Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи

Рудько Сергей Владимирович

Литология проградационных структур в верхнеюрскихнижнемеловых отложениях Горного Крыма.

Специальность 25.00.06 – литология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геологоминералогических наук

Научный руководитель: доктор геол.-мин. наук. Ю. О. Гаврилов

Москва 2014

Общая характеристика работы
Часть І. Введение
Глава 1. Развитие представлений о проградационных структурах и их значение в строении верхнеюрских-нижнемеловых отложений Горного Крыма.
Глава 2. Материал и методика исследований
2.1. Фактический материал и районы исследований 14
2.2. Методика16
Глава 3. Литологические и микрофациальные типы 21
Часть 2. Район плато Демерджи
Глава 4. Строение отложений района плато Демерджи
Глава 5. Sr-хемостратиграфическая характеристика и возраст верхнеюрских отложений района плато Демерджи
5.1. Биостратиграфические данные и свитное деление
5.2. Литология изученных образцов 39
5.3. Диагенез и выбор наименее измененных образцов 42
5.4. Sr-хемостратиграфическая корреляция 47
Глава 6. Седиментологическая характеритстика и условия формирования толш
6.1. Толща I
6.2. Толща II
6.3. Толща III
6.4. Толща IV
6.5. Толща V
6.6. Толща VI
Часть З. Юго-Западный Крым
Глава 7. Строение отложений Юго-Западного Крыма
Глава 8. Sr-хемостратиграфическая характеристика и возраст 100
8.1. Биостратиграфические данные и свитное деление
8.2. Литология изученных образцов 103
8.3. Диагенез и выбор наименее измененных образцов 105
8.4. Sr-хемостратиграфическая корреляция 112

Глава 9. Седиментологическая характеристика и условия формирова	≀ния
толщ	118
9.1. Толща I-b	118
9.2. Толща II-b.	132
9.3. Толща III-b	140
9.4. Толща IV-b	155
Часть 4. Обсуждение результатов	164
Глава 10. Новые данные о скорости осадконакопления в пределах карбонатной платформы	164
Глава 11. Происхождение известняковых брекчий Горного Крыма	169
Глава 12. Типы проградационных структур, их литологическая характеристика и положение в современной структуре	178
Глава 13. Модель развития позднеюрского-раннемелового осадочно	ГО
бассейна Горного Крыма	184
Заключение	191
Список литературы.	193
Приложение 1. Описание литотипов.	207
Приложение 2. Описание микрофациальных типов	218

Общая характеристика работы

С Актуальность исследований. развитием сейсмо-стратиграфических исследований в конце прошлого столетия (Пейтон и др., 1982) было обнаружено, что в результате перераспределения осадочного материала на площади бассейна происходит масштабное боковое, латеральное наращивание осадочных тел. В результате этого процесса в области склона осадочного бассейна образуются своеобразные по морфологии проградационные структуры. Проградационные структуры «клиноформные» или возникают в ходе естественной эволюции осадочных бассейнов и являются индикаторами изменений обстановки осадконакопления: флуктуаций уровня моря, тектонических событий, морфологии и глубины бассейна седиментации, климата. Изучение характеристик проградационных структур представляет актуальную проблему литологии (Kenter et al., 2005 и др.).

Верхнеюрские-нижнемеловые отложения Горного Крыма часто имеют наклоненное залегание и включают значительные по мощности (более 3 км) осадочные толщи известняков, конгломератов и флишоидов. Контрастный характер осадков был обусловлен присутствием мелководных и глубоководных обстановок седиментации. На границе мелководной и глубоководной области присутствовал склон, на котором происходило латеральное наращивание мощности осадков и формировались проградационные структуры, которые до сих пор не были выделены и описаны. Это связано с тем, что явление естественного наклона пластов внутри проградационных структур, зачастую не учитывают в геологической практике и объясняют последующими тектоническими движениями.

Существенное значение имеет вопрос измерения истинной вертикальной мощности (глубины прогибания бассейна) отложений внутри проградационных структур, которая не может быть определена суммой расстояний от подошвы к кровле слоев, так как таким образом будет измерена мощность по латерали. Аномально высокую мощность верхнеюрской-нижнемеловой толщи Горного Крыма объясняют присутствием надвигов, однако, детальность стратиграфического расчленения верхнеюрской-нижнемеловой толщи не позволяет однозначно судить о налегании древних пород на более молодые, а положение границ надвигов остается во многом не ясным (Борисенко и др. 1997, Милеев, Барабошкин, 1999 и др.). В связи с существующей двойственностью понимания геологического строения Горного Крыма требуется уточнить обстановки формирования отложений внутри верхнеюрской-нижнемеловой толщи, и оценить значение проградационных структур внутри нее.

Цель работы и основные задачи исследования. Целью работы является изучение присущих отложениям первичных седиментационных структур, условий ИХ формирования И эволюции В позднеюрском-раннемеловом палеобассейне, существовавшем на территории Горного Крыма. Для выполнения поставленной цели требуется решить следующие задачи в области литологии, стратиграфии и структурной геологии:

1. Выделить в структуре верхнеюрских-нижнемеловых отложений Горного Крыма контрастные по литологическому составу толщи, установить их пространственные взаимоотношения.

2. Получить необходимую литологическую характеристику выделенных толщ. Для этого составить седиментологические колонки опорных разрезов, используя современные классификации и методики описания осадочных пород. Установить генетические типы осадков и дать обоснованную интерпретацию условий осадконакопления.

3. На основании комплексного анализа био-стратиграфических данных и полученных результатов Sr-хемостратиграфических (SIS) исследований определить временные интервалы формирования осадочных толщ. Оценить степень диагенетического преобразования исследуемых отложений для корректного проведения Sr-хемостратиграфических исследований.

4. На основании интерпретации седиментологических данных оценить роль латеральной и вертикальной аккреции осадочного материала во время формирования толщ.

5. С учетом новых стратиграфических и седиментологических данных установить этапность формирования верхнеюрских-нижнемеловых отложений. Предложить модель эволюции осадочной толщи с учетом изменения условий среды осадконакопления.

Научная новизна. В работе впервые рассмотрена проблема выявления проградационных внутри подвергшейся тектоническим деформациям структур верхнеюрской-нижнемеловой толщи Горного Крыма. Ha основании строго

систематизированных седиментологических методов (Лидер, 1986; Рединг и др., 1990; Wright 1990; Flügel, 2010) восстановлены Tucker, 1987: Tucker, обстановки осадконакопления исследованных отложений в районе плато Демерджи и Байдарской котловины, показано присутствие осадочных толщ формировавших проградационные структуры. Впервые для уточнения возраста и корреляции верхнеюрских-нижнемеловых отложений Горного Крыма применен Sr-хемостратиграфический метод, рассмотрены его аналитические возможности. Применение этого метода позволило уточнить возраст верхнеюрских-нижнемеловых карбонатных отложений в изученных районах, оценить скорость осадконакопления карбонатной платформы в раннетитонское время, оценить значение надвигов в строении карбонатных толщ. Рассмотрена история эволюции осадочной толщи верхнеюрских-нижнемеловых отложений в контексте изменения литологии проградационных структур и смежных фаций.

Практическая значимость. Внутри проградационных структур (клиноформ) современных и древних шельфов были обнаружены наиболее крупные известные Ha территории месторождения углеводородов. России В результате сейсмостратиграфических исследований мезозойско-кайнозойских осадочных толщ существование проградационных структур установлено в неокомских отложениях Западно-Сибирского бассейна, в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях майкопской серии Восточного Предкавказья и др. Эти геологические объекты являются крупными коллекторами углеводородов. Скрытые под дневной поверхностью, эти объекты доступны лишь в отдельных скважинах, что определяет интерес к поиску их аналогов, позволяющих проводить весь спектр литологических, геохимических и структурных исследований.

В настоящее время активно обсуждается возможность нахождения залежей углеводородов в мезозойско-кайнозойском чехле в погруженных областях Черного моря (Афансенков и др., 2007). Верхнеюрские отложения Горного Крыма предполагаются прямыми аналогами возможных коллекторов. В связи с этим новые данные о проградационных структурах и их литологической характеристике могут быть использованы при интерпретации сейсмопрофилей и анализе перспективности разработки залежей углеводородов.

Защищаемые положения:

1. На основании изучения строения и литологических характеристик верхнеюрских-нижнемеловых отложений Горного Крыма в них установлены проградационные структуры, образованные грубообломочными отложениями дельт Гильбертова типа, рифами и шлейфами фронта карбонатной платформы, в том числе мощными толщами мегабрекчий.

2. Для уточнения времени формирования и корреляции разрезов верхнеюрских-нижнемеловых отложений Горного Крыма впервые применен метод Srхемостратиграфии. Результаты изучения изотопных ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr характеристик пород позволили осуществить корреляцию карбонатных отложений плато Демерджи и южного борта Байдарской котловины. Геохимические свидетельства возраста отложений скоррелированы с аммонитовыми шкалами. На основании полученных значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr оценена скорость осадконакопления карбонатной платформы в раннетитонское время, которая составила не менее 0.23 м / 1000 лет.

3. Разработана модель формирования верхнеюрских-нижнемеловых отложений в осадочном бассейне Горного Крыма. Она отражает пространственновременные соотношения прибрежных дельтовых фаций, фаций внутренней и внешней частей карбонатной платформы, глубоководного бассейна. Развитие грубообломочных проградационных структур на ранней (оксфорд - кимеридж) и поздней (верхний титон - берриас) стадиях эволюции бассейна сопоставлено с эпизодами падения уровня моря и региональными тектоническими движениями.

Апробация работы. Результаты работы были представлены на конференции «Палеострат-2011» (Москва, 2011); Четвертом Всероссийском совещании «Юрская система России, проблемы стратиграфии и палеогеографии» (Санкт-Петербург, 2011); 3-м Международном симпозиуме по геологии Черноморского региона (Бухарест, Румыния, 2011); конференции «Ломоносовские чтения» (Москва, 2011); VI Всероссийском литологическом совещании (Санкт-Петербург, 2012); I Всероссийской молодежной научно-практической конференции. (Новосибирск, 2013); VII Всероссийском литологическом совещании (Новосибирск, 2013).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 3 статьи в российских реферируемых журналах, рекомендованных ВАК, и 12 тезисов докладов в российских и зарубежных изданиях.

Объем и структура диссертации. Работа состоит из введения, 4 частей, 13 глав, заключения, 2 приложений, списка литературы. Объем диссертации составляют 171 страница машинописного текста, 8 таблиц, 67 рисунков и 29 страниц приложения. Список литературы включает 175 наименований (из них 86 на русском и 89 на иностранных языках).

Благодарности. Работа выполнена в лаборатории седиментологии и геохимии осадочных бассейнов, под руководством д.г-м. н. Ю.О. Гаврилова, который направил автора по удивительно увлекательному пути настоящего исследования и которому автор выражает глубочайшую признательность за то, что никогда на этом пути не оставался один.

Существенное влияние на взгляды автора по вопросам седиментологии оказали также Е.Ю. Барабошкин и П.Ю. Петров, которым автор выражает особую благодарность. В не меньшей степени автор благодарен А.Б. Кузнецову, Б.Г. Покровскому и В.Ю. Лаврушину за консультации по вопросам хемостратиграфии. Работа не могла бы состояться без бессменного коллеги - В.К. Пискунова, которого автор благодарит за проведенные вместе дни полевых изысканий и всестороннюю помощь.

Автор также благодарит А.Ю. Гужикова, Е.В. Щепетову, М. С. Карпук, В.Е. Коварскую, В.С. Родина, Д.В. Рудько, М.И. Багаеву, И.В. Латышеву, А.Н. Стафеева, В. Л. Косорукова, А. В. Тевелева, А.М. Никишина и всех тех, кто так или иначе способствовал подготовке данной работы.

Отдельно автор благодарит интернет pecypc Jurassic.ru и его создателей.

Часть І. Введение

... хочется отметить, что многие морфологические черты не могли сохраниться в ископаемом состоянии. После ста миллионов лет, пожалуй, не следует рассчитывать обязательно найти внешние гряды или тем более первоночальные откосы фронтальной части... В.Ф. Пчелинцев (1966)

Глава 1. Развитие представлений о проградационных структурах и их значение в строении верхнеюрскихнижнемеловых отложений Горного Крыма

В классической седиментологии вплоть до конца 1960-х годов предполагалось, что накопление осадков слоистой текстуры происходит в результате осаждения материала из толщи воды по принципу «частица за частицей». Однако с конца 60-х годов, по мере развития методов сейсмостратиграфии, стало очевидным, что в некоторых случаях (например, при эвстатическом падении уровня морей), осуществляется также и перераспределение осадочного материала в пределах площадей морских бассейнов (Пейтон и др., 1982). Возникли представления о том, что в районах переходных от шельфа к склону и на склонах бассейнов возможно боковое, латеральное наращивание осадочных тел, в результате чего возникают своеобразные по своей морфологии клиноформные или «проградационные» структуры.



Рис. 1.1. Строение проградационного комплекса дельты с обозначением главных морфологических элементов, которые впервые были выделены Гильбертом при описании дельтовых отложений в озере Бонневилл, (по Рединг и др., 1990).

Как выяснилось, проградационные структуры широко развиты в природе и являются (Кеннет, 1987). неотъемлемыми элементами шельфов Наиболее известны проградационные структуры, образованные за счет продвижения осадочного тела дельты вглубь бассейна (рис. 1.1). Градиент уклона дна в дельтах пассивных окраин часто не превышает первых градусов (Кеннетт, 1987; Рединг и др., 1990), в связи с этим проградация дельт не всегда приводит к образованию ярко выраженных проградационных структур и они обнаруживаются лишь при значительном «искусственном» увеличении вертикального масштаба сейсмопрофилей (Пейтон и др., 1982). Дельты, в которых фронтальная часть наносов заметно (до 35°) наклонена и образует ярко выраженные клиноформные тела, получили название «дельт Гильбертова типа» (Лидер, 1986; Рединг и др., 1990). Такие дельты формируются в обстановках с большим склоновым градиентом и их актуалистические аналоги широко представлены в Коринфском заливе (Rohais et al., 2008), который имеет рифтовое происхождение. Высота склона определяет масштабы клиноформ и в дельтах Гильбертова типа составляет первые десятки метров. В осадочной летописи встречаются примеры дельт подобного типа с высотами склонов, доходящими и до 500 м (Rohais et al., 2008), которые были названы Гигантскими Гильбертовыми дельтами.

Структуры с ярко выраженным клиноформным строением присущи также и карбонатным шельфам. По мере естественного роста карбонатной платформы происходит увеличение длины и угла наклона фронтального склона, на котором начинает происходить латеральное приращение осадочного вещества. Это явление было зафиксировано в истории развития тех древних карбонатных платформ, которые эволюционировали, превращаясь из рампов в окаймленные платформы (Tucker, Wright, 1990). Масштабы развития проградационых структур на карбонатных платформах определяются перепадом глубин между бровкой мелководного шельфа и его подножьем, который может быть очень значительным (50-800 м) (Kenter, 1990). Однако и для карбонатных платформ, также как для терригенных дельт Гильбертова типа, выраженность проградационной структуры будет зависеть прежде всего от угла наклона фронтального склона. Так например, угол наклона северного склона Малой Багамской банки во Флориде составляет около 5° при высоте склона до 800 м (Kenter, 1990; Kenter et al., 2004), в то же время как уклон фронтального склона пермской карбонатной платформы «Риф Капитан» мог достигать 45° при высоте 500-600 м (Kenter, 1990; Kenter et al., 2004).

Таким образом, проградационные структуры как карбонатных, так и терригенных шельфов могут иметь различную морфологию, варьируя от весьма пологих структур, которые могут быть установлены при масщтабных региональных наблюдениях, до ярко выраженных структур с крутым уклоном, хорошо заметных при работе на крупных обнажениях. Различия в механизмах транспортировки осадочного вещества, действующих на склонах с разным уклоном, приводят к отложению осадков с неодинаковыми литологическими характеристиками в соответствующих проградационных структурах, что играет важную роль при их интерпретации (Postma, 1987; 1990; Kenter, 1990; 2004).

Проблема проградационных структур в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях Горного Крыма

Явление естественного наклона пластов в проградационных структурах часто не учитывается в геологической практике и объясняется последующими тектоническими движениями. В этом случае может быть некорректно измерена истинная вертикальная мощность отложений, так она не может быть определена как сумма расстояний между подошвой и кровлей платов. На возможные ошибки, связанные с преувеличением вертикальных мощностей вследствие неправильных представлений о форме древних осадочных тел, указывал Д.В. Наливкин (1955) (рис. 1.2). Тем не менее, проблемы разграничения признаков латерального и вертикального наращивания осадочных толщ привлекли внимание исследователей лишь спустя десятки лет, благодаря развитию секвентной стратиграфии (Пейтон и др., 1982; Posamentier et al, 1992; Posamentier et al., 1993; Schlager, 2002).



Рис. 1.2. Пример традиционной ошибки измерения мощности осадочной толщи (по Наливкин, 1955). Слева – схема измерения мощности свиты наклонно лежащих пластов; справа – схема соотношения между глубиной бассейна (S) и мощностью осадков.

В пределах Горного Крыма широко развиты мощные (более 3 км) (Успенская, 1969; Пермяков и др., 1991) карбонатные, грубообломочные терригенные и флишоидные толщи верхнеюрского – нижнемелового возраста, которые обычно рассматриваются как шельфовые осадочные комплексы Северного Перитетиса. Предполагается, «что с келловея по берриас здесь происходило «...формирование морского бассейна в рифтоподобном троге...» (Никишин и др., 1997), который протягивался и расширялся к востоку образуя бассейн северного Кавказа. Контрастный характер осадков безусловно был обусловлен присутствием мелководных и глубоководных обстановок седиментации. На границе мелководной и глубоководной области присутствовал склон, на котором могло происходить латеральное наращивание мощности осадков и формирование проградационных структур, которые до сих пор не были выделены и описаны. Если это так, то ранее существовавшие представления о мощностях этих образований, стиле их залегания, могли быть не вполне правильными. Проблема выявления проградационных структур, которые в настоящее время существенно изменены тектоническими процессами, тесно связана с пониманием тектонического строения Крымского горного сооружения.

Традиционно считалось, что Крымский ороген представляет собой северное крыло мегаантиклинория, южное крыло которого погружается во впадину Черного моря (Муратов и др., 1960; Пчелинцев, 1966; Успенская, 1969; Муратов, 1972). Верхнеюрские (позднее верхнеюрские-нижнемеловые) отложения формируют осевую, наиболее сложно деформированную часть антиклинория. В связи с этим Главная (Первая) гряда Крымских гор нередко называлась «Юрской». Именно здесь впервые была выделена киммерийская эпоха складчатости (Аркелл, 1961; Пчелинцев, 1966). Мощность осадочной толщи, накапливавшейся, как предполагалось, в течение верхней юры, оценивалась белее чем в 3 км (Муратов и др., 1960). Примерно такая же мощность была определена для известняковых отложений яйлы, считавшихся мелководными образованиями центрального поднятия, и для флишоидов восточного прогиба. Современное «пестрое» распределение фациальных зон объяснялось дифференциальными тектоническими лвижениями.

А.С. Моисеев (1930) одним из первых указал на возможное завышение реальной мощности некоторых толщ в результате тектонического наложения. Однако наиболее активно представления о покровно-надвиговом строении верхнеюрской толщи развивались во второй половине XX века (Казанцев, 1982; Казанцев и др., 1989; Милеев и др., 1992 - 2009; Милеев, Барабошкин, 1999; Юдин, Герасимов; 2001; Юдин, 2004, 2009). Концепция надвигового строения Крымского орогена зародилась по аналогии с Альпийской аккреционной тектоникой Европейской части Альпийского пояса. По мнению некоторых исследователей (Милеев и др., 1992; 1995), верхнеюрские–нижнемеловые отложения накапливались на завершающей стадии формирования

аккреционной призмы, закончившей субдуцирование в киммерийскую эпоху складчатости. Определяющая роль позднеюрских или альпийских деформаций в строении Горного Крыма не раз обсуждалась, и до сих пор является предметом острых дискуссий (Пчелинцев, 1966; Успенская, 1969; Казанцев, 1989; Казанцев, Казанцева, 1989; Милеев, Барабошкин, 1999; Милеев и др, 1992; 1995; 2006).

Следует признать, что надвиговая концепция, действительно, помогает объяснить значительные мощности верхнеюрских мелководных карбонатных отложений, сложный характер структурного плана толщи, гипсометрически более низкое залегание меловых отложений. Однако существуют нерешенные проблемы, связанные с этой концепцией: предполагаемый скрытый характер границ надвиговых пластин при отсутствии данных прямых наблюдений (Милеев и др., 1995); скудость надежных возрастных определений (Аркадьев, Рогов, 2006). Существующие стратиграфические схемы (Успенская, 1969; Пермяков и др., 1991) не учитывают этой концепции.

Некоторые исследователи по-другому оценивают значение надвиговых деформаций в понимании структуры Главной гряды Крымских гор и считают его сильно преувеличенным (см. дискуссию в - Борисенко и др., 1997; Милеев, Барбошкин, 1999; Андрухович, Туров, 2002). Достоверность предложенных моделей сложно оценить при отсутствии надежных стратиграфических и литолого-фациальных данных, реконструкций обстановок осадконакопления на основе современных подходов к их интепретации. В целом представления о строении верхнеюрской-нижнемеловой толщи Горного Крыма следует признать не вполне сложившимися. Со времени ее интенсивного изучения (Моисеев, 1926; 1930; Муратов, 1937; Михайлова, 1959; Пчелинцев, Лысенко, 1963; и др.) существенно изменились представления о динамике формировании шельфовых осадков, которые были разработаны в основном в рамках секвентной стратиграфии. Приняты способы интерпретации седиментологических новые данных, основанные на актуалистических и экспериментальных моделях (Лидер, 1986; Рединг и др., 1990). Предложен целый ряд актуалистических моделей для разных типов карбонатных платформ (Tucker, Wright, 2002; Pomar, 2001), в практике седиментологических исследований получил широкое применение метод стандартных фаций и микрофаций, обладающих уникальными литологическими характеристиками (Уилсон, 1980; Flügel, 2010), позволяющий использовать единые принципы при интерпретации различных карбонатных фаций. В настоящее время становится возможным существенное уточнение представлений об обстановках формирования и возрасте верхнеюрских – нижнемеловых толщ Горного Крыма. Это позволяет выявить новые черты в дискусионной структуре Крымского орогена и перейти к реконструкции особенностей развития верхнеюрскогониженемелового осадочного бассейна Горного Крыма на новом, более современном уровне.

Глава 2. Материал и методика исследований

2.1. Фактический материал и районы исследований

Верхнеюрские-нижнемеловые отложения занимают особое положение в структуре Крымского складчатого сооружения. Они протягиваются полосой вдоль южного побережья полуострова и слагают первую (Главную) гряду Крымских гор, определяя рельеф горной страны. Их деформированность и характер соотношения с подстилающими породами триасово-юрского комплекса и перекрывающими породами меловогонеогенового комплекса определяют структуру и возраст дислокаций Горного Крыма. Рассматривая тектоническую структуру Горного Крыма, В. С. Милеев (1992) выделил эту толщу в яйлинскую серию, однако позднее (Милеев и др., 2006) яйлинской серией он называет только отложения титон-берриасского возраста, а более древние средневерхнеюрские образования относит к судакской серии.

В строении верхнеюрских-нижнемеловых отложений участвуют флишоиды, конгломераты и известняки, их суммарная мощность превышает 3 км (Муратов и др., 1960). В восточной части Крымских гор верхнеюрские толщи сложены преимущественно флишоидами, а известняки и конгломераты встречаются здесь в виде отдельных линз с резкими фациальными границами. В центральной части Крымских гор в составе верхнеюрских отложений преобладают известняки, подчиненное значение имеют конгломераты, а в западной части к ним опять присоединяются флишоиды. В связи с этим структуру Горного Крыма разделяют на три структурно-фациальные зоны¹ (Успенская. 1969; Пермяков, 1991; Милеев и др., 1995) в субширотном направлении: западную (от Балаклавы до г. Ай-Петри), центральную (от г. Ай-Петри до р. Тонас) и восточную (от р. Тонас до г. Феодосия) (Милеев и др., 2006). Отложения западной и центральной структурио-фациальных зон ложатся на нижележащие среднеюрские магматические комплексы (J₂b-bt) и породы таврической серии (T3-J1) с угловым и стратиграфическим несогласием. В восточной зоне описан постепенный переход от среднеюрских флишоидов к верхнеюрским.

В настоящей работе представлены результаты изучения Юго-Западного Крыма (далее ЮЗК: южный борт Байдарской долины, Варнаутская долина, бухта Мегало-Яло) и

¹ Положение границ этих зон, почти в каждом источнике разное. Здесь (по Милеев и др., 2006)

района плато Демерджи (далее РПД: г. Ю. Демерджи, С. Демерджи, Пахкал-Кая, плато Демерджи и Тирке) расположенных в западной и центральной структурно-фациальных зонах соответственно. В изученных районах представлены все главные типы (массивные и слоистые известняки, брекчиевидные известянки, конгломераты и конглобрекчии, флишоиды) осадочных пород верхнеюрской-нижнемеловой толщи, которые позволяют достаточно полно охарактеризовать ее фациальное строение.

Также проводились исследования в Восточном Крыму, которые в эту работу не вошли, но расширили кругозор автора и послужили материалом для отдельных изысканий, не уместившихся в объем настоящего исследования.

Фактический материал

В основу работы положены полевые исследования автора, проведенные в РПД совместно с В.К. Пискуновым (МГУ) в 2008 и 2010-2011 гг., а также лично в ЮЗК в 2012-2013 гг. В результате этих исследований было составлено 6 опорных разрезов, для центральной части и 8 разрезов для западной части горного Крыма (рис. 2.1), суммарная мощность, которых составляет 2740 м. С помощью наблюдений на местности и дистанционных методов (АФС, перспективные снимки, ресурсы ГИС) в районах исследования были откартированы контрастные по литологии толщи пород, определены их контакты и характер залегания. В результате этих наблюдений для каждого из районов созданы схематические карты строения верхнеюрских-нижнемеловых отложений. Координаты точек отбора образцов и положения разрезов привязаны с помощью GPS.

Литология и стратиграфия выделенных толщ была изучена сообразно качеству имеющейся характеристики в литературе. Для карбонатных отложений изучено более 500 петрографических шлифов, кроме того в некоторых случаях были отобраны крупные образцы на полированные спилы, которые позволяют выявлять структуру на макроуровне. Также использованы описания шлифов (более 200 шт.) выполенные В.К. Пискуновым (2013). Геохимическая характеристика известняков была получена для 90 образцов известняков и 9 образцов фауны, из них для 56 образцов был получен изотопный состав ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Петрография терригенных пород изучалась редко, в случае отсутствия необходимой информации в литературе.

На основании материалов, предоставленных автором, А.А. Федоровой была определена микрофауна фораминифер, М.С. Карпук фауна остракод и Е.С. Платоновым

фауна кальпионеллид (СПбГУ). Кроме того, использовались определения макрофауны, выполненные Е.Ю. Барабошкиным (МГУ).



Рис.2.1. Структурно-фациальное районирование Горного Крыма и положение районов исследования. Пунктирной линией показана осевая часть Первой гряды Крымских Гор. Сплошными линиями отделены западная (з), центральная (ц) и восточная (з) структурнофациальные зоны верхнеюрского комплекса. 1 — Район плато Демерджи и Тирке, 2 — Район Байдарской и Варнаутской долин. Фрагмент топографической карты 500 000 масштаба.

2.2. Методика

Работа представляет междисциплинарное исследование осадочной летописи, которое можно разделить на три основные группы: 1) структурные наблюдения, 2) Srхемостратиграфические исследования, 3) седиментологические исследования.

1 - Структурные наблюдения проводились с целью картирования изучаемых отложений. Для этого внутри районов исследования были выделены крупные литостратиграфические единицы (толщи). Затем, в полевых условиях и при дешифрировании АФС были установлены пределы распространения, характер залегания и взаимоотношения выделенных толщ, отмечены возможные признаки тектонических нарушений.

2 - Sr-хемостратиграфия (SIS) представляет относительно молодой и быстро развивающийся метод датирования осадочных пород (McArthur, 1994). Становление метода SIS связано с накоплением значительной эмпирики, начиная с 80-х годов прошлого столетия (Burke et al, 1982; Jones et al, 1994; Veizer et al, 1999; McArthur et al,

2001). В настоящее время существование стандартной кривой долговременных вариаций стронция в океанских водах фанерозоя (Veizer et al, 1999; McArthur et al, 2001) позволяет успешно проводить привязку изотопного отношения 87 Sr/ 86 Sr карбонатных осадков к этой кривой и получать их возрастную характеристику.

Для исследуемого временного интервала этот метод имеет хорошую разрешающую способность, так как значения стандартной кривой 87 Sr/ 86 Sr в период с оксфорда по готерив неизменно и быстро возрастают от самых низких значений в фанерозое - 0.7068 до - 0.7076.

Отбор образцов, пригодных для реконструкции изотопного состава ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде, представляет одну из важнейших задач метода SIS. Решение этой задачи определяет как значимость реконструированных величин отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для каждого возрастного интервала, так и надежность последующих Sr-хемостратиграфических корреляций.

Для изотопно-геохимического исследования были отобраны образцы известняков, которые проявляют наилучшую сохранность первично-осадочных структур, а последующая оценка степени их диагенетического преобразования проводилась путем геохимического анализа. Для этого в породах были определены содержания малых элементов (Mg, Mn, Fe, Sr) и нерастворимых примесей. Содержания Са и Mg в карбонатной составляющей истертых образцов после их растворения в 1 N HCl определялись весовым, а Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом в химической лаборатории ГИН РАН под руководством Г.В. Константиновой.

Измерение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопного состава известняков проводилось А.Б. Кузнецовым (ИГДРАН). Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr измерялось в обогащенных карбонатных фракциях, выделенных путем ступенчатого растворения по методике (Горохов и др., 1995). По результатам параллельных измерений изотопных стандартов NIST SRM-987 и USGS EN-1 воспроизводимость результатов составила $\pm 0.002\%$ (2SD). Расхождение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в образцах по результатам повторных опытов не превышало 0.00001. Все значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в изученных образцах приведены к единому значению в стандарте SRM-987 = 0.710248.

Хемостратиграфические исследования, по возможности, дополнены биостратиграфическими методами датирования. Из образцов РПД А.А. Федорова определила комплексы фораминифер в шлифах, а Е.С. Платонов определил кальпионеллид (Пискунов, 2013), глинистые породы ЮЗК изучались на состав фауны остракод М.С. Карпук, единичные находки аммонитов определил Е.Ю. Барабошкин.

3 - Седиментологические исследования для терригенных пород проводились путем структурного и текстурного анализа, а для карбонатных пород – микрофациального анализа.

Для терригенных (силикокластических) пород на основании характера слоистости, гранулометрии, упаковки, сортировки и состава зерен были выделены литотипы, которые соответствуют уникальным типам потоков. Классификации типов потоков основаны на различиях в характере транспортировки зерен, размерности зерен, реологии и характере потока и представляют (ламинарный, турбулентный. коллизионный) сложный методический вопрос (Lowe 1982; Лидер, 1986; Dasgupta, 2003; Gani, 2004). Интерпретация генетических типов потоков проводилась на основании классификации потоков (Dasgupta, 2003). Взаимоотношение выделенных литотипов определяет фациальные парагенезы, интерпретация которых позволяет обосновать обстановку осадконакопления.

Гранулометрический состав определен в соответствии с классификацией Е.Ю. Барабошкина (таб. 2.1), сортировка пород, окатанность, обломков определялась по методике визуального сравнения с палетками рекомендованными в (Tucker, 1988). Особенности строения (стратификации) осадочных толщ изучены с использованием перспективных фотосхем высокого разрешения. В редких случаях, при отсутствии необходимой информации в литературе изучался состав терригенных пород в шлифах.

Диаметр, см	Крупнообломочные породы	Диаметр, мм	Средне- и мелкообломочные породы
>100	глыбы	1-0,5	Песок крупнозернистый
100-50	Валуны крупные	0,5-0,25	Песок среднезернистый
50-25	Валуны средние	0,25-0,1	Песок мелкозернистый
25-10	Валуны мелкие	0,1-0,05	Алеврит крупнозернистый
10-5	Галька крупная	0,05-0,025	Алеврит среднезернистый
5-2,5	Галька средняя	0,025-0,01	Алеврит мелкозернистый
2,5-1	Галька мелкая	<0,01	Глина (пелит)
1-0,5	Гравий крупный		
0,5-0,25	Гравий средний		
0,25-0,1	Гравий мелкий		

Табл. 2.1. Таблица размерности обломочных пород. Составил Е.Ю. Барабошкин (Пискунов, 2013).

При изучении карбонатных пород основным методом является микрофациальный анализ в шлифах. Для крупных разрезов яйлы, мощностью от 300 м 1.5 км, в которых макроскопические характеристики известняков завуалированы, отбор образцов проводился с шагом через 5 м, часто – с дублирующим образцом. Для маломощных разрезов, отбор производился через 1 – 5 м. В случае, если макроскопическая характеристика породы позволяла выделять разности, каждая из них была отобрана для микрофациальных исследований.

Микрофациальный анализ основан на применении классификации карбонатов Р. Данема (Dunham, 1962), усовершенствованной Э. Эмбрайем и Э. Клованом (Embry, Klovan, 1971) (рис. 2.2). Эта классификация является наиболее распространенной в зарубежных работах посвященных исследованиям карбонатных отложений и уже хорошо известна отечественным исследователям (Шванов и др., 1998). На этой же классификации основаны стандартные модели фациальной зональности для окаймленных карбонатных платформ и рампов (Уилсон, 1980; Flügel, 2010). В некоторых случаях используются термины классификации Р.Фолка (Folk, 1959; Шванов и др., 1998), в частности, когда генетиечский тип карбонатных зерен не требует быть указанным при рассмотрении карбонатной породы.

Алл первич биологичес	юхтонные іные компо ски раздел	Автохто перви биолог при	онные изво чные комп ически раз и отложены	естняки, оненты зделены 14	ваема. Т иции уктур)					
е 10% зер	ен > 2мм	им Бол зере		е 10% > 2мм	ли, іми	ии, ии,	ми, ии кас	сопозна сарбона ссифика од и стр		
Содержат ил (<0,03 мм)			ся кс ты		низман вающи задок низмам таторан й карка	низмам таторал ающим й карка	рганизмам рустатораг одающим бщий карка	анизма рвично (ающим	стура не ческий н по клас ких поро	
Ил служит опорой			атри	2 MM	opra	ogan ogan ogan ogan		ogra	outro	opro- ne ectiv
Зерен >10%	Зерна опираются 0% друг на друга		Зерна опираются друг на друга		опир на м	xominov		UIII O	: *	чная с риста зделя
				Ŭ	Ба	аундстоун				
Вакстоун	Пакстоун	Грейн- стоун	Флоат- стоун	Рудстоун	Баффл- стоун	Бинд- стоун	Фрейм- стоун	Пеј		
	Алл перви- биологичес е 10% зер сат ил (<0, лужит эрой Зерен >10% Вакстоун	Аллохтонные первичные компс зиологически раздел е 10% зерен > 2мм (ат ил (<0,03 мм) лужит эерен э10% Зерен друг на Вакстоун Пакстоун	Аллохтонные известняк теревичные компоненты не окологически разделены при о е 10% зерен > 2мм (ат ил (<0,03 мм) Ила нет лужит эерен >10% Зерна опираются друг на друга Вакстоун Пакстоун Грейн- стоун	Аллохтонные известняки, первичные компоненты не были зологически разделены при отложении е 10% зерен > 2мм Болес аерен сат ил (<0,03 мм) Ила нет зерен Зерен Зерен э10% Зерена опираются друг на друга Вакстоун Пакстоун Грейн- Стоун Стоун	Аллохтонные известняки, переичные компоненты не были биологически разделены при отложении e 10% зерен > 2мм сат ил (<0,03 мм) Ила нет волист зерен > 2мм и сат ил (<0,03 мм) Ила нет волист и солист опираются >10% Олион и солист стоун Стоун Стоун Ридстоун	Аллохтонные известняки, первичные компоненты не были и первичные компоненты не были перви опораниты не были и перви биолог первичные компоненты не были и перви биолог при отложении и первито и при отложении и при отложени	Аллохтонные известняки, первичные компоненты не были окологически разделены при отложении е 10% зерен > 2мм верен > 2мм (ат ил (<0,03 мм) Ила нет зерен зерен > 2мм аврен > 2мм сат ил (<0,03 мм) Ила нет зерен зерен з	Аллохтонные известняки, пораичные компоненты не были опологически разделены при отложении Автохтонные известняки, опологически разделены при отложении e 10% зерен > 2мм Более 10% зерен > 2мм		

Рис. 2.2. Усовершенствованная классификация карбонатных пород Р. Данхема (по Embry, Klovan, 1971), перевел Е.Ю. Барабошкин. Подробное рассмотрение классфикации с описанием принципов и выделения карбонатных пород (по Embry, Klovan, 1971) выполнено В.Г. Кузнецовым (Шванов и др., 1998)

Изучение микрофаций состоит из:

1) определения структуры карбонатов;

2) определения основных типов карбонатных зерен (аллохем по Р.Фолку (Folk, 1959)), матрикса и цемента;

3) определения размеров и окатанности зерен, распространения, процентного соотношения;

4) определения первичных текстур: слоистости, биотурбаций, микросверлений, степени микритизации и фенестр;

5) определения основных типов фаунистических остатков.

При выделении микрофациальных типов и восстановлении условий осадконакопления были использованы специфические палеогеографические признаки, основанные на распределении микроинкрустаторов и их особенностях в верхнеюрских – нижнемеловых отложениях, установленные Р. Лейнфелдером и Д. Шмидом (Leinfelder et al., 1993, 1996, 2002; Schmid, 1996; Leinfelder, 2001)

Особое внимание уделено определению генезиса брекчиевых карбонатных образований, которые могут иметь осадочную, карстовую или тектоническую природу. Для решения этой проблемы был применен метод статистического анализа микрофаций в обломках. Из отдельных слоев были сделаны выборки, состоящие из 10 образцов обломков брекчий, чтобы определить степень смешения различных микрофациальных типов карбонатных пород внутри отдельно взятых слоев. Совокупность выборок для разреза определяет состав брекчий исследованной толщи. Также была проанализирована диагенетическая история обломков в брекчиях. Такой подход, вкупе с макроскопическими наблюдениями текстурных особенностей известняковых брекчий, позволяет сделать аргументированный вывод об их генезисе (Flügel, 2010).

Глава З. Литологические и микрофациальные типы

В результате типизации пород в изученных разрезах выделены литологические и микрофациальные типы. Выделение литологических и микрофациальных типов позволяет унифицировать описание литологической характеристики, при этом существенно сокращается количество повторений в описании разрезов, так как выделенные типы многократно встречаются в осадочных последовательностях. Подробная характеристика (ЛT) литологических типов для силикокластических пород В верхнеюрских грубообломочных толщах и микрофациальных типов (МТ) выделенных при описании известняков в шлифах дана в приложении 1 и 2 соответственно. Ниже рассмотрены принципы выделения ЛТ и MT, их краткая характеритика и значение для выделения проградационных струткр.

Литологические типы

С целью выявления условий формирования силикокластических пород в изученных отложениях выделены литотипы. Согласно В.Т. Фролову (1995) литотип - это «устойчивый комплекс первичных литологических признаков, свидетельствующий, о способе образования и условиях формирования». Литологические типы выделялись на основании изучения текстурных и структурных характеристик породы и соответствуют определенным типам потоков (таб. 3.1). Для выявления свойств потока ответственного за транспортировку и осаждения осадка первостепенную роль играет определение характера слоистости, гранулометрии, упаковки, сортировки в осадочном слое (Лидер, 1986). Взаимоотношения литотипов, в свою очередь, определяют фации и позволяют обосновать обстановку осадконакопления.

В результате типизации грубообломочных терригенных пород в изученных районах РПД и ЮЗК выделены ЛТ, для которых интерпретирован характер седиментации. Среди них выделяются: отложения низкоплотностных потоков (ЛТ 9, 10), которые связаны с продолжительным действием однонаправленного течения внутри русла; отложения высокоплотностных гравитационных потоков (ЛТ 2, 3, 4, 5, 6, 7), которые развиваются на склоне и его подножье; отложения связанные с волновыми осциляциями (ЛТ 8), образованные в зоне действия волн; фоновые отложения, связанные с продолжительным выпадением осадка из взвеси (ЛТ 1).

Литотип	Название	Характер седиментации	Обстановка
ЛТ 1	Слоистые или массивные глины и мергели.	Фоновые отложения, выпадение частица за частицей из взвеси.	Гемипелагиты - глубоководные отложения бассейна
ЛТ 2	Песчаники с циклами Боума.	Отложения турбидитов.	Глубоководные отложения бассейна, в подножье или на склоне шельфа
ЛТ 3	песчаники и гравелиты с гальками.	Гиперконцентрированные потоки.	Субаквальная. Склон дельты гильбертова типа, глубоководные фены и др.
ЛТ 4	Песчаники, гравелиты, конгломераты со следами пластических деформаций.	Когерентные потоки - оползневые отложения.	Субаквальная. Подножье склона, склон дельты.
ЛТ 5	Конглобрекчии с плохой сортировкой и плохой окатанностью, экзотические глыбы.	Обвалы, каменные лавины, оползание крупных блоков.	Субаэральные или субаквальные. Подножье склона, склон дельты, карбонатной платформы или клифа, в области активного привноса терригенного материала.
ЛТ 6	Мелко-крупногалечные конгломераты с неплотной упаковкой и градационной слоистостью.	дебрисные потоки.	Субаквальные, конусы выноса, склон дельты Гильбертова типа.
ЛТ 7	Средне-крупногалечные, валунные конгломераты с плотной упаковкой галек и градационной слоистостью.	Несвязные дебрисные, зерновые потоки.	Субаквальные, Склон дельты гильбертова типа, реже подножье. В ассоциации с русловыми фациями – процессы подветренной стороны крупных баров.
ЛТ 8	Слоистые сортированные песчаники с пологой бугорчатой слоистостью.	Суспензионные потоки штормовые отложения.	Склоны или рванина дельты Гильбертова типа, Карбонатная платформа. Выше базиса штормовых волн.
ЛТ 9	Мелко-крупногалечные сортированные конгломераты с параллельной имбрикацией галек.	Волочение внутри низкоплотностных потоков, верхний уровень гладкого дна.	Неустойчивые каналы флювиальной равнины, редко пляжи.
ЛТ 10	Средне-крупногалечные сортированные конгломераты с косой имбрикацией галек.	Волочение внутри низкоплотностных потоков, миграция донной ряби.	Относительно устойчивые каналы - русла флювиальной равнины, речной лолины

Таблица 3.1. Краткая характеристика установленных литотипов.

Седиментация на склоне приводит к латеральной (боковой) аккреции осадочной толщи и образованию проградационных структур. Образование грубообломочных толщ силикокластического материала с ярко выраженной проградационной архитектурой связано с дельтами Гильбертова типа (Nemec, Steel, 1984; McPherson et al, 1987; Postma, 1990) (рис. 3.1). Размеры и детали фациального строения таких дельт могут в особенности значительной степени отличаться. Эти рассмотрены далее В соответствующих разделах, посвященных описанию разрезов И обстановкам формирования верхнеюрских-нижнемеловых конгломератовых толщ (часть II и III, глава 3).





Микрофациальные типы

Под микрофацией понимается совокупность всех седиментологических и палеонтологических данных, которые могут быть описаны и классифицированы в шлифах (Flügel, 2010).

Выделение карбонатных микрофаций представляет нетривиальную и даже творческую задачу, так как не существует строгих критериев выделения карбонатных

микрофаций. Эта задача решается литологами в зависимости от целей и детальности современное обобщение исследования. Наиболее с рекомендациями по микрофациальному анализу сделано Э. Флюгелем (Flügel, 2010). Э. Флюгелем также предложен «метод стандартных микрофаций», который призван унифицировать микрофациальные исследования. Стандартным микрофациям отвечают определенные условия образования и стандартные фациальные зоны карбонатной платформы. Недостатком метода стандартных микрофаций является то, что, несмотря на очевидно существующие единые закономерности распределения микрофаций внутри карбонатных платформ, имеется ряд переменных характеристик. В ходе геологической истории происходила эволюция породообразующих организмов и связанное с этим изменение экологических особенностей шельфа, которое сложно полностью учесть в стандартной модели (Уилсон, 1980; Кузнецов, 2003). К существенным отклонениям от стандартной модели могут приводить локальные особенности бассейна: стагнация, опреснение вод и др.

