

УДК 551.86:551.76

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТИТОН(?)–БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА р. ТОНАС (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ)

© 2022 г. Е. Ю. Барабошкин^{а, б, *}, Е. О. Мазько^{а, **}, Е. В. Коптев^{а, ***}

^аГеологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: ejbaraboshkin@mail.ru

**e-mail: eomazko@gmail.com

***e-mail: coptevgor@gmail.com

Поступила в редакцию 23.11.2020 г.

После доработки 12.05.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

Рассмотрен вещественный состав и обстановки осадконакопления титон(?)–берриасских отложений бассейна реки Тонас (Центральный Крым). Описан комплекс карбонатных отложений, представленных различными видами известняков, брекчий, известковых глин и мергелей. Установленные в шлифах микрофациальные типы пород сопоставимы со стандартными микрофациями, образованными на склонах и в подножии склонов карбонатных бассейнов. Модель ступенчатого рампа, контролируемого разрывами, предложена для интерпретации обстановок осадконакопления. Микрофациальные типы литокластов кальцибрекчий, подтверждают гравитационную транспортировку обломочного материала из внутренних частей рампа, в том числе снос с тромболитовых рифов. Похожие по строению разрезы известны в Швейцарских Альпах.

Ключевые слова: титон, берриас, Крым, кальцитурбидиты, кальцибрекчии, микрофации, обстановки осадконакопления.

DOI: 10.31857/S0024497X22010025

Одним из наиболее известных и доступных разрезов пограничных отложений юры и мела в Центральном Крыму является разрез вдоль реки Тонас. Первые сведения о его строении приведены в работах [Муратов и др., 1969; Горбачик и др., 1970], а более подробное описание можно найти в публикациях [Богданова и др., 1981; Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2005, 2015]. В этих работах к титону (?) отнесена мощная пачка “рифогенных” известняков, а вышележащая толща ритмичного чередования глин, мергелей и известняков – к нижнему берриасу (аммонитовая зона *Berriasella jacobii*, подзоны *Jacobii* и *Grandis*).

Несмотря на то, что к настоящему времени стратиграфия этих пограничных отложений изучена весьма подробно, седиментологическая характеристика практически неизвестна. Существует лишь несколько публикаций, в которых обсуждаются условия их формирования. В работе [Смирнов, 1997] рассмотрено происхождение ритмичности этих отложений, а в статье [Барабошкин и др., 2019] дана их краткая ихнологическая характеристика. Работы по седиментологическому изучению разновозрастных отложений Первой гря-

ды Крымских гор в последнее десятилетие проводились к западу от р. Тонас [Krajewski, 2010; Пискунов и др., 2012; Аркадьев и др., 2015; Барабошкин, 2016; Рудько, 2018] и к востоку, в районе г. Феодосии [Гужиков и др., 2012; Барабошкин, 2016]. В результате этих исследований было выполнено детальное описание западной (мелководной) и восточной (глубоководной) частей позднеюрско-берриасской карбонатной платформы Крыма, в то время как район перехода от мелководных обстановок к глубоководным оставался слабо охарактеризованным. Настоящая статья в какой-то мере компенсирует этот пробел.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученный разрез расположен в Белогорском районе Центрального Крыма, на южной окраине с. Красносёловка (рис. 1). Координаты начала разреза: С 44°54'27.904", В 34°38'9.996". Титонско(?)–берриасские породы обнажаются в дорожных выемках вдоль шоссе Белогорск–Приветное и в береговых обрывах р. Тонас. В основу статьи положены материалы Е.Ю. Барабошкина,

полученные во время полевых работ 1996–2016 гг., а также результаты полевых исследований разреза Е.О. Мазько и Е.В. Коптевым в 2018 г. Видимая мощность изученного разреза составляет 715 м, из которых около 100 м задерновано. Выполнено детальное седиментологическое описание, которое было дополнено сборами макрофауны и ихнофоссилий; около 400 образцов отобрано для различных типов анализа. Из 80 образцов были изготовлены петрографические шлифы, которые были изучены по методике микрофациального анализа [Flügel, 2010]. При описании карбонатных пород применялась модифицированная классификация Р. Данема [Embry, Klovan, 1971]. Интенсивность биотурбации (биотурбационный индекс, B_i) оценивалась с использованием палеток [Droser, Bottier, 1988].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез расположен на границе Белогорской моноклинали и структурно-фациальной зоны Караби [Nikishin et al., 2015]. Породы залегают моноклинали, с падением пластов в северных и северо-западных румбах, с углами падения до 10° – 13° . Залегание осложняется пологими малоамплитудными надвигами.

В нижней части разреза обнажается “тектонический клин” [Барабошкин, 2016] рифовых известняков (рис. 2, 3а), который в настоящее время рассматривается также и как олистоплак [Юдин, 2009], хотя ранее он считался частью непрерывной последовательности [Богданова и др., 1981; Аркадьев и др., 2005]. Интерпретация положения этой пачки имеет принципиальное значение, так как в ее кровле традиционно проводилась граница юры и мела. Полученные нами данные позволяют предполагать тектоническую природу этого блока (см. ниже).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез состоит из трех частей (см. рис. 2). Нижняя, предположительно титонская (пачки 1–3), сложена ритмичным переслаиванием терригенных и глинисто-карбонатных пород; средняя часть (пачка 4) образована титонскими (?) “рифовыми” известняками; верхняя, нижеберриасская (пачки 6–13), представлена ритмичным чередованием карбонатных глин, мергелей и известняков, а также горизонтами карбонатных брекчий в основании.

Разрез начинается в правом борту долины р. Тонас, на повороте дороги к перевалу Аликот-Богаз (нумерация пачек снизу вверх).

Пачка 1. Чередование слоев известковых глин и обломочных известняков, представленных, по микроскопическим наблюдениям, биокластово-литокластовыми рудстоунами, биокластовыми и

пелоидными пак-, грейн- и вакстоунами. Рудстоуны сложены преимущественно карбонатными литокластами (1–4 см); присутствует большое количество онкоидов и различных биокластов. Мощность отдельных слоев известняков достигает 4–5 м. Биокластовые и пелоидные грейн- и пакстоуны (10–20 см) часто имеют градиационную слоистость. Кровля и подошва пачки задернованы. Видимая мощность 25 м.

Вышележащая часть разреза вскрывается в левом борту долины р. Тонас, у туристической стоянки в устье ущелья Шайтан-Капу (см. рис. 3а).

Пачка 2. Чередование слоев тонкослоистых биотурбированных ($B_i = 1$ –4) глин (10–70 см) и алевролитов (30–40 см) с редкими прослойками тонко- и мелкозернистых полимиктовых песчаных турбидитов, с элементами В, D, E цикла Боума. Видимая мощность пачки 9 м.

Граница с вышележащей пачкой проведена по подошве слоя (10 см) известняка.

Пачка 3. Ритмичное чередование слоев известняков-калькаренитов, представленных, по микроскопическим наблюдениям, биокластово-пелоидными грейнстоунами (10–40 см), и тонкослоистых известковых глин (5–50 см). В глинах встречены ихнофоссилии *Rhizocorallium commune* Schmid, *Taenidium diesingi* (Unger), *Chondrites intricatus* Sternberg, а в калькаренитах – единичные *Thalassinoides* isp. Видимая мощность пачки 4 м.

Перерыв в наблюдениях около 20 м (отложения задернованы).

Разрез надстраивается известняками ущелья Шайтан-Капу с высотой вертикальных утесов до 50 м (см. рис. 3а). Породы обнажены вдоль русла р. Тонас и на ее правом берегу, но доступны для изучения лишь у смотровой площадки на обочине шоссе.

Пачка 4. Массивные и грубослоистые известняки, биокластовые руд- и байндстоуны (?) с фрагментами известковых губок, кораллов, фрагментами и цельными целыми раковинами моллюсков. Известняки тектонизированы и разбиты многочисленными трещинами, залеченными кальцитом; в них встречаются разноориентированные стилолитовые швы. Видимая мощность пачки до 50 м.

Перерыв в наблюдениях около 10 м (отложения задернованы).

Далее разрез продолжается вдоль шоссе, в правом борту долины р. Тонас.

Пачка 5. Кальцибрекчии, или крупнообломочные литокластовые рудстоуны. Сортировка обломков (1–15 см) плохая, окатанность слабая или отсутствует. На отдельных интервалах наблюдается последовательность, состоящая из надстраивающих друг друга градиационных циклов (мощностью 20–30 см) с эрозионными гра-

