по каротажу сложены аргиллитами.

*Мелководно-шельфовый терригенно-карбонатный тип разреза нерасчлененного верхнефранского подъяруса* (м. — 130—140 м) установлен в скважинах 1, 11, 32, 73/16, 75 и 76/92 — Зап. Соплесс, в пределах участков с отсутствием доманикового горизонта, где он со стратиграфическим несогласием залегают на нижнефранском подъярусе [1]. В верхнефранском подъярусе в этом типе разрезов отсутствуют межпластовые пачки (МПП—МПVI), выделяемые в соплесской свите и им отвечают стратиграфические перерывы. Нижняя часть верхнефранского подъяруса (аналог первой и второй толщ соплесской свиты) керном не охарактеризована. Средняя часть подъяруса (аналог третьей толщи), сложена неравномерным переслаиванием карбонатных, терригенных и глинистых пород. Карбонатные породы представлены известняками и доломитами. Среди известняков установлены тонкозернистые и обломочные, брекчиевые. Известняки тонкозернистые, темно-серые, алевроитистые (5 %), глинистые, битуминозные, неясно-мелкослоистые. Известняки обломочные, брекчиевые, серые, песчано-алевроитистые (5—7 %) с редкими обломками кварцита и аргиллитов и органическими остатками (3—5 %) — брахиоподами, криноидеями, остракодами, тентакулитами и сферами, обрывками водорослей *Coactilum* и клубочками *Renalcis*. Доломиты светло-серые, тонко-мелкозернистые, известковистые, неслоистые, микропористые (1 %). Терригенные породы в средней части разреза подъяруса представлены песчаниками и алевролитами. Песчаники темно-серые, кварцевые, средне-мелкозернистые, с примесью алевроитовых зерен, плохо сортированные, глинистые, битуминозные. Алевролиты зеленовато-серые, кварцевые, неравномерно зернистые. Глинистые породы средней части верхнефранского подъяруса в этом типе разреза представлены аргиллитами темно-серыми, почти черными, неравномерно известковистыми, алевроитистыми, пиритизированными, с редкими онколитами. Верхняя часть верхнефранского подъяруса (аналог пятой и шес-

той толщ соплесской свит) по керну представлена карбонатными, терригенными и карбонатно-терригенными породами. Среди карбонатных пород установлены известняки и мергели. Известняки представлены сгустковыми, тонкозернистыми, мелкозернистыми и обломочными разновидностями. Мергели черные, алевритистые с детритом брахиопод и водорослями. Среди терригенных пород установлены алевро-песчаники светло-серые с обломками карбонатных и глинистых пород (10 %), с редкими онколитами, сферами, водорослями, неясно-лоистые. Смешанные глинисто-карбонатно-терригенные породы светло-серые, с обломками карбонатных и глинистых пород, с единичными органическими остатками, пиритизированные, неслоистые, пористые.

Литолого-стратиграфические исследования, анализ ритмичности строения верхнефранского подъяруса позволили восстановить условия образования отложений терригенно-карбонатного массива на Западно-Соплесском месторождении. Формирование его происходило в донской этап развития бассейна седиментации, в пределах палеоподнятия, подвергающееся абразии при медленном опускании, и существовавшего в зоне доманикоидной впадины. На стадии дифференцированных опусканий (франский век) Западно-Соплесское палеоподнятия испытывало медленное погружение. При опускании острова до уровня моря его поверхность покрывалась обломками, галькой, песком, при достижении отметок -10 м — мелководными карбонатными образованиями и песком, при опускании ниже -20 м постройка покрывалась глинистым илом. Над участками склонов поднятий формировались в трансгрессивные отрезки донского этапа битуминозно-кремнисто-карбонатные илы, в регрессивные — глинистые илы.

#### Литература

1. Пармузина Л. В. Строение, условия образования и нефтегазоносность верхнедевонских отложений северной части Среднепечорского поперечного поднятия и южной части Печоро-Кожвинского мегавала. СПб.: Недра, 2004. 80 с.

## ВЫЯВЛЕНИЕ КРУПНЫХ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ РИФОГЕННЫХ ПОСТРОЕК В ПРЕДУРАЛЬСКОМ КРАЕВОМ ПРОГИБЕ

Е. Л. Петренко

ТП НИЦ нефтегаз, Ухта

Доманиково-турнейский комплекс содержит различные типы рифогенных построек — барьерные, одиночные органогенные постройки (ОП) и биогермы краевого поднятия. Они залегают от выходов под четвертичные осадки до глубин 450—1400 м, достигая 2700—3700 м, при мощности 250—1000 м. С запада на восток выделяются 3 фациальные зоны: платформенная (VII—VIII), елецкая окраинно-платформенная закрытого карбонатного шельфа с краевым поднятием (IX—X) и лемвинская батинальная сланцевая зона внешнего шельфа и континентального склона (XI—XII) (см. рисунок).

В платформенной зоне происходила последовательная смена во времени и пространстве мелководношельфовых глинисто-карбонатных фаций (VIIб, в) через барьерно-рифовые (VIIд<sub>1</sub>) на некомпенсированные умеренно-глубоководные глинисто-кремнисто-битуминозно-карбонатные фации (VIIIв<sub>2</sub>) с одиночными ОП на участках мелкоморья (VIIIг<sub>1</sub>) и фациями карбонатно-терригенных толщ заполнения (VIIIд<sub>2</sub>) в предрифовых зонах. Елецкая зона делится на 3 типа разрезов: депрессионно-мелководношельфовый (*сыннинский* доломито-известняковый), депрессионный (*вангырский* известняковый с аргиллитами и кремнями) и мелководный краевого поднятия (*патовский* доломито-известняковый, рифогенный). Они отличаются от платформенных повышенной мощностью (в 2—5 раз больше), выдержанностью по простиранию и резким изменением фаций вкрест простирания, чистотой карбонатных пород на мелководье и загрязненностью терригенной примесью во впадинах, компенсированным характером даже депрессионных осадков [1]. Первые два типа — это склоновые внутришельфовые осадки с подводно-оползевыми текстурами (р. Вангыр, урочище Орловка-Подчерем, Кожим, мощностью от 20 до 220 м). В обнажениях рр. М. Паток, Дубравная встречены переходные фации от типично доманикоидных к мелководно-терригенно-карбонатным. *Патовский* тип разреза (от 170—250 до 600—1000 м) имеет много общего с сыннинским, отличается большим развитием рифогенных пород, переслаивающихся с мелководношельфовыми — оолитовыми, лито-биокластовыми, сферово-комковато-узурчатыми, кальцисферово-криноидными и комковатыми известняками и доломитами, а также с лагунными — микробиально-водорослевыми, строматопорово-амфипоровыми, амфипоровыми карбонатами).

Биогермы сложены в узкой полосе их развития в обнажениях по рр. Лек-Елец, Б. Надота и др. известняками биогермно- водорослево-строматопоровыми с ру-