Существует ряд методических сложностей применения метода стандартных микрофаций. Необходимо заранее знать тип карбонатной платформы – стандартные микрофации выделяются для стандартной модели распределения фациальных зон окаймленной карбонатной платформы; схожие по литологической характеристике стандартные микрофации выделяются для фациальных зон рампов. Помимо гомоклинального рампа и окаймленной платформы существуют также и другие типы платформ: изолированная и эпейрической платформа (Tucker, Wright, 1991), ступенчатый рамп, атолл и др., для которых стандартные микрофации не разработаны.

В этой работе, микрофации содержащие одинаковые основные генетические признаки, позволяющие отнести их к определенным обстановкам осадконакопления, были объединены в микрофациальные типы, так как это было сделано в (Пискунов, 2013). В качестве основы использовались принципы выделения стандартных микрофаций и модели распределения фациальных зон по Э. Флюгелю (Flügel, 2010) с учетом экологических моделей верхнеюрских рифов (Leinfelder et al, 2003; Кузнецов, 2003). Учитывались палеогеографические особенности распределении микроинкрустаторов в верхнеюрских–нижнемеловых отложениях, которые были установлены Р. Лейнфелдером и Д. Шмидом (Leinfelder et al., 1993, 1996, 2002; Schmid, 1996; Leinfelder, 2001).

Микрофациальные исследования в Крыму развивала М.В. Михайлова, которой принадлежит обширное обобщение по литологии рифов восточного Крыма (Михайлова,

1959). В настоящее время, в связи с вновь возросшим интересом к условиям формирования верхнеюрских рифов и тектонической структуре первой гряды Крымских гор микрофации были изучены для мощной толщи верхнеюрских известняков Ай-Петринской и Ялтинской яйлы (Krajewski, 2008, 2010) и г. Пахкал-Кая (Барабошкин, Пискунов, 2010). Микрофациальные типы (МТ) верхнеюрских известняков впервые были выделены В.К. Пискуновым для отложений РПД (Пискунов и др., 2012 а,б; Пискунов, 2013). Выделение МТ призвано унифицировать описание весьма разнообразных количественный известняковых микрофаций позволяет И проводить анализ распространения микрофаций, закономерности устанавливать развития ИХ последовательностей.

В этой работе разработана последовательность МТ верхнеюрских известняков для отложений района Байдарской долины. Приведена таблица сопоставления этих МТ с МТ выделенными для РПД (Пискунов, 2013) (таб. 3.2). Последние отличаются большей детальностью и дробностью выделения типовых микрофаций и фациальных зон, в то время как новая последовательность представляет более генерализованную схему, основной задачей которой является разделение внутриплатформенных фаций, рифовых фаций, фаций фронта карбонатной платформы и бассейна – безотносительно к ее морфологии (рамп, ступенчатый рамп, окаймленная платформа) (Рис 3.2). Боковая аккреция осадочной толщи в масштабах шельфа в значительный степени проявляется внутри рифовой и склоновой фациальных зон. Таким образом, совокупность микрофациальных типов, которые формируются в этих фациальных зонах, характеризуют литологию проградационных структур в изученных отложениях.

МТ, Настоящаяя работа.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
МТ, (Пискунов, 2013).	_	15	Ф1,2,3	_	11	14	12	Частично 8	6	5+7	Частично 7	2+3	10

МТ пронумерованы от наиболее глубоководных к мелководным.

Таблица 3.2. Соотношение микрофациальных типов верхнеюрских-нижнемеловых карбонатных отложений выделенных в настоящей работе и В.К. Пискуновым для отложений плато Демерджи, Тирке и двуякорной свиты восточного Крыма (Пискунов, 2013).

окаймленная платформа Внутренняя часть риф склон подножье ступенчатый рамп Внутренний Средний (риф) Внешний Бов MT 13: Рудистовые и гастроподовые флоат-рудстоуны		латеральная аккре	ция	-	+/-	+	+/-	
ступенчатый рамп Внутренний Средний (риф) Внешний БОВ БШЕ MT 13: Рудистовые и гастроподовые флоат-рудстоуны		окаймленная платформа	Внутрен	риф	склон	подножье	Бассейн	
БОВ БШЕ МТ 13: Рудистовые и гастроподовые флоат-рудстоуны		ступенчатый рамп	Внутренний	(риф)	Вне	шний		
МТ 13: Рудистовые и гастроподовые флоат-рудстоуны		\sim	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~			~~~~~		БОВ
МТ 13: Рудистовые и гастроподовые флоат-рудстоуны								БШВ
МТ 13: Рудистовые и гастроподовые флоат-рудстоуны								
МТ 13: Рудистовые и гастроподовые флоат-рудстоуны								
МТ 13: Рудистовые и гастроподовые флоат-рудстоуны							\frown	
МТ 12: Онкоидные флоатстоуны и пакстоуны с цельными МТ 11: Ооидные грейн-пакстоуны	MT 13:	Рудистовые и гастроподо	вые флоат-рудс	тоуны]			
МТ 11: Ооидные грейн-пакстоуны	MT 12:	Онкоидные флоатстоуны	и пакстоуны с	цельными				
МТ 10: Детритовые пак-флоатстоуны, грейнстоуны	MT 11:	Ооидные грейн-пакстоуны	I					
 МТ 9: Пелоидные вак-пакстоуны с органогенным детритом МТ 8: Интракластовые рудстоуны, пак-флоатстоуны МТ 7: Микроболиты с преобладанием Lithocodium – Bacinella МТ 6: Губково-кораллово-микробиальные баундстоуны МТ 5 Тромболитовые баундстоуны МТ 5 Тромболитовые баундстоуны МТ 4: Рифовые микробрекчии, био-литокластовые рудстоуны	MT 10:	Детритовые пак-флоатсто	уны, грейнстоун	ны				
МТ 8: Интракластовые рудстоуны, пак-флоатстоуны	MT 9:	Пелоидные вак-пакстоуны	с органогенным	и детритом				
МТ 7: Микроболиты с преобладанием Lithocodium – Bacinella МТ 6: Губково-кораллово-микробиальные баундстоуны	MT 8: I	Интракластовые рудстоуны	ы, пак-флоатсто	уны				-
МТ 6: Губково-кораллово-микробиальные баундстоуны	MT 7: I	Иикроболиты с преоблада	нием Lithocodiur	n – Bacinella				
МТ 5 Тромболитовые баундстоуны МТ 4: Рифовые микробрекчии, био-литокластовые рудстоуны	MT 6: I	убково-кораллово-микроб	иальные баундо	стоуны				
МТ 4: Рифовые микробрекчии, био-литокластовые рудстоуны МТ 3: Грейнстоуны и рудстоуны смешанного состава МТ 2: Вакстоуны и мад-вакстоуны с микрофоссилиями МТ 1: Глинисто-карбонатные мадстоуны и вакстоуны	МТ 5 Т	ромболитовые баундстоун	ы		+			-
МТ 3: Грейнстоуны и рудстоуны смешанного состава МТ 2: Вакстоуны и мад-вакстоуны с микрофоссилиями МТ 1: Глинисто-карбонатные мадстоуны и вакстоуны	МТ 4: Рифовые микробрекчии, био-литокластовые рудстоуны							
МТ 2: Вакстоуны и мад-вакстоуны с микрофоссилиями	МТ 3: Грейнстоуны и рудстоуны смешанного состава							
МТ 1: Глинисто-карбонатные мадстоуны и вакстоуны	MT 2: E	Закстоуны и мад-вакстоун	ы с микрофосси.	пиями	+			
	MT 1: I	линисто-карбонатные мад	астоуны и ваксто	уны	+			

Рис. 3.2. Распределение выделенных МТ по фациальным зонам. Пунктиром показано относительно редкое распространение. БОВ — базис обычных волн, БШВ — базис штормовых волн. Латеральная аккреция: - отсутствует, +/- частично присутствует, + преобладает.

Часть 2. Район плато Демерджи

Краткий обзор

Гора Южная Демерджи и ее окрестности являются одним из самых посещаемых и доступных мест при изучении геологии первой гряды Крымских гор. В связи с этим верхнеюрские конгломераты и известняки гг. Южная и Северная Демерджи многократно упоминаются в литературе (Соколов, 1892; Моисеев, 1937; Пчелинцев, Лысенко, 1963; Успенская. 1969), некоторые работы специально посвящены литологической характеристике отложений этого района (Чернов, 1963; 1971; Андрухович, Туров, 2002; Лаломов, 2007; Барабошкин, Пискунов 2010). Внимание геологов здесь всегда привлекали мощные толщи конгломератов и непрерывные разрезы верхнеюрских известняков. В составе конгломератов были обнаружены «экзотические» гальки докембрийских и кристаллических, вулканических и осадочных пород, палеозойских которые В геологическом строении Крыма не участвуют (Чернов, 1963; 1970; 1971). Поэтому исследователи конгломератов практически всегда занимались поисками источника сноса – размытой, исчезнувшей суши, располагавшейся на юге (Чернов, 1963; 1971; Шнюков и др., 1990; Брагин, Аристов, 2008) или на севере, в пределах Украинского щита (Лаломов, 2007). Для песчаников основания толщи по данным трекового датирования был определен байосский возраст (Соловьев, Рогов, 2010). По конодонтам (Брагин, Аристов, 2008) был нижнекаменноугольный присутствующих установлен возраст В конгломератах кремнистых галек.

Противоречия в понимании структуры и возраста верхнеюрских отложений этого района поразительны. А.С. Моисеев указывал на 2000 м мощности верхнеюрских конгломератовых отложений г. Демерджи и подразделял толщу на два горизонта. Для нижнего горизонта ОН считал характерным присутствие гальки гранитов И кристаллических сланцев, для верхнего – гальки и глыб верхнеюрских известняков (Моисеев, 1937; Чернов, 1963). В.Г. Чернов в своей классической работе (Чернов, 1963), посвященной конгломератам г. Демерджи, предположил, что «...вся толща пород верхнеюрского возраста, слагающая г. Демерджи, представляет собой трансгрессивный отложений единого седиментационного без перерыва комплекс цикла в осадконакоплении», общей мощностью около 1600 м. Подобной позиции в настоящее время придерживается А.В. Лаломов (2007). В.Г. Чернов на основании литологических различий подразделил толщу на базальный, средний и верхний горизонты, связанные постепенными переходами. Е.А. Успенская и М.В. Муратов (1969) выделили в составе конгломератовой толщи г. Демерджи оксфордские и титонские отложения. По представлениям этих исследователей, оксфордские конгломераты имеют мощность около 750 м и в своей верхней части содержат прослои брекчиевидных известняков. Титонские конгломерты, в свою очередь, залегают на нижележащих отложениях с угловым и стратиграфическим несогласием и распространены севернее вершины г. Ю. Демерджи, в пределах г. С. Демерджи. Автор настоящей работы с этим не вполне согласен и здесь обсуждает свои представления о структуре конгломератовой толщи.

Для определения направления переноса обломочного материала В.Г. Чернов (1963) изучал степень окатанности и сортировки галек, их ориентацию. В его работе приводятся количественные измерения этих характеристик, необходимые, по мнению автора, для определения генетических типов потока, определения направлений переноса осадочного материала. Результаты исследований В.Г. Чернова показали, что при движении вверх по разрезу конгломератовой толщи возрастает степень сортировки и окатанности галек, уменьшается общее содержание галечного материала и размерность осадочных частиц, что отражает трансгрессивное строение толщи. Нерегулярность отбора проб и отсутствие данных изучения текстуры конгломератов в обнажениях не позволяли судить о том, пляжевыми, речными или дельтовыми по происхождению являются конгломераты. Позднее Е.Ф. Шнюков с соавторами (1990) предполагали, что накопление конгломератов могло быть связано с вулканизмом. А.В. Лаломов (2007), по данным изучения ориентировки косой слоистости в песчаниках верхней части конгломератовой толщи, определил южное направление переноса обломочного материала. По результатам оценки энергетической характеристики потоков, ответственных за формирование конгломератов, А.В. Лаломов пришел к выводу об их сходстве с современными селевыми потоками, горными реками и цунами.

Плато Демерджи, Тирке и верхняя часть Долгоруковской яйлы слагаются толщей слоистых известняков значительной мощности (первые км). Литологические особенности известняков плато Демерджи изучались А.О. Андруховичем и А.В. Туровым (2002). Эти исследования выявили цикличность в строении толщи и указали на широкое распространение в ее составе водорослевых известняков. Палеогеографическая реконструкция обстановок формирования известняковых толщ района плато Демерджи впервые была предложена В.К. Пискуновым, автором настоящей работы и Е.Ю. Барабошкиным (Пискунов и др., 2012а; б)

Глава 4. Строение отложений района плато Демерджи

Плато Демерджи располагается в центральной части Первой гряды Горного Крыма (рис. 4.1), между гг. Чатыр-Даг на западе, Караби-Яйлой на востоке и Долгоруковской яйлой на севере. Верхнеюрские – нижнемеловые отложения представлены здесь контрастными по литологичекскому составу осадочными толщами, которые после своего отложения подверглись тектоническим деформациям.

Сложная геологическая структура верхнеюрских отложений района неоднократно становилась предметом обсуждения исследователей Крыма. А.И. Успенская (1969) выявила блоковое строение района и указала на существование широтного сброса между гг. С. и Ю. Демерджи, где ею были отмечены породы таврической серии. М.К. Бахор (1992), В.С. Милеев с соавторами (1995, 2006, 2009), а также В.В. Юдин (2004, 2009) предполагали надвиговое строение района. В работах В.С. Милеева с соавторами (1995, 2006, 2009) изображен надвиг титонских известняков на верхнеюрские конгломераты более раннего возраста и обозначен сброс между гг. С. и Ю. Демерджи. В работе В.В. Юдина (2009) показаны надвиги с южными падениями, а также надвиг блока С. Демерджи на блок Ю. Демерджи. М.К. Бахор (1992) на основании данных анализа трещиноватости, ориентировок зеркал скольжения и результатов дешифрирования аэрофотоснимков (АФС) выделяет крупные нарушения по сбросо-сдвигам, сдвиго-сбросам и надвигу, это подтверждается нашими собственными наблюдениями.

Блоково-надвиговое строение района плато Демерджи подробно обсуждалось в диссертационной работе В.К. Пискунова (2013), касавшейся проблем интерпретации надвиговой структуры. В настоящей работе приводятся лишь самые основные черты геологического строения района, который изучался автором в тесном сотрудничестве с В.К. Пискуновым (Пискунов и др., 2012а; б)

По характерным литологическим признакам и структурному положению в разрезе плато Демерджи выделяется пять толщ (рис. 4.1), снизу вверх: толща I (до 80 м) – грубообломочные полимиктовые конгломераты, не содержащие обломков верхнеюрских известняков; толща II (20-40 м) – известняки, слагающие линзы и блоки; толща III (более 150 м) – грубообломочные полимиктовые конгломераты с неокатанными обломками и галькой верхнеюрских известняков; толща IV (300 м) – слоистые карбонатные брекчии; толща V (1000 м) – слоистые органогенно-детритовые и рифовые известняки. На плато Тирке-Яйла разрез толщи V согласно наращивается толщей VI (более 300 м), последняя



начинается пачкой переслаивания известняков и мергелей, а выше содержит пачки переслаивающихся известняков, песчаников и конгломератов.

Рис. 4.1. Схематическая геологическая карта района плато Демерджи и Тирке (по Пискунов, 2013 с изменениями). Условные обозначения: 1 – таврическая серия, верхний триас – нижняя юра; 2 – толща I; 3 – толща II; 4 – толща III; 5 – толща IV; 6 – толща V; 7 – толща VI; 8 – стратиграфические границы; 9 – левый сдвиго-сброс; 10 – надвиги: А – достоверные, Б – предполагаемые; 11 – положение изученных разрезов; 12 – элементы залегания; 13 – места находок ископаемой фауны.



Рис. 4.2. Интерпретация геологического строения гг. С. и Ю. Демерджи. Условные обозначения: 1 — надвиги, 2 — субвертикальные разломы, 3 — согласные границы, 4 — номера выделенных толщ.

Северо-восточная и юго-западная части района разделены прямолинейным субвертикальным разрывом, секущим надвиги и разделяющим литологически контрастные толщи: конгломераты с карбонатными брекчиями толщи III в приподнятом юго-западном блоке резко сменяются красноцветными брекчиями толщи IV в опущенном северо-восточном блоке.

Западнее этого разлома, в толщах I и II можно наблюдать две надвиговые пластины (рис. 4.2). Сместители надвигов падают в северных румбах. Наибольшую амплитуду имеет сместитель, по которому породы таврической серии, слагающие основание чешуи, надвинуты на конгломератовую толщу III и подняты на высоту около 1150 м на перешейке между горами С. и Ю. Демерджи, что было отмечено еще А.И. Успенской (1969). В результате этого надвига породы юго-западной части плато Демерджи надвинуты на толщи, слагающие г. Ю. Демерджи.

В районе г. Ю. Демерджи конгломераты толщи I залегают на породах таврической серии с угловым и стратиграфическим несогласием. Контакт, вероятно, подорван, но для предположения о значительной амплитуде перемещений нет оснований, поскольку юговосточнее г. Ю. Демерджи известны выходы базальных горизонтов конгломератовой толщи I, в составе которых присутствуют плохо окатанные обломки флиша таврической серии. Слои конгломератов обычно круто наклонены (Аз. 270-330°∠20-35°), погружаются в западных и северо-западных румбах и примыкают к выровненной поверхности пород таврической серии. В пределах западного склона г. Ю. Демерджи на конгломератах толщи I с угловым несогласием залегают конгломераты и конглобрекчии толщи III (Аз. 90°∠10°), полого падающие на восток. Граница толщ не несет явных признаков

тектонизации. Такое взаимоотношение осадочных толщ может быть связано с их клиноформным строением.

В пределах г. С. Демерджи и в районе г. Пахкал-Кая на конгломератах толщи I залегают известняки толщи II, которые выше по разрезу покрываются конглобрекчиями толщи III. Граница пород таврической серии и верхнеюрских отложений у подножья г. Пахкал-Кая проходит гипсометрически заметно выше, чем в районе г. Ю. Демерджи. Здесь установлены многочисленные малоамплитудные тектонические нарушения, которые пересекают границы толщ и не нарушают первичную седиментационную последовательность.

Толща IV представлена известняковыми брекчиями, слагает вершинную часть и западный склон г. С. Демерджи. К западу и югу она быстро замещается толщей III, которая, вероятно, служит ее фациальным аналогом. Слои известняковых брекчий полого падают в южном направлении (A3. $220^{\circ} \angle 10^{\circ}$), подстилающие их конглобрекчии толщи III падают в северо-восточном (A3. $220^{\circ} \angle 10^{\circ}$), а замещающие на юге – в северном направлении. Таким образом, г. С. Демерджи имеет структуру брахиморфной синклинали с пологими крыльями. Восточнее вершины г. С. Демерджи толща IV налегает на толщу V (A3. $330^{\circ} \angle 25$ -45°) с угловым несогласием (рис 4.3). Надвиг толщи IV на толщу III и V не доказан и устанавливается на основании резких литологических и структурных переходов между этими толщами и более высокого гипсометрического положения толщи IV.



Рис. 4.3. Взаимоотношение толщ IV и V на плато Демерджи, вид с востока. На переднем плане известняки толщи V погружаются в С.3. направлении. На заднем плане

известняковые брекчии толщи IV образуют повышения в рельефе над поверхностью плато и погружаются в Ю.3. направлении.

Толща V (около 1 км), образованная известняками, слагает плато Демерджи и восточную часть плато Тирке. Известняки толщи V залегают на нижележащих конгломератах толщи III с резким угловым несогласием. На поверхности плато Демерджи можно наблюдать северо-западное падение известняковых слоев, постепенно выполаживающихся – от 70° на юго-востоке до 25° на северо-западе. В то же время в правом борту урочища Хапхал, на северо-восточном обрыве плато, можно наблюдать практически вертикальное залегание слоев (рис. 4.4).



Рис.4.4. Восточный обрыв плато Демерджи (правый борт урочища Хапхал). Слои толщи V залегают субвертикально.

Общее превышение между нижней и верхней точками выходов толщи составляет около 300 м. Отложения, подстилающие толщу V, также падают в северо-западных румбах, а углы падения не превышают 20°. Таким образом, слои толщи V практически упираются в поверхность предполагаемого надвига. В работе М.В. Муратова с соавторами (1969) эти взаимоотношения были интерпретированы как «бескорневые массивы титонских известняков, слагающих яйлу». Прилегание крутопадающих известняковых слоев толщи V к нижележащим слоям вряд ли могло быть обусловлено исключительно седиментационной архитектурой карбонатной платформы, так как последняя была деформирована до неузнаваемости (рис. 4.3).

В толще VI, в пределах ее выходов в западной части плато Тирке, развиты послойные надвиги (рис. 4.5), которые выражены в виде надрамповых антиклиналей. Крупный пологий взброс разделяет толщу в центральной части яйлы. Сместители этих нарушений имеют Ю.3. ориентировку. Слои толщи VI погружаются в 3. направлении и постепенно выполаживаются от 20° до 10°.

Ю.

C.



Рис.4.5. Надрамповая антиклиналь в послойном надвиге. Известняки плато Тирке-Яйлы, толща VI.

Заключение

Несмотря на многочисленные тектонические нарушения, в ряде обнажений были установлены первичные стратиграфические взаимоотношения выделенных толщ. Так на Ю.З. склоне г. Ю. Демерджи толща III залегает на толще I со структурным несогласием, однако контакт интерпретируется нами как седиментационный, связанный с клиноформным строением толщ. Согласным или слабоподорванным выглядит контакт толщи II с толщей III в разрезе г. Пахкал-Кая. Толща II обычно располагается между толщами I и III, поэтому есть все основания предполагать, что толщи I, II и III залегают в нормальной стратиграфической последовательности.

Контакт толщ III и IV наблюдать не удалось. На основании сходства известняковых обломков в конглобрекчиях толщи III и в известняковых брекчиях толщи IV, можно предполагать близкое по времени их накопление. В пользу фациальной природы перехода между толщами III и IV может свидетельствовать возрастание содержания известняковых обломков в верхней части толщи III, вблизи контакта с известняковыми брекчиями залегающей выше толщи IV.

Первичные стратиграфические взаимоотношения толщ V и VI с другими выделенными толщами не вполне понятны, и могут быть выяснены только на основании

биостратиграфических данных. Можно предположить, что толща II соответствует их базальным горизонтам толщи V, так как для толщи II установлено налегание на конгломераты толщи I без значительного срыва. В таком случае, конглобрекчии толщи III и известняковые брекчии толщи IV также не должны быть древнее толщи V.

Глава 5. Sr-хемостратиграфическая характеристика и возраст верхнеюрских отложений района плато Демерджи

Введение

О времени формирования верхнеюрских известняков Крыма можно судить по данным стронциевой изотопной хемостратиграфии (SIS). Метод SIS опирается на долговременные вариации отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане (Burke et al., 1982; Faure, 1982; McArthur, 1994; Veizer et al., 1999). Причиной этих вариаций были изменения в балансе двух главных потоков стронция, поступавшего в океан: континентального потока с высоким отношением 87 Sr/ 86 Sr и мантийного – с низким (Hodell et al., 1989). Высокая скорость перемешивания морских вод, которое происходит в течение нескольких тысяч лет (Faure, 1982; Кузнецов и др., 2012), обеспечивает единообразие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во всем объеме океанов и внутриконтинентальных морей. Учитывая это усреднение, можно предполагать, что отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr было одинаковым в одновозрастных морских бассейнах. Карбонатные осадки способны наследовать Sr-изотопные характеристики среды седиментации, а это открывает возможность определять первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в древних морских бассейнах и восстанавливать вариации ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во времени. Степень сохранности исходных Sr-изотопных характеристик осадочных карбонатов обычно оценивается на основании геохимических критериев (Brand, Veizer, 1982; McArthur, 1994; Горохов, 1996; Кузнецов и др., 2003). Таким образом, Sr-изотопная характеристика неизмененных образцов может быть использована для корреляции морских карбонатных отложений, уточнения их возраста и определения скорости седиментации. Метод SIS успешно применяется для решения перечисленных задач в кайнозое (Hodell et al., 1989), мезозое (Jones et al., 1994; Gröcke et al., 2003; Schneider et al., 2009), палеозое (McArthur, 1994; Veizer et al., 1999) и докембрии (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 2003, 2009; Покровский и др., 2006).

Отношение 87 Sr/ 86 Sr в позднемезозойском океане постепенно повышалось от 0.7068 в поздней юре до 0.7075 в середине раннего мела (Jones et al., 1994; Veizer et al., 1999;
МсАrthur et al., 2001). Таким образом, названный временной интервал потенциально благоприятен для определения Sr-изотопной специфики каждого из ярусов оксфордскобарремского стратиграфического интервала. Метод SIS позволил успешно провести корреляцию позднемезозойских биостратонов Бореальных (Jones et al., 1994), Тетических (Schneider et al., 2009) и переходных областей (Podlaha et al., 1998; Gröcke et al., 2003). В качестве материала-носителя Sr-хемостратиграфической информации для мезозойских отложений обычно использовали ростры белемнитов и раковины устриц, сложенные низкомагнезиальным кальцитом и слабо подверженные вторичной перекристаллизации (Jones et al., 1994; Podlaha et al., 1998; Schneider et al., 2009).

В этой работе впервые предлагается использовать метод SIS для уточнения возраста верхнеюрских карбонатных отложений Горного Крыма. Из-за отсутствия белемнитов и устриц хорошей сохранности в отложениях РПД, в качестве носителей Srхемостратиграфической информации использованы образцы известняков. В связи с этим особое внимание уделено литологическим (микрофациальным) и геохимическим характеристикам пород, с целью выбора среди них наименее измененных образцов, сохранивших Sr-изотопную характеристику позднеюрского океана.

В главе рассмотрены процедура и результаты Sr-хемостратиграфическго датирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Рудько и др., 2014 в печати). Проведен синтез важнейших биостратиграфических датировок по данным предшественников, включая новые результаты исследования микрофауны в изученных разрезах (Пискунов, 2013).

Согласно принятой региональной стратиграфической схеме верхнеюрских отложений, РПД относится к Демерджи – Карабийской структурно-фациальной зоне, для которой В.В. Пермяковым с соавторами выделены свиты (Пермяков и др., 1991). Ниже для каждой из выделенных в этой работе толщ приведены соответствующие региональные подразделения с обсуждением.

5.1. Биостратиграфические данные и свитное деление

Толща I по литологической характеристике и положению в основании верхнеюрского цикла осадконакопления может быть отнесена к топшанской свите (Пермяков и др., 1991), которая имеет верхнекелловейско – нижнеоксфордский возраст. Это не противоречит определениям среднеюрского возраста для цирконов из песчаников, слагающих базальные горизонты (Соловьев, Рогов, 2010). Находки фауны из этих конгломератов не известны. Толща I перекрывается киммериджско – титонскими известняками толщи II, ограничивающими верхний возрастной предел ее накопления.

Возраст известняков толщи II установлен по комплексу гастропод (определения Н.И.Лысенко, МГУ), найденных на южном эскарпе г. С. Демерджи Е.Ю. Барабошкиным (Пискунов и др., 2012а), и фораминифер (определения А.А. Федоровой). В образцах из разреза 3 на южном эскарпе г. С. Демерджи и разреза 4 г. Пахкал-Кая, найдены редкие срезы фораминифер, которые могут быть отнесены к комплексам *Melathrokerion eospirialis – Epistomina ventricosa – Protopeneroplis striata* и *Anchispirocyclina lusitanica, Melathrokerion spirialis* (Пискунов, 2013). Приведенные комплексы характеризуют киммеридж-среднетитонские и титонские слои, соответственно (Кузнецова, Горбачик, 1985; Аркадьев и др. 2004; Федорова, 2005).

Отложения толщи III относятся к демерджийской свите, к которой, вероятно, следует относить и известняки толщи II (Пермяков и др., 1991). Свита имеет верхнеоксфодский – нижнекимериджский возраст, определенный по находкам макрофауны кораллов, гастропод и головоногих *Lithococeras lictor* (Пермяков и др., 1991). Согласно нашим собственным данным, известняки конгломератовой толщи III являются переотложенными. На седловине между горами Пахкал-Кая и С. Демерджи. М.Ю. Никитиным найден аммонит Discophinctoides cf. modestus (Schneid), который был определен Е.Ю.Барабошкиным (Пискунов и др. 2012а). Неопределимые аммониты были найдены нами в известняковых обломках из брекчий, поэтому мы предполагаем, что аммонит М.Ю. Никитина также происходит из этих переотложенных известняков. Находки бентосных фораминифер позволяют определить возраст разрушенных известняков, залегающих в виде известняковых брекчий, в широком интервале от оксфорда до берриаса (Пискунов, 2013). Учитывая установленные нами взаимоотношения толщ, можно предполагать более молодой возраст накопления толщи III по сравнению с толщей II.

Толща IV, сложенная брекчиевыми известняками, не находит своего места в свитной схеме, предложенной в работе (Пермяков и др., 1991). На основании близкой микрофациальной характеристики известняковых обломков в конгломератах толщи III и брекчиях толщи IV, а также сходства обстановок формирования предполагается их субсинхронное накопление (Пискунов и др., 2012а).

В разрезе 5, в пяти образцах брекчий из нижней части толщи IV, А.А. Федоровой определен обедненный комплекс бентосных фораминифер с видом индексом *Melathrokerion spirialis*, характерный для титона или позднего титона Крыма (Федорова, 2005; Пискунов, 2013). Поэтому возраст известняков, слагающих обломки можно считать титонским с возможной детализацией до позднего титона. Этот возраст соответствует нижнему временному пределу накопления известняковых брекчий, если предполагать их осадочное происхождение.

Слоистые известняки толщи V в восточной части плато Демерджи сопоставляются Е.А. Успенской (1969) с известняками плато Караби-Яйла, для которых по аммонитам Kossmatia richteri Opp., Berriasella callisto Orb., и комплексу фораминифер, гастропод и брахиопод был установлен раннетитонский возраст (Успенская, 1969). По современным представлениям таксон «Kossmatia» richteri является видом-индексом подзоны, выделяемой в зоне Fallauxi верхней части нижнего титона (Аркадьев, Рогов, 2006), тогда как вид Berriasella callisto характеризует верхние слои берриаса (Аркадьев и др. 2008). Позднее в карбонатных отложениях Караби-Яйлы и в выделенной нами толще V района Демерджи Яйлы, были описаны комплексы фораминифер зоны Anchispirocyclina 2002; lusitanica-Melathrokerion spirialis (Андрухович, Туров, Федорова, 2005). Действительно, в нижней части толщи V разреза 6, изученного нами, А.А. Успенской определены виды-индексы этой зоны. Кроме того, единичный срез Protopeneroplis ultragranulata был определен из средней части этого разреза (обр. D106-7) (Пискунов, 2013). Зона Anchispirocyclina lusitanica-Melathrokerion spirialis была выделена К.И. Кузнецовой и Т.Н. Горбачик (Кузнецова, Горбачик, 1985) в Крыму, и относилась авторами к верхнему титону в широком смысле² (sensu Успенская, 1969). В некоторых новых работах зона Anchispirocyclina lusitanica - Melathrokerion spirialis рассматривается как эквивалент аммонитовых зон Microcanthoceras microcanthum u Durangites (Федорова, 2005; Аркадьев и др., 2006) однако, по мнению М. Краевского и Б. Ольшевской, видыиндексы этой зоны существовали на протяжении всего титона и проходили в берриас (Krajewski, Olszewska, 2007). Вид Protopeneroplis ultragranulata известен, начиная со среднего титона по валанжин (Kraewski, Oslzewska, 2007) и, в то же время, является видом-индексом для зоны Protopeneroplis ultragranulata – Siphoninella antiqua нижнего

² Верхний титон Крыма в стратиграфической схеме Е.А. Успенской (1969) принят в объеме аммонитовых зон Semiformiceras fallauxi - Semiformiceras semiforme верхней части нижнего титона и microcanthum и Durangites верхнего титона современной шкалы (Gradstein et al., 2012). Обсуждение вопроса см. в (Аркадьев, Рогов, 2006)

берриаса (Федорова, 2005). Все вышесказанное вполне допускает титон-берриасский возраст толщи V. В настоящее время нет результатов палеонтологических исследований на плато Тирке-Яйла, но геологическое положение толщи VI позволяет предполагать для нее более молодой возраст, в интервале от титона до валанжина.

5.2. Литологические особенности изученных образцов

В связи с отсутствием находок фауны хорошей сохранности из карбонатных толщ II, IV, V и VI района плато Демерджи, для изотопно-геохимического исследования были отобраны образцы известняков, в которых хорошо сохранилась первичная седиментогенная структура. Предпочтение отдавалось карбонатным микрофациям, сложенным суб-автохтонными компонентами, не испытавшими длительного переноса и многократного переотложения; не содержащих экстракластов и силикокластистической примеси. Были исключены образцы с кальцитовыми жилами или высоким содержанием спарита.

Образцы толщи II отбирались в основании светло-серых известняков, развитых на Южном эскарпе г. С. Демерджи (разрез 3). Образцы D1013-1 (Рис. 5.1б) и D1013-3B (рис. 5.1ж) представлены онкоидным рудстоуном и рубашкой крупного поростроматового онкоида (МТ 12), соответственно; образец D1013-5 – онкоидным флоатстоуном с микроинкрустаторами Lithocodim-Bacinella.

Из толщи IV, сложенной карбонатными брекчиями, было взято два образца. Первый (обр. D1012-6, MT 5) отобран в нижней части толщи, из слоя светло-серого губково-бактериального биндстоуна, который накапливался in situ. Второй (обр. 1010, MT 5) отобран на С.З. бровке плато, и представляет собой крупный (15 см.) обломок тромболитового известняка из массивного слоя (пачка 3, разрез 5) грубообломочной брекчии (рис 5.13).

В толще V, сложенной плотными светло-серыми, коричневатыми слоистыми известняками, отобрано 14 образцов. Среди них, снизу вверх: онкоидный рудстоун (обр. D101-3, MT 12), онкоидный рудстоун с многочисленными литуолидами (обр. D101-7, MT 12), кораллово-микробиальный баундстоун с органогенным детритом (обр. D101-17, MT 6) (рис 5.1г), микробиалит Lithocodim-Bacinella-Thomatoporella (обр. D101-25, D104-27 и D106-12, MT 7) (рис 5.1е), онкоидно-кортоидный флоатстоун со скелетным детритом и экстракластами (обр. D104-15, MT 12), онкоидный флоатстоун с целыми раковинами моллюсков (обр. D104-23, MT 10), пелоидно-онкоидный пакстоун с инкрустаторами

Lithocodium (обр. D104-34), пелоидно-кортоидный грейнстоун с обломками кораллов (обр. D106-18, MT 10-7) (рис 5.1в), онкоидный флоатстоун со скелетным детритом (обр. D106-21, MT 12) и кортоидно-онкоидный рудстоун (обр. D106-26).

Толща VI представлена переслаиванием ожелезненных коралловых известняков, мергелей, песчаников и конгломератов смешанного терригенно-карбонатного состава. Высокое содержание силикокластической примеси в породах является неблагоприятным фактором при отборе образцов для Sr-хемостратиграфического исследования. Из этой толщи взят один образец, представленный фрагментом биотурбированного вакстоуна с обломками кораллов (обр. T113-K20, MT 9), заполняющего пустоты в коралловой постройке..



Рис. 5.1. особенности отобранных Sr-Литологические известняков, для хемостратиграфического датирования; а, б, в, г, д, е – микрофотографии без анализатора, ж, з – пришлифовки. а) Онкоидный флоатстоун с целыми раковинами моллюсков (обр. D104-23): О – поростроматовая рубашка крупного онкоида. Стрелка указывает на вторичные полости (каверны), образованные под воздействием метеорных вод. Полости нарушают первичную структуру микрит-пелоидального матрикса и выполнены спаритом. Фация лагуны; б) Онкоидный флоатстоун (обр. D1013-1): О — онкоиды различных размеров. Ядра онкоидов частично перекристализованы и замещены спаритом. Матрикс пелоидально-микритовый, с небольшим количеством спаритового цемента в первичном поровом пространстве. Стрелка указывает на темные микритовые корочки во внешних частях онкоидов, образованные за счет жизнедеятельности организмов сверлильщиков. Фация ограниченной лагуны; в) Кортоидный грейнстоун с раковинным детритом (обр. D106-18): М – кортоид по детриту раковины моллюска. Стрелка указывает на сохранившуюся биогенную структуру кальцита. В первичном поровом пространстве значительное количество блокового спарита, который полностью замещает ранние морские цементы. Фация отмели края платформы; г) Коралловый боундстоун (обр. D101-17). Видны тени арагонитового скелета коралловой постройки. С – блоковый спарит, выполняющий первичное поровое пространство. Фация рифа; д-е) Миробиалиты Lithocodium-Bacinella-Thomatoporella (обр. D104-27 и 101-25). Видны микроинкрустаторы: В –Bacinella, Т –Thomatoporella. Стрелка указывает на каверны, образованные под воздействием метеорных вод. С – спарит выполняет биогенную структуру bacinella. Фация рифа?; ж) Онкоидный известняк (обр. D1013-3b), з) Тромболитовый известняк с дымчатой и комковатой структурой (обр. 1010). Видна хорошая сохранность первичной биогенной структуры и стилолитовые кальцитовые жилы. Стрелки указывают на место отбора образца для изотопно-геохимического исследования.

5.3. Диагенез и выбор наименее измененных образцов

Формирование раннедиагенетических цементов и литификация позднеюрских мелководных известковых осадков происходили в морских условиях за счет биотурбации и при участии организмов-инкрустаторов (рис 5.1б). Известняки, которые накапливались в наиболее мелководных обстановках, могли подвергаться субаэральной экспозиции и испытывать ранний метеорный диагенез (рис 5.1д). Затем, по мере увеличения мощности и погружения толщи, известняки попадали в зону циркуляции подземных растворов, что привело к появлению в породах спарита различных генераций (рис 5.1а, б, в, г) и полному закрытию порового пространства. При последующей экспозиции платформы на альпийском этапе, известняки вновь оказались под воздействием метеорных вод. В течение длительной диагенетической истории, изученные породы претерпели ряд минералогических, структурно-текстурных и геохимических изменений, которые могли исказить исходные Sr-изотопные характеристики первичного осадка.

В ходе вторичных преобразований известняки обычно обогащаются Mn и Fe и теряют часть Sr (Brand, Veizer, 1980; Tucker, Wright, 1990; Горохов, 1996). Перераспределение названных элементов обычно используют для диагностики диагенетической перекристаллизации морских карбонатных осадков.

На этапе становления SIS для реконструкции отношения 87Sr/86Sr в мезозойском океане использовались образцы известняков с содержанием Sr более 200 мкг/г (Burke et al., 1982; Koepnick et al., 1990). Однако позднее предпочтение отдавалось ископаемым белемнитам (Jones et al., 1994; Podlaha et al., 1998; Veizer et al., 1999) и реже устрицам (Jones et al., 1994; Schneider et al., 2009). В отличие от известняков, ростры белемнитов имеют более плотную структуру И более устойчивы К диагенетической перекристаллизации. Для изотопно-геохимических исследований были отобраны образцы, сохранившие первично-осадочные текстуры, а последующая оценка степени их диагенетического преобразования проводилась путем геохимического анализа.

В изученных образцах присутствуют неперекристаллизованные и сохранившие первичную биогенную структуру водорослево-бактериальные онкоидные корочки, микробиальные образования (тромболиты), скелеты организмов инкрустаторов, фрагменты крупных бентосных фораминифер, иглокожих и раковин моллюсков (рис 5.1 в). Значительная часть органогенного детрита сразу вслед за осаждением была подвергнута биотурбации, что привело к формированию микритовых корочек или полной микритизации зерен и образованию пелоидов. Такие биотурбированные осадки обычно формируют микрит-пелоидальный матрикс онкоидных, тромболитовых и микробиальных микрофаций и представляют собой первично морские образования.

Однако низкие концентрации Sr в изученных образцах (197-563 мкг/г, табл. 5.1), указывают на то, что породы испытали заметную перекристаллизацию в присутствии метеорных вод. Несомненным продуктом такой перекристаллизации является блоковый спаритовый цемент, который выполняет первичное и вторичное поровое пространство, замещает раннедиагенетические цементы, скелеты кораллов и губок и раковины моллюсков.

Таким образом, исходные карбонатные осадки, сложенные первоначально преимущественно арагонитом и кальцитами, в настоящее время превратились в низкомагнезиальный кальцит (Mg<0.6%).

Средняя концентрация Sr в изученных известняках равна 326 мкг/г, что значительно ниже, чем в современных арагонитовых (7000-9000 мкг/г) и кальцитовых

43

осадках (1000-1800 мкг/г) (Brand, Veizer, 1980; Burke et al., 1982; Tucker, Wright, 1990). Даже среди палеозойских и рифейских отложений встречаются слабоизмененные известняки, содержащие 800-2750 мкг/г стронция (Denison et al., 1994; Семихатов и др., 2002; Кузнецов и др., 2006, 2008).

Однако частичная потеря Sr в карбонатной породе сама по себе не изменяет изотопного состава стронция, оставшегося в карбонате. Для оценки Sr-изотопной характеристики морской воды успешно использовались карбонатные породы, содержащие 90-200 мкг/г стронция (McArthur, 1994; Горохов и др., 1995). Наиболее важным показателем диагенетического нарушения Rb-Sr систем является не степень потерь стронция карбонатом, а количество приобретенных им Mn и Fe и степень взаимодействия породы с подземными или метеорными водами, привносящими обычно ⁸⁷Sr (Denison et al., 1994; Кузнецов и др., 2003). Таким образом, как абсолютные величины отношений Mn/Sr и Fe/Sr, так и зависимости между ними, с одной стороны, и изотопным отношением 87 Sr/⁸⁶Sr, с другой, могут контролировать степень вторичной перекристаллизации карбонатных пород. Наиболее жесткое отношение Mn/Sr, рекомендуемое для отбора наименее измененных известняков, составляет <0.2 (Кузнецов и др., 2003, 2006, 2008). Пороговые значения отношения Fe/Sr обычно варьируют от 1.6 до 5. В настоящей работе в качестве критерия отбора неизмененных образцов мы принимаем минимальное из этих значений: Fe/Sr<1.6.

Наименее измененные образцы, несущие Sr-изотопную характеристику среды седиментации, присутствуют в нижней, средней и верхней частях толщи V. Шесть образцов известняков из этой толщи удовлетворяют приведенным выше строгим геохимическим критериям сохранности (рис. 5.2), а отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в них заключено в пределах 0.70701-0.70710 (таб. 5.1). Следует отметить, что содержания Mn и Fe в некоторых образцах не превышают пороговые значения, установленные для наименее измененных карбонатных генераций белемнитов (<50 и <150 мкг/г, соответственно). Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в шести образцах толщи V, которые не удовлетворяют принятым критериям отбора, близки к таковым в неизмененных образцах (0.70705-0.70715). Это указывает на то, что позднедиагенетические растворы, которые взаимодействовали с известняками этой толщи, были лишь незначительно обогащены радиогенным ⁸⁷Sr.