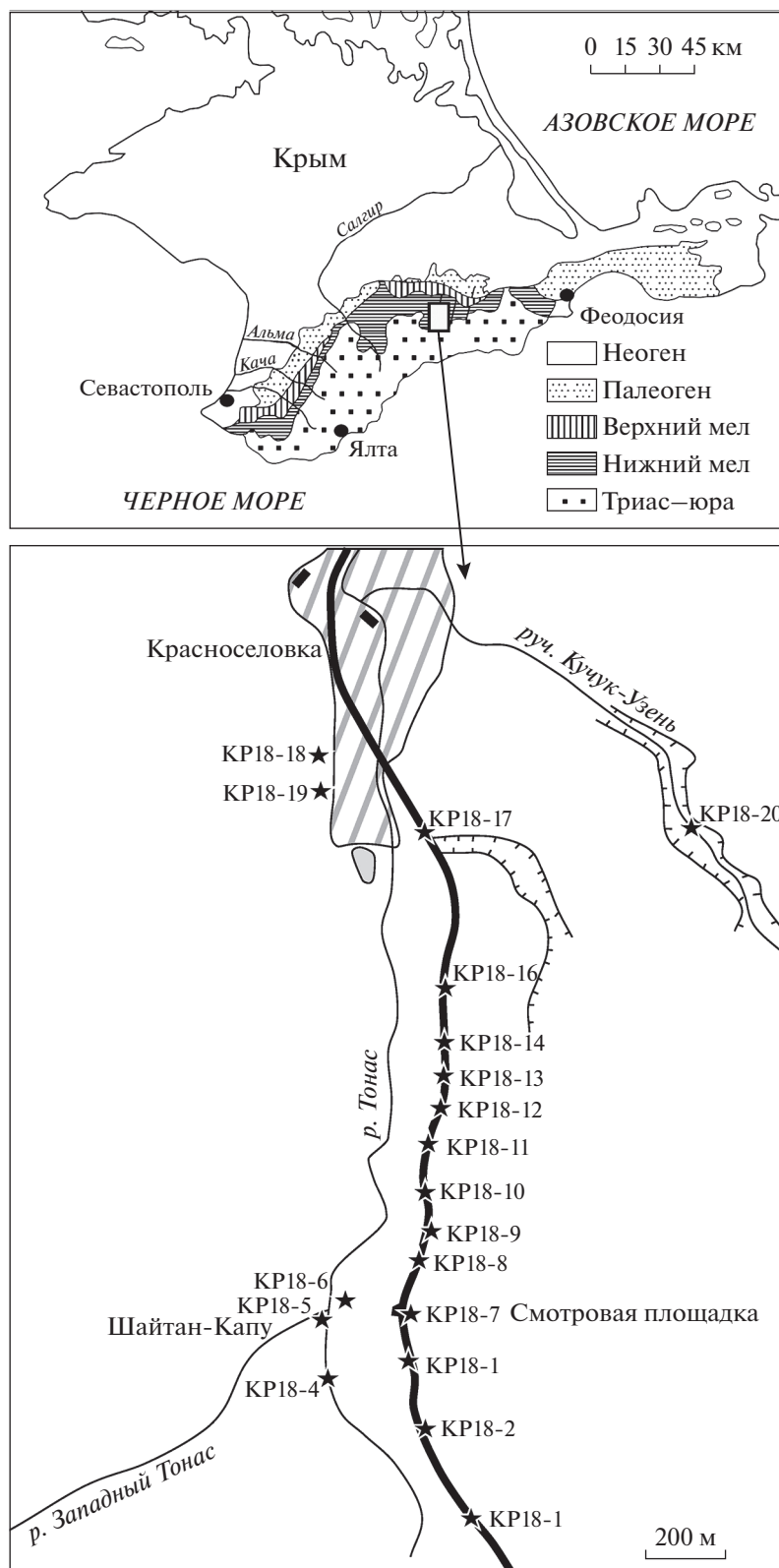


Рис. 1. Местоположение разреза титон–нижнеберриасских отложений по р. Тонас. Индексы обозначают точки наблюдения.

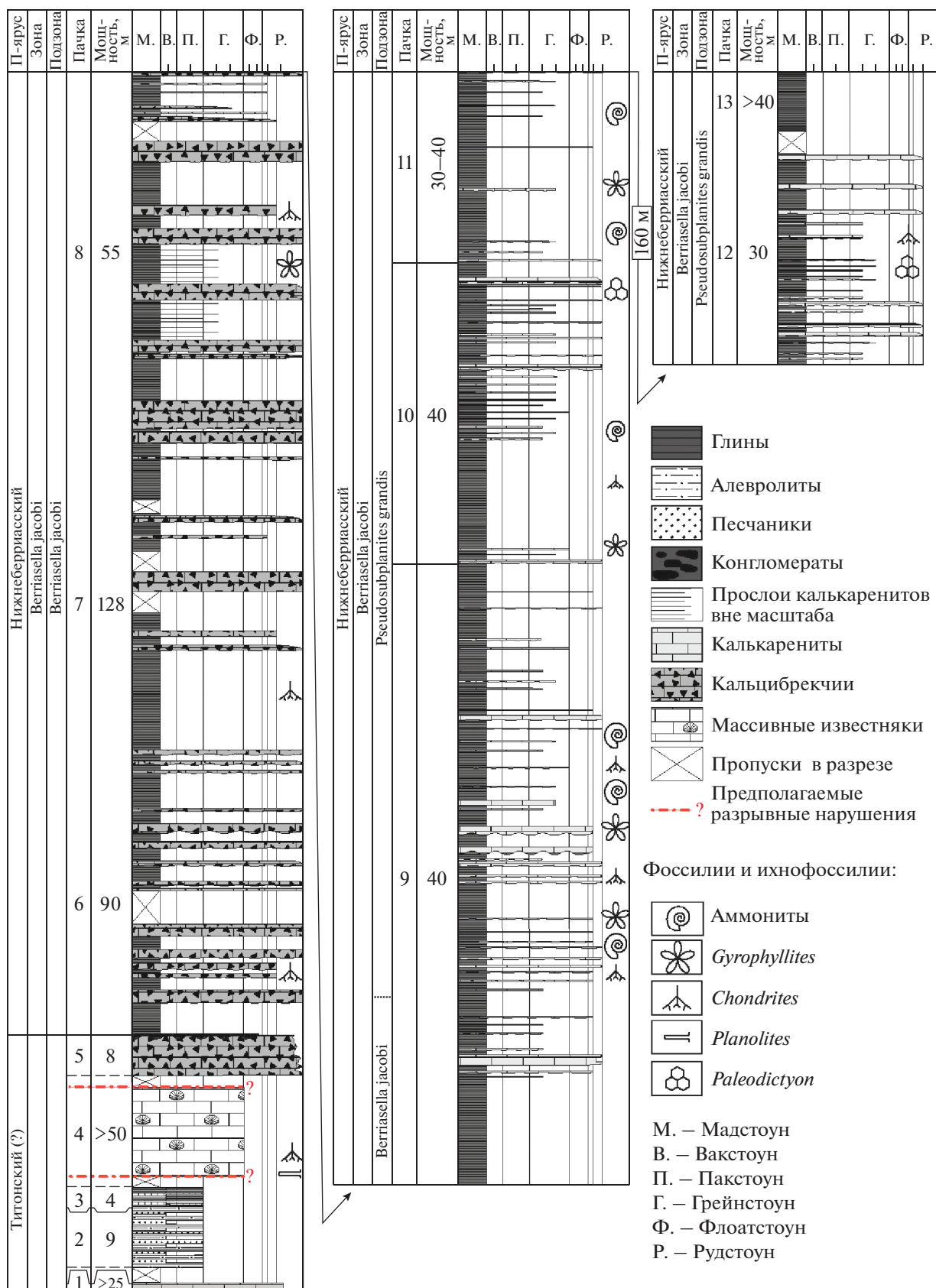


Рис. 2. Сводный разрез титон (?)–нижнеберриасских отложений по р. Тонас. Стрелки показывают как надстраивается разрез; перерывы в обнаженности показаны вне масштаба.

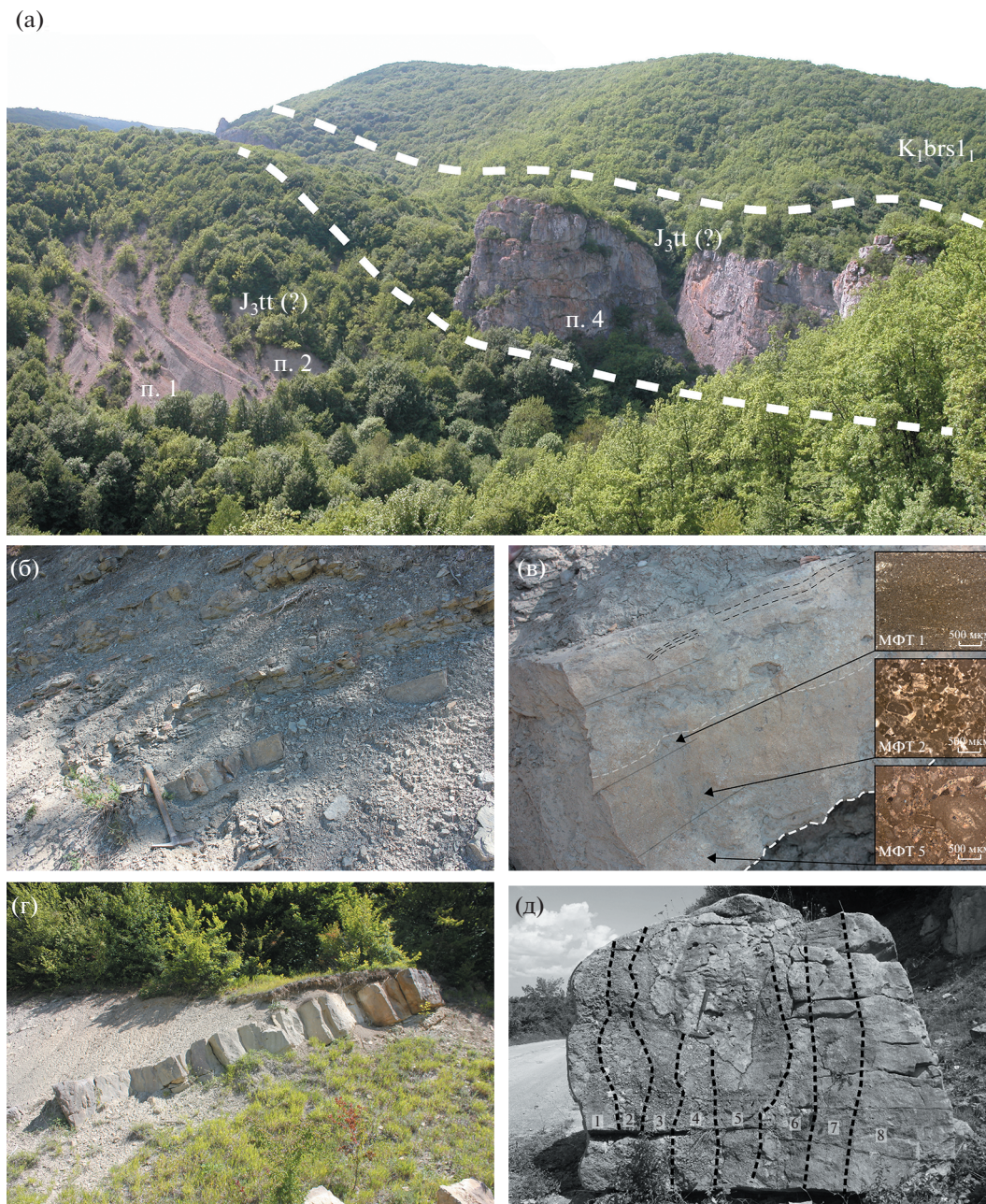


Рис. 3. Элементы строения изученного разреза.

а – панорама Шайтан-Капу (Чёртовы ворота) на левом борту р. Тонас. Видно флишевое основание разреза (пачки 1–2) и “тектонический клин” рифовых известняков (пачка 4). П.1, П.2, П4 – номера пачек; б – калькарениды (кальци-турбидиты) пачки 10 (плотные прослои), чередующиеся с гемипелагическими известковыми глинами (рыхлые прослои); в – пачка 6 (зоны 1 и 2 цикла Майшнера и распределение в них МФТ; в основании цикла видна обратная градационная слоистость, настраивающаяся горизонтальной слоистостью, а затем восходящей рябью, белый пунктир – подошва градационной слоистости внутри слоя грейнстоуна, черный – рябь течения, серые линии – границы МФТ, масштабная линейка – 2 см; г – дебриты (кальцибрекчии) пачки 8; д – фрагмент слоя кальцибрекчий, вывалившийся из стенки обнажения. Цифрами обозначены номера внутренних градационных слоев амальгамированных рудстоунов.