Номер	Мощ-	С.П.	Mg,	Mn,	Fe,	Sr,	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	87 Sr/ 86 Sr ²	
образца	ность	, %	%	мкг/г	мкг/г	мкг/г	-				
_	, м ¹										
Толща											
VI	_				-					-	
T113-	1155	8.7	0.4	280	2770	563	0.011	0.50	4.9	0.70729	
K20											
Толща V											
D106-26	905	1.4	0.3	190	130	287	0.008	0.66	0.5	0.70711	
D106-21	879	0.8	0.4	150	140	300	0.009	0.50	0.5	0.70715	
D106-18	858	5.4	0.4	90	770	502	0.011	0.18	1.5	0.70710	
D106-12	827	1.9	0.6	140	210	305	0.016	0.46	0.7	0.70708	
D104-34	628	1.6	0.3	170	530	230	0.009	0.74	2.3	0.70708	
										0.70708	
										*	
D104-27	593	1.3	0.6	190	360	297	0.015	0.64	1.2	0.70709	
D104-23	574	1.9	0.5	60	430	310	0.013	0.19	1.4	0.70707	
D104-15	532	1.2	0.5	140	110	284	0.012	0.49	0.4	0.70707	
D101-25	134	1.2	0.4	45	170	390	0.010	0.11	0.4	0.70705	
D101-25*	134	1.2	0.4	40	90	400	0.010	0.10	0.2	0.70704	
										0.70705	
										*	
D101-17	79	1.1	0.4	50	130	340	0.009	0.15	0.4	0.70704	
D101-7	26	1.3	0.4	50	250	262	0.010	0.19	1.0	0.70701	
D101-3	9	2.8	0.5	70	450	360	0.013	0.19	1.3	0.70703	
Толща IV											
1010	170	0.7	0.3	460	140	217	0.007	2.12	0.6	0.70710	
D1012-6	48	0.7	0.4	840	180	197	0.011	4.26	0.9	0.70717	
Толща II											
D1013-5	6	1.6	0.2	110	260	315	0.004	0.35	0.8	0.70745	
D1013-	2	8.7	0.2	240	1050	320	0.006	0.75	3.3	0.70748	
3B										0.70748	
										*	
D1013-1	0.5	56	04	250	650	320	0.010	0.78	2.0	0 70736	

Таблица 5.1. Содержания малых элементов, доля силикокластической примеси (С.П.) и отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в изученных известняках. Примечания: 1 – положение образцов указано в метрах от основания толщи, 2 – измеренные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в образцах приведены к значению в стандарте SRM-987 = 0.710248. * – повторные опыты. Курсивом выделены отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в наименее измененных образцах, удовлетворяющих геохимическим критериям: Mg/Ca<0.02, Mn/Sr<0.2, Fe/Sr<1.6.

Среди образцов толщ II, IV и VI нет ни одного, который удовлетворяет принятым нами геохимическим критериям сохранности (рис. 5.2). По сравнению с образцами толщи V (содержащими 40-170 мкг/г Mn и 90-770 мкг/г Fe), известняки толщи II обогащены

железом (до 1050 мкг/г), образцы толщи IV обогащены марганцем (до 840 мкг/г), а образец толщи VI – и железом (2770 мкг/г) и марганцем (280 мкг/г). Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в образцах этих толщ (0.70710-0.70748) выше, чем в образцах удовлетворяющих геохимическим критериям. Более того, это отношение в "измененных" известняках положительно коррелированно с отношениями Mn/Sr и Fe/Sr (рис. 5.3). Поскольку известняки маломощной (27 м) толщи II, брекчиевой толщи IV и терригенно-карбонатной толщи VI находятся в непосредственной близости к силикокластическим породам, вероятно, радиогенный ⁸⁷Sr, заимствованный из ассоциированных песчано-глинистых пород привел к нарушению первичных Rb-Sr систем известняков. Таким образом, положительная зависимость отношений Mn/Sr и Fe/Sr, с одной стороны, и отношения 87 Sr/ 86 Sr. с другой, ясно показывает, что в нашем случае диагенетическая перекристаллизация приводила к повышению отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в известняках (рис. 5.2). Учитывая этот факт, можно сказать, что минимальные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в названных пачках отражают верхний предел этого значения в среде осадконакопления. Следовательно, первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr при накоплении пачки брекчиевых карбонатов могло быть ниже 0.70710, а коралловой пачки VI – ниже 0.70729.



Рис. 5.2. Зависимость отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в изученных известняках от отношений Mn/Sr и Fe/Sr. Пунктирная линия отделяет область наименее измененных образцов (Mn/Sr<0.2, Fe/Sr<1.6). 1 – толща II, 2 – толща IV, 3 – толща V, 4 – толща VI.

5.4. Sr-хемостратиграфическая корреляция

Геохимические характеристики (Mn/Sr<0.2, Fe/Sr<1.6 и Mg/Ca<0.024) шести образцов толщи V (таб. 5.2) свидетельствуют об отсутствии постседиментационных нарушений первичных Sr-изотопных систем в известняках. Отношение 87 Sr/ 86 Sr в обогащенных карбонатных фракциях в образцах из нижней части толщи составляет 0.70701-0.70705. Это отношение увеличивается вверх по разрезу от 0.70707 в средней части до 0.70710 в верхней части (рис 5.3). В целом, этот тренд согласуется с ростом отношения 87 Sr/ 86 Sr в позднемезозойском океане (Коерпісk et al., 1990; Jones et al., 1994; Veizer et al., 1999; McArthur et al, 2001). Однако сопоставление реконструированных нами Sr-изотопных характеристик известняков со стандартной кривой с целью получения абсолютного возраста, как это предложено в (McArthur et al, 2001), приводит к значительным погрешностям и неопределенностям определения стратиграфического положения изученных известняков.



Рис. 5.3. Изменения изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в известняках РПД. Линии корреляции указывают на верхний предел возраста изученных обломков известняковых брекчий относительно сводного разреза плато Демерджи и Тирке. Условные обозначения: 1 – известняки, 2 – мергели, 3 – известняковые брекчии, 4 – песчаники и гравелиты, 5 – конгломераты, 6 - наименее измененные образцы, удовлетворяющие геохимическим критериям (Mg/Ca<0.02, Mn/Sr<0.2, Fe/Sr<1.6), 7– измененные образцы.

Последний синтез Sr-хемостратиграфических данных для фанерозойского океана опубликован в новой шкале геологического времени (Gradstein et al., 2012), где также проведена их увязка с новейшей геохронологической шкалой. Эта кривая может быть использована для датирования образца в первом приближении. Однако в этой работе для построения верхнеюрского отрезка стандартной кривой (Jones et al., 1994; McArthur et al, 2001) использованы не все данные по Sr-изотопной характеристике верхнеюрского океана имеющиеся на данный момент, которые не должны быть проигнорированы (Podlaha et al., 1998; Gröcke et al., 2003). Кроме того, стандартная кривая привязана к геохронологической шкале, которая остается весьма неточной и заметно меняется с поступлением новых данных. Различие возрастных границ ярусов верхнеюрского периода В геохронологических шкалах (Harland et al., 1990; Gradstein et al., 1995; Gradstein et al., 2012) достигает 2-4 млн. лет. Наконец, погрешность определения возраста границ ярусов в шкале 1995 года (Gradstein et al., 1995) составляла ±4 млн. лет, что сопоставимо с длительностью самих ярусов (около 5 млн. лет).

Таким образом, определение возраста карбонатной формации путем проекции отношения 87 Sr/ 86 Sr в образцах на опубликованные графики (Veizer et al., 1999; McArthur et al, 2001), приводит к серьезным ошибкам. Такой упрощенный способ определения возраста осадочных карбонатов, являющийся одним из прикладных аспектов метода SIS, получил название "слепое датирование" (Melezhik et al., 2001). Проведение Sr-хемостратиграфической корреляции требует не только получения надежных Sr-изотопных характеристик для каждой изучаемой формации, но и анализа геохронологической основы кривой вариаций отношения 87 Sr/ 86 Sr, с помощью которой предполагается уточнить возраст карбонатных пород.

Решение этой проблемы состоит в анализе всех первичных Sr-изотопных данных и их привязке к аммонитовым зонам, на основе которых построена стратиграфическая шкала юрского времени. Такой подход позволит сопоставить полученные Sr-хемостратиграфические интервалы с изотопными данными по другим горизонтам, привязанным к зональным аммонитовым шкалам. Это в свою очередь поможет избежать переинтерпретации при каком-либо изменении представлений о возрасте биостратиграфических подразделений верхней юры и упростит корреляцию с другими биостратиграфическими данными.

Наиболее ранние Sr-изотопные данные, полученные при изучении юрских белемнитов и устриц Англии, надежно привязаны к зональной аммонитовой шкале Бореальной области (Jones et al., 1994). К этой же шкале привязаны данные, полученные при изучении белемнитов Германии и Новой Зеландии (Podlaha et al., 1998; Veizer et al., 1999). Sr-изотопная характеристика белемнитов волжского яруса Русской платформы опирается на зональную шкалу так называемой переходной или Суббореальной области Русской платформы (Podlaha et al., 1998; Gröcke et al., 2003). Данные об изотопном составе Sr в устрицах Лузитанского бассейна Португалии получены по разрезам не всегда содержащим аммонитов и сопоставляются с зональной шкалой Тетической области на основании других макро- и микропалеонтологических методов (Schneider et al., 2009).

Сравнение Sr-изотопной характеристики неизмененных (0.70701-0.70710) верхнеюрских известняков толщи V показывает, что они коррелируются с бореальными аммонитовыми зонами Pectinatites scitulus – Pavlovia rotunda (0.70702-0.70714 Jones et al., 1994), тетическими зонами Hybonoticeras hybonotum – M. Ponti / B. peroni. (0.70702-0.70712, Schneider et al., 2009), зоной Ilowaiskya pseudoscythica³ и нижней частью Dorsoplanites panderi (0.70704-0.70716, Gröcke et al., 2003) волжского яруса Русской платформы. Совокупность перечисленных аммонитовых зон соответствует нижнему титону международной шкалы почти в полном объеме и не противоречит представлениям об их взаимной корреляции (Gradstein et al., 2012). Согласно последнему изданию шкалы геологического времени (Gradstein et al., 2012) возраст толщи V лежит в интервале от 152 до 148 млн. лет назад.

Эти данные входят в противоречие с определениями верхнетитонского возраста толщи V, которые были сделаны на основании изучения комплексов бентосных фораминифер (Андрухович, Туров, 2002; Федорова, 2005) (таб. 5.2). Учитывая, что стратиграфический объем выделенной для этих отложений фораминиферовой зоны Anchispirocyclina lusitanica - Melathrokerion spirialis и соответствующих видов-индексов воспринимается разными авторами по-разному (Кузнецова, Горбачик, 1985; Федорова, 2005; Аркадьев и др., 2006; Krajewski, Olszewska, 2007), следует расширить стратиграфический интервал этой зоны до основания титона.

³ Образцы из основания разреза Городище, отнесенные к зоне Dorsoplanites panderi в (Gröcke et al., 2003), в действительности относятся к зоне llowaiskya pseudoscythica нижневолжского подъяруса (устное сообщение М.А. Рогова, ГИНРАН)

зоны международной шкалы	ярус, подъярус (Gradstein et al.,	фораминиферовая зона Anchispirocyclina Iusitanica - Melathrokerion spirialis		87Sr/86Sr в врехнеюрских отложениях плато	87Sr/86Sr в врехнеюрских отложениях привязанных к зональным шкалам			
(Gradstein et al., 2012)	2012)			Демерджи (эта работа)	Schneider et al, 2009	Groecke et al., 2003	Jons et al.,1994	
Durangites		Кузнецова,	Аркадьев и					
Microcanthoceras microcanthum	верхний титон		др., 2006					
Microcanthoceras ponti	нижний титон	10роачик,		(0,70701-0670710)	(0,70702-0,70713) hybonotum-ponti	0,70705-0,70715 pseudoscythica*-		
Semiformiceras fallauxi		1905						
Semiformiceras semiforme						panderi	0.70702-0.70714	
Semiformiceras darwini							scitulus – rotunda	
Hybonoticeras hybonotum								

Таблица 5.2. Корреляция хемостратиграфических данных плато Демерджи, данных из источников, привязанных к аммонитовым шкалам и фораминиферовой зоны Anchispirocyclina lusitanica-Melathrokerion spirialis. Корреляция зон дана согласно (Gradstein et al., 2012), *исправлено на основании устного сообщения М.А. Рогова (ГИНРАН).

Верхний предел времени формирования известняков, переотложенных внутри брекчиевой толщи IV, весьма условно может быть оценен на основании Sr-изотопной характеристики "измененного" обр. 1010. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в этом образце (0.70710, табл. 1) предполагает, что крупный (>15 см) обломок известняка представляет осадки, возраст которых не моложе зоны Pavlovia rotunda (Jones et al., 1994) и верхней части зоны Dorsoplanites panderi в отложениях волжского яруса Русской платформы (Gröcke et al., 2003). Такая вполне корреляция допустима, исходя ИЗ геологических И биостратиграфических предпосылок, которые указывают на кимеридж-титонский возраст обломков толщи брекчий (Пискунов и др., 2012а). Изотопное отношение в обр. D1012-6 (0.70719) характеризует зону Jacobi вблизи границы титона и берриаса (0.70720, McArthur, 2007) и определяют верхний предел формирования нижней части толщи брекчий IV.

Аналогичным образом, 87 Sr/ 86 Sr изотопные отношения в образце T113-K20 (0.70729) из толщи VI позволяют определить верхний предел формирования отложений, залегающих ниже по разрезу, верхней частью берриасской зоны Boissieri (0.70725-0.70730, McArthur et al., 2007) и основанием зоны Tirnovella Pertransiens нижнего валанжина (0.70729-0.70735, McArthur et al., 2007; Gradstein et al., 2012).

Заключение

Впервые для верхнеюрских карбонатных отложений Горного Крыма получена Srхемостратиграфическая характеристика. Корреляция этих данных с ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопными отношениями позднеюрского океана указывает на раннетитонский возраст толщи V, ограничивает верхний возрастной предел формирования известняков переотложенных в виде брекчий толщи IV концом раннего титона, а верхний предел формирования нижней части толщи концом позднего титона. Изучение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопного состава в образцах толщи II и VI не позволило существенно уточнить их возраст. Время формирования толщи II заключено в переделах терминального киммериджа и титона, а толщи VI – верхнего титона – валанжина. Если считать заключение о берриасском возрасте отложений толщи VI правомерным (см. обсуждение в разделе биостратиграфия) (Пискунов, 2013), то временной интервал, который соответствует аммонитовым зонам microcanthum и durangites верхнего титона попадает в перерыв между толщами или соответствует «конденсированной» (глины, мергели) осадочной летописи основания толщи VI.

С учетом биостратиграфических и хемостратиграфических датировок можно считать предпочтительной следующую последовательность формирования выделенных толщ: 1 - I (оксфорд-кимеридж), 2 – II, V (терминальный киммеридж – нижний титон), 3 – III, IV, VI (верхний титон – валанжин).

Глава 6. Седиментологическая характеристика и условия формирования толщ

Описание разрезов и результаты седиментологического изучения отложений плато Демерджи приведены в диссертационной работе В.К. Пискунова (Пискунов, 2013) и в совместных публикациях (Рудько, Пискунов, 2012; Пискунов и др., 2012а;б). Седиментологическая характеристика конгломератовых толщ I и III, приведенная в этих работах, не была развернутой и содержала ряд неточностей, которые впоследствии были устранены. Седиментологические характеристики карбонатных толщ II, IV, V и VI, напротив, были исчерпывающими. В настоящей работе приводятся главные черты строения карбонатных седиментологические толш И аспекты, касающиеся проградационных структур. Схема корреляции разрезов, основанная на структурных наблюдениях, показана на рисунке 6.1.

6.1. Толща I

Наиболее представительные обнажения толщи I наблюдаются на западном склоне г. Ю. Демерджи (рис. 6.1), на южном склоне г. С. Демерджи и в разрезе г. Пахкал-Кая. Конгломераты толщи I образуют характерные склоны средней крутизны над расчлененной овражной сетью поверхностью выходов таврической серии и хорошо дешифрируются на АФС. Конгломераты имеют характерную лиловато-бурую окраску, по составу полимиктовые, в гальках представлены экзотические для мезозоя Крыма кристаллические породы и яшмы (Чернов, 1963, 1971; Брагин и Аристов, 2008) и отсутствуют обломки верхнеюрских известняков. Матрикс конгломератов существенно глинистый. Слои конгломератов залегают под крутыми (20°-40°) углами, погружаясь в З.С.З. направлении, и прилегают к выровненной поверхности деформированных пород таврической серии (T₃-J₁). Сходные по облику и структурному положению конгломераты подстилают известняки Долгоруковской яйлы и г. Чатыр-Даг.



Рис. 6.1. Корреляция разрезов района плато Демерджи (по Пискунов, 2013 с изменениями). Римскими цифрами обозначены выделенные толщи. Возрастную характеристику толщ смотри в главе 5.



Рис. 6.2. Выходы конгломератовых толщ I и III на западном склоне г. Ю. Демерджи. Конгломераты толщи I образуют склоны средней крутизна, толщи IV – крутые уступы и выветриваются в виде столбов. Морфология склонов и форм выветривания обусловлена различным литологическим составом толщ. Пунктирная линия показывает положение разреза 1. Белыми стрелками подчеркнуто направление падения слоев, линиями – границы толщ.

Толща I характеризуется однообразным строением и образована многократным повторением в разрезе последовательности слоев пород нескольких литологических типов (ЛТ 4, 5, 6, 7) (рис. 6.3а,б). Отложения толщи изучались в обнажениях г. Ю.Демерджи, г. С. Демерджи, г. Пахкал-Кая. Наиболее мощный и представительный разрез описан на 3. склоне г. Ю. Демерджи, где наблюдается также отчётливый контакт между толщами I и III (рис. 6.2).

Разрез 1

В разрезе (рис. 6.3) выделяется 11 пачек, каждая из которых соответствует определенным условиям осадконакопления. Пачки 1–3 относятся к толще I, пачки 4–11 – к нижним горизонтам толщи III.

В составе пачек 1 и 2 резко преобладают грубообломочные, крупногалечные, плотноупакованные конгломераты с окатанными валунами песчаников и эффузивных

пород (ЛТ 7), образующие прослои мощностью от 0.4 до 1.5 м. В кровле слоев часто наблюдается постепенный переход к среднегалечным конгломератам с хорошей сортировкой обломков по размерности и гравелитам, насыщенным мелкой галькой. В подобных горизонтах иногда отмечается имбрикация галек по слоистости, но, как распределены хаотично. Горизонты с имбрикацией правило, гальки галек интерпретируются как отложения высокоплотностных дебрисных потоков, а в случае хаотичного распределения галек можно предполагать отложения оползневых потоков (ЛТ 4). Признаки пластических деформаций в результате оползания осадков проявляются в изгибах гравелитовых слоев (рис 3.4), наличии резкой границы в подошве и быстром выклинивании мощных (первые метры) массивных слоев по латерали. Отложения пачки 1 в целом отличаются относительно пологим (15°-25°) залеганием, включают оползневые отложения И слабо текстурированные горизонты с хаотичной имбрикацией неотсортированной гальки (рис. 6.4-а,б). Видимая мощность пачки 1 составляет 30 м.

В пачке 2 слои конгломератов лучше стратифицированы (рис. 6.3) и имеют более упорядоченную внутреннюю структуру, иногда с признаками обратной градации в нижних частях слоев ЛТ 7 и нормальной градации в верхних. В верхней части пачки 2 отмечается крутое (25°-35°) залегание слоев. Мощность пачки 2 – 35 м.

Пачка 3 представлена прослоями гравелитов и конгломератов (ЛТ 9), которые залегают субгоризонтально и срезают по эрозионной границе наклоненные слои пачки 2 (рис. 6.4в). В основании залегает линза слоистых гравелитов с параллельной имбрикацией галек. По резкой границе на гравелитах залегают плотноупакованные конгломераты с имбрикацией галек по косой слоистости, которые венчаются гравелитовым горизонтом. Мощность пачки 3 не превышает 2.5 м и в остальных изученных обнажениях она отсутствует.



А. строение разреза

обстановка

Б.Условные обозначения:







Рис. 6.4. Текстурные особенности конгломератовых отложений в разрезе 1. А – конгломераты с параллельной имбрикацией галек, в которых галька опирается на матрикс (ЛТ 6). Встречаются редко в отложениях пачки 1. Б – слабо стратифицированные крупногалечные конгломераты с валунами (ЛТ 4). Часто встречаются в отложениях пачки 1. В – срезание косослоистых серий пачки 2 гравелитами и конгломератами пачки 3. Видна отчетливая стратификация косых серий в отложениях пачки 2, подчеркнутая присутствием гравелитовых горизонтов (см. также прилож. 1, рис. П1.3). В основании пачки 3 присутствует мощная линза гравелит-песчаников. Граница пачек 3 и 4 является

также границей толщ I и III, последняя идентифицируется по появлению горизонтов конглобрекчий.

Интерпретация

Литотипы ЛТ 2, 3, 4, 6, 7 представляют собой отложения высокоплотностных потоков с различной реологией, характером движения потока и концентрацией зерен, которые формируются на склонах в результате выхода осадочных наносов из гравитационного равновесия. Набор литотипов является характерным для отложений фронтов (передовых слоев) грубообломочных дельт (McPherson et al, 1987; Postma, 1990; Rohais et al., 2003; 2008 Breda et al., 2007; Longhitano, 2008).

О субаквальном происхождении гравитационных потоков свидетельствует окатанность крупных (более 40 см) валунов, которые подвергались обработке в волноприбойной зоне, и отсутствие глинистой фракции в конгломератах, что является типичной чертой связных дебритов (селей) (по Lowe 1982; Nemec, Steel, 1984; McPherson et al, 1987). Отметим также, что отложения пачки 1 насыщены слабо текстурированными и оползневыми осадками с более пологим залеганием, по сравнению с осадками пачки 2. Вероятно, отложения пачки 1 являются продуктами переотложения и оползания дебритов пачки 2, отлагавшихся выше по склону. Похожее распределение текстурных признаков зафиксировано в склоновых отложениях современных и древних грубообломочных дельт (Postma, 1984; McConnico et al., 2007).

В настоящее время для грубообломочных дельт, впадающих в бассейны с крутым уклоном дна, принято название Гильбертовы дельты (McPherson et al, 1987; Postma, 1990; Rohais et al., 2003; 2008 Breda et al., 2007; Longhitano, 2008). Отложения таких дельт имеют ярко выраженную клиноформную архитектуру, которая образуется в результате формирования проградации Грубый наносов на склоне во время дельты. гранулометрический состав склоновых осадков в случае дельт Гильбертова типа, обусловлен особенностями питающей провинции, которая обычно представлена горной страной. Питание таких дельт может происходить за счет горных рек или схода временных потоков на клифах (McPherson et al, 1987; Postma, 1990). Гильбертовы дельты различаются по характеру питания и глубине склона (Postma, 1990). Так, для глубоководных дельт характерны склоновые отложения, осажденные ниже базиса обычных волн, часто несущие признаки многократного переотложения (Postma, 1984; Postma, 1990).

В строении (архитектуре) дельт Гильбертова типа выделяются (Лидер, 1986): 1) покровные слои, образованные мелководными осадками флювиальной равнины и морского мелководья; 2) передовые слои, образованные склоновыми осадками; 3) донные слои – авандельтовые отложения.

Отложения пачек 1 и 2, а также конгломераты, представленные в нижних частях разрезов 2, 3, 4 (рис. 6.7), накапливались в результате осаждения высокоплотностных гравитационных потоков и соответствуют передовым слоям дельт, отложения пачки 3 – покровным слоям. Покровные слои могут быть интерпретированы как отложения разветвленных неустойчивых русел (McPherson et al, 1987; Nemec, Steel, 1984), накопившиеся на стадии их отмирания, что объясняет относительно более тонкую размерность осадков, по сравнению с отложениями фронта дельты (пачки 1 и 2).

В качестве донных слоев могут выступать горизонты песчаников (ЛТ 2,3) (рис. 6.6а) и алевролитов (ЛТ 2) с текстурой нормальной градации, не содержащих гальку. Выходы таких пород были изучены нами в бортах грунтовой дороги, проходящей по Ю.В. склону г. Ю. Демерджи. Здесь они залегают вместе с конгломератами ЛТ 4, 6, 7, содержащими гальку пород таврической серии (рис.6.6Б). Эти относительно тонкозернистые отложения турбидитовых и дебрисных потоков, вероятно, следует относить к авандельтовой фации. Накопление таких отложений предшествовало проградации дельты и отложению грубых осадков.



Рис. 6.6. Литологические особенности отложений основания южного склона г. Ю. Демерджи. А – массивный песчаник с элементами цикла Боума а и б. Б – переслаивание песчаников (ЛТ 2) и конгломераты с гальками пород таврической серии (ЛТ 4).

Изученные отложения толщи I наиболее близки к отложениям дельт типа II-А (по Postma, 1990). Перепад между верхней и нижней границей выходов толщи I составляет около 70 м и определяет минимальную глубину склона фронта дельты.

Заключение

Формирование конгломератов толщи I происходило внутри дельты Гильбертова типа. Описанная осадочная летопись характеризует проградационные структуры, возникавшие в прибрежной зоне, что подтверждается присутствием покровных слоев дельты. Питающая провинция была представлена горной страной. Мощность этой толщи, которая ранее оценивалась в сотни метров (800 м, Пермяков и др., 1991) характеризует латеральную аккрецию осадков. Амплитуда прогибания бассейна соответствует «вертикальной» мощности толщи, которая определяется высотой склона дельты и составляет не более 100 м.

6.2. Толща II

Толща II слагает немногочисленные выклинивающиеся тела мощностью до 25 м, реже – до 45 м и протяженностью от десятков до сотен метров. Выходы толщи были изучены в юго-западной части района (рис. 6.7): в западном распадке между плато Демерджи и г. Южная Демерджи (разрез 2), на южном эскарпе плато Демерджи (разрез 2), в разрезе г. Пахкал-Кая (разрез 3).

В разрезе 3 на г. Пахкал-Кая толща представлена массивными рифовыми известняками, а в разрезах 1 и 2 – слоистыми известняками. В основании слоистых известняков присутствует галька терригенных пород, аналогичная гальке нижележащих конгломератов толщи I. Осадки толщи II отлагались непосредственно на конгломератах, возможно со значительным стратиграфическим перерывом.

Разрезы 2 и 3 близки по строению и сложены мелководными известняками. В нижней части толщи (пачка 1) они представлены онкоидными руд- и флоатстоунами с многочисленными неринеями (МТ 12), покрытыми онкоидными "рубашками", с более редкими фораминиферами, грейпстоунами и микритизированными зернами (МТ 10). Разрез надстраивается флоат-, пак-И грейнстоунами с многочисленными биокластами (MT 9), микритизированными ассоциациями микроинкрустаторов Lithocodium aggregatum – Bacinella irregularis и более редкими онкоидами (МТ 7, 9). Биокласты представлены скелетами фораминифер, гастропод, криноидей и кораллов (Пискунов и др., 2012а).

В основании разреза 4 толщи II на г. Пахкал-Кая (пачка 1) присутствуют микрофации пелоидно-биокластовых пакстоунов (МТ 9) с ассоциациями *Lithocodium* –

Bacinella (МТ 7) и кораллово-микробиальных рифов (МТ 6), которые соответствуют фациям мелководных рифов (Барабошкин, Пискунов, 2010; Пискунов и др., 2012а).

Выше по разрезу 4 (пачка 2) залегают более глубоководные рифовые известняки с тромболитами и редкими губками, а также строматопорами, многочисленными микроинкрустаторами *Crescentiella morronensis* и единичными теребеллидами (МТ 5).

Образование губково-тромболитового биогерма г. Пахкал-Кая происходило на склоне карбонатной платформы между базисом обычных и штормовых волн (Пискунов и др 2012а; Пискунов, 2013). Это подтверждается находками губок, строматопор, более характерных для верхней части склона платформы (Guo et al., 2010; Leinfelder et al., 2002, 2005). Такая фациальная интерпретация (Пискунов и др., 2012а) отличается от предыдущей (Барабошкин, Пискунов, 2010), в которой тромболитовые фации в виде пелоидных пак-биндстоунов с фенестрами ошибочно принимались за прибрежные водорослевые маты.

Заключение

Во всех изученных разрезах толщи II выделяется две пачки (рис. 6.7). Нижняя пачка толщи в разрезе 2 представлена отложениями близких к берегу приливно-отливных русел и отмелей; в разрезе 3 – отложениями слабоизолированных лагун; в разрезе 4 – отложениями мелководных рифов. Верхняя пачка толщи в разрезах 2 и 3 сложена мелководными отложениями открытого моря, в разрезе 4 – отложениями относительно глубоководных, преимущественно микробиальных рифовых комплексов. Осадочная последовательность каждого из разрезов соответствует трансгрессивному циклу (Пискунов и др. 2012а). Формирование известняков толщи II было связано с началом становления карбонатной платформы после отмирания дельты Гильбертова типа (толща I), происходившим на фоне трансгрессии.

Отложения разреза 3 представлены губково-кораллово-микробиальными рифами, которые формировались на бровке и склоне карбонатной платформы, где осуществлялось и латеральное, и вертикальное приращение мощности осадков. Отложения подобного типа могли образовать клиноформы во фронте карбонатной платформы, однако первичное их положение было нарушено и в настоящий момент полностью определяется тектоническими дислокациями.



Рис. 6.7. Строение изученных разрезов толщи II (по Пискунов, Рудько, Барабошкин, 2012а) с изменениями. Условные обозначения на рис. 6.3б

6.3. Толща III

Конгломераты толщи III залегают с угловым несогласием и надстраивают толщи I и II. В районе г. Ю.Демерджи эти конгломераты обнажаются в виде столбов («долина привидений») или образуют крутые склоны, причем заметно более крутые, по сравнению со склонами, которые образуют конгломераты толщи I (рис. 6.8). Эта особенность конгломератов толщи III обусловлена относительно менее грубым гранулометрическим составом более прочной карбонатной цементацией, вследствие этого И они характеризуются высокой устойчивостью к физическому выветриванию. Важной отличительной особенностью отложений толщи III является присутствие гальки и угловатых крупных обломков известняков, образующих самостоятельные прослои в составе карбонатной брекчии (ЛТ 5). Наиболее крупные обломки имеют светло-серую, коричневатую окраску, содержат фауну кораллов, строматопор и могут быть сопоставлены с коренными верхнеюрскими карбонатными породами. Вероятно, именно из таких глыб происходят сборы верхнеюрской фауны кораллов, брахиопод и моллюсков, которые обычно используются для обоснования возраста конгломератов г. Ю. Демерджи (Чернов, 1963; Успенская, 1969).



Рис.6.8. Труднодоступные западные склоны г. Ю. Демерджи, образованные выходами конгломератов толщи III. Видна отчетливая слоистость и выдержанность горизонтов по латерали.

Наиболее представительные разрезы толщи III расположены на г. Ю. Демерджи (разрез 1), на западном склоне плато Демерджи (разрез 3) и на южном склоне г. Пахкал-Кая (разрез 4). Мощность разрезов толщи в доступных обнажениях не превышает нескольких десятков метров, однако на юго-восточном склоне г. Ю. Демерджи установлены мощности более 300 м. Набор литотипов в разрезах (рис. 6.7 и 6.9) заметно меняется при движении с юга на север. Так в разрезе 1 (г. Ю. Демерджи) широко представлены отложения низкоплотностных потоков (ЛТ 8, 9, 10), прослои карбонатных брекчий здесь редки. В разрезе 4 (г. Пахкал-Кая) и в разрезе 5 (З. склон г. С. Демерджи) толща III представлена чередованием мощных слоев конглобрекчий, известняковых брекчий (ЛТ 5) и неотсортированных крупногалечных конгломератов с валунами (ЛТ 7). Интерпретация условий осадконакопления толщи III выполнена на примере этих разрезов.

Разрез 1

В разрезе 1 (рис. 6.9) базальные горизонты толщи III выделены в пачку 4, которая обычно срезает нижележащие маломощные отложения пачки 3 и залегает с резким угловым несогласием на круто наклоненных конгломератах толщи I. Осадки пачки 4 представлены грубообломочными конглобрекчиями, брекчиями (ЛТ 5) и конгломератами (ЛТ 6), которые переслаиваются с гравелитами и песчаниками (ЛТ 8). В последних наблюдается хорошая сортировка материала и пологая бугорчатая слоистость (прилож. 1, рис. П1.8) – hammocky cross-stratification (Лидер, 1986; Greenwood, Sherman, 1986; Рединг, 1990; Dumas, Arnott, 2006). Несмотря на то, что горизонты брекчий и гравелитов достаточно быстро выклиниваются (10 - 30 м), отложения пачки 4, со схожей литологией, прослеживаются на значительном расстоянии по латерали в пределах горы Ю. Демерджи, а ее мощность варьирует незначительно (6-7 м).

Присутствие отложений ЛТ 5, 6, 8 в совокупности определяет обстановку подножья склона на глубине выше базиса воздействия штормовых волн (первые десятки метров), где останавливались гравитационные потоки, вызванные обрушением края карбонатной платформы и переотложением береговых наносов.

Отложения пачки 5 представлены горизонтально-слоистыми (согласно генеральному падению толщи) конгломератами (ЛТ 9) или массивными наклоненными слоистыми конгломератами (ЛТ 6), которые были изучены на участках склона над «Долиной Приведений». Резкая латеральная смена литологических типов происходит на расстоянии

в первые сотни метров, что связано с особенностями первичной клиноформной архитектурой конгломератовых отложений. Мощность пачки составляет 8-10 м.

Строение вышележащих отложений обнаруживает отчетливую цикличность, связанную с чередованием горизонтально-слоистых грубообломочных отложений с сортировкой по слоистости (ЛТ 9, 10) (прилож. 1, рис. П1.9) (пачки 7, 9, 11) и наклоненных мелко-крупногалечных конгломератов, в которых обломки погружены в гравелитовый матрикс (ЛТ 6) (пачки 6, 8, 10). Первые представляют отложения низкоплотностных (водных) (Dasgupta, 2003) потоков и связаны с русловыми и, реже, с волновыми процессам. Вторые представляют отложения высокоплотностных гравитационных потоков (Dasgupta, 2003). Внутри пачек горизонтальнослоистых конгломератов встречаются прослои конгломератов с троговой и табулярной слоистостью (приложение 1, рис. П1.10), для которых характерны более мощные горизонты вымывания (ЛТ 9а) в основании. Такие текстурные особенности указывают на существование относительно устойчивых русел (каналов), которые обособляются внутри разветвленных, переплетающихся неустойчивых каналов. Внутри пачки 7 наблюдается налегание горизонтов устойчивого русла на отложениях разветвленных каналов, что может объясняться проградацией дельтовой равнины (Рединг, 1990). Возможно, осадки с троговой слоистостью следует относить к флювиальной равнине субаэральной части дельты. Мощность прослоев с троговой слоистостью, очевидно, определяет минимальную глубину вреза канала и составляет не более 2 м. Аналогичным образом мощность пачек крутонаклоненных, конгломератов (ЛТ 6) определяет минимальную глубину склона фронта дельты и составляет не более 10 м в наблюденном разрезе и до 20 м на труднодоступных участках. Наблюдая геометрию напластования дебритов, можно предполагать, что крутизна склона составляла около 20°.



Рис.6.9. Разрез 1, продолжение. А – верхняя часть толщи I разреза з. склона г Ю. Демерджи; Б – разрез толщи III (пачки 4-11) на доступных участках там же. Условные обозначения на рис. 6.36

Циклы, установленные в разрезе толщи III (пачки 6-7, 8-9, 10-11) представляют собой клиноформы дельты, а их наслоение связано с эпизодами погружения бассейна при трансгрессивно-регрессивных флуктуациях. С учетом того, что отложения дельтовой равнины представлены проксимальными фациями дельты, которые существовали на мелких глубинах, формирование таких отложений мы связываем с регрессивными событиями. Фации склона дельты соответствовали эпизодам трансгрессии, которые следует понимать как результат взаимодействия тектонического и эвстатического факторов.

В верхней части З. и Ю.З. склонов г. Ю. Демерджи разрез 1 надстраивается горизонтами конгломератов, которые не обнаруживают значительных отличий от вышеописанных. При движении вверх по разрезу толщи заметных изменений гранулометрического состава, в т.ч. возрастания доли тонкозернистых фракций (Чернов, 1963, 1971), не наблюдалось. В конгломератовых отложениях верхней части разреза толщи III часто встречаются глыбы известняков и прослои известняковых брекчий с колониальными кораллами.

Разрезы 4 и 5

В вершинной части г. Пахкал-Кая отложения толщи III залегают на рифовых известняках толщи II (рис. 6.7), а на ее Ю. склоне, и далее к югу, в районе седловины между г. Пахкал-Кая и С. Демерджи, на конгломератах толщи I. Здесь конгломераты толщи III в латеральных направлениях и вверх по разрезу довольно быстро сменяются красноцветными известняковыми брекчиями, которые не содержат терригенной гальки и обособляются в толщу IV (разрез 5, рис. 6.13). Максимальная видимая мощность толщи III составляет около 80 м.

Литологическая характеристика отложений толщи III в разрезах 4 (рис. 6.7) и 5 (рис. 6.13) близка к вышеописанным отложениям пачки 5 в разрезе 1 (рис. 6.9). Мощные - до 1. 5 м - прослои конглобрекчий и известняковых брекчий здесь резко преобладают (ЛТ 5) над другими типами отложений. Реже встречаются прослои гравелитов с галькой (ЛТ 3) и конгломератов (ЛТ 7) в которых практически отсутствуют карбонатные обломки. Последние возникали в результате плотностного расслоения дебрисных потоков и характеризуют кровельную часть осадочного тела остановившегося потока, которая обычно удалена в результате эрозии. Некоторые маломощные слоистые прослои песчаников представляют отложения суспензионных потоков возможно генерированных

штормами (ЛТ 8). Встречаются глыбы известняков до 2 м в диаметре. Вверх по разрезу количество карбонатного материала увеличивается, достигая более 80 % в прослоях конглобрекчий.

Состав микрофаций в обломках известняков толщи III в разрезе 4 аналогичен таковому толщи II. Среди изученных обломков резко преобладают тромболиты (МТ 5) и встречаются микробиально-коралловые баундстоуны (МТ 6) (Пискунов и др., 2012а, Пискунов, 2013).

Совокупность литологических типов (ЛТ 3, 5, 7, 8) и присутствие олистолитов известняков характеризует обстановку осадконакопления на склоне, ниже базиса воздействия волн в хорошую погоду. Смешанный карбонатно-терригенный состав осадков указывает на присутствие двух источников сноса: карбонатной платформы и речного стока.

Интерпретация условий формирования толщи III

В отложениях г. Ю. Демерджи зафиксированы фации дельтовой равнины, представленные неустойчивыми и относительно устойчивыми переплетающимися каналами, и фации неглубокого, но достаточно крутого (до 30°) склона. Таким образом, конгломератовые отложения с редкими прослоями карбонатных брекчий, представленные в районе г. Ю. Демерджи накапливались в обстановке дельтовой равнины с клиноформным профилем (Гильбертова дельта). От обстановки формирования толщи I их отличает слабая переработка склоновых отложений оползневыми процессами, меньшая глубина склона и значительное участие низкоплотностных потоков в транспортировке осадка. Согласно классификации грубообломочных флювиальных дельт, она относится к одному из видов дельт Гильбертова типа и наиболее близка к типу I-B (Postma, 1990) (рис. 6.10) с горным характером питающей провинции, но относительно незначительным перепадом глубин в области основного депоцентра.



Типы питающей провинции: А - очень крутой уклон, неограниченные гравитационные потоки; В - крутой уклон, нестабильные реки; С - умеренный уклон, относительно стабильные реки; D - пологий уклон, стабильные реки с береговыми валами.



При накоплении отложений, представленных в разрезах гг. Пахкал-Кая и С. Демерджи влияние горных рек и рифов карбонатной платформы, как источников сноса, питающих проградирующий фэн, было практически уравновешено. В условиях развития обширной дельты карбонатные отложения, образованные на предшествующем этапе подвергаются переотложению и рассеиванию внутри терригенных наносов. При этом, в разрезе г. Пахкал-Кая отчетливо наблюдается клиноформное строение отложений толщи III, с углами наклона пластов до 20° (рис. 6.11в). Учитывая значительное влияние предрифовых шлейфов в составе этих отложений их скорее следует относить к проградационным комплексам карбонатной платформы, нежели дельты. Быстрое изменение обстановок седиментации в разрезах толщи III может объясняться как наличием синседиментационных живых разломов и ступенчатым характером рельефа, так и более поздним тектоническим сближением по надвигам.

Цикличное строение толщи III в разрезе г. Ю. Демерджи имеет большое значение для понимания динамики формирования грубообломочных проградационных комплексов. Наличие трансгрессивных эпизодов или, иначе говоря, эпизодов увеличения аккомодационного пространства в истории формирования дельты Гильбертова типа толщи III, позволяет предполагать единовременное формирование карбонатных отложений, которые впоследствии переоткладывались в виде брекчий внутри глубоководных фэнов.

К вопросу об источнике сноса

Согласно приведенной интерпретации, нижняя толща конгломератов (толща I) образовалась в условиях дельты Гильбертова типа с глубоководным профилем (тип II-В по Postma, 1990), где аккумуляция вещества происходила на крутом склоне во фронте дельты. При этом в возникающей осадочной летописи, в случае дальнейшей тектонизации, достаточно сложно уловить первичное направление переноса в-ва. Это связано с тем, что во фронте дельты резко преобладают оползневые отложения и отложения высокоплотносных потоков, которые отличаются массивностью и хаотичной ориентировкой галек, а в некоторых случаях даже обратной имбрикацией галек (фации выполнения вымоин backsets и вязко-пластичные отложения оползней) (McConnico, Bassett, 2007). Тем не менее, по ориентации длинных осей галек, каплевидной морфологии оползневых потоков, и направлению косой слоистости в гравелитах венчающих дебритовые наносы, в некоторых случаях для толщи I устанавливаются направления переноса высокоплотносных потоков, которые грубо совпадают с генеральным направлением падения толщи (приложение 1, рис. П1.36) в С. С.3 и З. румбах. Исходя из этого, направление падения толщи может совпадать с первичным направлением проградации дельты, или не совпадать - в случае вращения вокруг вертикальной оси.

Толща III, представленная в разрезе г. Ю. Демерджи, образовалась в условиях Гильбертовой дельты с мелководным профилем, относящейся к типу I-В (по Postma, 1990). В сформировавшейся осадочной последовательности периодически встречаются фации проградации намывных тел с клиноформной архитектурой (рис 6.10-а,б) и русловые фации, характерные для дельт с небольшим градиентом уклона дна. Направления проградации намывных тел и течений в руслах приблизительно определяются в С.3. румбах (прилож. 1, рис. П1.8), в то время как толща полого падает на восток. Таким образом, направление падения толщи III и установленные направления имбрикации галек и косой слоистости в слагающих толщу отложениях практически противоположны. Очевидно, современное структурное положение толщи обусловлено не седиментогенной архитектурой, а тектоническими деформациями.
Важно отметить, что контакт толщ I и III в разрезах г. Ю. Демерджи не несет признаков тектонизации, а в районе г. Пахкал-Кая лишь слабо подорван. Таким образом если считать, что слои конгломератов толщи III испытывали тектонический наклон, то и конгломераты толщи I испытывали тектонизацию вместе с ними. Если следовать принципу «наименьшего числа превращений», то достаточно повернуть толщу III вокруг горизонтальной оси на 10-20° (привести в горизонтальное положение поверхность подошвы толщи III), чтобы направления проградации и миграции наносов внутри нее соответствовали общему падению толщи (рис. 6.10 в). При выполнении этой операции азимут падения толщи I слабо изменится (более западные направления), так как толща падает по перпендикулярной плоскости, а направление проградации дельт толщи I и толщи III будут примерно совпадать. Наиболее вероятно, что такое вращение произошло во время взбросо-сдвиговых перемещений по крупному разлому С.3. простирания, разделившего РПД на западный и восточный блоки (рис. 4.1).

Весь комплекс проведенных наблюдений позволяет предполагать С.3. генеральное направление проградации дельт и поддержать классическую точку зрения о существовании южного источника сноса (Чернов, 1963, Успенская, 1969), если исключить вероятность вращения тектонических блоков на 180°. По современным представлениям, не существует препятствий для таких построений, так как высокогорная южная суша, видимо, не исчезла бесследно, а находится в Понтидах, которые были «скреплены» с Крымским блоком в врехнеюрское-нижнемеловое время (Meijers, 2010).



Рис.6.11. Крупномасштабная косая слоистость (клиноформы) в конгломератах толщ I и III. А – косые серии, направленные к западу, хотя общее падение толщи направлено на восток под пологим углом. Западный склон г. Ю. Демерджи, толща III; Б – разнонаправленная слоистость в отложениях толщи III. Предположительно, фации границы пляжа и верхней части склона дельты. Косые серии направлены к С. 3. Толща III, 3. склон г. Ю. Демерджи; В – проградационные структуры в толщах I и III разделенные трансгрессивной границей, которая приведена в горизонтальное положение. При выполнении такой операции направление проградации дельты толщи I и III приблизительно совпадают. Видны глыбы известняков в составе отложений толщи III. Южный склон г. Пахкал-Кая.

6.4. Толща IV

Известняковые брекчии, не содержащие терригеннной гальки и слагающие 3. склон и вершинную часть г. С. Демерджи, выделены в толщу IV. Здесь от седловины между г. Пахкал-Кая и вершиной г. С. Демерджи описан разрез 5. Известняковые брекчии характеризуются отчетливой слоистостью, поверхности напластования обычно подчеркнуты охристыми и красноцветными пылеватыми присыпками карбонатного вещества. Красноватый и желтоватый цемент придает брекчиям пеструю окраску в обнажении; на полированных спилах породы видно, что обломки тоже бывают окаршены. Обломки обычно изометричные, плохо- или среднеокатанные. Размерность обломков пропорционален мощности слоя, варьирует от первых сантиметров до 1.5 м, в среднем составляет 5-20 см. На полированных спилах породы наблюдаются различно ориентированные стилолитовые швы, пронизывающие породу. При наблюдении в шлифах следы растворения под давлением на границах обломков не выявляются. Матрикс известняковых брекчий представлен мелкообломочной массой. сцементированной вадозным микритом или гранулярным кальцитом. В составе мелкообломочной массы, помимо карбонатного материала, присутствует алевритовая примесь кварцитов. В структуре толщи IV выделяются отдельные горизонты светло-серой окраски (до 40 см), в которых брекчиевидная текстура не заметна (рис. 6.12а; 6.14а). В крупном (20 см) полированном спиле породы, отобранной в одном из таких горизонтов, наблюдалась не нарушенная дроблением структура биндстоуна (рис 6.15a). Следовательно, в толще слоистых известняковых брекчий встречаются редкие горизонты биндстоунов.

На не доступных для прямых наблюдений С.З. обрывах плато на АФС были отдешифрированы массивные известняки, которые образуют крупные линзовидные тела, подобные иловым холмам (Flügel, 2010) (рис. 6.12б). Линзы массивных известняков замещают по латерали слоистые известняковые брекчии, представленные в разрезе 5 (рис. 6.13). Вдоль бровки обрыва плато, в кровельной части линз массивных известняков были отобраны образцы, которые были изучены в крупных полированных спилах (рис. 6.14) и шлифах для уточнения внутренней структуры и выяснения микрофациальных типов массивных известняков. Среди МТ были определены тромболитовые баундстоуны различной окраски (МТ 5), часто со строматопорами, и интракластовые рудстоуны, состоящие из обломков тромболитов, иглокожих, теребеллид, кораллов и ассоциирующих

инкрустаторов (МТ 8). В одном из обнажений известняков также наблюдались колониальные кораллы (МТ 6). Таким образом, все выявленные в массивные известняках МТ соответствуют фациальной зоне рифов фронта карбонатной платформы.

Разрез 5

В разрезе 5 (рис. 6.13) отложения толщи IV залегают непосредственно над горизонтами толщи III обнаженными в вершинной части г. Пахкал-Кая и на седловине между этой горой и г. С. Демерджи. В составе верхних горизонтов толщи III известняковые брекчии и конглобрекчии резко преобладают над конгломератами и гравелитами с малым количеством обломков верхнеюрских известняков (рис 6.13, разрез 5, пачка 1). Несмотря на то, что контакт толщ III и IV задернован, и углы залегания отложений из разных толщ несколько различаются, мы предполагаем существование фациального перехода между ними. Это подтверждается сравнительным изучением содержания и литологических особенностей известняковых обломков в этих толщах.

Толще IV крайне однообразном в разрезе 5 (рис. 6.13) соответствуют пачки 2, 3 и 4.

Пачка 2 представлена розоватыми и охристыми известняковыми брекчиями с редкими прослоями светло-серых биндстоунов. Мощность слоев варьирует от 30 см до 1.5 м. В обломках известняковых брекчий резко преобладают тромболиты (МТ 5), встречаются биотурбированные вакстоуны с кальцесферами (МТ 2), коралловостроматопоровые биндстоуны (МТ 6). Судя по изученным представительным выборкам, в известняковых обломках брекчий пачки 2 явные следы вадозного диагенеза отсутствуют. Прослои биндстоунов представлены тромболитами со строматопорами (МТ 5, 6). Мощность пачки 2 – около 100 м.



Рис.6.12. С. 3. обрывы плато Демерджи, сложенные отложениями толщи IV. А - Заметна красноцветная окраска слоистых брекчий и отдельные светло-серые массивные горизонты (стрелки) губково-микробиальных биндстоунов. Б – интрпретация структуры отложений толщи IV на С.3. обрыве плато Демерджи.

Слоистая текстура брекчий, смешанный состав обломков, присутствие кварцевой примеси в матриксе указывают на осадочное (не тектоническое) происхождение брекчий. Источником материала для брекчий служили рифовые известняки фронта карбонатной платформы, а также относительно глубоководные биотурбированные известняки с кальцисферами и микробиальные рифы. Слабая окатанность обломков свидетельствует о том, что обстановка накопления располагалась ниже базиса волн. В течение длительных перерывов, следующих за эпизодами наращивания обломочных шлейфов, формировались инситные микробиальные и строматопоровые постройки.

Пачка 3 представлена мощным горизонтом массивных неотсортированных известняковых брекчий, включающих валуны диаметром более 1 м. Обломки и валуны по форме изометричные, угловатые и характеризуются пестрой красно-желтой окраской. При изучении известняковых обломков в шлифах установлено, что они представлены коралловыми и микробиальными баундстоунами (МТ 6), а также тромболитами (МТ 5).

В массивных брекчиях проявлена трещиноватость, часто наблюдаются стилолитовые швы пересекающие известняковые обломки и матрикс. Наблюдаются следы метеорного диагенеза в виде многочисленных геопетальных структур внутри полостей растворения. Мощность брекчий пачки 3 составляет 13 м.

Массивные неотсортированные брекчии пачки 3 являются продуктами одноактного катастрофического обрушения края карбонатной платформы. Исключительно высокая энергия одноактного гравитационного потока, транспортировавшего глыбы с размерами более 1 м, могла быть генерирована сейсмическим событием.

Пачка 4 по макроскопическим характеристикам близка пачке 2 (рис 6.13). В изученном разрезе не удается проследить закономерностей изменения мощности слоев этой пачки, структурные и текстурные особенности пород часто не ясны. По составу известняковые обломки брекчий верхней части пачки 4 отличаются от тех, которые слагают нижележащие брекчии (рис. 6.15). Брекчии верхней части пачки 4 представлены известняками, накапливавшимися в разных фациальных зонах. Наряду с баундстоунами смешанной рифовой ассоциации и тромболитами со строматопорами (МТ 6, 5), здесь также встречаются онкоидные флоатстоуны (МТ 12), микробиальные биндстоуны ассоциации *Lithocodium – Bacinella* (МТ 7), детритовые пакстоуны (МТ 10). В этих обломках наблюдаются различные диагенетические изменения. Во многих образцах отмечается присутствие геопетальных структур с одинаковой ориентировкой, но встречаются образцы известняков, в которых геопетальные структуры полностью

отсутствуют (D1016-3). Развитие корочкового крустификационного цемента в виде удлиненных выделений спарита внутри первичных пустот осадка может свидетельствовать о морском фреатическом диагенезе фаций пелоидальных вакстоунов и пакстоунов. В некоторых типах известняковых пород наблюдаются скопления друзового и блокового спарита, которые, наряду с геопетальными структурами, выполняют как первичные пустоты, так и вторичные (карстовые) пустоты.

Различная диагенетическая история обломков является важным свидетельством в пользу осадочного происхождения брекчиевой толщи. В брекчиях пачки 4 широко развиты геопетальные текстуры в полостях неселективного растворения, которые могли образоваться в условиях вадозного метеорного диагенеза на стадии ранней литификации платформы. Присутствие в основном внутриплатформенных МТ в известняковых обломках может свидетельствовать о том, что формирование осадочных брекчий пачки 4 происходило не только за счет разрушения рифов фронта платформы, но и внутренних ее частей. Это обстоятельство указывает на регрессивную обстановку формирования брекчий, когда на фоне постепенного разрушения карбонатной платформы в осадочный процесс вовлекались все более и более проксимальные ее части.



Рис. 6.13. Строение разреза 5. Условные обозначения см. на рис. 6.36.



Рис. 6.14. Текстурные особенности толщи IV. А - слоистые брекчии пачки 4. Обломочная структура слоев в различной степени выражена. Массивный светлый слой, вероятно, представляет собой микробиальный биостром; Б — неотсортированные массивные брекчии пачки 4. Заметна различная окраска обломков, плохая окатанность, плотная упаковка. В — массивные брекчии пачки 3. В нижней части слоя заметны крупные валуны. Слой образовался в результате катастрофического одноактного схода гравитационного потока.



Рис. 6.15. Коллекция пришлифованных спилов массивных известняков толщи IV. А – образец D1012-2, Б,В,Г,Д,Е – образцы с бровки С.З. обрыва плато Демерджи. Отобраны из верхних слоев массивных известняков, замещающих по латерали среднюю часть толщи на уровне пачки З. А - тромболит с редкими строматопорами, пачка 2; Б – розовый, «дымчатый» тромболит (МТ 5); В – красный тромболит с теребеллидами и обломками иглокожих (МТ 5); Г – желтоватый интракластовый рудстоун (МТ 8); Д – серый интракластовый рудстоун (МТ 5, 6).



Рис. 6.16. Микрофотографии обломков брекчий толщи IV. А - строматопоровый биндстоун (МТ 6), обр. D1016-3-8; микроболит Lithocodium — Bacinella с онкоидами (о) (МТ 7), обр. D1016-3-2; В — онкоидный рудстоун с дазикладовыми (д) и фораминиферами (МТ 12), крупными геопетальными структурами в полостях неселективного растворения, обр. 1016-3-3. Г — онкоидный (о) рудстоун (МТ 12) с геопетальными структурами в порах, обр. 1016-3-4. Д — обломочный матрикс брекчий с кварцевой примесью, обр. D1012-1-1; Е -

микробрекчии с обломками иглокожих (и), тубифит crescentiella (к) в микритовом цементе (МТ 4), обр. D1012-8-8; Ж — детритовый вакстоун с микрофоссилиями и биотурбациями (МТ 2), обр. D1012-1-4; 3 — фенестральный тромболит инкрустированный crescentiella (к образованы в результате растворения колонии губок (МТ 6), обр. D1012-1-2.

Заключение

Толща IV сложена осадочными карбонатными брекчиями, которые накапливались в виде шлейфов при разрушении рифов края и верхней части склона карбонатной платформы. Для мощных толщ осадочных брекчий используется термин «мегабрекчии» (Spence, Tucker, 1997), который может быть принят и для известняковых брекчий толщи IV. Шлейфы известняковых брекчий являются типичными осадочными образованиями нижних частей карбонатной платформы и ее подножья, где они слагают проградационные структуры. Рифовые МТ известняков, представленных тромболитами со строматопорами и кораллами, резко преобладают в составе обломков, слагающих брекчии. Такие же породы слагают линзы массивных известняков в С.З. обрывах плато Демерджи, замещающих слоистые брекчии по латерали. Тесная фациальная связь известняковых брекчий и рифовых известняков позволяет судить об их почти синхронном накоплении. Таким образом, возраст обломков известняков в составе брекчий является близким возрасту накопления брекчий. В брекчиях практически не сохранились первичные осадочные текстуры, однако такие признаки, как отсутствие галечного карбонатного материала, массивный облик И неотсортированность обомочного материала свидетельствуют в пользу накопления брекчий при разгрузке высокоплотностных гравитационных потоков (ЛТ 5) на участках склона, располагавшихся ниже базиса нормальных волн. Некоторые наиболее мощные (до 15 м) прослои известняковых брекчий могли быть образованы в результате катастрофических подводных обрушений, связанных с сейсмической активностью.

Присутствие в составе обломков известняков МТ 7, 10, 13, характерных для внутренних частей карбонатной платформы, свидетельствует о формировании шлейфов на фоне регрессии. Исследования карбонатных платформ фанерозоя показали, что регрессивные обстановки являются наиболее благоприятными для формирования мегабрекчий (Spence, Tucker, 1997).

Мегабрекчии толщи IV отлагались на склоне карбонатной платформы с образованием проградационной структуры. Истинный масштаб и морфологические особенности этой структуры в настоящее время оценить невозможно, так как современное залегание толщи IV являтеся результатом тектонических дислокаций. В литературе (Della Porta et al, 2004; Kenter, 2005) имеются сведения о том, что наиболее грубообломочные шлейфы фронта карбонатных платформ формируют склоны с уклонами до 40°.

6.5. Толща V

Толща V впервые была выделена В.К. Пискуновым (Пискунов, 2013), к этой толще были отнесены известняки, слагающие поверхности плато Демерджи и Тирке. По нащим данным, известняковые отложения плато Демерджи и плато Тирке по литологическим признакам заметно различаются. Поэтому в настоящей работе мы подразделяем толщу V, выделенную В.К. Пискуновым, на две части. Нижнюю часть, которая слагает выходы известняков на плато Демерджи (интервал между точками отбора D101 и D106 в разрезе 6), мы относим к толще V. Известняковые отложения плато Тирке, которые без перерыва наращивают толщу V известняков плато Демерджи, мы выделяем в толщу VI.



Рис. 6.17. Общий вид на плато Демерджи, сложенное слоистыми известняками толщи V. На переднем плане заметен скрытый характер закарстованной поверхности известняков, на заднем моноклинальное залегание толщи. В восточных обрывах плато, залегание пластов субвертикальное (рис. 4.4).

Толща V представлена светло-серыми на выветрелой поверхности и коричневатыми на свежем сколе слоистыми известняками (рис 6.17). Обнаженность толщи хорошая,

однако с поверхности известняки сильно закарстованы, прямые макроскопические наблюдения структурных и текстурных особенностей в них затруднены. Седиментологическая характеристика толщи получена в основном по результатам изучения шлифов.

Толща V изучалась автором вместе с В.К. Пискуновым, в совместной работе (Пискунов и др., 2012б) приведена исчерпывающая интерпретация условий осадконакопления, которая позднее была несколько уточнена (Пискунов, 2013). В настоящей работе приводятся только наиболее важные седиментологические особенности известняков толщи V, позволяющие обсудить их с точки зрения возможной роли проградационных структур в накоплении верхнеюрских-нижнемеловых отложений Горного Крыма.

В. К. Пискунов на основании данных микрофациального анализа (разрез 6, рис. 6.18) установил соответствие известняков толщи V фациям окаймленной платформы (Пискунов и др., 2012б) или ступенчатого рампа (Пискунов, 2013).

Разрез 6

В разрезе 6 (рис. 6.18) видно, что в нижней части толщи V (пачка 1) широко развиты онкоидные известняки. Известняки переслаиваются с микробиальными биостромами Lithocodium – Bacinella, реже с детритовыми вакстоунами и пакстоунами, отлагавшимися в течение кратковременных эпизодов углубления бассейна. Отложения пачек 2 и 3 резко отличаются по преобладанию в них мелкообломочных детритовых известняков МТ 9,10. Чередование вакстоунов и пакстоунов в пачках 2 и 3 могло быть обусловлено периодическими колебаниями глубины бассейна, при которых относительно более грубообломочные известняки отлагались в проксимальных, более мелководных обстановках. Пачки 4, 5 и 6 представлены чередованием детритовых вакстоунов и пакстоунов, содержащих дазикладовые, бентосные фораминиферы, реже онкоиды и обломки построек ассоциации Lithocodium – Bacinella (MT 10), с отложениями гастроподовых банок (MT 13). В этой части толщи V среди известняков встречаются крупные линзы полимиктовых песчаников и гравелитов с косой слоистостью. Эти осадки соответствуют, очевидно, фации каналов, временами прорезавших поверхность эфемерной мелководной карбонатной платформы. В отложениях пачек 7, 8 и 9 широко развиты онкоидные флоатстоуны и пелоидальные пакстоуны с покрытыми зернами (МТ 10), типичными для обстановок изолированных лагун. Верхняя часть толщи (пачки 10, 11, 12, 13, 14) сложена детритовыми пакстоунами (МТ 10), которые близки по составу пакстоунам нижележащей пачки, но отличаются более высокой концентрацией микритизированных зерен, детрита молюсков, мелководных инкрустаторов, кораллов.

Заключение

Осадочная последовательность толщи V слагается ассоциацией МТ 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, которая соответствует фациальным зонам внутренней части карбонатной платформы. Микробиальные баундстоуны МТ 7 могут частично происходить из окаймляющей рифовой зоны фронта платформы. Накопление известняков толщи V происходило в нормально-морских условиях, в сублиторальной обстановке ограниченной замкнутой или открытой лагуны. Толща слоистых известняков весьма значительной мощности (900 м) накопилась за счет вертикального наращивания и не имеет признаков склоновых осадков, отлагавшихся с формированием проградационных структур. В строении толщи следы перерывов и размывов крайне редки. Типичная для отложений окаймленных карбонатных платформ цикличность третьего порядка (первые десятки метров, парасеквенции), сформированная циклами компенсации (Tucker, Wright, 1990; Flügel, 2010), в отложениях толщи V практически не проявлена



Рис. 6.18. Разрез 6. Седиментологическая колонка для толщ V и VI (по Пискунов, 2013 с изменениями). Таблицу сопоставления МТ, выделенных В.К. Пискуновым и автором настоящей работы см. на стр. 24 (таб. 3.2). Условные обозначения см. на рис. 6.3Б.

6.6. Толща VI

Породы слагающие плато Тирке непрерывно наращивают разрез плато Демерджи, образуют с ним единую моноклинальную структуру, которая погружается под крутым углом в З.С.З. направлении. Известняки на Тирке-Яйле обуславливают волнисто грядовый рельеф поверхности плато, однако, гряды здесь заметно более выраженные и редкие, по сравнению с таковыми плато Демерджи. Это связано с неоднородной литологией отложений толщи VI, в составе которых помимо известняков присутствуют мергели (рис 6.19), глины и песчаники.



Рис. 6.19. Волнисто-грядовый рельеф плато Тирке, обусловленный неоднородным литологическим составом отложений.

В разрезе 6 на плато Тирке выделяется 10 пачек. Отложения нижней части разреза (пачки 15, 16, 17, 18) отличаются широким развитием мергелистых известняков со структурой вакстоунов, реже пакстоунов (МТ 9), насыщенных мелким детритом нормально-морских организмов и биотурбациями.

Широкое распространение МТ 9, практически отсутствующих в отложениях толщи V, следует связывать с тиховодными обстановками внутренней части карбонатной платформы, возникших в результате роста окаймляющего барьерного рифа во фронте платформы (Пискунов, 2013).

Один из мергельных прослоев включает горизонт (до 1 м) карбонатных глин, насыщенных углистым детритом, который по резкой границе залегает на уплотненной

поверхности мергелистых известняков (рис. 6.20). Глинистый слой включает сидеритовые конкреции и ожелезненные прослои; разбит трещинами, по которым развивается ожелезнение.



Рис. 6.20. Резкая граница вакстоунов пачки 15 и глин пачки 16. Ввиду единичности прослоя глины не выделены в литологический тип.

Отсутствие морской фауны, биотурбаций в глинистом слое и его обогащенность углефицированным детритом вместе могут свидетельствовать о накоплении глин в континентальных условиях. Тонкая слоистость в глинистом слое образовалась при отложении глинистых частиц из взвеси в спокойной воде. Глины с углистым детритом интерпретировались в работе (Пискунов, 2013) как отложения прибрежных озер. Прослои подобных глин, возможно, присутствуют в мергелях задернованной части разреза.

В разрезе толщи VI мергели чередуются с коралловыми, реже с рудистовыми фреймстоунами (МТ 6, 13), образующими выдержанные по латерали биостромы. В пачках коралловых известняков часто встречаются прослои полимиктовых песчаников с высоким содержанием карбонатных зерен и раковинами нериней. Песчаники представляют собой отложения каналов, связанных с поступлением пресных вод в область развития карбонатной платформы.

Широкое развитие мергелистых вакстоунов в нижних горизонтах толщи VI связано с относительно спокойными гидродинамическими условиями, установившимися на значительной площади внутренней части платформы и способствовавшими аккумуляции тонкой взвеси.

В средней части разреза плато Тирке (пачки 19, 20, 21, 22) мергели исчезают, отложения представлены слоистыми известняками с прослоями песчаников. Среди известняков преобладают детритовые пакстоуны, в этой части разреза в них появляются микритизированные и покрытые биокласты; широко развиты микробиально-коралловые и рудистовые фреймстоуны, реже встречаются онкоидные флоатстоуны, в которых часто присутствуют дазикладовые водоросли, бентосные фораминиферы.

Содержание остатков кораллов заметно возрастает вблизи границ известняков и терригенных отложений. Вероятно, такая закономерность обясняется поступлением вместе с терригенной взвесью питательных веществ, способствовавших развитию биостромов метазой (Leinfelder, 2001), обычно с обедненным таксономическим составом. В периоды олиготрофных условий здесь доминировали инкрустаторы МТ 7. В целом повышенное содержание терригенной примеси в карбонатных отложениях толщи VI свидетельствует о близости суши.

Верхняя часть разреза толщи VI (пачки 23, 24) отличается широким распространением онкоидных известняков (МТ 12), чередующихся с детритовыми пакстоунами (МТ 10), содержащими разнообразные по составу компоненты, включая многочисленые покрытые зерна. Отложения накапливались ниже базиса нормальных волн, в обстановке изолированной лагуны, которая при трансгрессии, очевидно, становилась открытой (Пискунов, 2013). Разрез толщи VI венчается фенестральными водорослево-микробиальными биндстоунами (МТ 7), которые можно связывать с фациями водорослевых маршей литорали (Пискунов, 2013).

Заключение

Отложения толщи VI накапливались в обстановке внутренней части карбонатной платформы, часто в обстановке крайнего мелководья. Толща сформировалась в результате вертикального наращивания осадочного материала, происходившего по мере увеличения аккомодационного пространства. В строении толщи проявляется цикличность третьего порядка, которая выражена чередованием относительно глубоководных мергелистых отложений и известняков, слагавших периодически возникавшие эфемерные морские коралловые и рудистовые биостромы; мергельно-известняковые пары формируют циклы мощностью до 20-50 м. При движении вверх по разрезу толщи VI мергельный компонент циклов замещается грубозернистыми детритовыми и песчанистыми осадками, а мощность

циклов заметно уменьшается, что свидетельствует о приближении суши по мере проградации платформы.

Появление в разрезе слоев мергелей (МТ 9) следует оценивать как значительное седиментационное событие в истории бассейна, так как в нижележащих толщах мергели не встречаются. Увеличение терригенной составляющей в составе карбонатных отложений обычно связывают с регрессиями, в то же время усиленный привнос терригенного глинистого материала может быть связан с гумидизацией климата (Leinfelder, 1993). Широкое развитие вакстоунов МТ 9 В.К. Пискунов (2013) объясняет изменениями гидродинамического режима, связанными с появлением окаймляющего рифового пояса.

Часть З. Юго-Западный Крым

Характерной чертой геологического строения Юго-Западного Крыма (ЮЗК) являются ярко выраженные впадины (или котловины) Балаклавской, Варнаутской и Балаклавской долин, которые имеют тектоническое (Муратов, 1969) и отчасти карстовое (Амеличев, 2004) происхождение. В центральных частях этих впадин присутствуют нижнемеловые породы, а в периферийных частях – верхнеюрские. В них проявляется все многообразие фаций верхнеюрско-нижнемелового комплекса: в районе плато Бабуган и г. верхнеюрские-нижнемеловые отложения Ай-Петри представлены исключительно биогенными известняками (Муратов и др., 1960; Krajewsky, 2010), однако западнее, в районе Байдарской, Варнаутской долин и бухты Мегало-Яло, появляются также мощные толши конгломератов, флишоидов И брекчиевидных известняков. Широкое распространение и доступность разрезов конгломератовых, известняковых и брекчиевых толщ в ЮЗК позволяет считать этот район наиболее перспективным для дальнейшего изучения закономерностей формирования проградационных структур в верхнеюрских отложениях.

Краткий обзор

Верхнеюрские-нижнемеловые отложения ЮЗК специально рассматривались в работах И.В. Архипова (1958), Н.И. Лысенко (1962; 1964), В.Ф. Пчелинцева (1966), М.В. Муратова с соавторами (1960) А.И. Успенской (1969), В.В. Пермякова с соавторами (1991), Ю.С. Бискэ (1997), А.В. Швидкова (1998; 1999) А.А. Федоровой (2000; 2005) и др. Среди них отдельного внимания заслуживают исследования Н.И. Лысенко. В составе карстологической экспедиции в 1960 – 1963 годах он собрал обширный материал (в т.ч. многочисленные сборы ископаемой фауны головоногих) и сделал массу замечательных наблюдений в районе Байдарской котловины, которые легли в основу его кандидатской диссертации (Лысенко, 1964), написанной под руководством В.Ф. Пчелинцева. На основании оригинальных датировок он сделал вывод о валанжинском возрасте (в современном понимании – берриас-валанжин) известняков, образующих южный и северный борта Байдарской котловины, а саму впадину считал результатом тектонических деформаций.

Впоследствии А.И. Успенская (1969) отнесла известняковые толщи к титонскому ярусу, а отложения флишоидов в центральной части котловины к пограничным отложениям юры и мела. А.И. Успенская показала широкое развитие брекчиевидных известняков в районах Байдарской и Варнаутской котловин и вслед за И.В. Архиповым считала их фациальными аналогами мергелистых известняков верхней части разреза Ай-Петринской яйлы. Известняковые толщи, образующие Байдарскую Яйлу, г. Куш-Кая и мыс Айя были отнесены ею к оксфордскому ярусу на основании самых общих представлений и находок фауны иглокожих и кораллов.

С приходом идей о надвиговом строении верхнеюрской толщи, и Горного Крыма в целом (Казанцев 1982; Казанцев и др., 1989; Милеев и др., 1992), тектоническое строение ЮЗК было подвергнуто ревизии. Ю.С. Бискэ (1997) описал тектоническое строение этого района. Отмечая затруднения, связанные со слабой стратиграфической изученностью верхнеюрской толщи известняков, Ю.С. Бискэ описал взбросово-надвиговое строение этой толщи в ЮЗК, которое связывал с субмеридиональным сокращением домеловой поверхности. По мнению этого исследователя, образование надвигов, перекрывающих флишоидные отложения центральных частей котловин, произошло вблизи границы юры и мела, а взбросовые деформации произошли позднее, в нижнем мелу.

А.В. Швидкий (1999) дополнил описание тектонического строения Ю. борта Варнаутской котловины и бухты Мегало-Яло. Вслед за Ю.С. Бискэ, он объясняет сложное фациальное строение верхнеюрской толщи тектоническим сближением по надвигам контрастных по литологическим признакам конгломератовых и известняковых толш. А.В. Швидкий также описал карбонатные отложения северного борта Байдарской котловины и дал их фациальную интерпретацию (Швидкий, 1988). Возрастная характеристика отложений Байдарской котловины впоследствии была существенно дополнена микропалеонтологическими исследованиями А.А. Федоровой (2000, 2004; 2005), которая привела также и послойные литологические описания изученных разрезов (Федорова, 2005). Тем не менее следует признать, что литология и стратиграфия верхнеюрских отложений ЮЗК изучена недостаточно и крайне неравномерно. С одной стороны, существуют детальные послойные описания разрезов северного борта Байдарской котловины в районе Чернореченского каньона (Швидкий, 1998), дополненные стратиграфическими данными А.А. Федоровой (2000; 2005). В то же время, весьма отличные от них по литологическим признакам и структурному положению отложения южного борта Байдарской и Варнаутской котловин бухты Мегало-Яло остались практически (Архипов, 1958; Лысенко, 1962; 1964) без внимания геологов.

Глава 7. Строение отложений Юго-Западного Крыма

В результате недавней ревизии геологического строения района Байдарской котловины (Бискэ, 1997; Швидкий 1999), была интерпретирована покровно-надвиговая структура верхнеюрских-нижнемеловых отложений и составлена подробная геологическая карта (Федорова, 2005). При составлении карты было использовано свитное деление юрских отложений по В.В. Пермякову с соавторами (1991).

В настоящей работе, на основании литологических критериев и структурной позиции, в пределах южного борта Байдарской котловины, Варнаутской котловины и бухты Мегало-Яло в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях выделено 4 толщи по аналогии с тем, как это было сделано для РПД (Пискунов и др., 2012,а): толща I-b – массивные и слоистые известняки, толща II-b – флишоиды, толша III-b – брекчиевые известняки, толща IV-b – конгломераты с прослоями брекчий. С учетом вышеупомянутых работ и личных наблюдений составлена схематическая карта, на которой отражено пространственное соотношение толщ (рис. 7.1).

Рассмотрим взаимоотношения выделенных толщ, продвигаясь с юга на север.

Южный борт Байдарской котловины образован моноклиналью верхнеюрских пород, наклоненной в С.С.З. направлении, в составе которой снизу вверх залегают: толща массивных и слоистых известняков (I-b), толща флишоидов (II-b) и толща известняковых брекчий (III-b). Известняки толщи I-b образуют поверхность Байдарской Яйлы и обнажаются в обрывах южного эскарпа, формируя уступы в 300-400 м; залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на среднеюрских туфопесчаниках (J2b-bt). Флишоиды толщи II-b деформированы в складки (рис. 7.2) и, таким образом, налегают на толщу I-b несогласно. Оценить мощность толщи не представляется возможным из-за деформаций и плохой обнаженности. Выходы толщи наблюдаются в понижениях рельефа в районе Байдарской яйлы, и далее к северу в овраге Деймен-Дере. Толща брекчий III-b моноклинально погружается в северных румбах (Аз.320°∠10-15°) и образует повышения в рельефе (горы Биюк-Синор, Календы-Баир, Кара-Даг, Кутур-Кая) внутри поля выходов флишоидов толщи II-b и, таким образом, как бы вложена в последние (рис. 7.2). Кроме того, в основании толщи известняковых брекчий в разрезе оврага Деймен-Дере присутствуют горизонты флишоидов с прослоями известняковых брекчий (Аз.180°∠10-15°), отнесенные к толще II-b, которые представляют переходный тип разреза и



указывают на наличие фациальных переходов между этими толщами. Мощность толщи III-b в наиболее крупных непрерывных выходах достигает 300 м.

Рис. 7.1. Карта-схема строения верхнеюрских отложений в районе Байдарской долины, (по Федорова, 2005 с изменениями). 1 – предполагаемые надвиги, несогласные границы толщ; 2 – вертикальные разрывные нарушения; 3 – отложения таврической серии (T₃-J₁); 4 – нерасчлененные среднеюрские отложения; 5 - 9 – верхнеюрские отложения: 5 – толща Ib; 6 – толща II-b; 7 – толща III-b; 8 – толща VI-b; 9 – пограничные отложения юры и мела байдарской свиты; 10 – нерасчлененные нижнемеловые отложения.

К западу, в южном борту Варнаутской котловины, в районе г. Куш-Кая и мыса Айя массивные и слоистые известняки толщи I-b образуют эскарп высотой более 300 м, а далее к западу быстро выклиниваются между среднеюрскими отложениями и вышележащими конгломератами, которые выделены в толщу IV-b. Контакт между конгломератами и известняками либо задернован, либо находится на недоступных склонах, однако, согласно (Швидкий, 1999) известняки толщи I-b срезаны поверхностью

надвига конгломератов. Конгломераты (IV-b) погружаются под крутым углом в С.В. направлении (Аз.30°∠10-15°), а мощность их составляет около 300 м (Швидкий, 1999). На восточном склоне хребта Кокия-Бель толща конгломератов IV-b налегает на флишоиды толщи II-b, а к северу в районе п. Гончарное, замещается ими. Таким образом, положение толщи IV-b, в южном борту Варнаутской котловины аналогично толще известняковых брекчий толщи III-b в южном борту Байдарской котловины.

Юго-Западный борт Варнаутской котловины представляет собой в тоже время восточное крыло крупной антиклинальной складки, в ядре которой, в районе бухты Мегало-Яло, обнажаются среднеюрские флишоиды (Стремухов, 1894; Швидкий, 1999) (Рис. 7.3). В западном крыле складки на среднеюрских отложениях залегают конгломераты толщи IV-b. Контакт среднеюрских флишоидов и толщи IV-b следует считать несогласным, по следующим причинам: 1) конгломераты насыщены обломками верхнеюрских известняков, следовательно, до накопления толщи IV-b должна была накопиться толща I-b; 2) среднеюрские флишоиды представлены дистальными кальцитурбидитами и на границе толщ отсутствуют переходные силикокластические турбидиты - то есть отсутствует постепенный седиментационный переход. Толща конгломератов IV-b падает на запад под крутым углом (A3.275° \angle 30°), мощность выходов от бухты Мегало-Яло до Балаклавской бухты составляет около 700 м.

В центральной части Байдарской котловины (в ее днище) распространены нижнемеловые флишоиды (Успенская, 1969; Бискэ, 1997; Швидкий, 1999). Согласно (Швидкий, 1999; Федорова, 2000, 2005; и др.), нижнемеловые «глины» участвуют в надвиговых деформациях верхнеюрских комплексов Крымской Яйлы. Есть мнение, что они ингрессивно залегают внутри Байдарской и Варнаутской котловин (Архипов и др., 1958; Успенская, 1969) и выполняют понижения в предваланжинском рельефе, вновь «откопанные» на Альпийском этапе⁴.

Вслед за Н.И. Лысенко (1964) мы считаем, что по своему структурному и пространственному положению эти отложения должны быть объединены с верхнеюрскими флишоидами. Скупая обнаженность толщи ІІ-b не позволяет установить контакт этих отложений, но существует ряд косвенных признаков, которые указывают на непрерывность формирования толщи флишоидов. Е.А. Успенская (1969) отмечает, что

⁴ Такая точка зрения предполагает экспозицию верхнеюрских известняков на финальной стадии развития Киммерийской складчатости. Стоит добавить, что к настоящему моменту вопрос о существовании, геологическом выражении и времени киммерийской фазы складчатости, которая когда-то была впервые выделена в Крыму, остается не решенным!

количество прослоев грубообломочных известняков в «нижнемеловых глинах» возрастает вблизи известняковых толщ в бортах долины, что является прямым указанием на наличие фациальных переходов между ними и брекчиевыми отложениями толщи IV-b.

Горы Кутур-Кая, Али-Баир и другие локальные повышения центральной части долины связаны со взбросовыми и/или надвиговыми деформациями. Они сложены снизу вверх флишоидами (толща II-b) и брекчиевыми известняками (толща IV-b). Флишоиды деформированы в складки (рис. 7.4) и разбиты многочисленными срывами. Средняя часть склона г. Кутур-Кая задернована, а в вершинной части обнажаются карбонатные брекчии (рис 7.4). Учитывая деформации флишоидов контакт, безусловно, подорван.



Рис.7.2. Строение верхнеюрских отложений в районе Байдарской долины. 1 - линии рельефа; 2 - несогласные геологические границы; 3 - предполагаемые несогласные геологические границы; 4) выделенные толщи; 5 - среднеюрские отложения.



Условные обозначения: 1 2 3 10-6 4

Рис. 7.3. Вид на бухту Мегало-Яло. В структуре восточного крыла антиклинали виден контакт толщ I-b и IV-b. Внутри поля выходов среднеюрских флишоидов наблюдаются крупные отторженцы-олистолиты. 1 — несогласные границы и вертикальные разрывные нарушения; 2 — отдешефрированная граница толщ; 3 — выделенные толщи; 4 — среднеюрские флишоиды.





Рис. 7.4. А - Структура горы Кутур-кая. Б -Флишоиды деформированны в складки. Длина молотка 30 см. Брекчии толщи III-bзалегают моноклинально, погружаяся в с.в. румбах. Вид с хребта Донгуз-Орун.

Центральная часть Варнаутской котловины покрыта чехлом нижнемеловых флишоидов толщи II-b, а в северном борту обнажаются известняковые брекчии толщи IV, которая погружается в С.В. румбах (Аз.60°∠15-20°). Эти горизонты прослеживаются по простиранию в западной части Байдарской котловины в районе с. Широкое, г. Али-Баир. Залегание слоев в целом близко к таковым в северном борту Байдарской котловины. Любопытно, что некоторые авторы отождествляют эти мощные брекчиевые разрезы с верхнеюрскими (Пермяков и др., 1991) или нижнемеловыми флишоидами (Бискэ, 1997).

Северный и восточный борт Байдарской котловины образован слоистыми известняками различной окраски с маломощными прослоями конгломератов, которые традиционно выделяются в байдарскую свиту (Пермяков и др., 1991). Генеральное направление погружения известняков ориентировано в С.В румбах (A3.30° \angle 10-15°). В Ю.В. борту Байдарской долины эти отложения граничат с толщей IV-b по вертикальному разлому, который хорошо дешифрируется вдоль хребта Торпан-Баир. Согласно А.И. Федоровой (2005) Байдарская свита расчленена снизу вверх на свиты кизил, эли и бечку⁵, которые повторяются в разрезе моноклинали северного борта Байдарской котловины и образуют структуру надвиговых чешуй (Швидкий, 1998; Федорова 2005). Далее к северу разрез надстраивается меловыми отложениями. Суммарная мощность свит кизил, эли и бечку оценивается в 1100 м.

Заключение

В районе Байдарской и Варнаутской долин, а также в окрестностях Балаклавской бухты внутри верхнеюрских отложениях выделено 5 литологически контрастных толщ, которые имеют сложные взаимоотношения друг с другом. Согласно последовательности залегания, снизу вверх выделяются: Толща I-b - массивных и слоистых известняков; Толща II-b - флишоидов; Толща III-b - известняковых брекчий; Толща IV-b конгломератов. Все толщи имеют либо неопределенные, либо подорванные по надвигам контакты. Присутствие брекчиевых прослоев во флишоидах толщи II-b позволяет предполагать ее близкое по времени накопление с толщей III-b, которая нацело состоит из известняковых брекчий. Толща IV-b, в свою очередь занимает положение в структуре аналогичное толще III-b и также содержит многочисленные и мощные прослои брекчий и глыб известняков и вероятно представляет ее фациальный аналог.

⁵ Впервые такое деление предложено Г.А. Лычагиным (Лысенко, 1964; Пчелинцев, 1966; Успенская, 1969)

Глава 8. Sr-хемостратиграфическая характеристика и возраст

В главе рассмотрены процедура и результаты Sr-хемостратиграфическго датирования отложений ЮЗК, которые позволили уточнить возраст исследуемых отложений. В первой части главы проведен синтез биостратиграфических датировок по данным предшественников и некоторые находки автора.

8.1. Биостратиграфические данные и свитное деление

Изученный район относится к Западной Сухореченско-Байдарской структурно фациальной зоне, для которой В.В. Пермяковым с соавторами выделен ряд свит (Пермяков и др., 1991). По мнению автора, существующее деление на свиты имеет ряд недостатков, которые вызывают неудобства при пользовании свитной шкалой в рамках этой работы: 1 - свиты имеют весьма неточную или неясную литологическую характеристику; 2 - свиты часто имеют неопределённый возраст, который, тем не менее, используется как критерий объединения различных по литологии отложений внутри одной стратиграфической единицы. Ниже приведено соотношение выделенных толщ с принятой региональной шкалой (Пермяков и др., 1991), а также имеющиеся данные касательно их возрастной характеристики, приведенные в работах предшественников.

Толща І-b относится к яйлинской свите, которая традиционно воспринималась в объеме среднего оксфордска – нижнего кимериджа (Успенская 1969, Пермяков и др., 1991), и стратотип которой находится на значительном удалении - на хребте Иограф, в районе Ай-Петринской яйлы. Позже для стратотипического разреза на основании изучения фораминифер был обоснован более молодой киммеридж-титонский возрастной интервал (Krajewski, Olszewska, 2006; Krajewski, 2010).

Из горизонтов основания горы Куш-Кая в южном борту Варнаутской котловины известны находки морских ежей и рудистов, которые, по мнению В.Ф. Пчелинцева (1959), относятся к зоне Gregoryceras transversarium среднего оксфорда, однако находки аммонитов отсутствуют и возраст этих отложений определялся во многом на основании взаимоотношения с другими верхнеюрскими горизонтами (Успенская, 1969).

Толща II-b объединяет верхнеюрские и нижнемеловые флишоиды, которые расчленяются на деймен-деринскую (Пермяков и др., 1991) и новобобровскую (Тисленко, 1984; Бискэ, 1997; Швидкий, 1999) свиты.

Возраст деймен-деринской свиты определен как титонский, а стратотип находится в одноименном овраге. Основанием датировки служат многочисленные находки аммонитов, аптих и белемнитов из различных обнажений вдоль южного и западного борта Байдарской котловины.

На северном склоне г. Каланых-Кая (восточная вершина хребта Донгуз-Орун), на западной окраине с. Тыловое найдены какие-то (не указано, определения Е. Д. Калачевой и А. Ю. Глушкова) нижнетитонские аммониты (Бискэ, 1997).

Нижнетитонские виды *Ptychophylloceras ptychostoma, Kossmatia affi. Richteri,* которые характеризуют зону fallauxi международной шкалы (Аркадьев, Рогов 2006; Gradstein et al., 2012), были найдены Н.П. Химишашвили в районе Байдарского перевала (Успенская, 1969). Также, без указания привязки, из верхнеюрских флишоидов известны *Ptychophylloceras ptychoicum, Haploceras leiosoma,* (Успенская, 1969). Из разрезов долины Хайту и оврага Деймен-Дере известны находки аптих *Punctaptyhus punctatus* (определение Е.А. Успенской) и белемнитов *Conobelus conophorus, C. Striangulatus, Diploconus belemnitoides* (определения, Г.А. Крымгольца) (Успенская, 1969).

Н.И. Лысенко приводит находки белемнита Duvalia tithonia, аптих Aptychus punctatus, и аммонитов Rhynchoteutis triangulate, Lytoceras sutile Virgatosphinctes (= Paraulacosphinctes) transitorius, из разрезов г. Биюк-Синор и г. Кутур-Кая. Последний аммонит является видом-индексом верхнетитонской зоны зональной аммонитовой шкалы Крыма (Аркадьев, Рогов 2006; Аркадьев, 2012) и коррелируется с верхнетитонской зоной Durangites международной шкалы (Гужиков и др., 2012).

В с. Подгорное автором были обнаружены мергели, содержащие берриасские формы Berriasella (Picteticeras) sp. ind и Berriasella sp. Ind (определения Е.Ю. Барабошкин), а также характерный для берриаса комплекс остракод Acrocythere alexandrae Neale et Kolpenskaja, Procytheropteron aff. Barkeri Anderson и Hemicytherura moorei Neale (определения М.С. Карпук).

Меловая часть флишоидной толщи II-b охарактеризована белемнитами Pseudobelus bipartitus, аптихами Lamellaptychus didayi, аммонитами Neocomites Neocomiensis, Thurmanniceras Thurmanni и др. (Успенская, 1969), которые характеризуют берриасготеривский интервал и включают руководящие валанжинские формы. Привязка этой фауны отсутствует, однако, вероятно, она происходит из отложений в районе с. Новобобровка, которые считаются стратотипическими.

Флишоиды толщи II-b редко обнажены, повсеместно деформированы в складки. Несмотря на то, что они достаточно хорошо охарактеризованы фауной, отсутствие точных привязок и сложность структуры затрудняет корреляцию между отдельными обнажениями. Толща охарактеризована фауной с титона по валанжин и, по всей видимости, можно проследить тренд постепенного омоложения выходов флишоидов с юга на север в согласии с общим погружением моноклинальной структуры.