ницами. Отдельные крупные класты рассеяны по всему объему породы, нарушая градационную слоистость. Видимая мощность пачки 6 м.

Пачка 6. Переслаивание известковых глин (0.1–3 м), кальцибрекчий (1–2 м) и градационно-

слоистых калькаренидов (0.1–1 м), подошвы слоев эрозионные (см. рис. 3в). В калькаренидах иногда можно наблюдать переход от горизонтальной слоистости к косой слоистости восходящей ряби.

Выше залегает слой (20 см) глинистых конгломератов. Обломки (1–3 см) хорошо окатанные, сложены мад- и вакстоунами и включены в глинистый матрикс. Мощность пачки 90 м.

Пачка 7. Известковые глины с редкими прослоями (0.1–2 м) кальцибрекчий. Мощность 128 м (пачка плохо обнажена).

Пачка 8. Чередование слоев глин (1–6 м) и мощных (до 4–5 м) слоев кальцибрекчий (см. рис. 3г, д), состоящих из литокластов размером до 2–3 м. Слои кальцибрекчий имеют сложное строение и состоят из нескольких циклов рудстоунов с градационной слоистостью (см. рис. 3д, номера 1–8), разделенных прослоями (0.1–0.2 м) градационно-слоистых калькаренитов – биокластово-пелоидных грейнстоунов. В верхней части пачки количество таких прослоев увеличивается, но их мощность уменьшается (до 0.03–0.06 м).

Глины биотурбированные ($B_i = 2-3$), в калькаренитах встречаются редкие ихнофоссилии ?*Phymatoderma* isp., *Gyrophyllites* isp., *Chondrites* isp.

Подошва пачки 8 совпадает с эрозионной подошвой мощного (5.5 м) литокластового рудстоуна, а кровля – проводится в кровле верхнего мощного (2 м) слоя кальцибрекчий. Мощность пачки 55 м.

Согласно работе [Аркадьев и др., 2005], пачки 6–8 относятся к аммонитовой подзоне *Berriasella jacobii* нижнего берриаса.

Пачка 9. Частое чередование слоев известковых глин и мергелей (0.1–0.2 м), кальцибрекчий (0.2–0.3 м) и калькаренитов (0.04–0.3 м) с элементами цикла Майшнера [Flügel, 2010].

Глины и мергели биотурбированные ($B_i = 4-5$). На подошве слоев встречены ихнофоссилии *Haentzschelinia* isp., *Chondrites* isp. и *Gyrophyllites* isp. Количество слоев и мощность кальцибрекчий в этой пачке уменьшается. Одновременно в калькаренитах уменьшаются содержание и размерность литокластов, снижается их разнообразие; в основании слоев калькаренитов часто присутствуют прослои мадстоунов (0.1–0.2 м).

В отложениях пачки найдены остатки аммонитов *Berriasella* sp., *Pseudosubplanites* sp. juv., *Delphinella* sp., *Malbosiceras* sp. и брахиопод *Symphythyris latirostris* (Suess). Мощность пачки 40 м.

Пачка 10. Переслаивание плитчатых глин, мергелей, буроватых и серых калькаренитов (см. рис. 3б). Последние микроскопически представлены грейн- и рудстоунами, в их составе преобладают биокласты и ооиды. Количество прослоев калькаренитов значительно меньше, чем в предыдущей пачке, но в верхней части пачки они становятся более частыми, но менее мощными (1–2 см). В центральной части пачки присутствуют два прослоя (1 м) буровато-серых конгломера-

тов, с окатанными обломками известняков и карбонатным ожелезненным матриксом.

Глины биотурбированные; на подошвах грейнстоунов встречены единичные ихнофоссилии *Rhizocorallium* isp., ?*Thalassinoides* isp., а также аммониты *Berriasella* sp., *Pseudosubplanites* sp. juv. Подошва пачки проводится по кровле слоя кальцибрекчий (1 м), венчающего предыдущую пачку. Мощность 40 м.

Пачка 11. Известковые глины с прослоями (0.1–1 м) биокластовых калькаренитов. Последние представлены биокластовыми вак- и пакстоунами. В сравнении с предыдущей пачкой уменьшается количество прослоев грейнстоунов и возрастает количество и мощность рудстоунов (до 1 м); комплекс ихнофоссилий в основном такой же, как в предыдущей пачке, но также содержит ?*Phymatoderma* isp., *Paleodictyon* isp., *Protopaleodictyon* isp., *Paleodictyon (Glenodictyum) maximum* (Eichw.). Видимая мощность пачки 30 м.

Выше перерыв в наблюдениях около 160 м (отложения задернованы).

Согласно [Аркадьев и др., 2005], пачки 9–11 относятся к аммонитовой подзоне *Pseudosubplanites grandis* нижнего берриаса.

Разрез продолжается в борту дороги у южной окраины с. Красносёловка, и в небольшом овраге, спускающемся с востока.

Пачка 12. Частое чередование слоев глин (0.05–2 м), калькаренитов – грейнстоунов (0.01–0.2 м) и рудстоунов (0.1–1 м); глины заметно преобладают. Комплекс ихнофоссилий такой же, как в отложениях предыдущих пачек. Видимая мощность 30 м. Выше задерновано около 10–20 м.

Разрез надстраивается в южной части с. Красносёловка, в промоине дороги на левом борту долины р. Тонас.

Пачка 13. Глины тонкогоризонтальнослоистые, с редкими прослоями (1–10 см) алевролитов и грейнстоунов. Видимая мощность 40 м.

МИКРОФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ (МФТ) И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

На основании изучения петрографических шлифов, нами выделены МФТ пород разреза, а также МФТ, характеризующие литокласты кальцибрекчий.

МФТ пород изученного разреза

Эта группа МФТ была подробно рассмотрена в работе [Мазько и др., 2019], поэтому здесь приводится только краткая характеристика и интерпретация, которая близка к модели распределения стандартных микрофациальных типов окаймленной платформы и ступенчатого рампа, предложенной Э. Флюгелем [Flügel, 2010].

МФТ 1 – глинистые вакстоуны и мадстоуны (рис. 4а). Представляют собой микритовые карбонатные породы с примесью глины и небольшим количеством биокластов (планктонные фораминиферы, кальцисферы), пелоидов и кварцевого алеврита. Текстура биотурбитовая, $V_i = 3-5$.

Формирование мадстоунов происходит ниже базиса волн в защищенных лагунах и на глубоководье [Flügel, 2010]. В нашем случае, ассоциация мадстоунов с другими МФТ, интерпретируемыми как отложения гравитационных потоков, позволяет предполагать их накопление в глубоководных обстановках вблизи подножия склона бассейна. Присутствие кварцевого алеврита мы связываем с эоловым переносом.

МФТ 2 – биокластово-пелоидные пак-грейнстоуны с микритизированными зернами (см. рис. 4б) преимущественно мелкопесчаной размерности (0.01–0.2 мм), различной окатанности. Среди них наиболее распространены пелоиды (изредка багамитного типа) и литокласты. Биокласты представлены фрагментами раковин двустворок, аммонитов, бентосных фораминифер, криноидей, игл морских ежей, единичных дазикаловых водорослей, а также микроинкрустаторов (*Crescentiella morronensis*, *Lithocodium*, *Bacinella*), присутствующими примерно в равных количествах. Менее распространены онкоиды, кортоиды, зерна кварца, силицитов и глауконита. Текстура варьирует от массивной до градационно-слоистой.

Микритизация карбонатных зерен происходит в мелководных (менее 20 м) условиях с активной гидродинамикой [Кабанов, 2000; Flügel, 2010]. Смешивание микритизированных зерен с литокластами и немикритизированными биокластами нектонной и бентосной фауны, вместе с развитием градационной слоистости указывает на переотложение зерен гравитационными потоками и образование МФТ 2 в условиях подножия склона бассейна.

МФТ 3 – биокластовые грейн-пакстоуны (см. рис. 4в) сложены средне- и плохо сортированными пакстоунами с подчиненным количеством грейнстоунов. Состав схож с МФТ 2, отличаясь преобладанием кортоидов, образовавшихся по обломкам иглокожих. Текстура массивная или биотурбитовая, $V_i = 3-4$. Условия образования аналогичны МФТ 2.

МФТ 4 – пелоидные пак-вакстоуны (см. рис. 4г) состоят из микрита и зерен (до 30–40%), среди которых преобладают пелоиды и биокласты, реже присутствуют литокласты. Биокласты представлены раковинами бентосных и планктонных фораминифер, кальцисфер, радиолярий; встречаются фрагменты скелетов иглокожих и двустворок. Наблюдаются единичные онкоиды и ооиды; пелоиды нередко имеют нечеткие края, сливаясь с матриксом. Текстура массивная или биотурбитовая.

Условия образования близки к МФТ 1, но большое количество переотложенных зерен, ассоциация с МФТ 2 и 3 свидетельствуют о более позднем, по сравнению с предыдущими МФТ, осаждении из суспензионного облака – с образованием верхней части зоны 1 (градационно-слоистые известняки с литокластами и горизонтально-слоистые микриты с литокластами) и нижней части зоны 2 (горизонтально-слоистые микриты) цикла Майшнера [Flügel, 2010] или элементов В (горизонтально-слоистые грейнстоуны) и С (грейн-пакстоуны с рябью течения) цикла Боума [Tucker, Wright, 1990].

МФТ 5 – биокластово-литокластовые рудстоуны (см. рис. 4д). Зерна средне- и плохо сортированы и окатаны, представлены литокластами, биокластами, онкоидами, пелоидами и ооидами. Состав биокластов аналогичен МФТ 2 и 3. Часто встречаются микроинкрустаторы *Crescentiella morronensis* с относительно толстой оболочкой (до 0.7 мм). Литокласты образованы ооидно-пелоидными пак-грейнстоунами с пелоидами багамитового типа, единичными фрагментами игл морских ежей, микритизированных раковин бентосных фораминифер, радиолярий; кортоидов, единичных пелоидных пак-вакстоунов и зернами кварца.

Присутствие глубоководных и мелководных литокластов, а также фауны смешанного состава, указывает на образование в условиях склона и подножия склона бассейна.

МФТ 6 – литокластовые флоатстоуны (см. рис. 4е), близки к МФТ 5, отличаясь доминированием матрикса над кластами. Литокласты имеют галечную и валунную размерность. Встречаются биокласты таксономического состава, аналогичного другим МФТ.

Крупные литокласты, “плавающие” в матриксе, являются характерной чертой дебритов [Лидер, 1986; Tucker, Wright, 1990].