Толща III-b может относиться либо к нижней деймен-деринской подсвите которая у В.В. Пермякова с соавторами (1991) «представлена флишоидным переслаиванием серых алевритистых глин и коричневатых обломочных известняков с пачками более мощных обломочных известняков, (мощностью 800 м), либо к байдарской свите, которая содержит «красноцветные брекчиевидные известняки» (Пермяков и др., 1991). А.А. Федорова и А.В. Швидкий (Швидкой 1999, Федорова, 2000; 2005) вслед за Г.А. Лычагиным в объеме байдарской свиты выделяют свиты кизил, эли и бечку. Отложения г. Биюк-Синор (г. Лысая), которые представляет собой наиболее полный разрез толщи IV-b, по их мнению, относится к свите Кизил, и представлены красноцветными рифогенными известняками. Таким образом, мощная толща известняковых брекчий, которая имеет значительную площадь выходов в Сухореченско-Байдарской структурно-фациальной зоне, не имеет ясного отражения в существующих региональных шкалах. Несмотря на такую несправедливость, известняковые брекчии Байдарской котловины многократно упоминались в литературе (Архипов, 1958; Муратов и др., 1960; Успенская, 1969). Традиционно считается, что они являются фациальными аналогами флишевых отложений (толща II-b), и титонских мергелистых известняков Ай-Петринской яйлы (Архипов, 1958; Муратов и др., 1960; Успенская, 1969).

Определения возраста брекчий имеют весьма ненадежный характер. Из разреза близ с. Павловка (вероятно, подразумевается г. Биюк-Синор) А.А. Федорова помимо прочих фораминифер широкого стратиграфического распространения определила в шлифах вид *Epistomina ventriosa* (Федорова, 2005), известные с титона по апт (Кузнецова, Горбачик, 1985). Кроме того, из разреза горы Биюк-Синор Н.И. Лысенко (1964) указывает находки головоногих *Ptychophylloceras semisulcatum, Neolissoceras grasinum, Salfeldiella calypso, Protetragonites tauricus*, *Berriasella privasensis*, которые указывают на берриасский возраст этих отложений.

Разрез г. Биюк-Синор представлен толщей известняковых брекчий (См. выше, овраг Деймен-Дере, толща IV-b), флишоидами и деформированными мергелями с прослоями кальцитурбидитов в основании южного и юго-западного склонов, которые не имеют очевидных взаимоотношений с брекчиями и выделены в толщу II-b. Вероятность нахождения многочисленных остатков головоногих в известняковых брекчиях представляется сомнительной, и они скорее могут происходить из отложений подножья южного склона горы, где в мергелях обнаружена берриасская фауна.

Толща IV-b объединяет конгломераты, разделенные на сухореченскую и калафатларскую свиты, которые имеют верхнеоксфордский-нижнекимериджский и верхнетитонский возраста соответственно (Пермяков и др., 1991). Стратотип находится в районе бухты Merano-Яло. Возраст сухореченской свиты определен на основании находок фауны кораллов *Thamnasteria dendroidea, Callamophyliopsis stockesi, Axosmilia coralline, Stylina lobata, Rhipidogira elegans* (рис. 8.1), ежей *Paracidaris florigemme, Plagiocidaris elegans* и моллюсков *Isoarca trigonalis, Nerinea sequana*, а для калафатларской свиты фаунистическое обоснование отсутствует. Крупные валуны с фауной кораллов и рудистов действительно нередко встречаются в конгломератах толщи IV-b, но они дают представление лишь о возрасте источников сноса и определяют нижнюю границу формирования толщи III-b.



Рис.7.1. Одиночный коралл Rhipidogira elegans в известняковых брекчиях. Осыпь ниже толщи I-b и III-b, южный склон г. Кала-Фатлар.

8.2. Литологические особенности изученных образцов

Стратиграфическая изученность верхнеюрских отложений ЮЗК остается не достаточной для проведения палеогеографических построений, расшифровки структуры и истории формирования этих отложений. Наиболее слабо охарактеризован возраст толщ І-

b, III-b и IV-b, для которых вообще отсутствуют надежные биостратиграфические данные. С целью уточнения возраста в карбонатных толщах I-b и III-b изучен изотопный состав Sr в валовых пробах известняков. Кроме того, из флишоидных отложений толщи II-b изучен состав ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в нескольких образцах белемнитов и аптих.

Для Sr изотопного изучения всего было отобрано 74 образца, равномерно распределенных по мощности в разрезах. Во всех образцах были определены содержания главных и примесных химических элементов (Ca, Mg, Mn, Fe), что необходимо для выбора наименее измененных образцов. В 39 образцах с хорошей сохранностью седиментационных структур, низким содержанием терригенной примеси и низкими концентрациями Fe и Mn была изучена Rb-Sr изотопная система (таб. 8.1).

Для толщи I-b методом SIS возраст определялся в массивных и слоистых известняках, слагающих обрывы южного эскарпа в районе гор. Мердвен-Кая (разрез 1, рис. 9.1), Мшатка (разрез 2, рис. 9.4) и хребта Донгуз-Орун (разрез 3, рис. 9.7). Микрофациальные особенности исследованных известняков различны. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr было измерено в пелоидных вакстоунах (МТ 9), органогенно-детритовых пакстоунах (МТ 10), ооидно-кортоидных грейнстоунах (МТ 11), онкоидных флоатстоунах (МТ 12), тромболитах (МТ 5), микробиально-коралловых баундстоунах (МТ 6), микроболитах *Lithocodium – Bacinella* (МТ 7), интракластовых рудстоунах (МТ 8). Перечисленные МТ соответствуют широкому спектру обстановок седиментации – от внутриплатформенных мелководных фаций (МТ 7-12) до фаций внешней части карбонатной платформы и ее склона (МТ 5-8).

Белемниты и аптихи, которые использовались для уточнения возраста толщи II-b, были найдены в высыпках обнажения юго-западного склона г. Кутур-Кая (Разрез 5, рис. 9.9). Образцы T124-1-1, T124-1-2, T124-1-3 найдены в основании обнажения, T124-7-1, T124-7-2 – в средней части, а образцы T124-11-1, T124-11-2, T124-11-3 – в верхней его части. Помимо разреза г. Кутур-Кая единичный белемнит Pg121-5f был найден в мергелях, выкопанных из колодца в с. Подгорное.

Образцы брекчиевых известняков толщи III-b были отобраны в опорном разрезе г. Биюк-Синор (разрез 4, рис. 9.8). ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопный состав был измерен в микробиальнокоралловых баундстоунах (МТ 6), микроболитах *Lithocodium – Bacinella* (МТ 7) и онкоидных флоатстоунах (МТ 12), представленных в крупных глыбах (более 40 см) и олистолите (более 4 м), детрит-литокластовых грейн-рудстоунах и микробрекчиях (МТ 3,4) формирующих маломощные прослои.

8.3. Диагенез и выбор наименее измененных образцов

В ходе Sr-изотопного изучения карбонатных пород плато Демерджи были рассмотрены основные подходы, которые применяются при оценке пригодности образцов для Sr-хемостратиграфических исследований (Рудько и др., 2014 в печати).

Наиболее важным показателем диагенетического нарушения Rb-Sr систем является степень взаимодействия породы с подземными или метеорными водами, привносящими обычно ⁸⁷Sr (Denison et al., 1994; Кузнецов и др., 2003). Такое взаимодействие обычно выражается в частичной перекристаллизации породы, повышении концентраций Fe и Mn и понижении концентраций Sr (McArthur, 1994). Абсолютные величины отношений Mn/Sr и Fe/Sr, и зависимости между ними, с одной стороны, и изотопным отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, с другой, могут служить индикаторами возможного нарушения первичного изотопного сигнала морских осадков. В качестве критерия отбора неизмененных образцов были приняты значения этих параметров Mn/Sr<0.2 и Fe/Sr<1.6, которые соответствуют наиболее жестким критериям, использованным в работах по изучению докембрийских и палеозойских известняков (Denison et al., 1994; Кузнецов и др., 2003, 2006, 2008).

Номер	MT	C.	Mg,	Mn,	Fe,	Sr,	Mg/Ca	Mn/S	Fe/Sr	87 Sr/ 86 Sr ²
образца		П.,	%	мкг/г	мкг/г	мкг/г	-	r		
1		%								
Толша Ш-ь										
DD126-10	3	1,9	0,36	50	330	233	0,01	0,21	1,42	0.70728
DD126-6	12	0,6	0,25	40	150	218	0,01	0,18	0,69	0.70719
DD125-4	7	0.7	0,32	85	150	211	0,01	0,40	0.71	0.70722
DD125-3	7	1,2	0,27	85	200	217	0,01	0,39	0,92	0.70722
DD122-8	4	3,7	0,22	42	630	207	0,01	0,20	3,04	0.70724
DD122-7	4	1,2	0,33	80	490	246	0,01	0,33	1,99	0.70720
DD122-1	4	1,3	0,32	60	520	259	0,01	0,23	2,01	0.70724
DD121-6	6	2,3	0,37	30	640	256	0,01	0,12	2,50	0.70722
Толща ІІ-b										
Pg121-5f	белемнит			27	280	1430		0,02	0,20	0.70732
T124-11-1	белемнит			48	320	1307		0,04	0,24	0.70722
T124-11-2	белемнит			35	140	1118		0,03	0,13	0.70721
T124-11-3	аптих			740	9300	906		0,82	10,26	0.70722
T124-7-1	белемнит			65	210	1190		0,05	0,18	0.70722
T124-7-2	аптих			1700	11500	557		3,05	20,65	0.70720
T124-1-1	белемнит			53	540	1230		0,04	0,44	0.70717
T124-1-2	аптих			660	7100	1016		0,65	6,99	0.70720
Толща І-ь										
M122-31	10	1,7	0,27	15	290	212	0,01	0,07	1,37	0.70701
M122-30	10	1,7	0,20	20	210	172	0,01	0,12	1,22	0.70702
M122-27	6	0,6	0,13	13	110	174	0,00	0,07	0,63	0.70701
M122-19	10	0,4	0,77	23	91	206	0.02	0,11	0,44	0,70714
M122-18	9	0,5	0,12	5	65	207	0,00	0,02	0,31	0.70702
M122-14	6	0,6	0,30	6	55	214	0,01	0,03	0,26	0,70701
M122-13	6	0,5	0,22	16	52	0,00	0,01	0,05	0,46	0.70713
M122-11	6	0,6	0,30	18	75	0,01	0,01	0,08	0,33	0.70708
M122-9	9	0,5	0,12	20	170	0,00	0,00	0,08	0,65	0.70710
M122-5	11	0,6	0,17	16	100	290	0,00	0,06	0,34	0.70711
M122-4	11	0.7	0,12	12	93	326	0,00	0,04	0,29	0.70709
M122-2	10	0,8	0,13	11	85	273	0,00	0,04	0,31	0.70710
F123-1	8	1,7	0,15	40	190	200	0,00	0,20	0,95	0.70699
F122-3	8	0,9	0,20	40	190	173	0,01	0,23	1,10	0.70700
F121-8	8	2,6	0,31	140	1280	216	0,01	0,65	5,93	0.70699
F121-3	6	0,6	0,20	50	170	194	0,01	0,26	0,88	0.70700
T128-5	11	0,8	0,36	59	130	185	0,01	0,32	0.70	0.70692
T128-4	11	1,0	0,46	51	130	182	0,01	0,28	0.71	0.70692
T126-7	12	1,0	0,41	50	100	131	0,01	0,38	0.76	0.70695
T126-8	12	0,5	0,56	47	100	177	0,01	0,27	0,56	0.70695
T126-9	12	0.7	0,20	42	110	166	0,01	0,25	0,66	0.70691
T127-7	7	0,6	0,36	70	190	134	0,01	0,52	1,42	0.70692
T127-1	5	0.7	0,20	90	230	140	0,01	0,64	1,64	0.70692

Таблица 8.1. Микрофациальные типы (МТ), содержания малых элементов, доля силикокластической примеси (С.П.) и отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в известняках и фауне южного борта Байдарской котловины. Курсивом выделены отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в наименее измененных образцах, удовлетворяющих геохимическим критериям: Mg/Ca<0.02, Mn/Sr<0.2, Fe/Sr<1.6.

Степень сохранности первичных биогенных текстур и вторичной перекристаллизации в изученных образцах довольно близка и обнаруживает единые

закономерности. Все породы без исключения характеризуются закрытой пористостью, что связано с развитием поздних генераций кристаллического спарита. В лучших с точки зрения сохранности образцах спарит выполняет первичную пористость в матриксе породы и замещает редкие арагонитовые биокласты (Рис 8.1а,б). Такие спаритовые цементы, вероятно, представляют собой продукты раннего постсидементационного диагенеза на стадии погружения осадка, однако их перекристаллизация на стадии метеорного диагенеза не может быть исключена. Нередко выделения блокового или зубчатого спарита выполняют вторичные полости не избирательного (non selective solution) (по Tucker, Wright, 1990; Flügel, 2010) растворения и трещиноватость породы, которые образовались на гипергенной стадии и связаны с карстовыми процессами и метеорным диагенезом (рис. 8.1в,г). В наиболее сильно преобразованных породах проявлены следы растворения под давлением в виде стилолитов и развития красноцветных карбонатных цементов (рис. 8.1д,е,ж). Стилолиты часто подчеркнуты выделениями окислов железа, скоплениями нерастворимых минеральных фракций. Красноцветные цементы связаны с развитием поздних генераций гранулярного кальцита, который формирует гнездовидные скопления в полостях и замещает первичные карбонаты. Содержание малых элементов в таких образцах (Fe 1400 – 2760 мкг/г, Mn 250 – 320 мкг/г) заведомо превышает допустимые нормы при исследованиях методом SIS.

Также как в известняках плато Демерджи, измеренные концентрации Sr довольно низки. Среднее содержание Sr в валовых образцах составляет 210 мкг/г и колеблется в пределах от 134 до 326 мкг/г. Значительное понижение концентраций Sr происходит в результате перекристаллизации, по мере замещения метастабильных арагонитов устойчивыми генерациями кальцита (Tucker, Wright, 1990; McArthur, 1994). В отложениях толщи I-b заметен тренд уменьшения концентраций стронция в образцах вверх по разрезу, в направлении поверхности яйлы, которая является водосбором и наиболее сильно подвержена вадозному метеорному диагенезу. Рассматривая возможное нарушение изотопной системы Sr в результате вадозного метеорного диагенеза после экспозиции на альпийском этапе, следует отметить, что 87 Sr/⁸⁶Sr изотопный состав дождевой воды в Средиземноморье заведомо выше верхнеюрских значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Negrel et al, 2010).


Рис. 8.1. а, б, в, г, д, е, ж - Диагенетические изменения в известняках Южного борта Байдарской котловины, микрофотографии без анализатора: а – ооидный грейн-пакстоун

(М122-4). В образце отсутствуют явные следы метеорного диагенеза и, среди других образцов, он демонстрирует наиболее высокие содержания Sr. Основная масса зерен представлена ооидами с микритовыми или детритовыми ядрами и тонкой корочкой с радиальной структурой. В нижней части снимка пакстоун сцементирован морским алломикритом и спаритом, который выполняет первичное поровое пространство. В верхней части снимка зерна грейнстоуна покрыты корочковым цементом, образованным на ранней стадии морского диагенеза. Замещение арагонитов могло происходить на стадии погружения осадка; б – онкоидный флоатстоун (Т126-7), также демонстрирует хорошую сохранность, однако содержания стронция наиболее низкие Sr – 130 мкг/г. Цемент представлен морским пелмикритом. О — поростроматовый онкоид. В ядре онкоида спаритовый кальцит замещает арагонитовый биокласт, в корочке - камеры Lithocodium. Спаритовый кальцит составляет большую долю в объеме породы, нежели в образце М122-4, однако явные следы метеорного диагенеза отсутствуют; в интракластовый рудстоун (F123-1). Полости селективного растворения замещают морской пелмикритовый цемент. Зубчатый спарит по переферии (стрелки) и блоковый спарит в центре полстей, образовались на стадии метеорного диагенеза. Т – теребеллида с геопетальной структурой. Порода удовлетворяет геохимическим критериям отбора принятым в этой работе; г – интракластовый флоатстоун с тромболитовым матриксом (F121-3). В породе развиты полости неселективного растворения, (С) выполненные блоковым спаритом на стадии метеорного диагенеза, кальцитовые жилы (стрелка); д известняковые брекчи (DD122-5). Стилолитовый шов (стрелка) на границе обломков тромболита (т) и интракластового рудстоуна; е – тот же образец, видные поздние генерации цементов брекчий: вадозного микрита (в) и гарнулярного кальцита (светлые кристаллы в микрите); ж – гранулярный микрит замещает (г) реликты обломков в матриксе брекчий толщи III-b. з — белемниты и аптихи (Т124-7) использованные для Srхемостратиграфического датирования. Стрелка указывает на скульптуру аптиха, которая удалялась механическим способом с целью исключить попадание примесей вмещающих пород в пробу.

Несмотря на предельно низкие содержания стронция, концентрации Fe и Mn во многих исследованных образцах не велики и составляют десятки – первые сотни и единицы – первые десятки мкг/г, соответственно (таб. 8.1). Только 13 из 31 образца известняков удовлетворяют критериям отбора, при этом многие из оставшихся образцов характеризуются значениями, близкими к пороговым.

Отношения Mn/Sr и Fe/Sr в известняках не проявляют корреляции с измеренными ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопными отношениями (рис. 8.2). Кроме того, отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr проявляют близость (кучность) значений по разрезам. Для толщи I-b значения отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr заключены в пределах 0.70691-0.70713, для толщи III-b – 0.70719-0.70728.

Наименее измененные образцы толщи I-b, несущие Sr-изотопную характеристику среды седиментации, в большом количестве присутствуют в отложениях г. Мердвен-Кая (разрез 1) и встречаются в отложениях г. Кильсе-Бурун (разрез 2). Среди отложений хребта Донгуз-Орун (разрез 3) образцов удовлетворяющих критериям отбора не

оказалось, что связано с особенно низкими содержаниями Sr в этих породах. Три образца из разреза 3 не значительно превышают установленные пороговые значения геохимических критериев отбора (T126-9, T126-8, T128-4) и могут быть условно рассмотрены как наименее измененные. Более высокие содержания Fe и Mn в образцах (T127-2, T127-7) представленных микроболитами, могут быть объяснены как продукт метаболизма железных бактерий в афотических и дизаэробных микроусловиях (Boulvain et al, 2001). Считается, что микробиальные рифы нередко формировались на значительных глубинах (80-200 м) и даже в зоне кислородного минимума (Leinfelder et al., 1996; Bertling, Insalaco, 1998; Riding, 2002). Отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во всех образцах хребта Донгуз-Орун характеризуются более низкими значениями, нежели в остальных разрезах толщи I-b.



Рис. 8.2. Зависимость отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в изученных известняках от отношений Mn/Sr и

Fe/Sr. Пунктирная линия отделяет область наименее измененных образцов. 1 – толща I-b, 2 – толща II-b, 3 – толща III-b.

Лишь один образец (DD126-6) из толщи III-b удовлетворяет критериям отбора и характеризуется наиболее низким значением 87 Sr/ 86 Sr – 0.70719. Разброс значений 87 Sr/ 86 Sr для образцов в этой толще, в целом, может быть связан как с различным возрастом обломков, так и нарушением изотопных систем в результате диагенеза. При этом изменение изотопного отношения 87 Sr/ 86 Sr происходило в направлении обогащения радиогенным изотопом 87 Sr, так как наименее измененный образец, с точки зрения геохимической характеристики, демонстрирует наиболее низкие значения 87 Sr/ 86 Sr.

Тренд увеличения изотопного отношения стронция в результате диагенеза зафиксирован в подавляющем большинстве исследований осадочных карбонатов (Burke et al., 1982; Koepnick et al., 1990; McArthur, 1994), и подтверждается данными полученными нами по РПД.

Сохранность фаунистических остатков определялась только геохимическим методом на основании содержаний Fe и Mn. Все белемниты имеют высокие концентрации Sr и удовлетворяют геохимическим критериям, принятым для валовых образцов известняков. Аптихи напротив этим критериям не удовлетворяют, что связано с очень высокими содержаниями Fe и Mn, в то время как содержания Sr в среднем ниже, чем у белемнитов. Различия содержаний малых элементов в составе ростров белемнитов и аптих могут быть связаны с особенностями биоминерализации этих организмов. В неизмененных кальцитах белемнитов концентрация Fe, Mn не превышают первые десятки мкг/г, а концентрации Sr составляют более 1000 мкг/г (Price, Sellwood, 1994). Содержания этих элементов в аптихах обычно составляют сотни мкг/г, или даже тысячи для железа, что может быть связано как с диагенезом (Price, Sellwood, 1994), так и с первичной биоминерализацией (Kruta et al, 2009). В трех изученных образцах аптихов заметна отрицательная корреляция концентраций Fe и Mn к Sr, что свидетельствует в пользу частичного диагенетического изменения первичных кальцитов. Сверхвысокие концентрации Fe и Mn и резко пониженные концентрации Sr наблюдаются в образце Т124-7-2. Видимые различия концентраций малых элементов при этом не выражаются в резком изменении изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, которые демонстрируют близкие значения (0.70720-0.70722). Случай сохранения изотопных систем при видимом диагенезе описан в (Price, Sellwood, 1994).

Концентрации малых элементов в рострах белемнитов не обнаруживают корреляции. Содержания Mn и Sr во всех белемнитах соответствуют лучшим показателям первичных кальцитов, но заметно обогащение железом до первых сотен мкг/г в образцах T124-1-1 (Fe – 540 мкг/), T124-11-1 (Fe – 320 мкг/) и Pg121-5f (Fe – 280 мкг/г), которое может быть заимствованно из глинистых минералов (хлорит, гидрослюда), вмещающих мергелей, во время кристаллизации поздних кальцитов в восстановительной обстановке в дигенезе погружения (Price, Sellwood, 1994). Белемнит T124-11-2 удовлетворяет самым строгим геохимическим критериям (Mn <50 мкг/г, Fe <150 мкг/г) (ревизия в Schneider et al., 2009) которые применяются к белемнитам в Sr-хемостратиграфии. Изотопное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в этом образце составляет 0.70721 и, за исключением образцов T124-1-1 (0.70717) и Pg121-5f (0.70732), близко к значениям, полученным для остальной фауны

(0.70720-0.70722). Геохимическая характеристика белемнитов T124-7-1, Pg121-5f при этом удовлетворяет критериям (Fe <300 мкг/г) примененным в классической работе (Jones et al., 1994).

8.4. Sr-хемостратиграфическая корреляция

Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в позднемезозойском океане постепенно повышалось от наиболее низких значений в истории фанерозоя в поздней юре 0.7068 до 0.7075 в середине раннего мела (Burke et al., 1982; Jones et al., 1994; Veizer et al., 1999; McArthur et al., 2001). Таким образом, названный временной интервал потенциально благоприятен для определения Sr-изотопной специфики каждого яруса от оксфордского до барремского.

Методические особенности надежного определения возраста методом SIS рассмотрены в главе 5.4. Sr-изотопная характеристика изучена в трех литологически контрастных толщах (I-b, II-b, III-b) южного борта Байдарской котловины. Для каждой из этих толщ удалось получить изотопные данные, которые не проявляют признаков нарушения первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr среды седиментации (рис. 8.3). Ниже приведены результаты корреляции полученных изотопных значений наименее измененных образцов с существующими Sr-хемостратиграфическими данными, привязанными к аммонитовым зонам. Результаты рассмотрены в порядке от наиболее древних отложений с наиболее низкими значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr к более молодым.

Толща І-b

Наиболее низкие значения 87 Sr/ 86 Sr (0.70691-0.70695) выявлены в отложениях хребта Донгуз-Орун (разрез 3). Несмотря на то, что изученные здесь породы не удовлетворяют строгим геохимическим критериям отбора неизмененных образцов, можно полагать, что они либо сохранили первичную 87 Sr/ 86 Sr изотопную характеристику среды седиментации, либо испытали повышение изотопного отношения. В последнем случае полученные возраста следует понимать как верхний возрастной предел формирования пород. В отсутствии других стратиграфических данных известняков в этом районе, они тем более интересны и должны быть рассмотрены.

Выявленный интервал значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70691-0.70695) коррелируется со Srизотопными данными разрезов Лузитанского бассейна Португалии (0.70692-0.70697, Schneider et al., 2009), которые надежно увязаны с зонами Ataxioceras hypselocyclum – Aulacost Eudoxus. Сопоставление с зонами бореальной аммонитовой шкалы показывает, что эти значения попадают в лакуну изотопных данных между зонами Rasenia сутоdосе и Aulacostephanus autissiodorensis (0.70689-0.70700, Jones et al., 1994) и соответствуют зонам Aulacostephanus mutabilis - Aulacostephanus eudoxus (Gradstein et al., 2012).

Корреляция перечисленных зон не имеет внутренних противоречий и соответствует части нижнего и верхнего кимериджа (Gradstein et al., 2012).

Sr-изотопная характеристика неизмененных известняков из пачки 5 (0.70699) в разрезе 2 (вершинная часть г. Мшатка) и пачки 3 (0.70701-0.70702) в разрезе 1 (г. может быть уверенно сопоставлена с зонами Aulacostephanus Мердвен-Кая) autissiodorensis - Pectinatites scitulus (0.70700-0.70703, Jones et al., 1994) бореальной аммонитовой шкалы и, достаточно условно (по микрофауне), с интервалом Hybonoticeras beckeri – Hybonoticeras hybonotum (0.70702-0.70703, Schneider et al., 2009) тетической шкалы. Перечисленные зоны соответствуют терминальному кимериджу и основанию титона (Gradstein et al., 2012). Более высокие изотопные отношения в неизмененных образцах ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70708-0.70713) получены нами из пачек 1,2 в основании и средней части разреза 1 (г. Мердвен-Кая). Эти значения коррелируются с зонами Pavlovia pallasioides - Pavlovia rotunda (0.70707-0.70714, Jones et al., 1994), зоной Ilowaiskya pseudoscythica⁶ и нижней частью Dorsoplanites panderi (0.70704-0.70716, Gröcke et al., 2003) волжского яруса Русской платформы и тетическими зонами Hybonoticeras hybonotum – M. ponti / B. peroni. (0.70702-0.70712, Schneider et al., 2009). Объем указанных зон в совокупности определяет интервал верхней части нижнего титона (Gradstein et al., 2012). Из сказанного следует, что в разрезе 1 г. Мердвен-Кая наблюдается налегание более древних отложений основания титона на более молодых отложениях верхней части нижнего титона, которое интерпретируется как надвиг.

⁶ Образцы из основания разреза Городище, отнесенные к зоне Dorsoplanites panderi в (Gröcke et al., 2003), в действительности относятся к зоне Ilowaiskya pseudoscythica нижневолжского подъяруса (устное сообщение М.А. Рогова, ГИНРАН)



Рис.8.3. Результаты Sr-хемостратиграфической корреляции на сводных разрезах верхнеюрских-нижнемеловых отложений ЮЗК и РПД. конгломераты, 6 - наименее измененные образцы, удовлетворяющие геохимическим критериям (Mg/Ca<0.02, Mn/Sr<0.2, Fe/Sr<1.6), Линии корреляции указывают на верхний предел возраста обломков известняковых брекчий относительно сводного разреза плато Демерджи и Тирке. Условные обозначения: 1 – известняки, 2 – мергели, 3 – известняковые брекчии, 4 – песчаники и гравелиты, 5 – 7- измененные образцы, 8 – границы крупных стратиграфических и структурных несогласий, 9 – установленные надвиги

Толща II-b

Изотопные отношения 87 Sr/ 86 Sr фауны в разрезе 5 (г. Кутур-Кая) заключены в пределах (0.70717-0.70722) характерных для пограничного интервала верхней юры и нижнего мела. Разрешающая способность метода SIS в интервале терминального титона - нижнего берриаса несколько понижается в следствии выполаживания стандартной кривой (Gröcke et al., 2003) вариаций 87 Sr/ 86 Sr и немногочисленности хорошо датированных определений (McArthur et al, 2001; 2007; Gradstein et al., 2012).

Изотопное отношение 0.70720 измерено в белемните зоны Jacobi, и многочисленные определения с более высокими отношениями характеризуют зону boissieri (0.70725-0.70730, McArthur, 2007) в берриасских разрезах Франции. В отложениях Русской платформы интервал значений (0.70716-0.70720) характеризует зоны от Virgatites virgatus до Craspedites nodiger (Gröcke et al., 2003). Причем верхневолжский интервал разреза заключен в отложениях мощностью менее 1 м со следами размывов, а датировки не многочисленны.

Более высокие значения характеризуют верхнюю часть рязанского яруса восточной Англии в зонах *Surites stenomphalus - Peregrinoceras albidum* (0.70723-0.70726, Jones et al., 1994) и *Riasanites rjasanensis - Surites tzikwinianus* в отложениях Русской платформы (0.70722-0.70726, Gröcke et al., 2003), которые соотносятся со средней-верхней частью берриасского яруса (Gradstein et al., 2012).

Таким образом, белемнит T124-1-1 (0.70717) имеет верхнетитонский возраст, в то время как остальная фауна разреза 4 г. Кутур-Кая (0.70720-0.70722) характеризует терминальный титон (?) и нижний-средний берриас. Находки аммонитов в районе долины Хайту и г. Кутур-Кая (Лысенко, 1963; Аркадьев, Рогов, 2006), подтверждают присутствие верхнетитонских горизонтов.

Изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в белемните из с. Подгорное (Pg121-5f - 0.70732) характерны для ранневаланжинского (*Paratollia Platylenticeras, Peregrinoceras albidum*, 0.70731, Jones et al., 1994; *Tirnovella pertransiens, McArthur et al., 2007*) и позднеаптсокго отрезка стандартной кривой. Учитывая находки берриасских аммонитов и остракод, датировка входит в конфликт с биостратиграфическими данными. Более молодой возраст определенный методом SIS может быть связан с повышением изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в белемните (см. выше) или вмывом ростра в берриасские отложения из эродированных валанжинских горизонтов.

Толща III-b

Лишь один образец (DD126-6) из обломков брекчий толщи III-b удовлетворяет критериям отбора. Определенные в нем значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70719) соответствуют пограничным отложениям юры и мела⁷. Полученные значения соответствуют возрасту отложений источника сноса и соответственно нижнему возрастному пределу формирования верхних горизонтов известняковых брекчий южного борта Байдарской долины. Берриасский изотопный возраст (0.70720-0.70724) обломков из горизонтов основания толщи наиболее вероятно связан с повышением изотопного отношения в породах в ходе длительной диагенетической истории.

Заключение

Возраст толщи І-b в изученных нами разрезах Байдарской долины установлен в объеме от терминальной части нижнего кимериджа – до нижнего титона включительно. Новые датировки противоречат традиционным представлениям о возрасте яйлинской свиты (средний оксфорд-нижний кимеридж, Успенская, 1969; Пермяков и др., 1991), которые также не подтвердились в стратотипическом разрезе (кимеридж-титон, Krajewsky, 2010). При общем С.З. падении толщи наблюдается омоложение пород с запада на восток от хребта Донгуз-Орун к г. Мердвен-Кая, и налегание более древних отложений на более молодые внутри непрерывных разрезов. Последнее обстоятельство позволяет нам утверждать существование послойных надвигов внутри непрерывных разрезов верхнеюрских известняков Крымской Яйлы, которое было предположено ранее (Милеев и др., 1995).

Верхнеюрские-нижнемеловые флишоиды Байдарской котловины достаточно широко охарактеризованы фауной, которая в то же время плохо привязана и недоступна для ревизии. Определения возраста методом SIS и новые находки фауны позволили подтвердить наличие верхнетитонских горизонтов и установить присутствие берриасских горизонтов в южном борту Байдарской котловины.

Возраст завершения формирования карбонатных брекчий толщи III-b не древнее верхнетитонского-нижнеберрисского обломка из ее верхних горизонтов в южном борту Байдарской котловины. Надвигание этой толщи на флишоиды толщи II-b пока не может быть доказано стратиграфически, но подтверждается их близкое по времени формирование и фациальный переход.

⁷ Значения 0.70719 соответствуют границе юры-мела на кривой построенной методом аппроксимации LOWESS (McArthur et al., 2001), опубликованной в последнем издании международной шкалы (Gradstein et al., 2012). Корреляцию с аммонитовыми зонами см. выше.

Возраст конгломератовой толщи IV-b моложе известняков толщи I-b переотложенных внутри нее. Учитывая сходные условия формирования и структурное положение конгломератов этой толщи и толщи брекчий можно условно предполагать их субсинхронное формирование вблизи границы юры и мела.



Глава 9. Седиментологическая характеристика и условия формирования толщ

В главе приведены седиментологические описания и интерпретация разрезов, использованных для реконструкции условий формирования верхнеюрских-нижнемеловых отложений ЮЗК. Седиментология известняков северного борта Байдарской долины (байдарская свита) не рассмотрена, так как мы не располагаем данными, которые могли бы существенно дополнить характеристику приведенную в работах (Успенская, 1969; Швидкий, 1998; 1999; Федорова, 2005). При чтении главы следует обращаться к седиментологическим колонкам, приведенным в качестве иллюстраций разрезов и описанию микрофациальных и литологических типов (приложения 1,2), которые содержат развернутую характеристику и интерпретацию. Описание разрезов в тексте сведено к макроскопической характеристике, установленной в разрезе, описанию взаимоотношений выделенных литотипов и микрофациальных типов, некоторых их особенностей, которые требуют быть отмеченными.

Схема корреляции разрезов в районе ЮЗК показана на рисунке 8.4.

9.1. Толща I-b

Седиментология толщи I-b изучена в трех разрезах, для каждого из которых получены Sr-хемостратиграфические данные. Разрезы расположены в пределах западной части Ай-Петринской яйлы и Байдарской яйлы. Суммарная мощность описанных разрезов толщи I-b составляет около 300 м. Для них в 71 шлифе были описаны микрофации, которые объединены в микрофациальные типы и служат основой интерпретации условий осадконакопления и выделения проградационных комплексов.

Разрез 1

Разрез описан в районе перевала Чертова Лестница, на Ю.В. склоне г. Мердвен-Кая (рис. 9.1). Обнажение на южном эскарпе, наращивается в выходах на поверхности яйлы. Известняки трещиноватые, часто покрыты лишайниками и карстовыми натеками, что затрудняет понимание характера слоистости. На основании датировок методом SIS внутри разреза выявлено налегание более древних отложений нижнего титона на более молодые отложения верхней части нижнего титона. Это взаимоотношение интерпретируется как надвиг. Присутствие хрупких деформаций проявляется также в виде микробрекчий, которые были обнаружены в средней части разреза в шлифах (рис. 9.2).

Пачки в разрезе выделены на основании микроскопических наблюдений.

Пачка 1 представлена темно-серыми и серыми слоистыми известняками, местами отмечается тонкая слоистость с неровными поверхностями. В основании пачки встречены пелоидно-фораминиферовые пакстоуны (МТ 9), которые отличаются резко обедненным составом фауны. Вверх по разрезу они сменяются грейнстоунами смешанного состава с дазикладовыми водорослями, детритом моллюсков и иглокожих, экстракластами микроболитов (возможно онкоидных корочек), редкими ооидами (МТ 10). В средней части пачки встречаются микробрекчии с обломками детрит-пелоидальных пакстоунов (МТ 10). В верхней части присутствуют слоистые ооидные и кортоидные грейнстоуны со следами размывов (МТ 11б). Мощность пачки 33 м.

Интерпретация. Пелоидно-фораминиферовые пакстоуны (МТ 6) накапливались в относительно тиховодных, но мелководных условиях, что следует из их ассоциации с вышележащими онкоидными и ооидными известняками. Осадконакопление могло происходить внутри локальных понижений во внутренней части карбонатной платформы с пониженной гидродинамической активностью или даже застойноводным режимом, на что указывает темная окраска отложений и обедненный состав фауны. Нормально–морской состав фауны, и присутствие зеленых дазикладовых водорослей в вышележащих отложениях однозначно указывают на мелководную обстановку в пределах верхней фотической зоны (Flügel, 2010). Микробрекчии с обломками пелоидальных пакстоунов (МТ 10,12) представляют осадки, возникшие в процессе карстования мелководных отложений лагуны во время субаэральных экспозиций литорали. Возможно тектоническое происхождение этих микробрекчий.

В верхней части пачки появляются высокоэнергетические сортированные грейнстоуны с многочисленными ооидами и кортоидами (МТ 11а). В ооидных грейнстоунах отсутствует песчаная примесь, они характеризуются микроповерхностями размыва, вероятно, связанными с волновым воздействием. Микрофациальное разнообразие в отложениях пачки 1 связано с флуктуациями уровня моря, которые приводили к резким изменениям характера седиментации во внутренней части карбонатной платформы. Отложения пачки 1 обнаруживают тренд постепенного обмеления вплоть до высокоэнергетической литорали.

Пачка 2 начинается с появления горизонтов представленных фенестральными баундстоунами с обломками дазикладовых водорослей, одиночными кораллами, редким детритом раковин моллюсков, скрепленных микроинкрустаторами и микрит пелоидальными цементами (МТ 7). Баундстоуны надстраиваются вак-пакстоунами с

119

раковинным детритом и немногочисленными онкоидами с поростроматовыми рубашками (МТ 10).

Выше встречены фенестральные тромболитовые баундстоуны и микробрекчии с обломками смешанной рифовой ассоциации (МТ 5, 6). В обломках и инситных постройках встречаются: единичные кораллы, тромболиты, плохо сохранившиеся строматопоры, инкрустирующие организмы *Bacinella*, *Crescentiella*, *Koskinobullina*, и достаточно редкие в изученных отложениях кубки губок. Тубифиты *Crescentiella* имеют достаточно крупные размеры (1-3 мм), в тромболитовом матриксе многочисленные фенестры, выполненные блоковым спаритом.

Для пачки 2 характерно отсутствиеие четкой слоистости. Известняки имеют светло-серую окраску и часто покрыты карстовыми натеками. Мощность пачки 39 м.

Интерпретация. Отложения пачки 2 отличаются развитием фенестральных баундстоунов с ассоциацией мелководных инкрустаторов *Bacinella*, *Crescentiella*, *Koskinobullina*, *Taumathoporella* и разннобразными метазоа: различные кораллы и губки плохой сохранности (МТ 12) (Krajewski, 2010; Пискунов и др., 2012б), что указывает на мелководную обстановку. Образование онкоидно-детритовых известняков связано с переотложением мелководного материала в пределах сублиторали. Внутри пачки выделяется 2 рифовых тела мощностью 12-20 м.

Пачка 3. В основании встречены пелоидальные пакстоуны с обломками рифовой ассоциации (МТ 5,8), которые надстраивают крупнообломочные литокластовые флоатстоуны (МТ 10,8) и микробиальные биндстоуны Bacinella- Taumathoporella с единичными онкоидами и коралловым фреймстоунам, с инкрустацией bacinella (МТ 8,7, 6) плохой сохранности. В средней части встречаются пелоидальные вакстоуны с обломками кораллов и инкрустаторов *Taumathoporella* (МТ 9,8). Присутствуют пелоидальные пакстоуны и флоатстоуны с обломками дазикладовых водорослей литуолидами, раковинным детритом, и редкими развитыми онкоидами (MT 10). В верхней части пачки перечисленные разности встречаются в виде литокластовых микробрекчий. Кроме того, в обломках микробрекчий встречены, коралловые баундстоуны с микроинкрустаторами Taumathoporella (МТ 6), поростроматовые онкоиды (МТ 12). Обломки имеют характерную угловатую форму (рис. 9.2), а их размер варьирует от 0.1 до 2 MM. Матрикс в микробрекчиях спаритовый, микроспаритовый или детритлитокластовый. Встречаются микробрекчии с обломками, представленными микритпелоидальной (возможно тромболиты) массой и микроспаритом.

Известняки имеют светло-серую окраску, массивный облик и нарушены системой крупных субвертикальных трещин. Мощность пачки по превышению составляет - 80 м.

Интерпретация. В шлифах устанавливается постепенный переход детритовых осадков, для которых характерна высокая степень микритизации к микроболитам, которые скрепляют детритовый субстрат. Подобные отложения типичны для внутренней части платформы и вероятно представляют биостромы (Пискунов и др., 2012б; Пискунов, 2013). На микроскопическом уровне следы тектонизации в основании пачки не зафиксированы, однако, из этих горизонтов происходят образцы с более низким отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Текстурные особенности пачки 3 завуалированы, так как МТ 9, 10, 12, которые типичны для тонко-слоистых известняков, выглядят массивными. Разнообразный состав микрофаций средней части пачки характерен для мелководной сублиторали. Угловатость, отсутствие алломикритовых седиментационных цементов, и развитие микроспарита в микробрекчиях в верхней части пачки, может указывать на карстовое или тектоническое их происхождение. Такие горизонты, возможно, присутствуют в основании пачки, но не попали в сетку отбора образцов.

Пачка 4. В верхней части разреза микробрекчии сменяются трещиноватыми горизонтами плохо сортированных пак-грейнстоунов с очень разнообразным составом зерен: гастроподами, двуствурками, мшанками, кораллами, иглокожими, пелоидами багамитного типа, микроинкрустаторами *Lithocodium* и *Crescentiella morronensis*. Зерна могут быть цельными, абрадированными или поломанными до мелкого детрита (МТ 10).

Известняки имеют достаточно отчетливую слоистость, которая проявлена в виде поверхностей через 20-40 см (Аз.290°∠30-40°). Мощность 30 м.

Интерпретация. Пак-флоатстоуны и грейн-рудстоуны (МТ 5) верхней части разреза формировались в обстановке относительно высокой гидродинамической активности на сублиторали. Сортировка по слоистости, смешанный состав компонентов, абразия зерен могут быть связаны с процессами многократного переотложения под действием волн или за счет штормовых течений.



Рис. 9.1 Литология и изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в разрезе 1, г. Мердвен-Кая (перевал Чертова лестница). Желтая пунктирная линия – положение разреза, белые стрелки – трещиноватость. Условные обозначения см. на рис. 6.3б.



Рис. 9.2. Фотографии тектонических микробрекчий. А – угловатые микробрекчии сцементированные миероспаритом (стрелка), и блоковым спаритом на более поздней стадии. Видны обломки пелоидального матрикса онкоидного флоатстоуна. Обр. М122-22; Б – матрикс (стрелка) представлен мелкоообломочной брекчией в микроспаритовом цементе. Обр. М122-23.

Разрез 2

Горой Мшатка названы обрывы Южного эскарпа (рис. 9.3), которые расположены в самой западной части Ай-Петринской яйлы. Обнажения южного эскарпа труднодоступны и их посещение возможно только в виде альпинистского восхождения. Нижняя часть разреза (пачка 1, 2, рис. 9.4) описана по тропе на Ю.3. склоне горы Мшатка, которая поднимается на вершину от Старой Ялтинской дороги. Пачки 3, 4 описаны на бровке яйлы по мере подъема к вершине, пачка 5 в вершинной части горы. Пачки выделены на основании микро- и макроскопических наблюдений. Возраст отложений определен методом SIS как терминальный кимеридж – нижний титон.



Рис. 9.3. Обнажение Южного эскарпа горы Мшатка. Трещиноватость и развитие карстовых натечных форм затрудняют понимание слоистости, однако можно отметить в целом более слоистую (стрелки) нижнюю часть горы и массивную – верхнюю.



Рис. 9.4. Литология и изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в разрезе 2, г. Мшатка. Условные обозначения см. на рис. 6.3б.

Пачка 1. В обнажении наблюдаются выходы коричневатых известняков с отчетливой слоистостью (Аз.315°∠35°). Местами читается табулярная или троговая слоистость.

В основании микрофации представлены интракластовыми средне-сортированными грейнстоунами и рудстоунами (МТ 8). Интрокласты представлены тромболитами, реже строматопорами плохой сохранности, другие аллохемы – иглокожими, серпулидами, детритом моллюсков и многочисленными желваками тубифит *Crescentiella morronensis*. Порода часто сцементирована блоковым спаритом, который замещает первичный пелмикритовый цемент. В средней части пачки намечается переход от интракластовых грейнстоунов к баундстоунам через микробрекчии и относительно-крупнообломочные

рудстоуны. Верхняя часть пачки сложена тромболит-строматопоровыми баундстоунами с инкрустаторами *Crescentiella morronensis* и серпулидами (МТ 5, 6с). Мощность 17 м.

Интерпретация. Интракластовые грейнстоуны представляют продукты переотложения тромболитовых и тромболит-строматопоровых рифовых тел. Их накопление могло происходить как в пространстве, разделяющем рифовые тела, имеющие положительный рельеф, так и в верхней части склона платформы. Согласно модели предложенной Р. Лейнфелдером (Leinfelder et al., 2002) исключительно микробиальные и губково-микробиальные рифовые тела тяготеют к образованию на глубине (десятки - первые сотни метров), ниже зоны штормовой агитации с переменным кислородным режимом. Подтверждением относительной глубоководной обстановки может служить обедненный состав фауны представленный олиготрофными организмами способными обитать на глубинах. Отложения накапивались в фациальной зоне рифов и верхней части склона карбонатной платформы.

В Пачку 2 выделены отчетливо-слоистые коричневатые известняки представленные интракластовыми микрофациями (МТ 8). Структура варьирует от пакстоунов до рудстоунов и микробрекчий. В основании пачки отмечаются брекчиевидные слои с троговой и табулярной слоистостью (рис. 9.5а). Косослоистые горизонты разделены хорошо проявленными эрозионными поверхностями через 70-120 см. Среди интракластов резко преобладают тромболиты, прочие зерна представлены обломками иглокожих, серпулид, тубифитами и редкими теребеллидами. Мощность 30 м.

Интерпретация. Отложения пачки 2 представляют продукты переотложения тромболитовых рифов в верхней части склона карбонатной платформы. Косослоистые горизонты сформировались в результате миграции крупной донной ряби под действием однонаправленного течения, внутри каналов разделявших рифовые постройки.

Пачка 3 представлена тромболитовыми баундстоунами со строматопорами (МТ 5, 6с), единичными кораллами, тубифитами *Crescentiella morronensis*, серпулидами иглокожими. Тромболитовый матрикс нередко скрепляет интракласты. Характерно присутствие крупных фенестр с геопетальными структурами. Каверны выполнены друзовым и блоковым спаритовым цементом, реже вадозным микроспаритом и образованы в результате растворения первичных цементов и зерен (не селективное растворение). В средней части встречены горизонты интракластовых флоатстоунов (МТ 8)

В обнажении пачка представлена отчетливо-слоистыми коричневатыми известняками, которые постепенно переходят в неясно слоистые трещиноватые разности. Мощность 12 м.

Интерпретация. Обстановка формирования не отличается от пачки 1. Отложения представляют относительно глубоководные тромболитовые рифы (иловые холмы), которые формируются в верхней части склона платформы. Фенестры с друзовыми цементами и геопетальными структурами, образовались на постседиментационной стадии и представляют результат вадозного метеорного диагенеза.

Пачка 4 представлена слоистыми пелоидально-интракластовыми грейнстоунами и рудстоунами, в которых иногда отмечается градационная слоистость (МТ 4,8). Зерна могут быть слабоокатанными, хорошо сортированными. Цемент поровый спаритовый. В составе обломков резко преобладают тромболиты и пелоиды, отсутствуют типично мелководные аллохемы. Мощность 10 м.

Интерпретация. Известняки пачки 4, по ряду признаков (структура, сортировка, градационная слоистость), близки к МТ 4 – кальцитурбидитам, характерным для гемипелагической седиментации, однако, состав компонентов по-прежнему близок к интракластовым межрифовым микрофациям.

Пачка 5 представлена переслаиванием обломочных и рифовых микрофаций аналогичных вышеописанным, в которых, однако, появляются обломки кораллов, а также раковины гастропод и др. моллюсков (МТ 8). Встречаются прослои хорошо сортированных пелоидальных пакстоунов с редкими теребеллидами и мелкими бентосными фораминиферами (МТ 9).

На поверхности яйлы присутствуют коралловые фреймстоуны (рис. 9.5Б). Пространство кораллами выполнено тромболитовым между пелмикритом, на поверхностях постройки часто нарастают тубифиты Crescentiella morronensis, встречаются инкрустаторы Koskinobullina socialis. Мощность 27 м.

Интерпретация. Состав обломков в интракластовых микрофациях становится более разнообразным и включает относительно мелководные компоненты, на что, главным образом, указывает смешанный состав рифостроителей, в том числе метазоа. В рифовых постройках пачки 6 значительную роль начинают играть колониальные кораллы, иногда создающие каркас (фреймстоуны). Эти отложения накапливались на меньших глубинах нежели тромболитовые рифы, выше зоны воздействия штормовых волн, в пределах фациальной зоны рифов края мелководного шельфа. Пелоидальные пакстоуны с фораминиферами сформировались в результате сортировки зерен внутри низкоплотностных потоков в межрифовых каналах.



Рис. 9.5. Литологические особенности отложений в разрезе 2,г. Мшатка. А - Косослоистые отложения каналов (пачка 2).Б - Коралловый фреймстоун на поверхности яйлы, близ вершины г. Мшатка (пачка 5). Длина молотка 30 см.

Разрез 3

Хребет Донгуз-Орун расположен в самой западной части Байдарской Яйлы, которая отодвинута к северу относительно основной полосы южного эскарпа.

Известняки имеют сложный характер залегания связанный с первичной седиментационной архитектурой карбонатной платформы и, возможно, наложенными тектоническими деформациями (рис. 9.6). В основании залегает пачка (пачка 1, рис. 9.7) массивных известняков, кровля которой полого погружается 3.С.3. румбах (Аз.270- $315^{\circ} \angle 10^{\circ}$). Кровля имеет неровную, волнистую форму, связанную с первичным синседиментационным рельефом. В центральной части хребта, возвышения в современном рельефе напоминающие антиклинальные складки, вероятно, сохранили первичную морфологию рифовых построек. В западной части хребта на пачке массивных биогермных известняков залегают слоистые известняки (пачка 2, рис. 9.7), падение которых либо согласно границе пачек 1 и 2 либо субгоризонтальное с прислонением к кровле массивных биогремных известняков выклинивается. В Восточной оконечности хребта на массивных известняках пачки 1 с крутым падением (Аз.65° $\angle 45^{\circ}$) залегают красноватые отчетливо-слоистые известняки з (рис. 9.7).



Рис. 9.6. Геологическое строение верхнеюрских отложений на хребете Донгуз-Орун. А – Южный эскарп. Показаны взаимоотношения пачек. Б – северный склон. Видны куполовидные тела микроболитовых рифов, крутое падение известняков пачки 3.

Пачка 1 представлена рифовыми микрофациальными типами. В связи со сложностью интерпретации морфологии рифового тела в обнажении, достаточно условно принято следующее соотношение МТ внутри постройки: центральная часть представлена тромболитами с мелкими тубифитами *Crescentiella morronensis* (МТ 5), встречаются тромболиты со строматопорами и инкрустаторами *Koskinobullina socialis* (МТ 5, 6с); Во внешней и вершинной части встречаются микробиальные баундстоуны с инкрустаторами *Bacinella irregularis, Taumathoporella parvovesiculifera,* реже *Lithocodium aggregatum* с микрит-пелоидальными нодулями, мелкими бентосными фораминиферами (МТ 7), микробиально-коралловые баундстоуны инкрустированные крупными *Crescentiella*, с тромболитовой массой выполняющей полости в постройке и иногда алевритовой и песчаной примесью кварца (МТ 5, 6к).

Учитывая морфологию, проявленную в современном рельефе, рифовые постройки имели куполовидную форму с крутым уклоном поверхностей у основания развитой постройки и более пологим уклоном в привершинной части. Прижизненная высота и ширина построек достигала нескольких десятков метров. Кроме того, внутри пачки встречен интракластовый пак-грейнстоун с обломками кораллов и тромболитов в составе которого также присутствуют пелоиды багамитного типа, скелетный детрит с микритовыми корочками, ооиды. Мощность пачки более 50 м.

Интерпретация. Массивные известняки пачки 1 представляют собой микробиальные рифы, в которых основную роль играют микроболиты с неслоистой комковатой структурой на микроуровне. По мере роста рифового тела, помимо тубифит Crescentiella morronensis, на ней начинают заселяться сообщества инкрустаторов Bacinella irregularis, Taumathoporella parvovesiculifera, реже Lithocodium aggregatum, а также строматопоры и кораллы, которые, не образуют каркас постройки и играют подчиненную роль. Морфология и состав рифов близки к верхнеюрским иловым холмам, описанным Р. Лейнфельдером и Д. Шмидтом (Schmid, 1996, Leinfelder et al., 1996, 2002). Высота исключительно тромболитовых рифов не превышала 30 м, крутизна стенок, объясняется способностью микроорганизмов фиксировать и скреплять субстрат, микроорганизмы также ответственны за преципитацию микрита (автомикрит). Считается, что рост исключительно микробиальных рифов происходит при очень низкой фоновой седиментации. Разнообразие рифостроителей на поздней стадии роста биогерма указывает на более мелководные условия. Для микрофаций содержащих кораллы, характерно наличие силикокластической примеси, что также указывает на мезотрофные условия на поздней стадии роста рифового тела. Интракластовые пак-грейнстоуны представляют шлейфовые отложения, осаждавшиеся в понижениях между биогермами или в их кровельной части по мере проградации платформы. В составе интракластовых микрофаций присутствуют зерна принесенные с крайнего мелководья внутренних частей платформы.

Несмотря на широкий спектр условий возможного появления микроболитов (биостромы литорали, пресноводные бассейны), массово микробиальные тромболитовые рифы формируются ниже базиса воздействия штормовых волн на значительном удалении от берега, где их рост не может быть подавлен другими типами рифостроителей.

Пачка 2. В основании представлена пакстоунами с обломками микроболитов, пелоидами багамитного типа, литуолидами, детритом моллюсков и иглокожих. Зерна либо полностью, либо частично (кортоиды) микритизированы (МТ 10). Выше по разрезу пакстоуны сменяются онкоидными флоатстоунами (МТ 12). Ядра онкоидов представлены кораллами, микроболитами, мшанками, серпулидами и часто интракластами с пелоидами и микритом, которые составляют матрикс породы. Рубашки онкоидов поростроматовые (Flügel, 2010) инкрустированные *Lithocodium aggregatum* и фораминиферами. Поростроматовые онкоиды могут достигать значительных размеров (первые сантиметры).

Более мелкие зерна в матриксе представлены детритом моллюсков, иглокожих, пелоидами багамитного типа. Цементы представлены алломикритом и тромболитом. Характерно отсутствие крупных фенестр или геопетальных структур. Вверх по разрезу средний размер онкоидов увеличивается, встречаются микрофации со спонгиостроматовыми онкоидами, для которых характерна плохая сортировака зерен, присутствие крупного разнообразного органогенного детрита, абрадированных и цельных литуолид. Для таких микрофаций более храктерно селективное растворение микритового аллолмикрита в матриксе породы, с замещенеием на блоковый спаритовый цемент. Онкоидные микрофации вверх по разрезу и по латерали замещаются микробиальными биндстоунами с ассоциацией *Lithocodium – Bacinella, Taumathoporella parvovesiculifera*, кораллами (МТ 7). Пачка выклинивается по восстанию, к западу достигает мощности до 30 м.

Интерпретация. Пелоидальные пакстоуны (МТ 10) в основании пачки соответствуют наиболее глубоководной обстановке накопления, вплоть до сублиторали. МТ 10 преимущественно формировались за счет осаждения суспензионных потоков связанных с приливно-отливными или штормовыми течениями, на что указывает смешанный состав обломков, преобладание детрита или абрадированных зерен. Большинство зерен микритизированы и формировалось на крайнем мелководье в зоне активной инфестации (Кабанов, 2000, 2009). Переход к онкоидным (МТ 12) и микробиальным (МТ 7) фациям связан с уменьшением глубины осадконакопления. Микроболиты ассоциации Lithocodium – Bacinella периодически скрепляли онкодный субстрат создавая возможность для роста кораллов, что приводило к формированию биостромов в обстановке открытой и ограниченной лагуны. Наличие ассоциации Lithocodium – Bacinella в слоях онкоидов и биндстоунов свидетельствуют об олиготрофных нормально-морских условиях. По мере уменьшения глубины седиментации вверх по разрезу наблюдается увеличение размера и появление спонгиостроматовых – микритовых онкоидов. Спонгиостроматовые онкоиды подверглись наложенной микритизации после формирования корочки, и, таким образом, длительное время находились в зоне пригодной для инфестации, не подвергаясь захоронению (Кабанов, 2000). Обстановка пониженной скорости седиментации характерна для эфемерных бассейнов ограниченных лагун. Таким образом, внутри пачки 2 прослеживается цикл обмеления от сублиторали и открытой лагуны до ограниченной лагуны. Породы в целом накапливались во внутренней части карбонатной платформы.

Пача 3 представлена ооидными грейнстоунами и рудстоунами. Ооиды составляют значительную часть зерен (более 30%) или резко преобладают над другими компонентами

130

(более 70%), встречаются также обломки иглокожих, реже дазикладовых водорослей и пелоиды багамитного типа непокрытые корочкой. Затравкой служит скелетный детрит, дазикладовые, литуолиды и пелоиды багамитного типа, окатыши тромболитов, тубифиты *Crescentiella morronensis*. Размер ооидов обычно не превышает 1 мм, корочки имеют радиально-лучистую структуру (радиальные ооиды) (МТ 11а). Крупнозернистые разности (1-3 мм) содержат больше зерен непокрытых ооидной корочкой. Компонентный состав в них более разнообразный: крупные обломки кораллов, строматопор и мшанок, цельные раковины гастропод, иглокожие и литуолиды. Однако размер самих ооидов не увеличивается (0.3-1мм), а структура остается радиальной.

Интерпретация. Ооидные пески могут формироваться в широком диапазоне обстановок во внутренней части карбонатного шельфа. Состав зерен более характерен для песчаных отмелей края платформы, так как содержит многочисленные рифовые компоненты и не содержит терригенной примеси. Отложения пачки 3 вполне закономерно надстраивают рифовые образования пачки 1, образуя цикл обмеления. В то же время, крутое падение ооидных известняков указывает на присутствие тектонических деформаций.



Рис.9.7 Литология и изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в разрезе 3, хребет Донгуз-Орун. Условные обозначения см. на рис. 6.36.

Заключение

Изученные отложения толщи I-b в западной части Ай-Петринской яйлы и хребта Донгуз-Орун начали формироваться не позже раннего кимериджа и продолжали накапливаться вплоть до верхнего титона. Наиболее древние горизонты изучены в разрезах хребта Донгуз-Орун, где они представлены фациями микробиальных и кораллово-микробиальных рифов, ооидной отмели края платформы и зарифовых фаций. Известняки г. Мшатка представлены шлейфовыми, рифовыми и межрифовыми фациями верхней части склона карбонатной платформы, которые формировались на границе кимериджа и титона. Отложения г. Мердвен-Кая представлены ооидными и рифовыми фациями фронта карбонатной платформы, которые накапливались в раннем титоне, и надвинутыми на них внутриплатформенными фациями, которые близки по возрасту к отложениям горы Мшатка.

Фации рифов и отмелей, которые присутствуют в разрезах 1 и 3, частично могли входить в состав проградационных структур древнего шельфа, так как они формировались во фронтальной части карбонатной платформы. Рифовые и обломочные известняки, представленные интракластовыми грейнстоунами и рудстоунами (МТ 8) в разрезе 2 г. Мшатка, формировались в верхней части склона карбонатной платформы (Kenter, 2004; Flügel, 2010). На склоне происходило нарастание преимущественно глубоководных губково-микробиальных рифов и периодическое их разрушение в виде мелкообломочных шлейфов. Указанный тип седиментации приводит к постоянной проградации карбонатной платформы в сторону бассейна с образованием клиноформных тел. Морфологические особенности проградационной структуры трудно оценить из-за скрытого характера слоистости в изученных обнажениях и обрывах южного эскарпа. Следует учитывать присутствие тектонических надвигов и других деформаций, которые главным образом определяют характер залегания карбонатной толщи.

9.2. Толща II-b

Толща верхнеюрских - нижнемеловых флишоидов имеет широкое распространение в юго-западном Крыму (Лысенко 1962, 1964-а; б; Успенская, 1969), и в то же время почти повсеместно задернована, или находится в переделах охраняемых территорий Байдарского водохранилища. Изученные нами обнажения южного борта Байдарской котловины, позволяют наметить лишь самые общие черты условий формирования этих пород. Эти данные, однако, могут быть полезны для уточнения условий формирования смежных фаций карбонатной платформы. Наиболее южные выходы флишоидов – пелитовых пород (МТ 1) с прослоями грейнстоунов (МТ 3) – встречены нами, в районе перевала Чертова Лестница, на С.В. склоне г. Мердвен-Кая, где они обнажаются на высоте 536 м (точка М121). Флишоиды деформированы в складки и налегают на известняки толщи I-b. Мощность прослоев грейнстоунов около 10 см, глин – до 40 см. Глины коричневатые карбонатные (CaCO₃ – 32%) с сидеритовыми корками, массивные, после растворения в HCl в остатке ярко-бурые. Кальцетрубидиты представлены прослоями грейнстоунов (МТ 3) мощностью 2-20 см с сидеритовой корочкой в кровле. По-видимому, близкие по литологии флишоиды обнажаются в районе перевала Байдарские ворота (Успенская, 1969), которые нам не удалось наблюдать.

В стратотипической местности – овраге Демен-Дере – выходы флишоидов подстилают толщу брекчий IV-b (разрез 4) и в значительной степени насыщены горизонтами обломочных известняков. Падение флишоидов ($A_3.180 \angle 10^\circ$) не совпадает с генеральным направлением погружения толщи брекчий ($A_3.300 \angle 25^\circ$), что указывает на присутствие складчатых деформаций внутри флишоидов (Бискэ, 1997). Возраст этих отложений, исходя из общего омоложения толщи с юга на север, может быть определен как нижнетитонский. Флишоиды представленны переслаиванием мергелей (MT 1), грейнстоунов и рудстоунов (MT 3) и карбонатных брекчий (разрез 5, пачка 1, рис 9.8) и быстро сменяются вверх по разрезу карбонатными брекчиями с крупными глыбами (олистолитами) массивных известняков (разрез 4, пачка 2, рис. 9.8).

Грейнстоуны (МТ 3) окварцованы, образуют горизонты (5 – 20 см) с четкой подошвой и кровлей. Встречаются в виде наложенных серий или переслаиваются с маломощными прослоями (2 – 30 см) карбонатных глин (МТ 1). Рудстоуны (МТ 3) представлены мощными (до 1 м) массивными прослоями в основании пачек наложенных горизонтов грейнстоунов (МТ 3).

В устьевой части оврага Деймен-Дере, близ дороги от с. Орлиное к перевалу «Байдарские ворота», обнажаются мергели с прослоями известняков, деформированные в складки. Мергели преобладают в разрезе, имеют светло-серую, желтоватую окраску, массивную текстуру внутри пластов. Прослои известняков со структурой вакстоунов (МТ 2) связаны непрерывным переходом от мергелей с постепенным увеличением карбонатной составляющей снизу вверх и имеют резкую кровлю. Грейнстоуны (МТ 3) имеют четкую эрозионную подошву и образуют редкие маломощные прослои.

		_ Структура,			× 875r/865r						_ Структура,			×		87Sr/86Sr			
мощность	иниополна компонента компонента пакасторин прака прак прак			мт в облонка: обстановка обстановка облонка облонка облонка облонка		мощность пачка		литолоия, компоненть	характер слоистости жүдсголн ностолн		мт в обломка	обстановка	0(cQ, D						
120				A112-1-12	8 6 5					250				DD126-1-11	7 12 6 2			•	•
110										240					5 8				
100				DD123-3	5					230	6								
90										220				DD125-6	3				
80										210				DD125-2-5	7				
70			00000							200				DD125-1	3	X			
60	3			DD122-15-16 DD122-11-14	8					190		X							
50				DD122-10	5 9,8 3,4					180	5		00000	DD124-2-5 DD124-1	6 5	\propto			
40					2			•		170		$\left \times\right $							
30				DD122-1-9	7 5 11 8 3 3			•		160		표적 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전 전		A113 -1 -9	8 11,a 6 5				
20				DD121-9	4,8 10 8					150					3				
10	2			DD121-4-8 DD121-3	6			•		140		2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2							
0	1			DD121-2	4 3 1					130	4								

Рис. 9.8. Разрез 4. Литология и изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в обломках известняковых брекчий сводного разреза Южного борта Байдарской котловины. Условные обозначения см. на рис. 6.3б.



Рис. 9.9.2 Разрез 5. Литология и изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в аптихах (1) и белемнитах (2). Фотографии: А – плохо-сортированные плотноупакованные брекчии из основания пачки 2; Б - Хорошо окатанные обломки в известняковых брекчиях, там же; В – обломок рифогенных известняков с обрастаниями колониального коралла *Microsolena*(?).Условные обозначения см. на рис. 6.36.

Схожие по литологии породы обнажаются в подножье г. Кутур-Кая. Вершина Кутур-Кая расположена к северу от п. Тыловое, в З. части Байдарской котловины и это место неоднократно посещалось геологами (Лысенко, 1962, 1964; Успенская 1969; Бискэ, 1997; Федорова, 2005) Здесь описан наиболее представительный разрез титон-берриасских мергелей (разрез 5, пачка 1, рис. 9.9). Возраст белемнитов и аптихов найденных в высыпках флишоидов определен методом SIS как верхнетитонский – нижнеберриасский, находки аммонитов (Лысенко, 1962, 1964) безусловно, указывают на присутствие верхнетитонских горизонтов.

Флишоиды представлены сложным чередованием глинистых мергелей (МТ 1) (10 – 50 см.), прослоев мергелистых известняков со структурой вакстоун (МТ 2) (2 – 20 см) и реже грейнстоунов (5 – 20 см). Глинистые мергели (МТ 1) (СаСО₃ – 40%) имеют массивную текстуру, не содержат крупных включений. В верхней части разреза тонкозернистый мергелистый член ритма становится более карбонатным (СаСО₃ – 58%).

Вакстоуны (МТ 2) образуют более плотные компетентные слои, на поверхности часто покрыты пленкой окислов железа. Поверхность кровли пласта всегда резкая (рис. 9.10а), а в подошве постепенный переход от МТ 1. Зерна представлены кварцевым и плагиоклазовым алевритом, окислами железа, пелоидами, мелким скелетным детритом, редко планктонными фораминиферами, кальцисферами. Редко встречаются крупные обломки тромболитов и других микроболитов (рис. 9.10в). Могут присутствовать текстуры биотурбаций.

Грейнстоуны (МТ 3) имеют эрозионную границу в подошве слоя (рис. 9.10б). Зерна обладают хорошей сортировкой и окатанностью, в основной массе представлены пелоидами и мелкими бентосными фораминиферами, встречается скелетный детрит, литокласты тромболитов.

Мергели, вскрытые в колодце в с. Подгорное (точка Pg121) также весьма схожи с вышеописанными и датированы берриасом.

Далее к северу, в восточной части Байдарской котловины близ ставка в с. Россошанка (точка Rs121), встречены выходы флишоидов, представленных карбонатными глинами (MT 1) с редкими прослоями грейнстоунов (MT 3) (рис. 9.10г). По комплексам остракод для них определен валанжинский возраст. Видимая мощность выходов около 10 м, в верхней части обнажения встречаются валуны известняков до 0.5 м в диаметре. Глина светло-серая, зеленоватая, массивная, с раковистым сколом, плотная, крепкая. Несмотря на отличные макроскопические признаки, порода близка по составу к алевропелитам перевала Чертова Лестница (точка M121) (таб. 9.1).

В подошве грейнстоунов (МТ 3) встречаются механоглифы (рис. 9.10г). В составе преобладают микритовые обломки, крупные пелоиды багамитного типа, неопределенные литокласты, скелетный детрит, ооиды, кварцевый песок, который также встречается в затравке ооидов.



Рис. 9.10. Литологические особенности толщи II-b. А, Б, В флишоиды г. Кутур-Кая (разрез 5, пачка 1). А – переслаивание мергелей МТ 1 и вакстоунов МТ 2 во флишоидах. Видна резкая граница в кровле МТ 2 и постепенный переход в подошве; Б - прослой грейнстоуна МТ 3 в карбонатных глинах МТ 1. Видна резкая эрозионная граница; В – микрофотография МТ 2. Обломок тромболита неравномерно обрастает крупно-кристаллическими выделениями кальцита, которые сформировались до переотложения обломка. В матриксе породы видны следы биотурбаций (стрелка), алевритовая примесь; Г – механоглифы в подошве грейнстоунов во флишоидах с. Россошанка.

	содержание:												
Образец	в породе, %	ороде, % в нерастворимом остатке, %											
	CaCO3	кварц	плагиоклаз	гидрослюда	каолинит	хлорит	смектит	слюда-смектит	хлорит-смектит	цеолит			
RS121	24	71	10	11	2	2	1		2	1			
PG121	39	79	8	7		3		3					
T124-14	58	74	8	13		1	1	3					
T124-5	40	58	13	25		2		2					
DD120	45	69	10	14	4	3							
M121	27	71	9	10	1	1	1	2	4	1			
BL121	17	67	10	12	2	5		4					
0123	12	67	10	12	6	2		2	1				

Таблица 9.1. Минеральный состав глин во флишоидах толщи II-b, бухты Мегало-Яло (келовей, BI121) и мыса Киик-Атлама (верхняя юра, O123).

Интерпретация условий формирования флишоидов толщи ІІ-b

Характеристика флишоидов толщи II-b определяется соотношением И характеристикой фоновых отложений (гемипелагитов) (МТ 1, 2) и кальцитурбидитов (МТ 3, 4). Осадконакопление флишоидов толщи ІІ-в происходило на глубоководье ниже фотической зоны, но выше уровня карбонатной компенсации. Такие условия характерны для дистальных частей рампа, склона и подножья окаймленной карбонатной платформы. близким Флишоиды характеризуются минералогическим составом глинистой составляющей, а различия обусловлены составом и количеством карбонатного в-ва. Литологические особенности гемипелагитов и турбидитов позволяют выделить три типа разреза с различными условиями осадконакопления.

Первый тип разреза характеризуется преобладанием кальцетрубидитов над гемпипелагической седиментацией в осадочной летописи и представлен в основании разреза 5. Эти горизонты характеризуют постепенный седиментационный переход от флишоидов к толще карбонатных брекчий, что позволяет предполагать наличие фациального перехода между толщами II-b и III-b.

Присутствие наложенных горизонтов обломочных известняков указывает на частоту схождения турбидитовых потоков, что наиболее характерно для фаций турбидитовых каналов (Stow, Wetzel, 1990; Гужиков и др., 2012) на склоне или подножье шельфов.

Нижнетитонские флишоиды перевала «Чертова лестница» М121 и валанжинские флишоиды RS121 отличаются пониженным содержанием CaCO₃ (менее 30%) в гемипелагитах (MT 1). В них отсутствуют вакстоуны с микрофоссилиями (MT 2), а кальцетрубидиты представлены лишь наиболее тонкозернистыми разностями (MT 3) и резко подчинены гемипелагитам. По аналогии с более представительными разрезами, описанными в титонских флишоидах двуякорной бухты (Гужиков и др., 2012), такой тип осадочной летописи интерпретирован нами в как отложения межрусловых фаций глубоководных турбидитовых фэнов. Эти отложения выделены во **второй тип**, который характеризует наиболее дистальные и глубоководные фациии толщи II-b, на что указывает практически полное отсутствие аллохем в гемипелагитах и пониженное содержание алломикрита. С другой стороны хорошая сохранность остракод указывает на глубины выше уровня лизоклина (Кеннет, 1987).

Верхнетитонские и берриасские горизонты T124 и DD120 характеризуют третий тип отложений толщи II-b и отличаются высоким содержанием алломикрита (CaCO₃ более 40%) в гемипелагитах (MT 1), которое повышается вверх по разрезу. Фоновые осадки чаще содержат аллохемы (МТ 2) представленные пелоидами, планктонной фауной, бентосными фораминиферами литокластами мелкими И редко тромболитов. Перечисленные характеристики указывают на относительно более проксимальные и мелководные условия по сравнению со вторым типом. Кальцитурбидиты представлены мелкозернистыми разностями (MT 3), а пачки гемипелагитов разделяющие прослои турбидитов превосходят по мощности таковые во втором типе. Это обстоятельство связано с более высокой скоростью седиментации гемипелагитов, которая определяется количеством растворенного CaCO₃ (зависит от глубины и температуры воды), биопродуктивностью или совокупностью этих факторов. Состав и количество силикокластической примеси в гемипелагитах существенно не меняется, что косвенно указывает на неизменные климатические условия и отсутствие крупных магматических событий во время формирования толщи (Кеннетт, 1987).

Пространственное взаимоотношение указанных типов флишоидов не может быть однозначно интерпретировано в рамках палеогеографических построений, однако скорее указывает на сложные тектонические деформации флишоидной толщи и всей структуры ПГКГ в районе Байдарской котловины.

Обнаружение цементов типа собачий зуб (Tucker, Wright, 1990; Flügel, 2010) (рис. 9.10в), на поверхности литокластов в мергелях (MT 1) свидетельствует о том, что тромболитовые рифы подвергались метеорному диагенезу до переотложения внутри гравитационных потоков. Это обстоятельство важно отметить, так как изученные примеры тромболитовых рифов в первичном залегании (яйлинская свита) или в толще брекчий, в настоящее время подвержены карстованию, что приводит к образованию молодых цементов не отличимых от тех, что возникли ранее. Это наблюдение помогает интерпретировать обстановку формирования брекчиевой толщи III-b.

Компонентный состав кальцитурбидитов отражает характер осадконакопления на бровке карбонатного шельфа и его склона, откуда срываются мутьевые потоки. В этом контексте можно отметить присутствие ооидов с кварцевой затравкой и повышенное содержание крупных бентосных фораминифер в валанжинских горизонтах кальцитурбидитов, что указывает, на возможную денудацию внутренних частей платформы в это время. В нижележащих горизонтах зерна кальцитурбидитов в целом характеризуют рифовую ассоциацию, а ооиды происходят из песчаных отмелей края платформы.

Заключение

В верхнеюрских – нижнемеловых флишоидах толщи II-b выделено 3 типа разрезов. Первые 2 типа представляют истинно флишевые глубоководные отложения и характеризуются относительно глубоководной обстановкой седиментации в различных частях глубоководного фэна. Такие отложения характеризуют начальный (нижнетитонский?) и поздний (валанжинский) этап формирования толщи. Третий тип отложений проявлен в позднем титоне – берриасе, когда флишоидное осадконакопелние сменяется более мелководной пелагической обстановкой, в которой накапливаются преимущественно глинисто-карбонатные и тонкозернистые карбонатные илы при подчиненном количестве кальцитурбидитов.

Установленная эпизодичность смены обстановок осадконакопления верхнеюрскихнижнемеловых глубоководных отложений Байдарской котловины имеет много схожих черт с обстановкой формирования флишоидов двуякорной свиты и берриасских отложений мыса Ильи в восточном Крыму (Гужиков и др., 2012).

9.3. Толща III-b

Брекчиевые известняки широко распространены в Южном борту Байдарской котловины, серверном борту Варнаутской котловины и далее к западу в районе Балаклавской бухты.

В пределах Байдарской и Варнаутской котловин мощная (более 400 м) толща карбонатных брекчий залегает на флишоидах толщи II-b. Кроме того, сходные по литологии карбонатные брекчии, переслаиваются с конгломератами толщи IV-b. Наиболее представительные и мощные выходы брекчиевой толщи наблюдаются в овраге Деймен-Дере, по р. Арманка и в районе Узунджинского каньона в южном борту Байдарской котловины. Здесь составлен сводный опорный разрез толщи брекчий (разрез 5). Кроме того, выходы брекчий описаны в вершинной части г. Кутур-Кая (разрез 4, точки T124-T125) и вдоль Ю. 3. борта Байдарской котловины на склонах г. Али-Баир (разрез 6, точка T123) к югу от п. Широкое и г. Чамлы-Баир (разрез 7, точка S125) в долине Сухой Речки. Ниже приведено седиментологическое описание этих разрезов.

Разрез 4

Разрез описан по руслу и в обнажениях левого борта оврага Деймен-Дере. В разрезе (рис. 9.8) наблюдается переход от флишоидов толщи II-b (пачка 1) к толще брекчий III-b (пачки 2,3). Средняя часть разреза (пачка 4) описана по р. Арманка к востоку и сопоставлена по мощности на основании структурных наблюдений.

Пачка 2 представлена слоистыми фенестральными кораллово-микробиальными баундстоунами (МТ 6). Слои имеют различную мощность, характерную сводчатую линзообразную форму, быстро выклиниваются по простиранию, залегают под углом (A3.350° $\angle 20^{\circ}$) к генеральному падению флишоидов, которые полого погружаются в южном направлении (A3.170° $\angle 10^{\circ}$).

Баундстоуны отличаются широким разнообразием микроинкрустаторов обрастающих склерактинии и строматопоры. В шлифах встречены *Lithocodium aggregatum, Crescentiella morronensis, Taumathoporella parvovesiculifera* внутри ассоциации *Lithocodium – Bacinella*. В фенестрах часто проявлены геопетальные текстуры, и друзовые выделения кальцита. Мощность 9 м.

Интерпретация. Известняки пачки 2 представляют собой рифовые образования, на что указывает характер напластования известняков и состав микрофаций. Разнообразный состав мелководных инкрустаторов, развитие метазой, разнообразие цементов, в том числе возможно и ранних метеорных (друзовые выделения в фенестрах, геопетальные текстуры) указывает на мелководные условия формирования биогерма. Несогласное залегание и контрастная литология, по сравнению с нижележащими флишоидами, достаточно ясно указывают на экзотическое происхождение этих известняков и позволяют интерпретировать их как олистолит.

Пачка 3. Непосредственно в кровле баундстоунов пачки 2 залегают линзовиднослоистые рудстоуны, микробрекчии и брекчии (МТ 3, 4), которые вскрываются выше по руслу в точке (DD122) и выделены в пачку 3.

В основании пачки, залегают наиболее массивные линзовидные слои, которые при макроскопических наблюдениях не обнаруживают брекчиевой структуры. Однако в пользу брекчиевой структуры говорит разнообразный состав микрофаций, схожий по многим характеристикам с обломками вышележащих, достоверно брекчиевых, горизонтов. Часть изученных из этих горизонтов микрофаций представлена микробрекчиями (МТ 4) с кварцевой примесью сцементированными ожелезненным микроспаритом, которые составляют матрикс в брекчиях. Кроме того, обломки брекчий представлены рудстоунами смешанного состава (МТ 3), баундстоунами (МТ 6),

тромболитами (МТ 5) и микроболитами (МТ 7), интракластовыми пак-флоатстоунами (МТ 8), реже детритовыми пакстоунами с покрытыми зернами и онкоидами (МТ 10, 13) и вакстоунами с микрофоссилиями (МТ 2).

В средней части пачки слоистые (20 - 40 см) рудстоуны и микробрекчии (размер обломков 0.5 – 2 см) смешанного состава (МТ 3, 4) переслаиваются с более мощными горизонтами брекчий (до 1.5 м). Встречаются единичные горизонты насыщенные галькой кварца и песчаника. Брекчиевая структура проявлена достаточно отчетливо. Мощность горизонтов пропорциональна размеру обломков. Типична плохая – средняя сортировка, средняя окатанность и изометричная форма, плотная упаковка обломков. Размер обломков обычно пропорционален мощности слоя. В матриксе между обломками часто отмечается красный, рыхлый пелитоморфный известняк. В обломках встречены тромболиты с *Koskinobullina socialis*, фенестральные тромболиты (МТ 5), детритовые вакстоуны (МТ 9), интракластовые пакстоуны (МТ 8). Микробрекчии и рудстоуны отличаются обилием скелетного детрита иглокожих и моллюсков, присутствием микритового порового цемента, плохой окатанностью обломков.

Верхняя часть пачки характеризуется преобладанием микробрекчий и относительно маломощных прослоев брекчий. Мощность 82 м.

Интерпретация. Изменчивая мощность, гранулометрический и микрофациальный состав слоев, присутствие выраженной стратификации, указывают на первично седиментационное происхождение известняковых брекчий. Горизонты грубых, валунных брекчий представляют шлейфы обрушения края платформы, которая испытала раннюю литификацию. В составе грейнстоунов и рудстоунов присутствуют переотложенные карбонатные зерна (аллохемы), которые не испытали ранней литификации. Текстурные характеристики не позволяют интерпретировать характер осадконакопления в деталях. Предполагается, что брекчии с валунами образовались в результате схождения гравитационных (дебрисные, гиперконцентрированные потоки, частично турбидиты, оползневые потоки) (Dasgupta, 2003) подводных потоков (ЛТ 5). Разнообразный состав обломков является характерной чертой осадочных брекчий фронта платформы (Flügel, 2010). В числе прочих микрофациальных типов преобладают интракластовые и тромболитовые типы, которые поступают с бровки платформы. Таким образом, брекчиевые известняки пачки 3 могут быть интерпретированы как шлейфовые отложения склона карбонатной платформы. Тренд уменьшения мощности прослоев брекчий вверх по разрезу, возможно, следует объяснять переходом от подножья склона, где под действием гравитационных течений осаждаются наиболее грубые осадки, к склоновым отложениям.

Пачка 4. Русло р. Арманки промывает толщу брекчий по направлению падения пластов. В связи с этим, здесь можно наблюдать изменение литологии по латерали и многие текстурные особенности известняковых брекчий, обычно плохо проявленные в других изученных разрезах.

В основании пачки преобладают массивные линзовидные прослои брекчий мощностью от 30 см до 1 м. Размер обломков варьирует от 10 см до 60 см в диаметре. Обломки, в том числе и наиболее крупные глыбы, обычно имеют изометричную форму, плотно упакованы. В редких случаях удается наблюдать текстуру обратной градации, которая проявлена в неплотно упакованных брекчиях, в которых обломки плавают в матриксе. Поверхности пластов четкие, неровные (рис. 9.11а). На границе слоев часто наблюдается красный пелитоморфный карбонатный материал цементирующий породу. Маломощные слои (до 30 см) могут выклиниваться крайне быстро и наблюдаются в пределах первых метров по латерали. Более мощные горизонты (до 1.5 м) также выклиниваются в пределах первых десятков метров по латерали.

В составе обломков (выборка 12 штук из одного слоя) встречаются интракластовые (МТ 8), тромболитовые (МТ 5), микробиально-коралловые (МТ 6) микрофации.

В матриксе брекчий зерна представлены как вышеперечисленными литокластами так и микритовыми не окатанными зернами, серпулидами, иглокожими, реже детритом моллюсков и др.

Вверх по разрезу в брекчиях встречаются маломощные линзы песчаников, терригенная примесь в значительной степени насыщает матрикс брекчий. Встречаются горизонты с отчетливо проявленной обратной градационной слоистостью (рис. 9.11б). Для них характерно наличие четких поверхностей, угловатая форма обломков, которые плавают в песчано-карбонатном базальном матриксе. Кварцевые, кварцитовые и сланцевые зерна в матриксе таких брекчий обычно средне или плохо окатанные, а среди карбонатных зерен достаточно часто встречаются цельные крупные литуолиды, ооиды и детрит иглокожих. Мощность описанных горизонтов с обратной градацией составляет 20 - 40 см. В составе обломков преобладают МТ 5, 6, 8, встречены ооидные грейнстоуны с кварцевыми зернами в затравке (МТ 11б), сортированные грейнстоуны (МТ 3), биокластовые пакстоуны с дазикладовыми водорослями (МТ 10, 12).

В кровле пачки залегают сортированные плотноупакованные брекчии с терригенной примесью, в которых отчетливо отмечается выклинивание и прислонение горизонтов брекчий, которое напоминает крупномасштабную разнонаправленную пологую косую слоистость. Мощность пачки около 55 м.


Рис. 9.11. текстурные особенности известняковых брекчий пачки 4. А - видна изменчивая мощность, резкие, неровные границы в подошве и кровле пластов. Б - Известняковые брекчии с обратной градационной слоистостью. Толща III-b, г. Биюк-Синор. - Длина молотка 30 см.

Интерпретация. Горизонты брекчий описанные по р. Арманка имеют схожий облик с брекчиями пачки 3, однако, в них лучше проявлены текстурные признаки, что

позволяют более уверенно охарактеризовать обстановку накопления. Сортировка брекчий исключает их оползневое происхождение, а обратная градация является типичным признаком отложений дебрисных потоков (Lowe 1982; Dasgupta, 2003; Gani, 2004). В составе обломков преобладают тромболиты (МТ 5), микробиально-коралловые баундстоуны (МТ 6), интракластовые микрофации (МТ 8), источником которых служат рифы карбонатной платформы, однако, в верхней части пачки присутствуют микрофации фациальной зоны внутренней части платформы (МТ 11б, МТ 12). Присутствие значительного количества терригенной примеси и наличие МТ характерных для внутренних частей карбонатной платформы (МТ 11а), можно связывать с влиянием русловых процессов, в результате которых материал захватывался с проксимальных частей платформы. Появление таких фаций может быть связано с развитием регрессии. Следует отметить присутствие слабоокатанных кварцевых зерен песчаной размерности, которое не поддается простому объяснению.

Пачка 5 описана на 3. склоне г. Биюк-Синор. Корреляция по мощности с нижележащими отложениями проведена на основании измерения элементов залегания. Пачка представлена выходами плотноупакованных брекчий насыщенных терригенной галькой (рис. 9.12в) с прослоем среднезернистых песчаников с разнонаправленной крупномасштабной косой слоистостью. Последняя близка по архитектуре к обратной бугорчатой слоистости типа swaley cross-stratification (Dumas, Arnott, 2006) (рис. 9.12a), но может являться и очень крупной троговой слоистостью (Лидер, 1986). Точное установление текстуры невозможно в связи с небольшой площадью выхода и невозможностью наблюдать ее детали в разных плоскостях. Известняковые обломки брекчий в значительной степени окатанны (рис. 9.12б) имеют относительно крупный размер (5 - 10 см), кварцевые и песчаные гальки (до 5 см) рассеяны в породе, образуя текстуру типа «пудингов». В матриксе брекчий встречаются карманы песчаного материала. Песчаники полимиктовые с преобладанием кварца, микрокварцитов, сланцев, микритовых карбонатных зерен, цемент глинисто-микритовый поровый с выделениями хлорита. Граница песчаников и вышележащих конго-брекчий проявлена четко и позволяет замерить элементы залегания (324∠10°) В составе обломков брекчий встречены тромболиты с теребеллидами и другими инкрустаторами (МТ 5), и микроболиты с кораллами (МТ 6). Видимая мощность отложений не превышает 10 м.



Рис. 9.12. З Литологические особенности пачки 5. А – обратная бугорчатая слоистость swaley cross-stratification. Б - внутренняя структура известняковых брекчий. Видны окатанные обломки. В – терригенная примесь в составе известняковых брекчий (конглобрекчии).

Интерпретация. Брекчии представляют отложения гравитационных потоков или обвалов (лавин). Маломощные прослои песчаников с текстурой swaley cross-stratification могли образоваться в результате осаждения суспензии под действием крупных волновых разнонаправленных осцилляций и представляют типичные отложения штормов (Рединг и др., 1990; Dumas, Arnott, 2006). Троговая слоистость часто характеризует русловые фации и, так или иначе, связана с продолжительными однонаправленными течениями (Рединг и др., 1990). Карманы песчаного материала в матриксе брекчий, образовались в результате выполнения первичных крупных пустот между обломками нижележащих слоев. В большинстве случаев такие тонкозернистые отложения были подвержены эрозии в результате схождения новых гравитационных потоков несущих грубые осадки.

Окатанность известняковых обломков, вероятно, связана с обработкой под действием волновой агитации. Брекчии пачки 5 возможно накапливались на глубинах в первые десятки метров, в зоне воздействия волн в плохую погоду, или же представляют фации каналов на склоне карбонатной платформы. Формирование последних должно быть связано с развитием регрессии, которая обусловила поступление песчаного и галечного материала.