МФТ литокластов кальцибрекчий

Рассмотренные ниже микрофациальные типы распространены в горизонтах кальцибрекчий пачек 5–8.

МФТ 7 – строматолитовые байндстоуны (см. рис. 4ж), образованы чередованием слойков пелоидов (0.2–0.4 мм) и микрита. Присутствуют фенестры, единичные онкоиды хорошей сохранности, редко – биокласты бентосных фораминифер.

Слоистая текстура литокластов МФТ 7 является типично строматолитовой. Формирование пелоидных или агглютинированных строматолитов происходило на приливных равнинах, в зоне заплеска [Schlagintweit, Gawlick, 2003; Flügel, 2010].

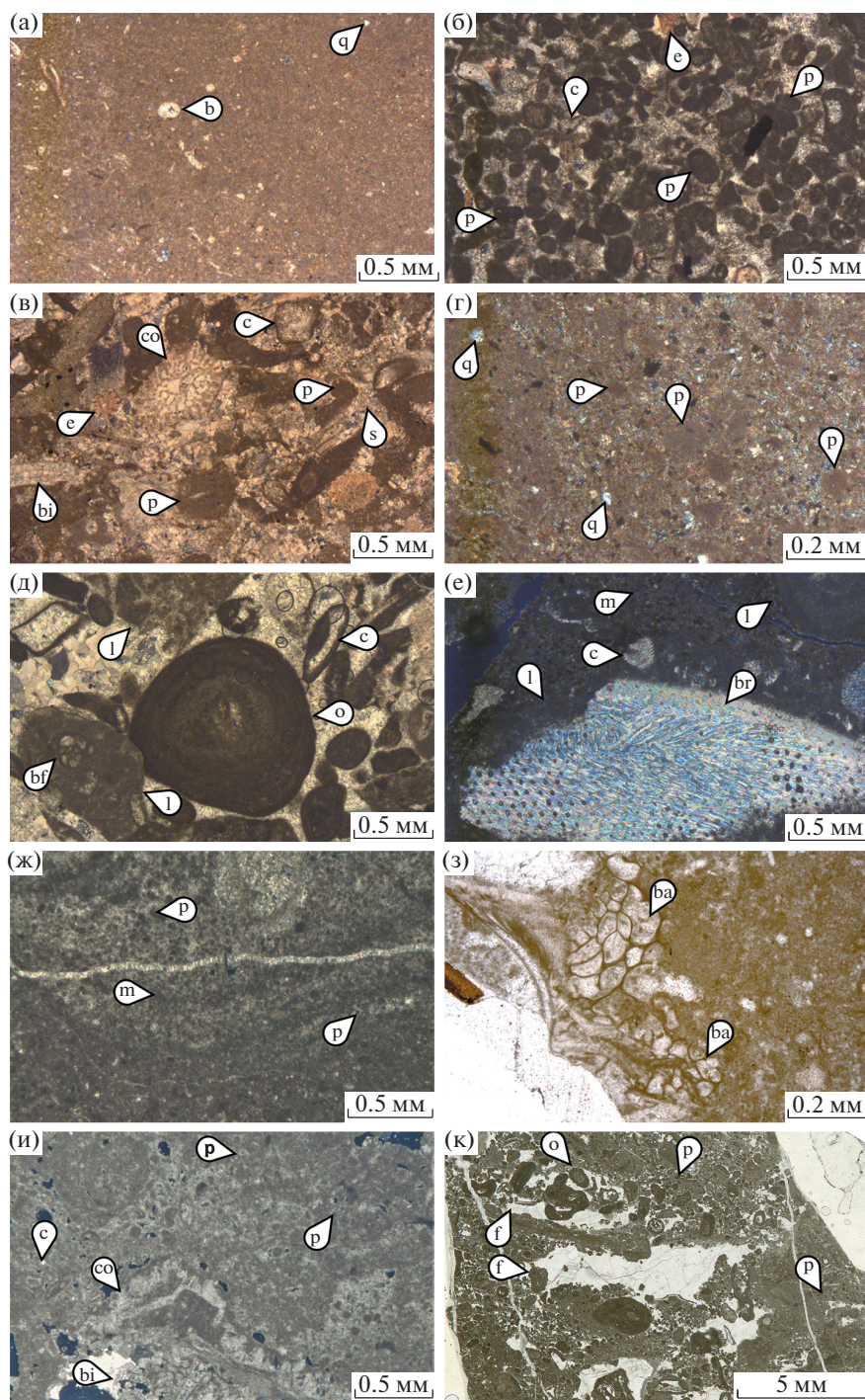


Рис. 4. Микрофациальные типы пород.

а – глинистые биотурбированные вак-мадстоуны, нижний берриас, пачка 12; б – биокластово-пелоидные пак-грейн-стоуны с микритизированными зернами, нижний берриас, пачка 12; в – биокластовые грейн-пакстоуны, нижний берриас, пачка 13; г – пелоидные пак-вакстоуны, титон (?), пачка 3; д – био-литокластовые рудстоуны, нижний берриас, пачка 10; е – литокластовые флоатстоуны, нижний берриас, пачка 10; ж – строматолитовые байндстоуны с пелоидными строматолитами, нижний берриас, пачка 10; з – тромболитовые байндстоуны с микроинкрустаторами *Vacinella*, нижний берриас, пачка 8; и – пелоидно-биокластовые тромболитовые байндстоуны, нижний берриас, пачка 10; к – фенестровые тромболитовые байндстоуны, титон (?), пачка 4. Микрофотографии в скрещенных николях (за исключением з, и, к – где николи параллельны).

Буквами обозначены: б – биокласты, ба – *Vacinella*, bf – бентосные фораминиферы, bi – обломки двустворок, с – кортоиды, со – кораллы, е – обломки иглокожих, f – фенестры, l – литокласты, m – микрит, o – онкоиды, p – пелоиды, q – кварц, s – спарит.

Литокласты МФТ 7 в кальцибрекчиях содержатся в подчиненном количестве, по сравнению с МФТ 8.

МФТ 8 – тромболитовые байндстоуны с микроинкрустаторами (см. рис. 4з). Главным структурообразующим компонентом являются неслоистые или слабоструктурированные тромболиты, содержащие инкрустаторов – пузыристые агрегаты *Bacinella*, корки *Lithocodium* и нитевидные образования. *Bacinella* и *Lithocodium* часто образуют единую ассоциацию [Krajewski, 2010; Пискунов и др., 2012; Рудько, 2018], но в изученных шлифах литокластов они в основном встречались раздельно. Другими компонентами являются онкоиды, кортоиды и биокласты бентосных фораминифер, включенные в структуру тромболитов и микроинкрустаторов.

Ассоциация, представленная в литокластах МФТ 8, указывает на существование источника сноса – тромболитовых рифов. Аналогичные МФТ и образованные ими рифовые постройки были ранее описаны к западу от рассматриваемого района [Krajewski, 2010; Рудько, 2018].

МФТ 9 – пелоидно-биокластовые тромболитовые байндстоуны (см. рис. 4и). В различных соотношениях присутствуют кортоиды, багамитные и прочие пелоиды, ооиды, биокласты криноидей, губок, морских ежей, бентосных фораминифер, скрепленные различными микроинкрустаторами. Текстура, как правило, хаотическая.

Присутствие в породах этого микрофациального типа структурных элементов, первоначально формировавшихся в различных обстановках, позволяет предположить, что по крайней мере часть из них была скреплена (литифицирована) и подверглась транспортировке перед окончательным осаждением в виде МФТ 9. Слои аллотипного материала чередуются со слоями перекристаллизованных микроструктур неизвестных микроинкрустаторов. Обилие компонентов, образовавшихся в условиях вялой гидродинамики (микрит, онкоиды), скрепленных тромболитами и инкрустаторами, указывает на формирование биогенных построек ниже базиса волн. Расположение этих построек и детали их строения неизвестны. Вполне вероятно, что они близки постройкам центральной и западной частей Первой Гряды Крыма [Krajewski, 2010; Пискунов и др., 2012; Барабошкин, 2016; Рудько, 2018].

МФТ предполагаемых “тектонических клиньев”

Основным микрофациальным типом известняков в нижней части изученного разреза (пачка 4), отнесенных к “тектоническому клину”, является МФТ 10.

МФТ 10 – тромболитовые фенестровые байндстоуны (см. рис. 4к); состоят из пелоидов и микритизированных литокластов, с единичными микритизированными фрагментами двустворок, гастропод, иглокожих, губок, кортоидов; микроинкрустаторами *Crescentiella morronensis*; содержат крупные (до первых сантиметров) фенестры, заполненные кристаллическим кальцитом. В некоторых шлифах наблюдаются отдельные тонкие (от одного миллиметра до нескольких сантиметров) прослои, состоящие из разнообразного обломочного материала, с минимальным участием тромболитов. В других шлифах, напротив, доминируют тромболиты с неяснослоистым или хаотичным распределением фенестр разного размера и формы; такие породы преобладают. Единичные класты с фенестровыми тромболитами отмечены в кальцибрекчиях пачки 5.

Помимо МФТ 10, в строении предполагаемых тектонических клиньев (пачка 4) участвуют МФТ 8 и 9. Ввиду труднодоступности пород данной пачки, образующей вертикальные обрывы, она изучена не полностью – у смотровой площадки на правом борту р. Тонас, поэтому о закономерностях ее строения судить сложно, и решение этой проблемы, безусловно, требует дальнейших исследований.

Фенестровые тромболитовые байндстоуны образуют постройки в широком спектре условий: от водорослевых маршей до склонов платформ, но наиболее характерны для над- и межприливных условий [Tucker, Wright, 1990; Perri et al., 2003; Flügel, 2010]. В нашем случае не хватает данных, на основании которых можно уверенно судить о глубине их формирования. Вероятнее всего, они образовались вблизи базиса волнового воздействия, поскольку трещины усыхания, следы морской абразии или строматолиты не отмечены, а присутствующие в них биокласты характеризуют как прибрежные, так и открыто-морские обстановки.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ЗЕРЕН ПО РАЗРЕЗУ

В калькаренидах и кальцибрекчиях изученных отложений можно выделить несколько типов зерен: пелоиды, литокласты, онкоиды и биокласты, распределение которых по разрезу указывает на изменение источников сноса карбонатного материала.

Пелоиды. Наибольшее содержание пелоидов (до 80%) наблюдается в породах пачек 1–3 и 5–11. Количество их постепенно уменьшается вверх по разрезу (до 60% в пачке 12). В этом же направлении возрастает количество багамитовых пелоидов, что может быть связано с экспозицией частей рампа и их размывом.