Пачка 6 описана вверх по 3. склону г. Лысая и включает горизонты обнаженные в вершинной части горы. В разрезе преобладают грубообломочные, мощные глыбовые горизонты брекчий и редко встречаются прослои грейнстоунов (МТ 3) и рудстоунов иногда с песчаной примесью. В нижней части пачки слои несколько лучше стратифицированы и залегают под углом до 25°. В вершинной части 3. склона слоистые брекчии приобретают наиболее хаотичный неясно-слоистый облик, встречаются крупные красноватые и светло-серые валуны до 1 м в диаметре. Характер слоистости напоминает крупномасштабные косые серии с крутым углом падения передового слоя. В южном направлении, в вершинной части г. Лысая, горизонты хаотичных брекчий быстро замещаются отчетливо слоистыми брекчиями с примесью кварцевой и песчаной гальки. Состав обломков отличается высоким разнообразием МТ, встречаются: тромболиты (МТ 5), фенестральные микроболиты (МТ 6), микроболиты Lithocodium – Bacinella с дазикладовыми, крупными фораминиферами, покрытми и микритизированными зернами (МТ 7), интракластовые пакстоуны (МТ 8), вакстоуны с кальпионеллидами (МТ 2), онкоидные флоатстоуны (MT 12). Для большинства изученных микрофаций характерно присутствие признаков вадозного метеорного диагенеза, однако, нельзя однозначно сказать формировался ли он до переотложения известняков в виде брекчий, или на гипергенной стадии. Мощность пачки 60 м.



Рис. 9.13. Характер слоистости известняковых брекчий пачки 6. А – заметно увеличение мощности прослоев вверх по разрезу, линзовидный характер слоистости и возможно клиноформное строение толщи в верхней части обнажения; Б – налегание крупнообломосных брекчий на мелкообломочный грейнстоун. Длина молотка 30 см.

Интерпретация. Разнообразный состав МТ, в том числе присутствие внутриплатформенных мелководных МТ в составе брекчий, наличие терригенной примеси свидетельствуют о том, что брекчии пачки 6 формировались в результате разрушения внутренних частей карбонатной платформы. Наиболее грубый состав обломков (в том числе глыб и валунов до 1.5м), их хаотичное нагромождение в виде масштабных косых серий, может быть связано с формированием вблизи рифов в верхней части склона (Flügel, 2010; Sano, Tamada, 1994). Сортированные грейнстоуны (МТ 3) могли формироваться, как результат плотностного расслоения в процессе одноактного схождения высокоплотностных потоков или же, как самостоятельные турбидитовые потоки.

Разрез 5

Здесь приведено описание отложений толщи III-b в разрезе 5 (рис. 9.9), которые выделяются в пачку 2..

2 представлена Пачка пестрыми слоистыми плохо сортированными известняковыми брекчиями. Контакт с подстилающими флишоидами (пачка 1) задернован. В основании пачки 2 присутствуют горизонты, в которых крупные обломки в значительной степени окатаны и имеют уплощенную форму. Мощность прослоев варьирует от 30 см до 1.5 м, поверхности часто неотчетливые, что затрудняет определение характера градации обломков внутри слоя. Состав обломков крайне разнообразный, присутствуют: микроболиты с кораллами (МТ 6), сортированные микробрекчии – рудстоуны (MT 4), пелоидальные пакстоуны с интракластами тромболитов (MT 8), онкоидные флоатстоуны (МТ 12), микроболиты Lithocodium – Bacinella (МТ 7), детритовые пакстоуны с покрытыми зернами и пелоидами (MT 10). Видимая мощность около 30 м

Интерпретация. Различная степень окатанности, плохая сортировка, преобладание мощных горизонтов валунных брекчий и крайне разнообразный состав обломков сближает эти отложения с наиболее высокими горизонтами сводного разреза южного борта Байдарской долины (разрез 4, пачка 6). Хорошо окатанные уплощенные известняковые гальки образуются в условиях пляжей под воздействие волновой агитации.

Их присутствие указывает на то, что источником материала могли служить прибрежные фации карбонатной платформы.

Разрез 6

К Югу от п. Широкое, в карьере у подножья г. Али-Баир и на ее южном склоне описан разрез известняковых брекчий (рис. 9.14а).

В пачку 1 выделены горизонты обнаженные в карьере. Их отличает пестроцветный облик (рис. 9.15б), плохая сортировка, присутствие крупных валунов, различная мощность прослоев. Характер стратификации часто плохо читается из-за наложенной трещиноватости возникшей в результате техногенной выработки. Обломки имеют контрастную желтоватую, светло-серую или красноватую окраску, угловатую, но обычно изометричную форму. Матрикс представлен микробрекчиями и рудстоунами, выполняет пустоты между соприкасающимися обломками и реже облекает их. Встречаются разности, которые скорее следует называть стило-брекчиями. Для них характерна очень плотная упаковка крупных угловатых обломков, на границах которых видны стиллолиты. Вдоль стилолитовых швов развиты красные пелитоморфные выделения CaCO₃ (рис. 9.15г). Многократно пересекаясь, такие жилы образуют гнезда пелитоморфных выделений (рис. 9.15в), которые на микроскопическом уровне проявлены в виде гранулярного ожелезненного кальцита, иногда с выделениями доломита. Кроме того, в стило-брекчиях встречаются крупные карстовые пустоты, выполненные слоистым вадозным микритом, который можно легко наблюдать невооруженным глазом. Слойки вадозного микрита в различной степени окрашены окислами железа и иногда содержат алевритовую примесь терригенного вещества. Можно наблюдать изгибание этих слойков и полистадийное выполнение крупных пустот. Вышеописанные стило-брекчии имеют массивный – неслоистый вид. Микрофации в этой пачке не изучены, однако, при макроскопических наблюдениях легко диагностируются разнообразные детритовые известняки, коралловые фреймстоуны (рис. 9.15а), микробрекчии. Видимая мощность не более 25 м.



Рис. 9.14.4 Разрезы 6, 7. А – разрез 6, г. Али-Баир; Б – разрез 7, г. Чамлы-Баир. Условные обозначения см. на рис. 6.3б.



Рис. 9.15.5 Литологические особенности известняковых брекчий пачки 1. А – коралловый фреэмстоун в обломке брекчий; Б – микробрекчии в матриксе известняковых брекчий. Обломки щаще имеют угловатую форму; В - слоистый крсноцветный вадозный микрит в полости растворения. Видны изгибания слоев и следы хрупких деформаций, возникшие после того как полость начала заполняться. Г- стило-брекчии. Заметна различная окраска обломков. Стилолитовые швы нарушают структуру микробрекчий, которые изначально служили матриксом породы и образовались на более поздней стадии.

Пачка 2 наращивает разрез после задерновки (≈20 м), представлена слоистыми известняковыми брекчиями и микробрекчиями, которые плохо диагностируются при полевых наблюдениях. Послойное опробование микрофаций выявляет смешанный состав известняков и наличие типичных микробрекчиевых прослоев, обломки представлены: кортоидными рудстоунами с обломками ассоциации *Lithocodium – Bacinella*, пелоидно-кортоидными грейнстоунами со скелетным детритом (МТ 10), фенестральными тромболитами с крупными тубифитами *Crescentiellla* (МТ 5), литокластовыми рудстоунами и микробрекчиями (МТ 4), и кораллово-миробиальными баундстоунами (МТ 6). Видимая мощность 48 м.

Интерпретация. Такие признаки как плотная упаковка, плохая сортировка, присутствие крупных глыб, наличие микробрекчий в матриксе породы характерны для

осадочных брекчий верхней части разреза 4. Следует полагать, что брекчии г. Али-Баир также накапливались за счет схождения каменных лавин и различных гравитационных потоков в подножье карбонатной платформы. В составе обломков преобладают микрофации склона платформы (МТ 8, 5), ее бровки (МТ 5, 6), встречаются микрофации открыто-морской сублиторали (МТ 10), что свидетельствует о том, что платформа подвергалась разрушению в ее внутренней части. Стило-брекчии и карстовые полости, выполненные слоистым вадозным микритом, нарушают первичную седиментационную структуру. Эти образования обусловлены диагенетическими и тектоническими процессами, которые также могут приводить к формированию мощных и достаточно разнообразных по структуре известняковых брекчий (Щерба, 1978; Kovačić, Mrinjek, 1994; Vlahović et al., 2002).

Разрез 8.

Мощный разрез известняковых брекчий наблюдается в левом борту долины р. Сухая речка на восточном склоне г. Чамлы-Баир (рис. 9.14б). Брекчии относительно хорошо обнажены, имеют отчетливую стратификацию, разнообразный состав обломков, который подчеркивается пестрой окраской.

Интерпретация дана совместно, после описания всех пачек.

Пачка 1 представлена плотноупакованными плохо и средне сортированными брекчиями. Средний размер обломков варьирует в пределах 3-7 см и может достигать 20 см. Единичные изученные микрофации в обломках представлены микробрекчиями с экстракластами тромболитов (МТ 4) и фенестральными тромболитами с крупными тубифитами (МТ 5). Слои падают под крутым углом (Аз. 30-80∠30°) в С. В. направлении Видимая вертикальная мощность пачки 10 м.

Пачка 2. По резкой эрозионной границе, с угловым несогласием на брекчиях пачки 1, под более пологим углом (Аз. 0∠5-10°) залегают слоистые микробрекчии и брекчии. Они отличаются менее грубым гранулометрическим составом и хорошей сортировкой, плотной упаковкой, отчетливой слоистостью. Размер обломков не превышает 4 см, поверхности проявлены через 10-40 см. Мощность пачки 9 м.

Пачка 3. На слоистых брекчиях пачки 2 по резкой границе залегают сортированные слоистые плотноупакованные конгло-брекчии, представляющие смесь карбонатных обломков с кварцевой и песчаной галькой, которая рассеяна в породе образуя текстуру типа «пудинговых конгломератов» (рис 9.16а). Гальки имеют средний размер (2-7 см), изометричную форму, уровни скопления галек могут подчеркивать

слоистость в породе. В отдельных горизонтах может быть различима плохо проявленная троговая (h – 20 см, 1 – 60 см⁸) слоистость. Резкие эрозионные поверхности проявлены через 0.4-0.8 м. Известняковые обломки средне плохо окатаны могут достигать 10 см в диаметре. Матрикс представлен гравелитами с карбонатными зернами и цементом. К кровле пачки количество силикатного материала постепенно уменьшается. В обломках известняков в нижней части пачки, встречены фенестральные тромболиты и микроболиты с неопределенными типами инкрустаторов, серпулидами, теребеллидами (MT 5). Мощность 6 м.

Пачка 4. Выше по разрезу конглобрекчии быстро сменяются слоистыми красноватыми известняковыми брекчиями. Мощность прослоев и размер обломков брекчий вверх по разрезу постепенно увеличивается, вплоть до хаотичных неясно слоистых брекчий с валунами до 2 м в диаметре. Мощность пачки 42 м.

Пачка 5. Выше залегают конглобрекчии аналогичные описанным для пачки 3. Мощность 3 м. Разрез венчается красноцветными грубообломочными брекчиями (пачка 6), которые слагают вершинную часть горы.



Рис. 9.16 Литологические особенности разреза 8. А – пудинговые конгломераты пачки 3; Б – крупные глыбы известняков в брекчиях в правом борту Сухой речки, пачка 1.

Интерпретация. Известняковые брекчии и микробрекчии пачек 1, 2, 4, 6 интерпретированы как отложения несвязных высокоплотностных потоков. Резкое угловое несогласие между пачками 1 и 2 может объясняться изменением направления транспортировки осадков внутри конусов выноса, связанным с изменениями рельефа склона. Отложения конглобрекчий в пачках 3 и 5, связаны с событиями поступления

⁸h — максимальная высота трога - от эрозионной поверхности в его подошве до эрозионной подошвы срезающей трог, I — максимальная длина трога, ограниченная эрозионными границами по латерали.

терригенного материала в область карбонатной седиментации в подножье платформы. Литологические особенности этих пачек в целом сходны с описанными для пачки 5 в разрезе 4. Образование пудинговых конгломератов связано с активным поступлением терригенного материала по руслам и внутри дистрибутивных каналов в подножье склона карбонатной платформы. Седиментация внутри таких русел была обусловлена действием продолжительных однонаправленных течений, под действием которых материал транспортировался волочением, а также гравитационными процессами. Наиболее массивные горизонты конглобрекчий, в которых имбрикация галек не проявлена, могут представлять оползневые тела. Косослоистые пудинговые конгломераты представляют отложения миграции крупной донной ряби. В результате активного формирования наносов образованных известняковыми брекчиями, каналы быстро меняли направления или отмирали, что подтверждается небольшой мощностью пачек конглобрекчий. В составе обломков встречены микрофации, которые характеризуют рифовую и склоновую фациальную зону карбонатной платформы.

Заключение

Толща известняковых брекчий имеет широкое распространение в Юго-Западном Крыму. Она занимает промежуточное положение в структуре между выходами верхнеюрской карбонатной платформы (толща I-b) и флишоидами (толща III-b). Это обстоятельство, а также многочисленные подтверждения осадочной природы брекчий, позволяют интерпретировать ее как грубообломочные склоновые отложения фронтальной части карбонатной платформы. В составе отложений толщи IV-b присутствуют мегабрекчии (Flügel, 2010), образование которых связано с сейсмическими событиями и ранней литификацией известняков, которые служат источником обломочного материала. Уровни более активного поступления терригенного материала связаны с регрессивными событиями, во время которых осадконакопление могло происходить на небольших глубинах.

Верхнеюрский возраст некоторых обломков карбонатных брекчий в Южном борту Байдарской котловины синхронен возрасту смежных флишоидных фаций. Учитывая, что толща брекчий фациально замещает верхнеюрские-берриасские мергелистые отложения карбонатной платформы в центральной части Ай-Петринской яйлы и мергели толщи II-b, следует полагать, что ее формирование происходило субсинхронно.

154

9.4. Толща IV-b

Отложения толщи IV-b включают конгломераты, известняковые брекчии и конглобрекчии. Грубый гранулометрический состав и присутствие плохо окатанных известняковых обломков сближает их по литологической характеристике с толщей III РПД. В составе конгломератов участвуют гальки песчаников, кварцитов, кислых эффузивных пород и гранитов (Чернов, 1963). В южном борту Варнаутской котловины конгломераты налегают на известняках толщи I-b, а далее к западу на флишоидах келловейского возраста (Успенская, 1969). В обоих случаях контакт в подошве толщи считается тектоническим (Швидкий, 1999). Седиментология толщи изучена нами в районе гор Аскети и Крепостной, где выходы конгломератов наиболее легко доступны для наблюдений. Кроме того, картировочные наблюдения были сделаны в районе г. Кала-Фатлар.

IV-b Толша имеет сложное строение, обусловленное тектоническими деформациями и внутренней седиментационной архитектурой конгломератов. В западной части бухты Мегало-Яло конгломераты залегают под крутым углом (Аз.275°∠30-55°) (рис. 9.17). Мощность выходов от контакта с келловейскими глинами в центарльной части бухты до г. Крепостной составляет около 700 м. При общем сохранении азимута падения, в отдельных блоках разделенных наклонными и субвертикальными разрывными нарушениями, углы падения различаются. В вершинной части г. Аскети можно наблюдать угловое несогласие внутри конгломератовой толщи (рис. 9.17). На слоях с относительно более крутым углом падения по неровной границе налегают слои с субгоризонтальным залеганием, которые вверх по разрезу опять сменяются наклоненными пластами (рис. 9.18). Таким образом, можно выделить серию 1, наклоненных слоев в нижней части толщи, и серию 2, полого и круто наклоненных слоев в верхней части толщи.



Рис. 9.17. Строение толщи IV-b в западной части бухты Мегало-Яло. Стрелками с цифрами помогают понять точки наложения панорамы. Красными линиями показаны разломы. Белыми линиями отдешефрированны глыбы известняков, уровни преобладания известняковых брекчий (иб), конгломератов (кг) и переходные разности (кб) в строении наклоненных пластов серии 1. Пунктирными линиями показано положение разрезов 8, 9, 10.



Рис. 9.18. Интерпретация осадочной архитектуры толщи IV-b в районе вершины г. Аскети.

Седиментологическая характеристика толщи IV-b проиллюстрирована на примере разрезов в центральной части бухты Мегало-Яло (разрез 8, рис. 9.19), в районе г. Крепостной (разрез 9) и в вершинной части г. Аскети (разрез 10). Разрезы 8 и 9 представляют фрагменты летописи крутонаклоненной серии 1, разрез 10 – переходный уровень от серии 1 к серии 2.

Осадочная летопись толщи IV-b обусловлена многократным повторением линз и прослоев грубообломочных отложений в различной степени насыщенных слабоокатанными карбонатными обломками: конгломератов, конглобрекчий И известняковых брекчий. Слои насыщенные карбонатными обломками встречаются спорадически внутри конгломератов или образуют уровни концентраций - многократного наслоения конглобрекчий и известняковых брекчий. В обломках и глыбах известняков встречены микроболиты МТ 5, 7, коралловые фреймстоуны (МТ 6), рудистовые

баундстоуны (МТ 13, рис. 9.21а). В нижней, средней и верхней части серии 1 можно выделить три крупных уровня (мощностью от 10 до 25 м) преобладания известняковых брекчий (рис. 9.17). Переход от конгломератов к известняковым брекчиям обычно выражается в появлении пачки конглобрекчий (разрез 9, пачка 2, рис.9.19), но редко может наблюдаться резкий переход от относительно сортированных слоистых конгломератов к глыбовым известняковым брекчиям (разрез 8, рис. 9.19). Для горизонтов (ЛT 5) насыщенных обломками известняков более грубый характерен гранулометрический состав и более плохая сортировка, нежели у смежных горизонтов конгломератов. Уровни преобладания конгломератов представлены переслаиванием плотноупакованных конгломератов с различной сортировкой (ЛТ 7), конгломератов в которых галька опирается на матрикс и нередко проявлена параллельная имбрикация галек (ЛТ 6), конгломератов с хаотичной ориентировкой галек, плохой сортировкой и признаками пластических деформаций (ЛТ 4). Гравелиты и песчаники, насыщены мелкой галькой и встречаются в кровле или подошве конгломератовых слоев с текстурой градации (ЛТ 3, 7) (рис. 9.21б). Перечисленные выше ЛТ 4, 5, 6, 7 характеризуют различные типы высокоплотностных подводных гравитационных потоков, в том числе оползневых и дебрисных (Lowe 1982; Dasgupta, 2003; Gani, 2004). Алевролиты и глины встречаются крайне редко и исключительно в зонах гидродинамической тени крупных глыб известняка, которые находятся ниже по падению пласта (рис. 9.20).

Согласно интерпретации условий формирования литотипов осадочная летопись серии 1 обусловлена гравитационными потоками и эпизодическими обвалами глыб (олистолитов) известняка, которые развивались на подводном склоне. Пачки насыщенные оползневыми отложениями (ЛТ 4, 5) характеризуют нижнюю часть склона и его подножье, где происходило сгруживание осадочного материала под действием медленного оползания (пачка 1 в разрезах 8, 9, 10, рис 9.19). Пачки, состоящие из отложений высокоплотностных дебрисных и зерновых потоков (разрез 10, пачка 2, рис. 9.19) могут быть интерпретированы как верхняя часть склона. Высокая степень сортированности этих отложений и хорошо выраженная имбрикация по слоистости, возможно, являются следствием волновой переработки осадков на мелководье.

В основании слабонаклоненных (Аз.275°∠5-10°) горизонтов серии 2 наблюдается неровная эрозионная граница с карманами выполненными грубообломочными глыбовыми конглобрекчиями. Вышележащие отложения представлены грубообломочными конгломератами и конглобрекчиями с сортировкой по слоистости (ЛТ 8), горизонтами

вымывания (ЛТ 10). Иногда заметна текстура нормальной градации. Мощность прослоев варьирует от первых десятков сантиметров до 0.7 м, гранулометрический состав в среднем более грубый, нежели в нижележащих отложениях наклоненных слоев серии 1 (разрез 10, пачка 3, рис. 9.19). Представленные здесь ЛТ могут быть интерпретированы как отложения разветвленных непостоянных русел флювиальной равнины (Nemec, Steel, 1984; McPherson et al., 1987; Postma, 1990; 1995; Longhitano, 2008).

Выше горизонтальные слои сменяются крупно косослоистой серией конглобрекчий (разрез 10 пачка 4), для которых характерно наличие красноцветного карбонатного матрикса (рис. 9.21в), очень плохая сортировка, плохая окатанность обломков в основной массе сравнении с нижележащими горизонтами (ЛТ 5). Слои, в которых материал окатан слабо или средне перемежаются со слоями, в которых даже крупные валуны в значительной степени окатанны (рис. 9.21г). В составе породы резко преобладают обломки известняков. Указанные грубообломочные наклоненные серии пластов ЛТ 5 образовались в результате схождения гравитационных потоков в виде осыпей, которые могли происходить как в подводных, так и континентальных условиях. Последнее может подтверждаться присутствием красноцветных цементов в матриксе породы (рис. 9.21в), однако, время образования цементов вряд ли можно установить достоверно. Депоцентр находился в прибрежной морской зоне, где материал пролювиальных конусов мог подвергаться волновой переработке и окатываться. Внутри серии 2 можно различить две слоев, вложенные линзы проградации наклоненных В массивные И горизонтальнослоистые отложения пачки 3 (рис. 9.19). Проградация происходила во время относительного опускания уровня моря (тектоническое поднятие, регрессия) с востока на запад в современных координатах, согласно генеральному направлению проградации склоновых отложений серии 1.



Рис. 9.19. Седиментологические колонки к разрезам толщи IV-b. Условные обозначения: 1 - известняки, 2 - известняковые брекчии, 3 – конглобрекчии, 4 - брекчии с песчаным матриксом, 5 - плотноупакованные конгломераты, 6 – неплотноупакованные конгломераты, 7 – песчаники и гравелиты, 8 - глины и алевролиты, 9 – нормальная градационная слоистость, 10 – обратная градационная слоистость, 11 – параллельная имбрикация галек, 12 – хаотичная ориентировка галек, 14 – текстуры пластических деформаций, 14 – поверхности срыва, 15 – глыбы и обомки резко превосходящие по размерности вмещающие отложения. Условные обозначения см. на рис. 6.36.



Рис. 9.20. Отложения толщи IV-b в районе горы крепостной (разрез 9). Черной стрелкой обозначена граница конгломератов и конглобрекчий. Белой стрелкой относительно тонкозернистые отложения в зоне гидродинамической тени созданной олистолитом. Во вмещающих конгломератах видна стратификация. Отложения накапливались на крутом склоне глубоководной дельты Гильбертова типа.



Рис. 9.21. Некоторые литологические особенности отложений толщи IV-b. А – рудистовые банки в составе глыб известняков (МТ 13). Диаметр крышки от объектива 5 см; Б – валунные конгломераты со слабо выраженной обратной градационной слоистостью (ЛТ 7) в отложениях склона дельты. Стрелкой показано направление увеличения размера обломков; В - конглобрекчии с красноцветным матриксом в склоновых отложениях серии 2; Г - слабо стратифицированные конглобрекчии с отдельными горизонтами хорошо окатанных валунов (стрелки). Длина молотка 30 см.

Интерпретация обстановки накопления

Накопление в морских бассейнах значительных объемов грубообломочных отложений под действием гравитационных потоков происходит внутри дельт Гильбертова типа (McPherson et al, 1987; Postma 1990). Размер и состав обломков в дельтах полностью обусловлен характером питающей провинции и в случае грубообломочных дельт поступает из горных районов в виде пролювиальных шлейфов или руслового аллювия переплетающихся рек (McPherson et al, 1987; Postma 1990). В отложениях толщи IV-b круто-наклонные слои выделенные в серию 1 соответствуют проградирующему склону дельты, а срезающие их в верхней части слои серии 2 пролювиальным или прибрежным мелководным отложениям, которые характеризуют зону аллювиальной равнины дельты. Таким образом, выделяются слои фронта дельты Гильбертова типа (foreset), за счет которых происходило латеральное приращение мощности осадочной толщи и верхние слои (topset) (Лидер, 1987; Postma 1990) где осуществлялась транспортировка материала к фронту дельты и могла происходить вертикальная аккреция во время трансгрессий. Учитывая значительную протяженность и глубину склона, диагностируемую в отложениях толщи IV-b, и смешанный характер седиментации в прибрежной зоне, где возможно присутствуют пролювиальные отложения, можно интерпретировать дельту типа I-а или I-b по классификации (Postma 1990).

Высота уступа склона в районе г. Аскети до подошвы дельтовой равнины, составляет около 300 м, что соответствует минимальной глубине бассейна в прибрежной зоне на момент формирования дельты и вертикальной мощности отложений толщи IV-b. Видимая мощность латеральной аккреции на склоне в 3. части бухты Мегало-Яло составляет не менее 700 м. Такие размеры не являются исключительными. Например, на северном побережье Коринфского залива клиноформы дельты Гильбертова типа экспонированы в виде клифа высотой 600 м (Rohais et al, 2008).

Считается, что изменения гранулометрического состава отложений во фронте дельты могут быть продиктованы автогенными (внутренними) процессами, связанными с

локальным изменением рельефа дна и положения питающего русла (Kleinhans, 2005) и не несут значимой седиментологической информации. С другой стороны, уровни быстрого изменения состава отложений должны быть прокомментированы. Источники карбонатного материала и терригенной гальки и гравия должны быть различными. Это устанавливается из изменчивого характера поступления карбонатного материала на фоне постоянного терригенного привноса, отсутствии окатанности и более крупном размере многих обломков известняков. Эти характеристики однозначно указывают на то, что карбонатный материал не транспортируется внутри русел питающих дельту, но обрушается с клифа или бровки карбонатной платформы. Частичное смешение карбонатного и терригенного материала происходит в пределах пляжа и дельтовой равнины, что приводит к формированию конглобрекчии. Уровни быстрого поступления карбонатного материала могут быть связаны с сейсмическими событиями или погодными явлениями, которые носят катастрофический характер. В то же время, обрушение клифа может быть спровоцировано относительным повышением уровня моря и увеличением абразионной деятельности моря.

Заключение

Условия формирования толщи IV-b близки к таковым толщи III РПД и сформировались за счет проградации дельты Гильбертова типа. Дельта была связана с горной страной на суше и впадала в бассейн с очень крутым градиентом дна. По мере проградации дельты сформировалась масштабная проградационная структура. Высота ее склона составляла первые сотни метров, а латеральная мощность проградационной структуры не менее 700 м.

Часть 4. Обсуждение результатов

Глава 10. Новые данные о скорости осадконакопления в пределах карбонатной платформы

В результате Sr-хемостратиграфических исследований удалось существенно РПД. уточнить возраст отложений толши V Согласно проведенной хемостратиграфической корреляции, возраст толщи соответствует нижнему титону (нижний – средний титон в более ранних шкалах) Международной шкалы почти в полном объеме (Gradstein et al., 2012). Это обстоятельство позволяет обсудить скорости осадконакопления верхнеюрской карбонатной платформы В свете новых седиментологических данных (Пискунов и др., 20126; Пискунов, 2013).

Согласно последнему изданию геохронологической шкалы (Gradstein et al., 2012), установленный возраст свидетельствуют о том, что известняковая толща плато Демерджи мощностью 970 м накапливалась не более 4 млн. лет. Более точное определение временного интервала, который соответствует бореальным зонам Pectinatites scitulus – Pavlovia rotunda, недавно получено на основании изучения орбитальной цикличности в кимериджских глинах Дорсета в Англии, и составляет 3.154 млн. лет (Huang et al., 2010). Таким образом, скорость седиментации известняков плато Демерджи может быть определена в пределах 0.23-0.28 м/1000 лет.

Такая скорость сопоставима со скоростью формирования осадков на карбонатном шельфе в районе Флориды и Багамских островов за время последней трансгрессии (5 – 6 тыс.л. д.н.э). Для барьерных рифов на бровке шельфа и подводных холмов внутренней части шельфа она составляет 1-2.3 м/1000 лет. Вне поднятий скорость седиментации внутренней части шельфа близка к 0.2 м/1000 лет (Tucker, Wright, 1990). Различия в скорости седиментации определяются, главным образом, внутренними экологическими факторами и как следствие, скоростью биогенной садки характерной для той или иной обстановки.

В отличие от этого, скорость седиментации кайнозойских (Багамская), мезозойских (Ургонская), пермских (риф Капитан) и рифейских (Учуро-Майская) карбонатных платформ была значительно ниже, в среднем около 0.05м/1000 лет (Tucker, Wright, 1990; Семихатов и др., 2002), что связано с наличием перерывов в продолжительной осадочной летописи этих образований. Присутствие самих перерывов в общем виде объясняется тем, что в мелководных обстановках карбонатных шельфов, за счет быстрой биогенной садки,

происходит полная компенсация бассейна, и вертикальное приращение мощности осадочной толщи останавливается вплоть до следующего трансгрессивного события. Кроме того, во время регрессивных событий мелководные фации карбонатных платформ неминуемо подвергаются денудационным процессам. Таким образом, лишь часть времени фиксируется внутри осадочной летописи долгоживущих карбонатных платформ, а скорость их седиментации определяется суммарной скоростью трансгрессии (во время циклов 2 - 3 порядка) и погружения бассейна, но не скоростью биогенной садки (Tucker, Wright, 1990).

Высокая скорость седиментации и большая мощность нижнетитонских отложений уже обсуждалась при анализе надвигового строения всей верхнеюрской толщи (Милеев, Барабошкин, 1999). Действительно, большая мощность нижнетитонских отложений могла быть связана с умножением мощности разреза по надвигам. Однако, этот вариант не согласуется с полевыми наблюдениями, в ходе которых, для толщи V не было отмечено ни разрывных нарушений, ни пород, которые можно связать с тектонитами. Закономерное увеличение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в породах толщи V вверх по разрезу также свидетельствует о нормальной стратиграфической последовательности, не нарушенной надвигами.

Другим объяснением большой мощности нижнетитонских отложений может быть присутствие внутри толщи проградационных структур. То есть во время формирования этих отложений происходило не вертикальное, а латеральное приращение мощности карбонатной платформы. Иначе говоря, при измерении мощности карбонатной платформы, частично была измерена не вертикальная ее мощность, а латеральное распространение. Однако присутствие проградационных комплексов латерального приращения мощности не согласуется с интерпретацией палеофациальных обстановок, (Пискунов и др., 20126; Пискунов, 2013), которая показала, что эти известняки накапливались в фациальной зоне внутренней части платформы, где в масштабах шельфа происходит вертикальное приращение осадочной толщи.

Неординарная мощность осадочной толщи верхнеюрского карбонатного шельфа может объясняться сочетанием двух обстоятельств. Первое – это высокая скорость прогибания бассейна, которая была обусловлена активной тектонической обстановкой. Второе обстоятельство - это высокий потенциал сохранения осадочной летописи, который был обусловлен морфологией карбонатной платформы в виде ступенчатого рампа (Пискунов, 2013). Как было показано еще в пионерской работе Т.П. Барчетта и В.П. Райта (Burchette, Wright, 1992), наличие даже пологого склона во внутренней части

карбонатного шельфа приводит к тому, что во время небольших регрессий (до третьего порядка) экспонируется лишь незначительная его часть (около 10% площади), а большая часть карбонатного шельфа остается в зоне оптимальной для биогенной садки. В то же время на платформах с горизонтальным профилем происходит экспозиция большей части площади (до 90 %) и лишь узкая полоса на поверхности крутого склона платформы остается внутри зоны биопродуктивности, где продолжает осуществляться латеральное приращение мощности.

Возможность обоснования морфологии верхнеюрской карбонатной платформы Крыма требует отдельного обсуждения.

К вопросу о морфологии карбонатной платформы

Понимание палеогеографии исследуемого района в верхнеюрское время, динамики формирования шельфа, экологической зональности породообразующих организмов и других особенностей среды осадконакопления тесно связаны с нашими представлениями о морфологии шельфа.

Долгое время считалось, что тепловодные карбонатные шельфы представляют собой субгоризонтальную поверхность, которая бывает ограничена поясом барьерных рифов и обрывается крутыми склонами (Рединг, 1990). Уилсон (1980) хотя и отмечает существование рампов, но считает их метастабильными образованиями (нормальные осадочные процессы быстро приводят к эволюции рампа в окаймленную платформу) и создает стандартную модель фациальных зон только для окаймленных платформ. Позже Фолкнер (Faulkner, 1988) показал большое значение штормовых процессов и процессов переотложения в седиментации на рампах и определил характерный для них тип осадков – штормовые отложения, названные «темпеститами». С этого момента было предположено, что зональность распределения фаций на рампах и окаймленных платформах обусловлена факторами. Подробный синтез седиментологической принципиально отличными характеристики и условий возникновения рампов приведен в работах Т.П. Барчетта и В.П. (Burchette, Wright, 1992; Wright, Burchette 1998). Они рассматривают Райта актуалистические примеры рампов и многочисленные их примеры в геологической летописи, которые становятся уже весьма разнообразны по своей литологии и вводят понятие ступенчатого рампа. Последний отличается резким увеличением крутизны склона во внешней части. Отличие ступенчатого рампа от окаймленной платформы обусловлено более глубоким расположением главного перегиба – ниже базиса воздействия штормовых волн. Наконец, подробную ревизию карбонатных шельфов различной морфологии приводит Л. Помар (Pomar, 2001; Flügel, 2010). Он указывает на наличие непрерывных переходов между крайними членами в типизации карбонатных платформ и сложности их корректного определения в геологической летописи, но склоняется, однако, к необходимости этим заниматься. В первую очередь это связано с тем, что изучая литологию различных по морфологии платформ, мы складываем представления о возможной характеристике осадков на шельфах доступных для изучения лишь в виде сейсмопрофилей, что актуально и для Крыма (Афанасенков и др., 2007).

Интерпретация профиля карбонатной платформы в некоторых случаях может быть установлена на основании наблюдений в обнажениях, когда древняя структура шельфа не была в значительной степени нарушена тектоническими деформациями (Melim, Scholle, 1995; Kästner et al, 2008). Внутри складчатых сооружений такие примеры представляют скорее уникальные объекты (Kenter, 1990; Porta et al, 2004; Kenter et al., 2010). Масштабы древних структур в значительной степени превосходят сохранившиеся от них геологические объекты, которые сохраняют для нас лишь часть информации, что особенно значимо для огромных по площади рампов (Burchette, Wright, 1992).

Современная структура верхнеюрских отложений весьма сильно преобразована в результате тектонических деформаций (Милеев и др. 1995, Юдин, 2007; Пискунов и др., 2012а). Наблюдения за геометрическими особенностями строения толщ без применения более глубоких седиментологических методов не дают информацию о первичной архитектуре шельфа. Это одновременно затрудняет и выделение проградационных структур внутри верхнеюрских отложений. В то же время, даже внимательное изучение микрофациального состава пород не избавляет нас в полной мере от различных вариантов интерпретации полученных данных (Пискунов, Барабошкин, 2010; Пискунов и др., 2012б; Пискунов, 2013). Изучив отложения толщи V, B.K. Пискунов (2013) показал возможность интерпретации выявленных микрофаций как для обстановки рампа так и окаймленной платформы. В попытке прояснить морфологию платформы он привлекает данные по составу кальцетурбидитов двуякорной свиты (Гужиков и др., 2012). Наблюдая увеличение мелководных компонентов в составе кальцитурбидитов вблизи границы юрского и мелового периода, В.К. Пискунов приходит к выводу об изменении конфигурации фронта платформы в сторону окаймленной платформы. Не вдаваясь в подробности о методических сложностях анализа строения источника сноса по турбидитовым осадкам⁹,

⁹ Коротко рассмотрено в приложении 2. См. стр. 220-221

следует сказать, что ввиду полученного более древнего возраста толщи V (Рудько и др., 2014 в печати) ее корреляция с отложениями двуякорной свиты невозможна.

Однако, отсутствие доказательной базы не отменяет саму возможность значительной перестройки конфигурации карбонатного шельфа вблизи границы толщ V и VI плато Демерджи и Тирке. Измерив сверхвысокую скорость седиментации толщи V, автор пришел к выводу о возможном интенсивном тектоническом погружении бассейна седиментации, которое может обуславливать морфологию платформы в виде рампа (Burchette, Wright, 1992). Конфигурация в виде рампа, в свою очередь, имеет более высокий потенциал для сохранения осадочной летописи (Burchette, Wright, 1992).

Рассматривая вопрос о конфигурации верхнеюрской платформы должны быть приняты во внимание следующие тезисы:

1. Высокая скорость седиментации и тектонического погружения, приводят к формированию ярко выраженного склона во фронте платформы, стремящейся компенсировать бассейн (Tucker, Wright, 1990), таким образом гомоклинальный рамп (Burchette, Wright, 1992) можно исключить из рассмотрения.

2. Тромболиты и микробиально-губковые баундстоуны (толща II, IV, I-b) являются типичной составляющей иловых холмов, которые могут формироваться на глубине и часто характерны для обстановки среднего рампа (Burchette, Wright, 1992; Dupraz, Strasser, 1999; Leinfelder, 1993; 2002).

3. Микробиальные рифы сформировались на ранней стадии заложения карбонатного шельфа (Байдарская яйла, эта работа; Ай-Петри, Krajewski, 2010; Пахкал-Кая, Барабошкин, Пискунов, 2010; Судак, Михайлова, 1959).

4. Формирование мощной толщи V известняков плато Демереджи в обстановке сублиторали, где были широко распространены слоистые детритовые пакстоуны (МТ 10) (возможно штормовые отложения) и отсутсвие литологических признаков экспозиции свидетельствует в пользу конфигурации в виде рампа (Burchette, Wright, 1992), во время формирования этой толщи.

5. Следы экспозиций в основании толщи VI, свидетельствуют о масштабном относительном понижении уровня моря, которое должно было привести к изменению конфигурации платформы. В вышележащих слоистых карбонатных отложениях заметно проявлены циклы обмеления (цикличность третьего порядка), которые обычно проявляются во внутренних частях платформ с горизонтальным профилем.

6. Формирование дельт Гильбертова типа и шлейфов мегабрекчий в верхнем титонеберриасе также свидетельствует о масштабной перестройке шельфа на фоне регрессии.

Заключение

Таким образом, известняки толщи V, которые формировались в раннем титоне, и более древние отложения наиболее вероятно накапливались в обстановке ступенчатого рампа. Перестройка конфигурации шельфа произошла в позднем титоне на фоне регрессии. Она сопровождалась формированием дельт Гильбертова типа и мегабрекчий во фронте платформы. В позднем титоне седиментация стабилизируется в обстановке мелководной, возможно окаймленной платформы с горизонтальным профилем.

Глава 11. Происхождение известняковых брекчий Горного Крыма

Генезис известняковых брекчий заслуживает отдельного рассмотрения ввиду своей неоднозначной природы и в то же время большого значения для понимания геологии Крыма.

Краткий обзор

Являясь типичным образованием фронта карбонатных платформ, где они накапливаются в виде шлейфов разрушения рифовых комплексов, известняковые брекчии, кроме того, могут образовываться в процессе карстования или тектонизации карбонатных толщ (Flügel, 2010). Может возникать последовательное наложение процессов механического переотложения, хрупких деформаций карстования И известняков в любом порядке, что приводит к формированию брекчий полигенетического Такие полигенетические брекчии, по-видимому, довольно часто происхождения. встречаются в геологической летописи верхнеюрских карбонатных платформ северной окраины Тетиса, которые испытали тектонические деформации внутри Альпийского пояса (Kovačić, Mrinjek, 1994; Vlahović et al., 2002; Courjault et al., 2011). Роль каждого из процессов достаточно сложно оценить, в связи с чем, могут возникать спекулятивные интерпретации в пользу тех или иных геологических концепций (Юдин, 2009).

Внимательного изучения известняковых брекчий Крыма никем не проводилось, более того существуют работы в которых авторы как будто намеренно не упоминают брекчиевой природы известняков (Лысенко, 1964; Федорова, 2005). Е.А. Успенская (1969) отмечает широкое развитие «брекчиевидных известняков» или известняковых брекчий в верхнеюрских отложениях ЮЗК, но не дает этим образованиям генетической характеристики. Коротко известняковые брекчии были рассмотрены И.В. Архиповым (1958). Он указал на то, что они занимают промежуточное положение между глубоководными осадками верхнеюрского флиша и мелководными карбонатными отложениями яйлинской свиты. Также были отмечены некоторые их примечательные литологические особенности: крайне разнообразный гранулометрический и пестрый по цвету состав обломков, присутствие внутри глыб обломочных известняков, присутствие красноцветных рыхлых цементов. Не останавливаясь детально на вопросе генезиса, он связывал их происхождение с осадочным процессом.

В то же время, достаточно очевидно, что помимо осадочных комплексов мегабрекчий, внутри верхнеюрских известняков присутствуют и брекчии известняков, которые имеют тектоническое происхождение и связаны с хрупкими деформациями пород. Деформации, безусловно, происходили на Альпийском этапе и, по мнению многих авторов, также присутствовали в позднеюрское время (Милеев и др., 2006; и др.), в позднем валанжине – готериве (Казанцев, 1981) или в альбе (Бискэ, 1997). Рассматривая геологию плиоценовой олистостромы Южного берега Крыма И.Г. Щерба (1978) указывает на ее генетическую связь с надвиговыми деформациями внутри известняков Яйлы. Она отмечает, что во фронтальных частях надвигов и в плоскости смещения, дезинтеграция пород приводит к образованию брекчий, которые также могут иметь слоистый облик и охватывать достаточно мощные объемы пород. Масштабы самих надвиговых деформаций и степень расчешуивания верхнеюрской толщи имеет весьма дискуссионный характер (Милеев и др., 1995, 2006, 2009; Юдин 1999, 2009; Афанасенков и др., 2007). Примером огромной (более 600 м) толщи известняковых брекчий, которые возникли в зоне тектонической дезинтеграции пород, может служить формация Велебитских брекчий Хорватии (Jelar breccia, позднее Velebit breccia, эоцен). Считается, что эти брекчии образовались во фронте долгоживущего надвига, частично вовлечены в его структуру, частично переотлагались в виде шлейфов, однако своим происхождением по большей части обязаны процессам хрупкой дезинтеграции в зонах тектонических разломов (Kovačić, Mrinjek, 1994; Vlahović et al., 2012). Такие брекчии, возможно, следует называть поздней молассой.

Результаты изучения брекчий

В изученных разрезах толщи IV РПД и III-b ЮЗК присутствуют свидетельства того, что известняковые брекчии формировались под действием осадочных процессов. На это указывает достаточно хорошая стратификация большей части отложений, различные характеристики окатанности, упаковки, и сортировки, в том числе с обратной градационной слоистостью, которые связаны с осаждением материала из гравитационных, в том числе дебрисных, потоков. Важно отметить, присутствие стратифицированных и богатых текстурами пачек с терригенной галечной и песчаной примесью, которые переслаиваются с пачками известняковых брекчий и связаны с осадочной цикличностью разреза. Окатанность некоторых известняковых глыб связана с продолжительным воздействием волн на мелководье.

Свет на происхождение известняковых брекчий толщи III-b проливает также состав микрофаций ее обломков (рис. 11.1) и мелкообломочных горизонтов. Последние, представлены рудстоунами и грейнстоунами (МТ 3) (рис.11.2а, б), которые по составу компонентов и текстурам близки к кальцитурбидитам флишоидов толщи II-b. Образование этих горизонтов связано с формированием предрифовых шлейфов на различных дистанциях и характеризует нормальный осадочный процесс во фронте платформы с достаточно выраженным склоном (Уилсон, 1980; Flügel, 2010; Spence, Tucker, 1997). Микрофациальный состав обломков грубообломочных брекчий толщ IV (РПД) и Ш-b (ЮЗК) очень разнообразен и включает все выделенные МТ верхнеюрских отложений кроме МТ 13, которые присущи исключительно отложениям плато Демерджи. В обломках брекчий этих толщ установлено резкое преобладание тромболитов с инкрустаторами Crescentiella MT 5 (рис. 11.2в, г) и баундстоунов МТ 6 (рис. 11.2д), состоящих из кораллов, губок и микроболитов в прижизненной позиции. Первые представляют собой микробиальные рифы, широкое развитие которых более характерно для средних глубин (десятки – первые сотни метров), ниже базиса штормовых волн (Leinfelder et al., 2001; Пискунов, 2013), вторые типичны для мелководных окаймляющих рифовых фаций. Относительно часто в обломках встречаются интракластовые межрифовые отложения МТ 8 и микроболиты с преобладанием Lithocodium – Bacinella МТ 7, которые могут характеризовать зону рифов фронта и биостромы внутренних частей карбонатной платформы (Krajewski, 2010; Пискунов и др., 2012-б; Пискунов, 2013). Таким образом, можно однозначно утверждать, что основным источником материала осадочных брекчий толщи III-b служили рифовые фации фронта карбонатной платформы.