Литокласты. Встреченные литокласты можно подразделить на мелководные (ооидные грейн-пакстоуны, пакстоуны с микритизированными зернами и бентосными фораминиферами, зерна с микроинкрустаторами *Lithocodium* и *Bacinella*), которые образовались в пределах внутреннего и среднего рампа, и глубоководные (биокластовые вакстоуны с радиоляриями), сформировавшиеся на внешнем рампе. Содержание литокластов в породах снижается вверх по разрезу одновременно с утонением прослоев рудстоунов и уменьшением в них размера зерен. В основании разреза преобладают мелководные литокласты. Однако вверх по разрезу их содержание уменьшается: от 60–70% в пачках 1–3 и 40–90% в пачках 5–11 до ~1% в пачке 12; одновременно в породах увеличивается количество более глубоководных литокластов: от 2–3% в пачках 1–3 до 3–20% в пачках 5–11 и ~10% в пачке 12). Это может быть связано с постепенным выполаживанием склона ступенчатого рампа и уменьшением энергии, необходимой для переноса крупного материала, а также отступанием береговой линии.

Онкоиды. В онкоидах редко сохраняются ядра, которые представлены в основном биокластами. Онкоиды с толстой оболочкой (0.5–1 см) встречаются только в нижней части разреза (пачки 1–8). Вверх по разрезу количество онкоидов уменьшается (вплоть до их исчезновения), а оболочка онкоидов становится более тонкой (1–2 мм).

Биокласты. В изученных отложениях присутствуют фрагменты и целые раковины различных организмов. Обломки криноидей присутствуют в породах постоянно, и их количество (снизу–вверх) практически не изменяется. Переотложенные остатки кораллов, известковых губок, раковины гастропод (в литокластах) редки, их количество не превышает 5–6% общего содержания карбонатных зерен; они наиболее многочисленны в горизонтах кальцибрекчий (пачки 5–8) и в тромболитовых известняках (пачка 4). В глинистых мергелях и глинах в непереотложенном состоянии встречаются сравнительно редкие остатки аммонитов, аптихов, брахиопод и двустворчатых моллюсков, а также многочисленные микрофоссилии – бентосные и планктонные фораминиферы, известковый нанопланктон и др., указанные в публикациях по данному разрезу. Обедненный состав нормально-морской автохтонной и субавтохтонной макрофауны, многочисленные остатки планктона в отложениях свидетельствуют об относительно глубоководных условиях открытого бассейна.

Одним из индикаторов условий осадконакопления могут являться микроинкрустаторы.

Проблематики *Crescentiella (Tubiphytes) morronensis* постоянно присутствуют в породах изученного разреза. Это цилиндрические образова-

ния, диаметр которых зависит от освещенности, в частности – от глубины бассейна [Leinfelder et al., 1993]. Однако основываясь на этой зависимости, в нашем случае, как и в ряде других [Пискунов и др., 2012], оценить глубину невозможно ввиду переотложения этих фоссилий.

Кроме *Crescentiella*, в кластах присутствуют микроинкрустаторы *Lithocodium* и *Bacinella*, которые встречаются в кластах как отдельно, так и совместно. Согласно [Leinfelder et al., 1993; Flügel, 2010], рост этих организмов происходил в пределах внешнего и среднего рампа, при низкой скорости осадконакопления в нормально-морских или слабострессовых условиях. Последнее было установлено, в частности, для юрского рампа Германии [Flügel, 2010], кимеридж-берриасской платформы Известковых Альп [Schlagintweit, Gawlick, 2003], триаса Калабрии [Rameil et al., 2010] и других разрезов, где *Bacinella* тяготеют к межприливным обстановкам или лагунным фациям. В нашем случае остатки *Lithocodium* и *Bacinella* встречены в пачках 1–10, указывая на мелководный источник, но полностью исчезают в вышележащей части разреза.

Фрагменты тромболитов распространены в пределах всего разреза, за исключением пачки 13, но фенестровые тромболиты, указывающие на крайнее мелководье, участвуют в строении “тектонических клиньев” (пачка 4) и лишь в единичных зернах встречены в пачке 5.

Пелоидные строматолиты, характеризующие обстановки приливных равнин, распространены в кластах кальцибрекчий (пачки 5–6).

Таким образом, переотложенные зерна, характеризующие прибрежные и мелководные обстановки, присутствуют в отложениях пачек 1–10, а выше по разрезу они исчезают, при этом “максимум” их распространения приходится на пачки 5–6, содержащие большое количество пластов кальцибрекчий. Очевидно, и вполне закономерно предположить, что наиболее интенсивно мелководная часть бассейна абрадировалась именно во время накопления наиболее грубообломочных фаций (кальцибрекчий) пачек 5–6. Горизонты кальцибрекчий присутствуют также в верхней половине пачки 7 и в пачке 8, выше которых последовательность демонстрирует отчетливо выраженный трансгрессивный тренд.

На этом фоне, как уже отмечалось, относительно мелководные постройки пачки 4 с фенестровыми и другими тромболитами выглядят аномальными, выбиваясь из общей последовательности как по способу образования, так и по характеру слагающих их карбонатов. На наш взгляд, учитывая их сильную тектонизацию, это подтверждает предположение о том, что они находятся в тектонических соотношениях с остальной последовательностью.

УСЛОВИЯ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ НА ОСНОВЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МИКРОФАЦИЙ

Для изученных отложений характерны черты, присущие как окаймленным платформам, так и рампам. Большинство МФТ соответствуют обстановкам седиментации склона, подножия, и дна бассейна. В них представлен материал, в основном мобилизованный на мелководье, перенесенный и переотложенный гравитационными потоками (МФТ 2–7). В большинстве МФТ присутствуют продукты разрушения тромболитовых рифов. Такие постройки могли формироваться в обстановках от надприливной полосы до глубин в первые сотни метров [Leinfelder, Schmid, 2000; Flügel, 2010]. Исключение составляют фенестровые тромболитовые байндстоуны предполагаемого тектонического клина (пачка 4), которые заметно отличаются от карбонатных пород ниже- и вышележащей частей разреза. Комплекс их МФТ отражает относительно мелководные условия, но, по-видимому, ниже базиса волн.

Установленные в разрезе МФТ и большинство типов пород не соответствуют модели гомоклинального рампа, поскольку присутствие турбидитов и дебритов свидетельствует о существовании склона. Склон характерен как для ступенчатого рампа, так и для окаймленной платформы. В случае рампа образование подобных склонов может быть связано с разрывными нарушениями, активизация которых может приводить к мобилизации большого количества материала [Read, 1982].

Морфология крымской карбонатной платформы является предметом дискуссии [Krajewski, 2010; Барабошкин, 2016; Рудько, 2018]. Наши данные по МФТ подтверждают точку зрения об образовании отложений на склоновой части карбонатного ступенчатого рампа в берриасское время (рис. 5). В пользу этой гипотезы говорит отсутствие микрофаций, характерных для окаймления платформ, которые не были найдены ни в изученных слоях грейн- и рудстоунов, ни в литокластах из дебритов, область мобилизации обломочного материала которых, как было показано выше, охватывает широкий спектр обстановок от крайне мелководных до относительно глубоководных. Значительная часть изученных отложений сформировалась в результате схождения гравитационных потоков различного типа.

Характерной особенностью рамповых последовательностей является присутствие темпеститов, но в изученном разрезе они отсутствуют. Если наша гипотеза существования рампа верна, то разрез с темпеститами внешнего рампа и высокоэнергетические карбонатные фации среднего рампа следует искать примерно в 8–10 км западнее изученного нами разреза, на Караби-Яйле. Обстановки осадконакопления, характеризую-

щие отложения последней, все еще мало изучены [Аркадьев и др., 2015; Барабошкин и др., 2019], но не противоречат модели ступенчатого рампа.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИХНОКОМПЛЕКСОВ

Хотя ихнология отложений данного разреза кратко уже обсуждалась в литературе [Барабошкин и др., 2019], новые находки ихнофоссилий позволяют уточнить состав ихнокомплексов и последовательность их смены.

При изучении разреза установлено, что практически все известковые глины и мергели биотурбированы ($Bi = 4-5$), с чем связано отсутствие в них слоистости в настоящее время. Биотурбация затронула и прослой грейнстоунов, в которых встречаются норы *Ophiomorpha*?, заполненные карбонатными зернами и микритом, однако не проявлена в рудстоунах и кальцибрекчиях. Редкость офиоморф не позволяет в отложениях изученного разреза выделять субихнофазию *Ophiomorpha rudis*, в отличие от отложений района Феодосии. Вероятно, отсутствие биотурбаций обусловлено заметно более грубым обликом отложений в разрезе р. Тонас, иным способом транспортировки осадочного материала (дебриты) и высокими темпами осадконакопления в целом (разрез нижнего берриаса на р. Тонас не менее, чем в 2.5 раза мощнее феодосийского).

Разнообразию и количеству ихнофоссилий в породах заметно увеличивается вверх по разрезу. В пределах титонского (?) интервала они встречаются редко, хотя в известковых глинах пачки 3 встречены единичные следы питания *Rhizocorallium commune* Schmid (рис. 6.11) и менисковые ходы *Taenidium diesingi* (Unger) (см. рис. 6.10), а в калькаренитах — единичные норы-жилища *Thalassinoides* isp. В известняках пачки 4 (предположительно, “тектонический клин”) ихнофоссилии не найдены.

В нижней части берриасской последовательности (пачки 6–8) ихнофоссилии также редки и встречаются на кровле тонких прослоев кальцитурбидитов, заключенных между мощными слоями кальцибрекчий. Здесь появляются единичные *Phymatoderma* isp. (см. рис. 6.1), *Gyrophyllites* isp. (см. рис. 6.8) и *Chondrites* isp., *Thalassinoides* isp.

В верхней части разреза (пачки 9–12) встречен более разнообразный комплекс ихнофоссилий (см. рис. 6): *Haentzschelinia* isp. (см. рис. 6.6), *Phymatoderma* isp. (см. рис. 6.4), *Chondrites* isp. (см. рис. 6.5) и *Gyrophyllites* isp. (см. рис. 6.8), *Paleodictyon* isp. (см. рис. 6.7), *Protopaleodictyon* isp. (см. рис. 6.2), *Paleodictyon (Glenodictyon) maximum* (Eichw.) (см. рис. 6.3).

Ранее [Барабошкин и др., 2019] здесь были отмечены *Chondrites intricatus* Sternberg, *Ch. targionii* (Brongn.), *Ch. isp.*, *Ophiomorpha* isp., *Spongiomorpha*

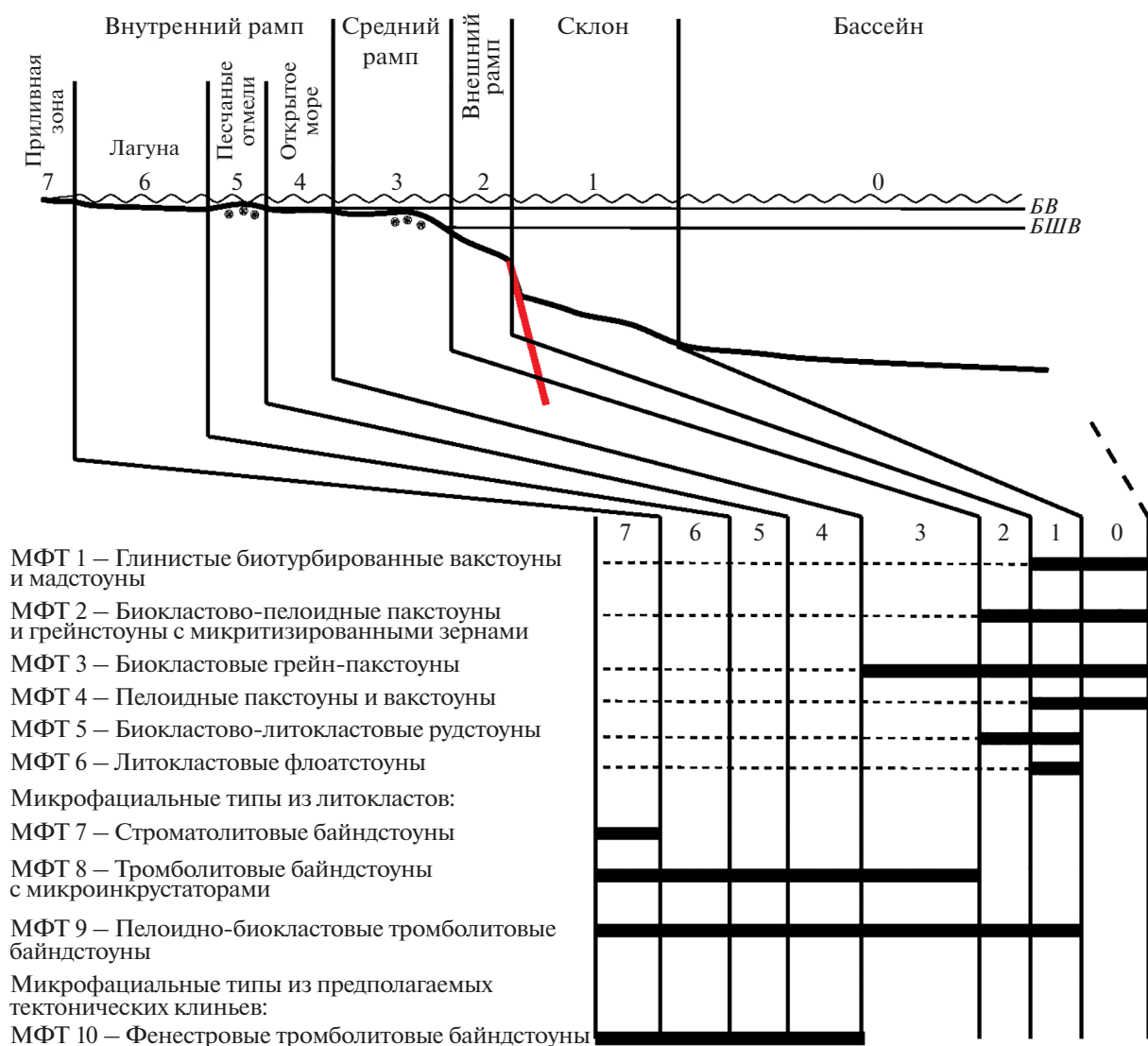


Рис. 5. Седиментологическая модель ступенчатого рамп и распределение изученных МФТ по фациальным зонам. БВ – базис волн в спокойную погоду, БШВ – базис штормовых волн, красная линия – разлом.

pha isp., *Lorenzina* cf. *plana* (Książ.), *Gyrophyllites kwassizensis* Glocker, *Gyrophyllites* isp., *Protovirgularia* cf. *obliterate* (Książ.), *Helicorhaphe* isp., *Helminthopsis tenuis* Książ., *Spirophycus* isp., *Belorhaphe zickzack* (Heer), *Desmograption* isp. Большинство этих ихнотаксонов относится к структурам питания осадком, что характерно для глубоководных отложений.

Сравнивая данную ассоциацию с ихнофациальной моделью глубоководных отложений [Uchman, Wetzel, 2012], можно с некоторой условностью говорить об аналоге субихнофации *Paleodictyon* ихнофации *Nereites* [Барабошкин и др., 2019]. Последняя, как было отмечено выше, отличается от феодосийских разрезов, где в титонских (?) турбидитах наблюдается обилие офиоморф и *Thalassinoides* – нор-жилищ ракообразных. В то же время

совместное присутствие *Paleodictyon* и *Rhizocorallium* отражает более мелководные условия в разрезе Тонас. В верхней части нижеберриасской последовательности, представленной в разрезе по р. Тонас, это же сочетание сопровождается ростом разнообразия ихнофоссилий, что указывает на переход от ихнофации *Nereites* к ихнофации *Cruziana*. Увеличение разнообразия ихнотаксонов является индикатором улучшения аэрации придонных вод, обилия пищи и снижения темпов седиментации. Эти изменения, очевидно, связаны с уменьшением глубины бассейна и переходом предположительно к нижнему рамп, что позволяет уточнить полученные ранее выводы [Барабошкин и др., 2019]. Необычным представляется отсутствие структур *Zoophycos*, которые обычно в мезозойских и кайнозойских разрезах

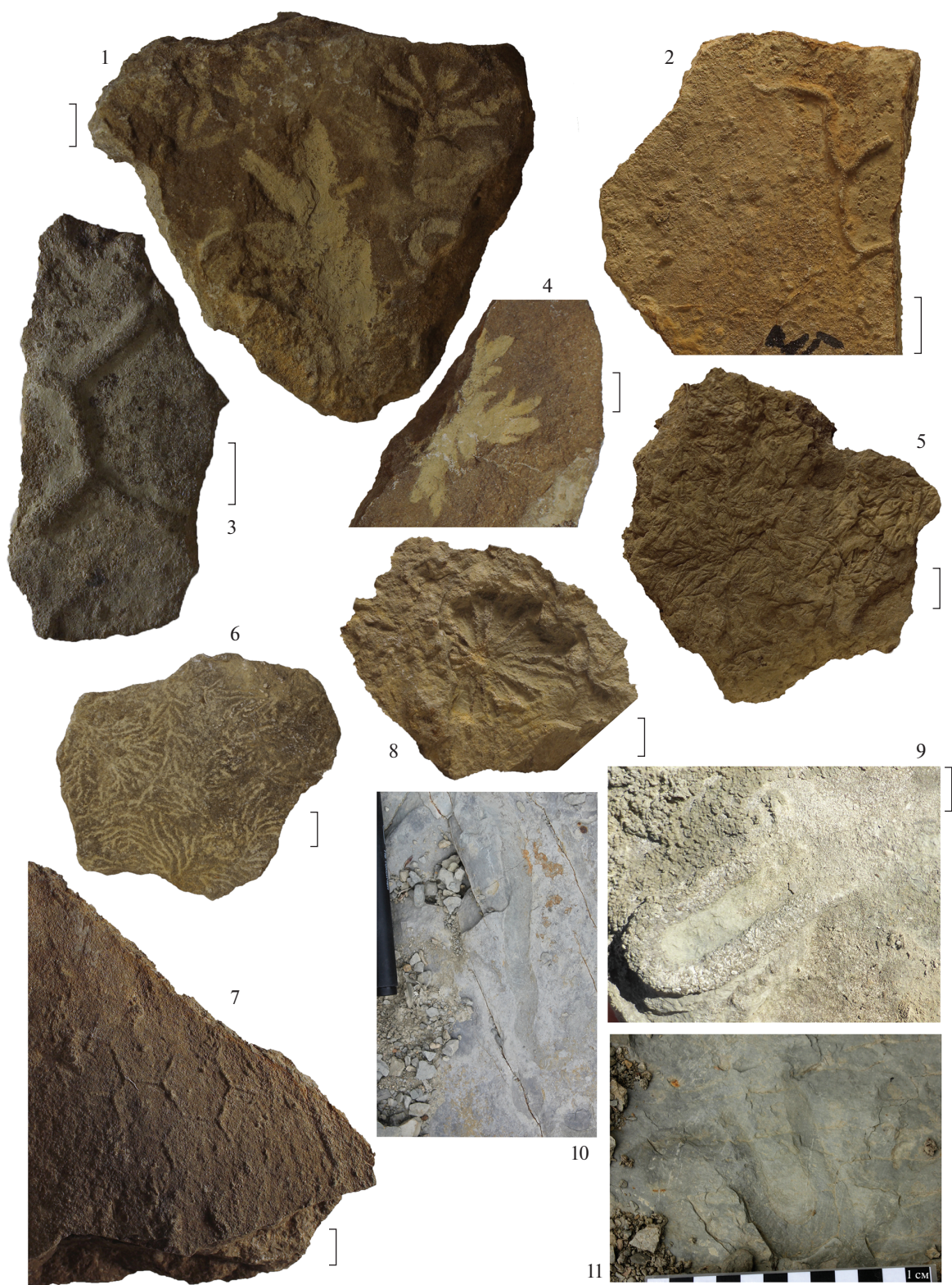


Рис. 6. Иchnofossilии, встреченные в отложениях изученного разреза.

1 – ?*Phymatoderma* isp., обр. 10/4ИФ, пачка 8; 2 – *Protopalaeodictyon* isp., обр. 15/28ИФ, пачка 11; 3 – *Paleodictyon* (*Glendictyum*) *maximum*, 20/11ИФ, пачка 11; 4 – ?*Phymatoderma* isp., обр. 16/4ИФ, пачка 11; 5 – *Chondrites intricatus* Sternberg, обр. 3/7ИФ, пачка 3; 6 – *Haentzschelinia* isp., обр. 12/48ИФ, пачка 9; 7 – *Paleodictyon* isp., обр. 20/6ИФ, пачка 11; 8 – *Gyrophyllites* isp., обр. 10.2ИФ, пачка 8; 9 – *Rhizocorallium* isp., пачка 10; 10 – *Rhizocorallium commune* Schmid, пачка 3; 11 – *Taenidium diesingi* (Unger), пачка 3. Масштабная линейка 1 см.

характеризуют склоновые обстановки. Причина этого пока непонятна.

Заметим, что похожие изменения разнообразия ихнотаксонов были отмечены и в феодосийских разрезах [Барабошкин и др., 2016], что интерпретировалось как переход к пелагическим фациям бассейна, не связанным со склонами. Стратиграфически этот переход в обоих разрезах приходится примерно на границу подзон *Jacobi/Grandis* нижнего берриаса.

Если обратиться к ихнофациальной модели гомоклинальной рампы [Knaust et al., 2012], то окончательный переход к внешнему рампу должен быть интерпретирован при сочетании ихнофагии *Cruziana* (на иловом субстрате) и *Skolithos* (на калькаренидах). Однако в разрезе по р. Тонас разнообразие и обилие ихнофоссилий в отложениях пачек 9–12 не в полной мере соответствует ихнофагии *Cruziana* (отсутствуют многие типичные представители, такие как *Rosselia*, *Asterosoma*, *Teichichnus* и др.), а ихнофагия *Skolithos* (так же как и темпеститы) установлены не были.

Отсюда можно сделать вывод, что ихнокомплексы верхней части изученного разреза по р. Тонас ближе к бассейновым фациям, чем к собственно рампу, но являются уже “более мелководными”, чем в нижележащей части разреза.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Основные типы отложений

На основе изучения разреза, интерпретации микрофаций и результатов ихнофациального анализа, можно выделить следующие основные типы отложений.

Кальцитурбидиты. По аналогии с циклами Боума, в карбонатных бассейнах с большим количеством пелитового материала, для известняков распространены циклы Майшнера [Flügel, 2010]. Они встречаются практически по всему разрезу, преобладая в верхней части. В основном сохраняются нижние элементы, когда как верхние элементы с текстурами отсутствуют. Прослойки рудстоунов и грейнстоунов характеризуются градиционной слоистостью, изредка надстраиваемой текстурами восходящей ряби. Мощность циклов Майшнера в изученном разрезе составляет от 0.1 до 1.5 м.

В нижней титонской (?) части разреза преобладают терригенные отложения с циклами Боума мощностью от 0.3 до 2 м. Наиболее часто встречаются элементы D (горизонтальнослоистые паквакстоуны) и E (горизонтальнослоистые вакмадстоуны).

Дебриты. В изученном разрезе к дебритам отнесены грубообломочные слои кальцибрекчий. Они обладают плохими сортировкой и окатанностью обломков; между литокластами присутству-

ет карбонатный матрикс. Мощность таких отложений может достигать 5 м. Слои характеризуются сложным строением, часто включают линзы отложений с нормальной и обратной градиционной слоистостью. Очевидно, что их образование было одноактным. Об этом свидетельствует отсутствие текстур облекания слоями вмещающей породы крупных (до 2 м) литокластов. Последние, как правило, пересекают сразу несколько слоев, контрастных по структурно-текстурным особенностям – то есть литокласты перемещались вместе с более мелкими компонентами матрикса, а текстурные различия отдельных слоев в пределах мощного слоя объясняются морфологической и гидродинамической спецификой гравитационного потока.

Гемипелагиты. Наиболее крупные слои гемипелагитов приурочены к нижней части разреза (пачки 7–8), где их мощность может достигать 10–15 м. В приподошвенных частях кальцитурбидитов часто присутствует прослой мергеля (до 20 см), образование которого, предположительно, связано с диагенезом и миграцией карбонатного материала из грейнстоунов в нижележащие карбонатные глины [Tucker, Wright, 1990].

Биогенные постройки. К биогенным постройкам относятся тромболитовые известняки пачки 4. Как уже отмечалось, присутствие в них феностровых тромболитов указывает на сравнительно мелководные подприливные условия и не согласуется с другими типами отложений и способом их образования. Учитывая сильную тектонизацию этих пород, можно предполагать, что они представляют собой тектонические клинья.

Общая модель формирования отложений

Для синхронных отложений района Феодосии была предложена модель проградационного фена [Гужиков др., 2012; Барабошкин, 2016]. Здесь в отложениях титона (?) вверх по разрезу наблюдаются постепенное поглубение зерен и увеличение мощности турбидитовых слоев, а выше, в нижней части берриаса, количество прослоев турбидитов и их мощность резко уменьшаются. Среди наиболее грубозернистых отложений, представленных в феодосийском разрезе, доминируют турбидиты.

В изученном разрезе по р. Тонас наблюдается существенно иной тренд: в нижней титонской (?) части разреза заметного увеличения мощности и поглубения обломочного материала турбидитов не происходит. Берриасский интервал начинается с грубых кальцибрекчий, причем мощность слоев кальцибрекчий так же, как и турбидитов, вверх по разрезу уменьшается одновременно с уменьшением размерности слагающих эти породы обломков. Наиболее грубозернистые отложения представлены в разрезе по р. Тонас дебрита-

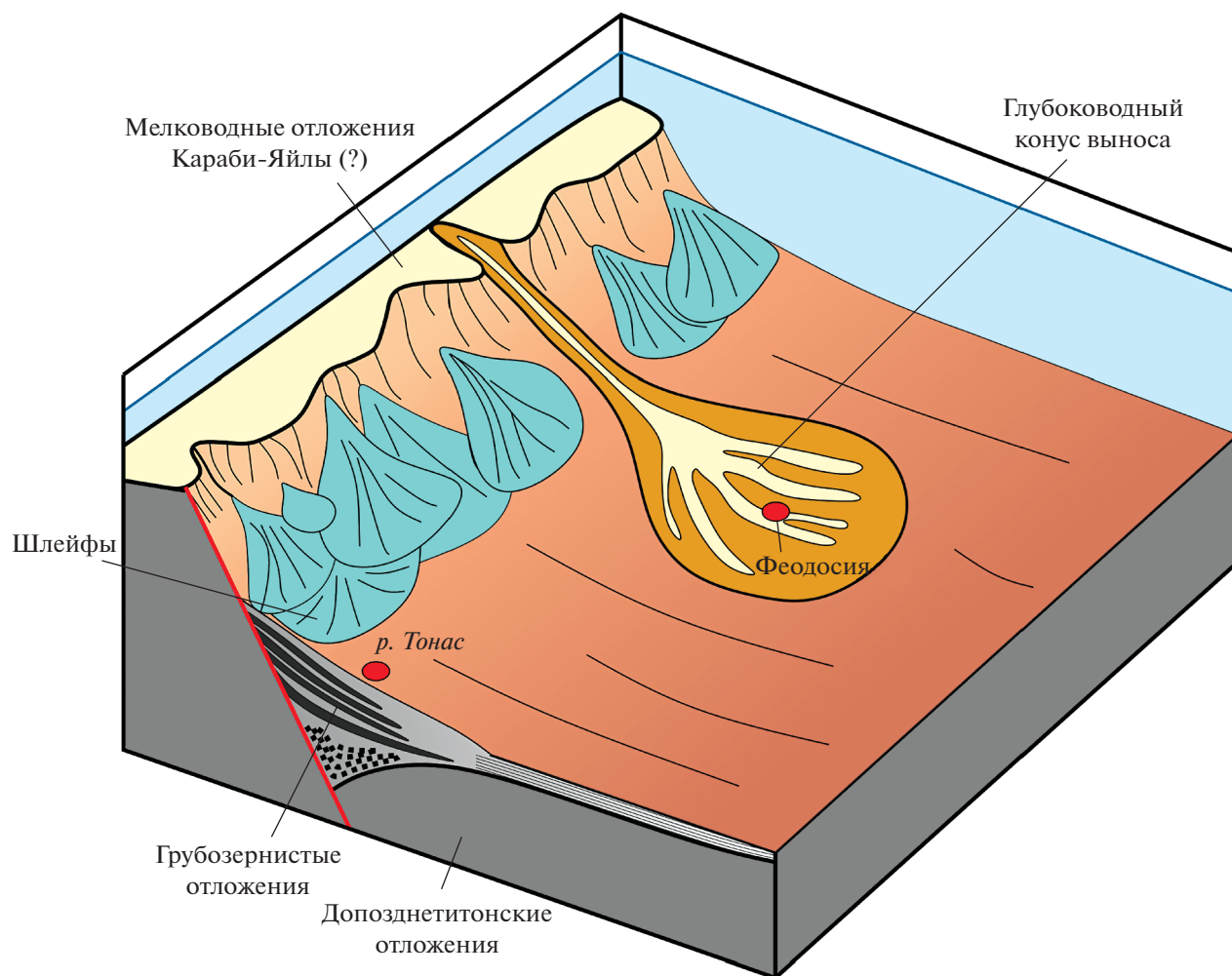


Рис. 7. Седиментологическая модель глубоководной части (склона и подножия склона) ступенчатого рампа, существовавшего в титон–берриасское время в Восточном Крыму. Глубина моря – десятки–первые сотни м.

ми, которые вверх по разрезу сменяются турбидитами.

К рассмотренным выше отложениям по реке Тонас может быть применена модель синтетектонического заполнения приразрывных полуграбенов глубоководными шлейфами Г. Эберли [Eberli, 1987], дополненная одновременным развитием турбидитовых конусов. Для этой модели характерным является тренд уменьшения размерности обломков вверх по разрезу и переход от грубообломочных отложений к гемипелагитам.

Изученные нами кальцитурбидиты по своим признакам близки к литофациям, установленным Г. Эберли [Eberli, 1987] – толсто- и тонкослоистым турбидитам. В изученном нами разрезе наблюдается и весьма схожий тренд уменьшения мощности грубозернистых слоев и размерности зерен вверх по разрезу. Отсутствие характерных для модели Эберли мегабрекчий можно объяс-

нить менее крутым склоном, меньшим объемом транспортируемых осадков и в целом более низкой тектонической активностью в регионе. Не исключено, однако, что самые нижние слои кальцибрекчий в разрезе не сохранились вследствие срыва на границе с “тектоническим клином”.

Общий тренд уменьшения доли грубообломочных отложений (кальцибрекчий и турбидитов), вероятно, связан с компенсационным заполнением бассейна и выполаживанием склона ступенчатого рампа.

Следует отметить, что этот тренд не является монотонным: кальцибрекчий распространены в пачках 5–6, и выше – в верхней половине пачки 7 и в пачке 8. И если начальный этап формирования кальцибрекчий можно было бы связывать с глобальным падением уровня моря (Kbel: [Gradstein et al., 2020]), а не с действием разрыва, то для второго импульса, приходящегося на начало време-

ни Ясоби раннего берриаса (пачки 7 и 8), такое объяснение не выглядит правдоподобным. При этом стоит учитывать, что датировка нижнего горизонта кальцибрекчий в изученном разрезе также является приблизительной, поскольку нет точных данных о возрасте тромболитовых известняков “тектонического клина” (пачка 4), а нижележащие отложения (пачки 1–3) отнесены к титону условно [Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2005].

В связи с выяснением основных закономерностей строения разреза, возникает вопрос о положении “тектонического клина” (пачка 4), образование которого можно объяснить двумя способами. Первый предполагает тектоно-гравитационную природу этих карбонатных образований, их связь с действием синседиментационных разрывов в нижней части рампа и выведением на поверхность более древних рифовых построек. Второй способ – тектонический, связанный с образованием меланжа во время альпийского (?) тектогенеза [Юдин, 2011].

Нам представляется более обоснованным первый вариант, хотя несомненно, что при более поздней активизации зона разрыва должна была “подновляться”. Первая гипотеза косвенно подтверждается: 1) своеобразием пород, слагающих пачку 4 (см. выше); 2) признаками тектонизации на уровне интервала тромболитовых известняков и наиболее мощных брекчий основания берриаса, которая может быть связана с зоной разрыва, контролировавшей осадконакопление в пределах ступенчатого рампа [Гужиков и др., 2012; Барабошкин, 2016]; 3) территориальной близостью к мелководным фациям плато Караби-Яйла [Аркадьев и др., 2015], а также 4) представлениями об аккреционно-коллизии события вблизи границы юры и мела [Милеев и др., 2009; Рудько, 2018].

В любом случае, эти предположения остаются гипотезами и нуждаются в дальнейших исследованиях, связанных, в первую очередь, с надежным обоснованием возраста предположительно титонских отложений пачек 1–4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя совокупность полученных данных, можно сделать вывод о существовании на рубеже титона и берриаса и в начале берриаса в исследуемом районе ступенчатого рампа, нижняя часть которого контролировалась тектоническими нарушениями (разрывами), а на склоне и в подножии отлагались гравитационные отложения (дебриты, кальцитурбидиты) и гемипелагиты (рис. 7). Эта гипотеза согласуется с полученными ранее данными для района Феодосии [Гужиков и др., 2012; Барабошкин, 2016; Барабошкин и др., 2019].

В пользу существования именно ступенчатого рампа свидетельствует микрофациальный состав обломков кальцибрекчий, руд- и грейнстоунов. В кластах обнаружены микрофациальные типы, характерные для всех частей рампа, включая тромболитовые рифы. При таком широком представителе различных фациальных поясов вероятность того, что фации барьера не были включены в процесс переотложения, мала.

На протяжении раннего берриаса происходило синтектоническое заполнение наиболее погруженной части бассейна, располагавшейся в основании склона. Изученные отложения разреза по р. Тонас отнесены нами к шлейфовым фациям, тогда как в феодосийских разрезах – к фациям глубоководного фена [Гужиков и др., 2012; Барабошкин, 2016]. В отличие от модели проградации фена [Walker, 1978], с погребением обломочного материала вверх по разрезу (переход от нижнего к среднему фену), предложенной для разновозрастных отложений района г. Феодосии, в разрезе р. Тонас наблюдается тренд уменьшения мощности слоев и “утонения” зерен вверх по разрезу.

Компенсация бассейна привела к прекращению гравитационной седиментации и переходу к пелагическим бассейновым условиям.

Не до конца решенной остается проблема соотношения сравнительно мелководных рифовых фаций “тектонического клина” с турбидитовой последовательностью. Эта проблема требует специального исследования, в первую очередь надежного обоснования возраста как самих тромболитовых рифов, так и нижележащей части разреза. Из этого следует, что и проблема проведения границы между юрой и мелом (в рамках традиционного ее понимания) для данного разреза на настоящий момент времени не может быть решена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность анонимным рецензентам, сделавшим много конструктивных замечаний к тексту рукописи, что способствовало ее существенному улучшению.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ) и при поддержке фонда РФФИ (грант 16-05-00207а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. Новые данные по биостратиграфии берриасских отложений бассейна р. Тонас (Горный Крым) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии /

- Под ред. В.В. Аркадьева, В.А. Прозоровского. СПб., 2005. С. 111–135.
- Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И. и др. Новые данные по биостратиграфии, магнитостратиграфии и седиментологии берриасских отложений Белогорского района Центрального Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 43–80.
- Аркадьев В.В. Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 2007. Вып. 2. С. 27–43.
- Барабошкин Е.Ю. История геологического развития Крыма. Докембрий – ранний мел // Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития. Т. 1 / Под ред. Е.Ю. Барабошкина и Е.В. Ясеновой. СПб.: Изд-во ВВМ, 2016. С. 38–84.
- Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т., Барабошкин Е.Е. К разработке ихнофашиальной модели ступенчатого рампа (титон–берриас центрального и восточного Крыма) // Труды палеонтологического общества. 2019. Т. II. С. 13–25.
- Барабошкин Е.Ю., Барабошкин Е.Е., Янин Б.Т. и др. Глубоководные ихнокомплексы титона–берриаса Феодосии (Республика Крым) / Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Материалы VIII Всероссийского совещания 26 сентября–3 октября 2016 г., Республика Крым, Симферополь / Ред. Е.Ю. Барабошкин. Симферополь: Издательский Дом Черноморпресс, 2016. С. 45–48.
- Богданова Т.Н., Лобачёва С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела // Пограничные ярусы юрской и меловой систем / Отв. ред. В.В. Меннер // Тр. ИГГ СО РАН. Вып. 644. М.: Наука, 1981. С. 28–35.
- Горбачик Т.Н., Друщиц В.В., Янин Б.Т. Особенности берриасского и валанжинского бассейнов Крыма и их населения // Вестник МГУ. Сер. геол. 1970. № 3. С. 16–25.
- Гужиков А.Ю., Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю. и др. Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрскому–меловому интервалу Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 3. С. 35–71.
- Кабанов П.Б. Микритизация частиц как фашиальный индикатор в мелководно-морских карбонатных породах // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 4. С. 39–48.
- Лидер Н.Р. Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.
- Мазько Е.О., Барабошкин Е.Ю., Коптев Е.В. Микрофашии титон–берриасских отложений района реки Тонас (Горный Крым) // Труды Кольского научного центра РАН. 2019. Т. 10. № 6. С. 170–177.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б. и др. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–22.
- Муратов М.В., Плотников Н.А., Черняк Н.И. и др. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.
- Пискунов В.К., Рудько С.В., Барабошкин Е.Ю. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 5. С. 7–23.
- Рудько С.В. Обстановки накопления верхнеюрских отложений Байдарской котловины и эволюция крымской карбонатной платформы // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 4. С. 337–354.
- Смирнов М.В. Седиментационная цикличность верхнеюрских–нижнемеловых отложений бассейна р. Тонас (Центральный Крым) // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 2. С. 96–98.
- Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1 : 200000 / Составитель В.В. Юдин. Симферополь: Союзкарта, 2009.
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма / Монография. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
- Droser M.L., Bottjer D.J. A semiquantitative field classification of ichnofabric // J. Sed. Petrol. 1986. V. 56(4). P. 558–559.
- Eberli G. Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland) // Sedimentology. 1987. V. 34(2). P. 363–388.
- Embry A.F., Klovan J.E. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT // Bull. Canadian Petrol. Geol. 1971. V. 19. P. 730–781.
- Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application / Second Edition. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 984 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B. et al. Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 1357 p.
- Knaust D., Curran H.A., Dronov A.V. Shallow-Marine Carbonates / Trace fossils as indicators of sedimentary environments / Eds D. Knaust, R. Bromley // Developments in Sedimentology. 2012. V. 64. P. 705–750.
- Krajewski M. Facies, microfacies, and development of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of the Crimean carbonate platform from the Yalta and Ay-Petri massifs (Crimea Mountains, Southern Ukraine) / Dissertation Monographs 217. Krakow: Wydawnictwa AGH, 2010. 253 p.
- Leinfelder R.R., Nose M., Schmid D.U. et al. Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, paleoecological significance and importance in reef construction // Facies. 1993. V. 29. P. 195–230.
- Leinfelder R.R., Schmid D.U. Mesozoic reefal thrombolites and other microbolites / Eds R.E. Riding, S.M. Awramik // Microbial sediments. Berlin: Springer, 2000. P. 289–294.
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. Spec. Publ. 2015. V. 42(1). P. 241–264.
- Perri E., Mastandrea A., Neri C., Russo F.A. A micrite-dominated Norian carbonate platform from Northern Calabria (Southern Italy) // Facies. 2003. V. 49. P. 101–118.
- Rameil N., Immenhauser A., Warrlich G. et al. Morphological patterns of Aptian Lithocodium–Bacinella geobodies: relation to environment and scale // Sedimentology. 2010. V. 57(3). P. 883–911.

Read J. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margin-types, characteristics and evolution // *Tectonophysics*. 1982. V. 81. P. 195–212.

Schlagintweit F., Gawlick H.-J. Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus der Plassen-Formation (Kimmeridgium-Berriasium) der Nördlichen Kalkalpen // *Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. Gmundner Geo-Studien 2* / Eds J.T. Weidinger, H. Lobitzer, I. Spitzbart. *Erkundok: Institut Museum Gmunden*, 2003. S. 107–114.

Tucker M.E., Wright V.P. Carbonate Sedimentology. Oxford: Blackwell Science, 1990. 482 p.

Uchman A., Wetzel A. Deep-Sea Fans // Trace fossils as indicators of sedimentary environments / Eds D. Knaust, R. Bromley // *Developments in Sedimentology*. 2012. V. 64. P. 643–671.

Walker R.D. Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps // *AAPG Bulletin*. 1978. V. 62. P. 932–966.

Stratigraphy and Depositional Conditions of the Tithonian(?)–Berriasian Deposits of the Tonas River Region (Central Crimea)

E. Yu. Baraboshkin^{1, 2, *}, E. O. Mazko^{1, **}, E. V. Koptev^{1, *}**

¹*Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

²*Geological Institute of Russian Academy of Science, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: ejbaraboshkin@mail.ru*

***e-mail: eomazko@gmail.com*

****e-mail: coptevgor@gmail.com*

The composition and depositional environments of the Tithonian(?)–Berriasian deposits of the Tonas River basin (Central Crimea) are considered. The described complex of carbonate deposits is represented by various types of limestones, breccias, calcareous clays and marls. The microfacial types of rocks in thin sections can be compared with standard microfacies formed on the slopes and toe of slope of carbonate platforms. A fault-controlled distally steepened ramp model has been proposed to interpret this section. The microfacies types from the lithoclasts of calcibreccias confirm the gravitational transport of debris from the inner parts of the ramp, including thrombolite reefs. Sections with similar succession are known in the Swiss Alps.

Keywords: Tithonian, Berriasian, Crimea, calciturbidites, calcibreccias, microfacies, sedimentary environments.