МТ 9,10,11,12 (рис. 11.2е, ж, з) внутренних частей карбонатной платформы в обломках брекчий сравнительно редки, ассоциируют с терригенным материалом и встречаются чаще в верхней части толщ. Поступление этого материала следует связывать с относительным падением уровня моря, которое способствовало транспортировке терригенного материала в сторону бассейна и вовлечению в осадочный процесс все более проксимальных частей карбонатной платформы.

171



Рис. 11.1. Состав обломков брекчий толщи III-b. Синими тонами раскрашены МТ рифов и склона карбонатной платформы, зелеными — внутренней части платформы. Видно, что в обломкахбрекчий толщи III-b встречены все микрофациальные типы, выделенные для толщи I-b, однако, обломки фронта карбонатной платформы резко преобладают. Процентное распределение МТ для толщи I-b, зависит от количества образцов отобранных для той или иной фации, представляет полуколичественную оценку и может быть интерпретировано с определенной осторожностью.

Состав обломков в брекчиях толщи III-b и присутствие осадочных шлейфов с органогенными аллохемами (МТ 3), однозначно свидетельствуют о том, что образование брекчий происходило во фронте карбонатной платформы за счет разрушения рифов и переотложения материала на склоне под действием гравитационных потоков. Наконец, в составе обломков изученных брекчиевых толщ не встречено пород, которые по облику напоминают более древние или более молодые отложения, что могло бы служить доказательством тектонической природы брекчий и указывать на их образование на альпийском этапе.

Синседиментационное накопление предрифовых брекчий, однако, не возможно без ранней литификации пород (Spence, Tucker, 1997; Flügel, 2010; Rodríguez-Martínez et al, 2011). Если таковая отсутствует, то в составе предрифовых шлейфов будут участвовать детритовые известняки, состоящие из биокластов, относительно небольших интракластов и других аллохем, обязанные своим происхождением синседиментационному разрушению рифов во время штормов¹⁰. С другой стороны, на момент формирования осадочных брекчий карбонатная платформа может быть полностью литифицирована и эксгумирована (Graziano, 2001; Vlahovic et al., 2002; Perotti et al., 2011). В последнем случае в составе

172

¹⁰ Отложения такого типа описаны в разрезе г. Мшатка (разрез 2, терминальный кимеридж – ранний титон).

обломков все микрофациальные типы должны быть представлены более равномерно, а обломки могут содержать следы тектонизации, которые не проявлены в матриксе.



Рис. 11.2. Разнообразие микрофациальных типов толщи III-b. Фотографии без анализатора. А – прослой грейн-пакстоуна. МТ 3. Обр. DD126-10; Б – рудстоун с ооидами, серпулидами, теребеллидами. МТ 4. Обр. DD122-10; В – микроболит *Lithocodium – Bacinella*. Фенестры выполнены пелмикритом и блоковым спаритом. МТ 7. Обр. DD126-1; Г – фенестральный тромболит. МТ 6, 5. Обр. S125-5; коралловый фреймстоун с инкрустаторами. МТ 6. Обр. A112-11; Е – детритовый пакстоун с микритизированными зернами. МТ 10. Обр. T125-9; Ж – ооидный грейнстоун с кварцевым песком в затравке. МТ 11-6. Обр. A113-6; песчаник с крупными бентосными фораминиферами. Крупные кварцевые зерна плохо окатанны. A 113-8.

Хорошо известно, что ранняя литификация известняков может быть связана с субаэральной экспозицией и формированием цементов на стадии метеорного диагенеза (Tucker, Wright, 1990; Flügel, 2010). Поэтому, наиболее предпочтительной представляется гипотеза формирования известняковых брекчий толщи III-b за счет разнознаковых тектонических движений на границе мелководного карбонатного шельфа и бассейна. Граница шельфа в этом случае контролировалась тектоническим разломом, вдоль которого происходили подвижки. В периоды ускорения разнознаковых движений происходило относительное опускание уровня моря на мелководном шельфе, что приводило к быстрой литификации известняков за счет карстования. Разрушению платформы способствовала абразионная деятельность моря. Следы этих событий могут быть различимы в диагенетической истории обломков брекчий (рис. 11.3).

Внутри некоторых обломков встречаются крупные полости неселективного растворения, которые выполнены крупнокристаллическими цементами по периферии в виде жеод, а в центральной части вадозным микроспаритом или реже морским алломикритом. В последнем случае, можно с уверенностью говорить о присутствии метеорного диагенеза происходившего до переотложения известняков в виде шлейфа брекчий. Хотя такие наблюдения редки, в пользу тектонической экспозиции платформы и/или относительной регрессии свидетельствует поступление силикокластического материала, и увеличение доли МТ внутренней части платформы вверх по разрезу.

Стило-брекчии изученные в разрезе 6 возможно представляют блоки находившиеся непосредственно в зоне действия разлома, которые впоследствии были переотложены в виде крупных олистостром. В то же время, такие образования в отложениях толщи III-b представляют скорее исключение из правил, а убедительных доказательств образования стиллолитов и красных цементов до переотложения в виде брекчий не обнаружено. Следует допускать возникновение такого типа брекчий как в эпоху накопления толщи III-b, так и на более поздних этапах тектонизации района.



Рис. 11.3. Микрофотографии цементов в обломках и матриксе брекчий толщи III-b. А – полости растворения в тромболите (МТ 5), выполненные зубчатым кальцитом (стрелки) и морским алломикритом (а) впоследствии. Обр. T123-6; Б – вадозный микроспарит (стрелка) внутри крупных геопетальных структур в микроболите *Lithocodium – Bacinella* (МТ 7). Верхняя часть геопетальной структуры выполнена блоковым спаритом (б). Обр. DD126-7; В - алломикрит (а) в матриксе микробрекчий. Обр. T123-7; Г – различные типы цементов в матриксе микробрекчий. Некоторые обломки покрыты каемкой зубчатого спарита (стрелка). В матриксе видны две генерации цементов: алломикрит без примесей и ожелезненный алломикрит с алевритовой примесью.

Полученные датировки методом SIS указывают на субсинхронное формирование удаленных толщ известняковых брекчий РПД и ЮЗК вблизи границы верхнего титона и берриаса. Известняковые брекчии к востоку от Караби-Яйлы (Успенская, 1969; Аркадьев и др. 2006) также датированы верхним титоном – нижним берриассом. Следовательно, в это время установилась благоприятная обстановка для формирования известняковых брекчий, а природа перечисленных брекчиевых толщ едина.

Заключение

Таким образом, установлена седиментационная природа изученных толщ известняковых брекчий. Формирование известняковых брекчий происходило на склоне во фронте карбонатной платформы, под действием подводных гравитационных потоков. При этом происходило выдвижение карбонатной платформы в сторону бассейна с образованием клиноформной проградационной структуры. Основным источником материала служили рифовые фации фронта платформы, на поздней стадии накопления брекчий внутренние участки карбонатной платформы также стали подвергаться Образование известняковых брекчий связано с периодами экспозиции разрушению. карбонатной платформы, происходившими во время разнознаковых тектонических движений. Описанный тип осадочных известняковых брекчий в виде шлейфов фронта платформы нередко называют «мегабрекчиями» (Spence, Tucker, 1997).

Причины и условия возникновения мегабрекчий в осадочной летописи бывают разными и зачастую остаются туманными, но наиболее часто их связывают с регрессивными фазами развития бассейнов. В то же время, они оказываются в центре внимания геологов при обсуждении тектонической и осадочной эволюции бассейнов седиментации. Эти образования бывают с трудом отличимы от поздней тектонической молассы, в формировании которой преобладают процессы тектонической дезинтеграции пород, с образованием деформированных или массивных структур, но встречаются и стратифицированные осадки (Perotti et al, 2011). Подобные известняковые брекчии могут быть обнаружены и в Горном Крыму. По нашему мнению, значительные по мощности толщи тектоно-брекчий с незначительной долей осадочных процессов формируют практически непрерывную полосу северного обрамления Главной гряды и связаны с терминальной стадией формирования аккреционной призмы Горного Крыма (Милеев и др., 1992, 1995, 2006). Эти брекчии можно наблюдать к западу от Балаклавской бухты (Балаклавский карьер), в районе горы Госфорт, на нижнем плато Чатыр-Даг (мраморный карьер), Долгоруковской яйлы. Все крайне слабо стратифицированы, содержат значительное кол-во терригенной гальки и песка, а также обломки, схожие по литологии с берриас-валанжинскими рифовыми и лагунными известняками, которые представляют наиболее молодые отложения карбонатной платформы. В них широко проявлены признаки тектонизации в виде гидротермальной минерализации, стиллолитов и мраморизации. Эти образования требуют дальнейшего пристального изучения.

Глава 12. Типы проградационных структур, их литологическая характеристика и положение в современной структуре

В результате седиментологических исследований верхнеюрских-нижнемеловых отложений ЮЗК и РПД были определены и охарактеризованы комплексы отложений, которые частично или полностью формировались внутри проградационных структур. В связи с этим могут быть рассмотрены основные типы проградационных структур и положение относительно смежных и близких по возрасту фаций внутри современной структуры. Согласно проведенным исследованиям, проградационные структуры не сохранили естественного седиментационного положения слоев. В связи с тем, что они испытали переориентировку с поворотом вокруг горизонтальной оси, а в ряде случаев даже расчешуивание по надвигам их установление на основании изучения масштабной архитектуры слоев в современной структуре затруднено или невозможно. В то же время, природа отложений внутри проградационных структур может быть склоновая установлена на основании седиментологических признаков. В соответствии с различной литологической характеристикой можно выделить 4 типа проградационных структур (таб. 12.1): 1) грубообломочные конгломератовые, 2) грубообломочные смешанного состава, 3) грубообломочные карбонатные (мегабрекчии), 4) рифовые и мелкообломочные.

1 – **грубообломочные конгломератовые проградационные структуры** характеризуются преобладанием полимиктовых конгломератов, которые могут включать карбонатные гальки и содержать относительно редкие прослои известняковых брекчий. Отложения представлены ЛТ 3, 4, 6, 7, 8, при незначительном участии ЛТ 5. Эти структуры формировались во фронте дельт Гильбертова типа. Для них установлена непосредственная связь с подводящими фациями дельтовой равнины. Высота склона таких серий в изученных отложениях составляла от 20 (толща Ш РПД) до 80 м (толща I РПД), что отличает их от проградационных структур 3 типа.

Формируясь внутри дельт Гильбертова типа, проградационные структуры были образованы в моменты возникновения разнознаковых движений в бассейне седиментации и питающей суши, в обстановке близкой к рифтовой. Питание дельты происходило за счет горной реки и пролювиальных конусов выноса с возвышенной суши, которая находилась в непосредственной близости. Формирование дельт Гильбертова типа в морских или пресноводных условиях устанавливается не достаточно уверенно.

Проградационные структуры описаны нами в отложениях толщи I, III, толщи IV-b (пачка 4) где они формировались на ранней (J₃ox-km) и поздней (J₃tt₂-br) стадии эволюции бассейна седиментации соответственно. Подобные по литологии и структурному положению конгломераты в основании плато Чатыр-Даг, Долгоруковской яйлы, урочища Панагия (Успенская, 1969), мыса Меганом, Киик-Атлама могут быть сопоставлены именно с такими проградационными структурами.

2 – **грубообломочные проградационные структуры смешанного состава** характеризуются практически равномерным развитием конгломератовых отложений (ЛТ 3, 4, 6, 7, 8,) конглобрекчий и известняковых брекчий (ЛТ 5) в составе клиноформ. Они насыщены плохо окатанными обломками известняков, которые обычно превосходят по размеру терригенную фракцию и могут формировать олистолиты (более 1.5 м в диаметре). Размер проградационных структур 2-ого типа превосходит масштабы структур 1-ого типа, достигая первых сотен метров по вертикали (толща IV-b) однако в ряде случаев, размер не может быть установлен (толща III, разрез 4, 5).

Связь проградационных структур 2-ого типа с питающей рекой или близкой сушей, так же как и связь с глубоководными отложениями бассейна, обычно не может быть установлена. В связи с этим они могли формироваться на береговом склоне, склоне и подножье карбонатной платформы, под влиянием дельт Гильбертова типа. Существование проградационных структур 1 и 2 типа следует связывать со ступенчатым характером рельефа дна, который был обусловлен активной разнознаковой тектоникой. Их формированию предшествовал этап становления карбонатной платформы, которая подверглась частичному разрушению за счет разнознаковых тектонических движений и регенерации дельт Гильбертова типа. В современной структуре Горного Крыма проградационные структуры 2-ого типа представлены в отложениях толщи III (РПД) и IVb (ЮЗК). По-видимому, подобные комплексы отложений могут быть найдены вблизи конгломератов урочища Панагия и брекчий восточного склона плато Караби-яйла (Успенская, 1969). Изученные примеры проградационных структур 2-ого типа отделены близких по возрасту мелководных известняков вертикальными ОТ крупными нарушениями, которые могли закладываться на этапе седиментации.

3 – **грубообломочные карбонатные проградационные комплексы**, представлены известняковыми мегабрекчиями. В составе брекчий резко преобладают обломки рифовых известняков. Седиментологические признаки свидетельствуют о накоплении под действием дебритов и других типов высокоплотностных гравитационных потоков, что позволяет их связывать с предрифовыми шлейфами. Масштабы клиноформ достаточно
сложно оценить исходя из наблюденных примеров вследствие сложности однозначной интерпретации их первичной архитектуры, однако, мощность брекчиевых толщ позволяет предполагать значительные масштабы клиноформных тел, до первых сотен метров по вертикали.

Проградационные структуры третьего типа изучены в отложениях толщи IV (РПД) и III-b (ЮЗК). Широко известные разрезы брекчиевидных известняков р. Тонас (Успенская, 1969) видимо являются их аналогами. В современной структуре проградационные структуры третьего типа надвинуты на близкие по возрасту или более древние толщи мелководных известняков, занимают близкое положение к проградационным структурам смешанного состава (2-ой тип). Наиболее крупные проявления мегабрекчий фациально связаны с флишоидными отложениями бассейна. Таким образом, проградационные структуры третьего типа были приурочены к границе раздела мелководного шельфа и глубоководного бассейна и развивались во фронте карбонатных платформ. Их активное формирование было инициировано разнознаковыми тектоническими движениями и относительным понижением уровня моря, которое провоцировало проградации карбонатного шельфа.

4 – рифовые и мелкообломочные проградационные структуры представлены отложениями рифов фронта платформы и связанных с ними обломочных известняков. Они выделены на основании микрофациальных исследований, в их составе принимают участие МТ 3, 4, 5, 6, 7, 8. Рифы имели морфологию близкую к крупным иловым холмам и схожи с ними по литологическим признакам (Leinfelder, 2001). Формирование таких построек наиболее типично для глубин в первые десятки метров в обстановке среднего рампа или фронтальной части окаймленного рампа (Burchette, Wright, 1992). В вершинной части отмечаются признаки мелководной седиментации, которые выражаются в появлении мезотрофных рифостроителей и ооидных отмелей. Формирование последних происходило в обстановке крайнего мелководья, в момент, когда вертикальная аккреция рифовых осадков приводила к полной компенсации глубины бассейна. Эпизоды компенсации бассейна происходили во время высокого стояния уровня моря и регрессий и сменялись трансгрессивной фазой, когда поверхность ооидных отмелей вновь колонизировалась рифостроителями. В ожидании следующего трансгрессивного события микробиальные колонии заселялись на склоне во фронте платформы, что приводило к ускорению латеральной аккреции осадков в верхней части склона. Продукты разрушения рифовых построек (МТ 8) накапливались в межрифовом пространстве, после чего осуществлялась их дальнейшая транспортировка вниз по склону (МТ 3, 4). Таким

образом, по мере формирования краевых фаций карбонатной платформы происходило не только вертикальное, но и латеральное приращение мощности осадочной толщи. Проградация происходила в периоды высокого стояния уровня моря.

Рифовые тела фронта платформы и предрифовые мелкообломочные шлейфы формировались на всем протяжении эволюции бассейна, по мере становления карбонатной платформы. В противоположность проградационным структурам третьего типа (мегабрекчий) они формировались в периоды высокого стояния уровня моря, наращивая площадь латерального распространения карбонатного шельфа внутри прогиба и обеспечивая место для внутриплатформенной мелководной карбонатной седиментации.

В современной структуре проградационные структуры четвертого типа частично зафиксированы внутри толщ I-b, II, IV. Они обнаруживают непосредственную фациальную связь с внутриплатформенными фациями, которые трансгрессивно на них налегают (толща I-b, разрезы 1, 3). Рифовые и шлейфовые отложения г. Мшатка, повидимому, представляют проградационную структуру, вертикальная мощность которой составляет не менее 400 м, а область латерального распространения ограниченная вертикальными разрывными нарушениями составляет первые километры. Аналогичные по структурному положению и близкие по возрасту (J₃km-tt₁) образования установлены на основании микрофациальных исследований М. Краевского (Krajewski, 2010) в нижней части верхнеюрской толщи г. Ат-Баш, Ай-Петри, хребта Иограф. Более молодые рифовые комплексы присутствуют в отложениях северного борта Байдарской котловины (Швидкий, 1998), большого Каньона Крыма, в северной части Ай-Петринской яйлы (Успенская. 1969, личные наблюдения).

Заключение

В верхнеюрских-нижнемеловых отложениях Горного Крыма на различных этапах развития бассейна менялся литологический состав отложений внутри проградационных структур и сама генетическая природа этих образований. Эти различия были обусловлены тектоническим фактором – скоростью разнознаковых движений в области бассейна седиментации и суши, высоким или низким стоянием уровня моря (рис. 12.1). Проградационные структуры первых трех типов могли возникать практически одновременно (рис 12.1в, г) и различия между ними были обусловлены локальными палеогеографическими факторами: близость или удаленность суши, положение речной системы. Возникновение проградационной структуры 4-ого типа (рис 12.1а) практически исключает синхронное формирование проградационных структур первых двух типов, но

Тип	Состав	Высота склона, м	Уклон	Палеогеографичес	Время формирования
ПС			склона	кая локализация	
1	конгломераты,	20-100	15-35°	побережье	оксфорд-киммеридж,
	редко				поздний титон-
	гонглобрекчии				берриас
	песчаники,				
	алевролиты.				
2	конглмераты,	более 300 (толща	более 10°	побережье, склон	поздний титон-
	конглобрекчии,	IV-b)	(толща III,	карбонатной	берриас
	известянковые		Пахкал-Кая),	платформы	
	брекчии				
3	известняковые	не установлена	не установлен	фронт	поздний титон-
	брекчии			карбонатной	берриас
				платформы	
4	массивные	не установлена	не установлен.	фронт	оксфорд?-нижний
	рифогенные,			карбонатной	титон, берриас-
	обломочные			платформы	валанжин?
	известняки				

допускает появление мегабрекчий (3-ий тип) в периоды низкого стояния уровня моря (рис. 12.1б).

Таблица 12.1. Характеристика выделенных типов проградационных структур (ПС).



Принципиальная модель формирования различных типов прградационных структур в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях Горного Крыма,.

Рис. 12.1. Модель формирования проградационных структур. Цифрами обозначены выделенные типы проградационных структур.

Глава 13. Модель развития пзднеюрского-раннемелового осадочного бассейна Горного Крыма

В 60-е годах прошлого века М.В. Муратовым, И.В. Архиповым и Е.А. Успенской, В.Ф. Пчелинцевым и др. была предложена фациальная модель формирования верхнеюрских-нижнемеловых отложений Горного Крыма (Муратов и др., 1960; Пчелинцев, 1966; Успенская, 1969). Она основана анализе на результатов предшественников и огромном объеме данных, которые были получены в ходе работы над геологической картой Крыма (Успенская, 1969) и отражает сложившиеся к тому времени представления о сложном строении толщи с позиций фиксизма. Согласно этой модели строение толщи определялось присутствием двух прогибов (синклинориев) внутри которых формировались флишоидные осадки, разделенных поднятием (антиклинорием) где происходило накопление мелководной толщи известняков. Грубообломочные конгломератовые отложения были приурочены к периферии поднятия. Согласно существовавшей к тому моменту стратиграфической схеме (Успенская, 1969) в пределах развития мелководных фаций центрального поднятия в течении позднего кимериджа произошел перерыв осадконакопления. Было постулировано, что отложения титона залегают на более древних образованиях с угловым несогласием.

С тех пор поменялись представления о тектонической структуре Горного Крыма (Казанцев, 1982; Казанцев и др., 1989; Милеев и др., 1992 - 2009; Милеев, Барабошкин, 1999; Юдин, Герасимов; 2001; Юдин, 2004, 2009) и существенно изменились представления о возрасте пород слагающих верхнеюрскую-нижнемеловую толщу (Кузнецова, Горбачик, 1985; Федорова, 2005; Аркадьев, Рогов, 2006; Аркадьев и др., 20012; Гужиков и др., 2012). В частности, присутствие перерыва в позднем кимеридже было подвергнуто критике (Аркадьев, Рогов, 2006).

В последнее время были предложены новые реконструкции, основанные на детальных исследованиях верхнеюрских-нижнемеловых карбонатных толщ в районе Ай-Петринской яйлы (Krajewski, 2010), плато Демерджи и Тирке (Пискунов, 2013), северного борта Байдарской котловины (Федорова, 2005). Возраст карбонатных отложений для этих районов был определен на основании изучения фораминифер в шлифах (Федорова, 2005; Krajewski, Olszewska, 2006, 2007). Эти данные существенно дополняют полученные нами результаты для РПД и ЮЗК и позволяют достаточно детально рассмотреть эволюцию верхнеюрской-нижнемеловой толщи Горного Крыма. С учетом этих данных, а также результатов седиментологических и Srхемостратиграфических исследований приведенных автором, может быть предложена новая фациальная модель верхнеюрских-нижнемеловых отложений Горного Крыма (рис. 13.1). Модель отражает пространственное взаимоотношение и изменение во времени фаций внутренних и краевых частей карбонатной платформы, дельтовых фаций и фаций глубоководного бассейна внутри трансгрессивно-регрессивных циклов второго порядка.

Оксфорд-нижний кимеридж

Традиционно считается, что верхнеюрский цикл седиментации начинается с отложений оксфорда, которые несогласно ложатся на подстилающие среднеюрские магматические комплексы и отложения таврической серии в западной части Горного Крыма и залегают согласно на отложениях келловея в восточном Крыму. Палеонтологически (по микрофауне, кораллам и брахиоподам) обоснованы лишь верхнеоксфордские отложения в районе Судака (Муратов и др., 1960; Успенская, 1969), а также обломки известняков внутри конгломератов Ю. Демерджи (Чернов, 1963). Таким образом, оксфордский ярус до сих пор крайне слабо обоснован в верхнеюрских отложениях. Корреляция этой фауны с аммонитовыми зонами международной шкалы (Gradstein et al., 2012) требует ревизии.

Отложения нижнего кимериджа подтвержденные списками фауны аммонитов известны в тектонических пластинах образующих южный обрыв Караби-Яйлы (Парышев и др., 1979). Они представлены известняками с крупной цельной бентосной фауной, прослоями глинистых известняков, галечников, а также тонкослоистыми пелитоморфными известняками. Подобные отложения тонкослоистых и мергелистых известняков в районе хребта Иограф и г. Роман-Кош датированы нижним кимериджем на основании аммонитовой фауной (Овечкин, 1956, Успенская, 1969). Последние могут характеризовать пелагические фации.

Наиболее древние отложения Байдарской яйлы изученные нами согласно Srхемостратиграфической корреляции формировались не позднее раннего кимериджа, включительно. Эти отложения включают массивные рифовые фации фронта платформы, близкие по составу и морфологии к иловым холмам, а также наиболее древние слоистые образования внутренней части платформы (разрез 3, ЮЗК, рис. 13.1).

К отложениям верхнего оксфорда - нижнего кимериджа условно отнесены конгломератовые толщи в основании г. Ю. Демерджи (разрезы 1, 2, 3, 4, РПД, рис. 13.1), плато Чатыр-Даг, Долгоруковской Яйлы, наиболее низкие массивные слои рифогенных

185

известняков, слагающие подножье южного Эскарпа Крымской яйлы, а также рифовые постройки (пинаклы)¹¹ и песчаники в районе города Судак.

Верхний кимеридж-нижний титон

Отложения кимериджа доказаны в массивных известняках слагающих обрывы южного эскарпа г. Ай-Петри и хребта Иограф (Krajewski, Olszewska, 2006; 2007). Они без видимых значительных перерывов надстраиваются слоистой толщей известняков, внутри которой, присутствуют комплексы бентосных фораминифер известные с титона (Krajewski, Olszewska, 2006; 2007). Нами также получены датировки массивных известняков в западной части Ай-Петринской яйлы, которые указывают на их позднекимериджский-раннетитонский возраст. Толща слоистых известняков плато Демерджи сформировалась в раннетитонское время. В отложениях двуякорной свиты в восточном Крыму (Аркадьев, Рогов, 2006) присутсвуют глубоководные отложения терминального кимериджа и нижнего титона, в отложениях толщи II-b Байдарской котловины известна фауна нижнего титона (Успенская, 1969).

Таким образом, обрывы южного эскарпа, а также толщи слоистых известняков, которые наращивают их на поверхности Яйлы, включают слои верхнего кимериджа нижнего титона. Отложения представлены многообразием рифовых фаций, и фаций внутренней части карбонатной платформы (Krajewsky, 2010; Пискунов, 2013). Краевые фации карбонатной платформы, которые участвовали в формировании проградационной структуры, представлены микробиальными рифами при меньшем участии строматопор и кораллов, а также продуктами разрушения рифов в виде шлейфов (разрезы 1, 2, 3, ЮЗК, рис. 13.1). Такие же фации установлены внутри массивных известняков в обрывах г. Ай-Петри, мощностью до 500 м (Krajewski, 2010). Таким образом, массивные известняки, обнаженные в обрывах южного эскарпа, характеризуют литологию часто проградационной структуры карбонатной платформы. Фации внутренней платформы представлены слоистыми известняками хребта Иограф (Krajewski, 2010), которые имеют стратиграфичекую детализацию до титона. На плато Демерджи (разрез 6, РПД, рис. 13.1) мощность толщи мелководных известняков внутренней части платформы составляет около 1000 м для раннетитонского времени.

¹¹Предварительные датировки методом SIS морских лилий из отложений рифовой постройки г. Коба-Кая указывают на их формирование не позже нижнего киммериджа включительно (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - 0,70690-0,70692). Не опубликованные данные.

Глубоководные фации представлены флишем с силикокластическими турбидитами в кимеридже-раннем титоне (Рогов, Аркадьев, 2006), которые сменяются вверх по разрезу кальцетрубидитами.

Таким образом, в позднем кимеридже – раннем титоне происходит интенсивное прогибание бассейна и формирование большей части объема известняков Крымской Яйлы. В дистальных частях бассейна мергилистые тонкослоистые известянки сменяются флишевыми отложениями, что свидетельствует о его углублении и формировании склона на границе мелководного шельфа.

Верхний титон-берриас

Верхним титоном – берриасом датированы отложения толщи VI РПД (верхняя часть разреза 6, РПД, рис. 13.1), отложения северного борта Байдарской котловины (Федорова, 2000, 2005), а также слоистые мергелистые известняки в верхней части разреза Ай-Петринской яйлы и хребта Иограф (Krajewski, Olszewska, 2006; 2007). Перечисленные разрезы характеризуются сходным строением, которое обусловлено чередованием мергелистых известняков, органогенных биостромов, мелководных фаций литорали и сублиторали (Пискунов, 2013; Швидкий, 1998; Krajewski, 2010). На уровне границы нижнего и верхнего титона начинают проявляться признаки продолжительных экспозиций платформы, зафиксированные нами в верхней части разреза V РПД и отмеченные также внутри титонской части сводного разреза яйлы Ай-Петри М. Краевским (Krajewski, 2010). В строении толщ хорошо проявлены циклы обмеления 3-его порядка.

К отложениям верхнего титона и берриаса относятся грубообломочные толщи конгломератов, конглобрекчий и мегабрекчий РПД и ЮЗК (разрезы 1, 5 - РПД, 4, 5 - ЮЗК, рис. 13.1). Эти толщи накапливались в прибрежной зоне внутри дельт Гильбертова типа, на склоне и в подножье карбонатной платформы, где происходило образование проградационных структур с выраженным склоном.

Парагенез перечисленных типов осадочных отложений верхнего титона – берриаса связан с разнознаковыми движениями на фоне тектонической активности и эпохой общей регрессии. Развитие регрессии приводит к изменению конфигурации карбонатной платформы и резкому изменению характера седиментации в глубоководной части бассейна, где флишевый тип осадков сменяется мергелистыми отложениями с прослоями грубообломочных рудстоунов (Гужиков и др., 2012) и брекчий (разрезы 4, 5, ЮЗК, рис. 13.1).

Брриас-валанжин

бассейна Ha завершающей стадии ЭВОЛЮЦИИ осадочного верхнеюрскойнижнемеловой толщи Горного Крыма накапливаются пестрые по составу терригеннокарбонатные толщи связанные с очередным, но менее масштабным трасгрессивнорегрессивным эпизодом. Отложения берриаса представлены в отдельных обнажениях вдоль северной периферии Первой гряды Крымских гор, они широко охарактеризованы фауной среднего и верхнего берриаса и выделены в свиту бечку (Аркадьев и др., 2012). В переделах северного борта Байдарской котловины это кораллово-губковые биостромы названные «губковым горизонтом», мергелистые известняки, глины и конгломераты. Возможно, с ними можно коррелировать рудистовые и коралловые биостромы с прослоями конгломератов в верхней части разреза плато Тирке (разрез 6, РПД, рис. 12.1).

Накопления берриасских отложений происходит на фоне завершающей стадии коллизионного процесса (Милеев и др., 2006), который начался в верхнем титоне с формированием дельт Гильбертова типа. Осадочная летопись этого времени насыщена перерывами и конденсированными уровнями, отличается большой пестротой фаций в разрозненых обнажениях.

Согласное налегание известняков валанжина (Успенская, 1969) на отложениях берриаса имеет спорный характер (Федорова, 2005). В пределах первого межгрядового понижения и второй гряды Крымских гор пестрые по составу и маломощные отложения валанжина залегают с размывом на породах таврической серии и знаменуют начало ортоплатформенного этапа развития территории Крыма (Милеев и др., 2006).

Заключение

Учитывая разрешающую способность стратиграфических данных в истории эволюции верхнеюрской-нижнемеловой толщи можно выделить 4 основных этапа:

1. Формирование дельт Гильбертова типа, и отдельных рифовых тел на фоне раскрытия бассейна, в оксфорде – кимеридже;

2. Формирование обширной карбонатной платформы в виде ступенчатого рампа, на фоне быстрого прогибания бассейна и общей трансгрессии, в кимеридже – нижнем титоне;

3. Регенерация дельт Гильбертова типа, изменение конфигурации платформы на фоне разнознаковых тектонических движений и относительной регрессии в верхнем титоне.

Обмеление глубоководных частей бассейна и формирование мегабрекчий с разрушением части платформы на пике регрессии в верхнем титоне - берриасе;

4. Формирование терригенно-карбонатных отложений в пределах карбонатной платформы, на завершающей стадии эволюции шельфа в берриасе - валанжине.

Обозначенные этапы сопоставлены с двумя осадочными циклами второго порядка (более 10 млн. лет, Flügel, 2010). Каждый из циклов связан с эпизодом масштабного тектонического прогибания бассейна и начинается в эпоху низкого стояния уровня моря, а заканчивается в эпоху высокого стояния.





Заключение

Изучение верхнеюрских-нижнемеловых отложений района плато Демерджи, Байдарской, Варнаутской и Балаклавской котловин позволило сделать следующие выводы:

1. Изученные районы имеют сложное строение, связанное с развитием контрастных по литологии толщ и неопределенными взаимоотношениями между ними. Залегание верхнеюрских-нижнемеловых осадочных толщ редко наследует первичную седиментационную структуру шельфа и обусловлено наложенными тектоническими деформациями, в том числе надвигами.

2. Изучение седиментологической характеристики верхнеюрских-нижнемеловых карбонатных и карбонатно-терригенных грубообломочных комплексов, основанное на выделении литологических и микрофациальных типов, позволило восстановить обстановки осадконакопления и выделить в том числе склоновые отложения, которые формировались внутри проградационных структур. Терригенные проградационные структуры формировались внутри дельт Гильбертова типа, а карбонатные – представлены рифами края карбонатной платформы и мегабрекчиями. Ранее мощность отложений формирующих проградационные структуры в некоторых случаях была существенно завышена, в связи с тем, что не было учтено латеральное приращение мощности осадков.

3. Применение метода Sr-хемостратиграфического датирования позволило уточнить возраст отложений ранее охарактеризованных фауной, а также получить датировки немых толщ. В результате Sr-хемостратиграфической корреляции установлен более древний (раннетитонский) возраст известняков слагающих плато Демерджи, а также получены возраста от кимериджа до валанжина включительно в отложениях южного борта Байдарской котловины.

4. На основании полученных датировок оценена скорость осадконакопления в пределах карбонатной платформы в нижнем титоне, которая составила 0.23-0.28 м / 1000 лет. Такая аномально высокая скорость осадконакопления при этом не связана с ложной оценкой мощности осадков внутри проградационной структуры, так как датированные отложения накапливались во внутренней части карбонатной платформы, где осуществлялось вертикальное приращение мощности.

5. С учетом новых седиментологических данных и Sr-хемостратиграфических датировок, а также новых данных полученных другими авторами может быть предложена

единая палеогеографическая модель формирования верхнеюрских отложений Горного Крыма. В истории эволюции осадочного бассейна выделено 4 этапа, которые соответствуют двум трансгрессивно-регрессивным циклам второго порядка.

Список литературы

1. Амеличев Г.Н. Карстовые полья Крыма // Культура народов Причерноморья. № 52. 2004. Т.2. С. 14-21.

2. *Андрухович А.О., Туров А.В.* Сравнительная характеристика титон-берриасских отложений Караби-яйлы и Демерджи-яйлы (Горный Крым) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 29-39.

3. Аркадьев В.В. Инфразональная схема берриасского яруса Горного Крыма // Новое в региональной геологии России и ближнего зарубежья. Материалы совещания. М. 2008.: РГГРУ. С. 12-14.

4. Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужиков А.Ю. и др. Берриас Горного Крыма. СПб.: Лема. 2012. 472 с.

5. Аркадьев В.В., Рогов М.А. Новые данные по биостратиграфии и аммонитам верхнего кимериджа и титона Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 90-104.

6. Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н. и др. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Второе всероссийское совещание «Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». Школа «Принципы и методы стратиграфических исследований». Тез. докл. СПб.: СПбГУ. 2004. С. 17.

7. Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н. и др. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела восточного Крыма // Стратигр. геол. корр. 2006. Т.14, №3. С.84-112.

8. *Архипов И.В.* Кимеридж-титонский флиш Горного Крыма и условия его образования // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1958. № 6. С. 20-30.

9. Архипов И.В., Успенская Е.А., Цейслер В.М. О характере взаимоотношения нижнемеловых и верхнеюрских отложений в пределах юго-западной части Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33. Вып.5. С. 81-90

10. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир. 2007. 172 с.

 Барабошкин Е.Ю., Пискунов В.К. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пахкал-Кая (Крым) // Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. 2010. №1. С.17-25. 12. Бискэ Г.С. Надвиговая позднекиммерийская тектоника юго-западной части оконечности Горного Крыма. // Вестн. СПбГУ. Сер.7 Геология, география. 1997. Вып.2 (14). С. 3 – 11.

13. Борисенко Л.С., Брагин Ю.Н., Васильев И.Н. и др. Дискуссия по концептуальным вопросам геодинамики Крымско-Черноморского региона // В кн.: Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Симферополь. 1997. С. 135-148

14. Брагин Н.Ю., Аристов В.А. Конодонты раннего карбона и другие микрофосилии в гальках кремнистых пород из верхнеюрских конгломератов г. Южная Демерджи // Новое в региональной геологии России и ближнего зарубежья. Материалы совещания. М.: РГГРУ. 2008. С. 21-23.

15. Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. З. № 1. С. 3-33.

16. 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. Геологическая корреляция. 2012. Том 20, № 3. С. 35–71.

17. Кабанов П.Б. Бентогенные карбонатные фации фанерозоя: обзор и пример из карбона Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 5. С. 41–59.

18. *Кабанов П.Б.* Микритизация частиц как фациальный индикатор в мелководноморских карбонатных породах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 4. С. 39-48.

19. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука. 1982. 112 с.

20. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю.* и др. Структурная геология Крыма. Уфа: БНЦ УрО АН СССР. 1989. 152 с.

21. Кеннетт Дж. П. Морская геология. Т. 1. М.: Мир. 1987. 397 с.

22. *Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Терлеев А.А. и др.* Sr изотопная хемостратиграфия карбонатных отложений енисейской серии, хребет Азыртал восточного склона Кузнецкого Алатау // Докл. Акад. наук. 2009. Т. 424. № 4. 510-516.

23. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16-34. 24. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций соотношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3-39.

25. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3-19.

26. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др.* Sr- и C-изотопная характеристика типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25-53.

27. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.:ГЕОС. 2003.
262 с.

28. *Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н.* Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: "Наука". 1985. 136 с.

29. Лаломов А.В. Реконструкция палеогидродинамических условий образования верхнеюрских конгломератов Крымского полуострова // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 3. с. 298-311.

30. Лидер Н.Р. Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир. 1986. 439 с.

31. *Лисицин А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М. Наука. 1988. 309 с.

32. Лысенко Н.И. К стратиграфии титон-валанжинских отложений южного борта Байдарской котловины в Крыму // Докл. АН СССР. 1964. Т.159. № 4. С.806-807.

33. Лысенко Н.И. О возрасте известняков северного борта Байдарской котловины в Крыму // Доклады АН СССР. 1962. Т. 145. № 1. С. 166-167.

34. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б. и др. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т.84, вып.3. С.3-22.

35. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю. К вопросу о моде в интерпретации геологической истории Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып.6. С. 29-37

36. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю. и др. Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Доклады РАН. 1994. Т.338, №4. С. 497-500.

37. *Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б.* и др. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т.81, вып.3. С.22-33.

38. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б. и др. Особенности строения и формирования покровов Горного Крыма // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2007. №.2. С. 56-66.

39. Милеев В.С., Вишневский Л.Е., Никишин А.М. и др. Формации аккреционной призмы Горного Крыма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1992. № 4. С. 25-31.

40. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т.70, вып.1. С. 22-31.

41. Милеев В.С., С.Б. Розанов, Е.Ю. Барабошкин и др. Строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ. 1997. С. 187-206.

42. *Михайлова М.В.* Строение и условия образования оксфордских биогермов в районе г. Судака // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1959. № 5. С. 53-61

43. Моисеев А.С. К геологии юго-западной части Главной гряды Крымских гор // Геологический комитет. Материалы по общей и прикладной геологии. 1930. Вып. 80. Л.: Геол. Ком. 82 с.

44. Моисеев А.С. К стратиграфии верхнеюрских отложений юго-западного Крыма // Изв. Геол. Ком. 1926. Т. 45, № 7. С. 761-771

45. Муратов М.В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор. Л. 1937. 122 с.

46. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова.М.: ГОНТИ. 1960. 208 с.

47. *Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А* Стратиграфия, фации и формации юрских отложений Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1960. Т.35. Вып.1. С.87-97.

48. 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.

49. Муратов М.В., Снегирева О.В., Успенская Е.А. Средиземноморский геосинклинальный пояс. Крымско-Кавказская область. Крым // Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Недра. 1972. С. 143-154.

50. Наливкин Д.В. Учение о фациях // Москва - Ленинград: АН СССР. 1955. Т.1. 534 с.

51. Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю. и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказск-Черноморского региона. Вестн. МГУ. Сер 4. Геология. 1997. С. 6-16.

52. *Овечкин Н.К.* Стратиграфия и фауна аммонитов верхнеюрских отложений Юго-Западного Крыма // Вестник Ленинградского Университета. 1956. №6. С.12-29. 53. Парышев А.В, Пермяков В.В., Борисенко Л.С. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Караби-яйлы в Крыму // Геологический журнал. Т.39. №1. АН УССР, отд.наук о земле. Киев: Наукова думка.1979. С.108-111.

54. Пейтон Ч. и др. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. М.: МИР. 1982. Т.2. 84

55. Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П. Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма // Инст. Геол.наук АН УССР. 1991. Препр. 91-12. Киев. 38 с.

56. Пискунов В.К., Рудько С.В, Барабошкин Е.Ю. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012а. Т. 87, вып. 5. С. 7-23.

57. Пискунов В.К., Рудько С.В, Барабошкин Е.Ю. Условия формирования средневерхнетитонских известняков плато Демерджи (Горный Крым) // Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. 2012б. №5. С. 3-11.

58. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О и в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 5. С. 505-530.

59. Пчелинцев В.Ф. Киммериды Крыма. М.-Л.: Наука. 1966. 126с.

60. Пчелинцев В.Ф. Рудисты мезозоя Горного Крыма. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1959.
179 с.

61. Пчелинцев В.Ф., Лысенко Н.И. Геология восточных яйл Крыма // Тр. Геологического музея им. А.П. Карпинского АН СССР. 1963. Вып. IV-2. С.129-140.

62. Рединг Х.Г., Коллинсон Дж. Д., Аллен Ф.А. и др. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М., Мир. 1990. 352 с.

63. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в гренвильском и пост-гренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3-46.

64. Соколов В.Д. Годовой отчет МОИП за 1891-1892 гг. // Бюллетень МОИП. 1892. Т. VI. Протоколы заседаний. С. 28 - 29.

Соловьев А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010 Т.18. № 3. С. 74–82.

66. *Стремоухов Д.П.* Сланцы Мегало-Аяйло близ г. Балаклавы // Bull. de la Soc. Impèr. des Naturalistes de Moscou. 1894. № 3. Р. 307-324.

67. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра. 1980. 463с.

68. Успенская Е.А. Юрская система, верхний отдел. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1.М.: Недра. 1969. С. 114-154.

69. Федорова А.А. Опорные разрезы пограничных отложений юры и мела Крыма как основа для детализации расчленения и корреляции продуктивных толщ Каспийского шельфа // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России. СПб.: Недра. 2004. С.61-80.

70. Федорова А.А. Стратиграфическое значение фораминифер из пограничных карбонатных отложений юры и мела Байдарской долины (Юго-Западный Крым). Стратиграфия и фациальные методы изучения фанерозоя. Ученые записки. 2000. Вып. 1. Т. 1. СПб.: СПбГУ. С 27 – 37.

Фролов В.Т. Литология. Книга 1. М.: изд-во МГУ, 1992. 336 с.

72. Чернов В.Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма // Геотектоника. 1970. К № 5. С. 82-89.

73. Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестник МГУ. 1971. №2. С. 18 -28.

74. Чернов В.Г. Палеогеографические исследования верхнеюрских отложений района г. Демерджи в Крыму // Сборник НСО. 1963. №4. М.: МГУ. С. 3-110.

75. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПБ.: Недра, 1998. 352 с.

76. Швидкий А.В. Геологическое строение окрестностей бухты Мегало-Яло (Юго-Западный крым) // Вестник СПбГУ. 1999. Сер. 7. Вып.1 (№ 7). С. 81-84.

77. *Швидкий А.В.* Литостратиграфия и цикличность карбонатных отложений северного борта Байдарской долины Крыма. // Вестник СПбГУ. 1998. Сер. 7. Вып.2. № 14. С. 68-75.

78. Шнюков Е.Ф., Захаров З.Г., Нестеровский В.А. Литодинамические исследования конгломератовых толщ Горного Крыма с целью палеогеографических реконструкций верхнеюрского времени // Геологический журнал. 1990. № 4. С. 111-117

79. Щерба И.Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 1978. Т. 53. № 4. С. 23-34.

80. Юдин В.В. О необоснованности фиксистской концепции в Крыму // В кн.: Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона. Сб. докладов 5-й Международной конференции «Крым-2003». Симферополь. 2004. С. 271-280

81. Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб
 1:200000. Сост. В.В.Юдин. Симферополь: Союзкарта. 2009.

82. *Юдин В.В., Герасимов М.Е.* О надвигах Горного Крыма // Геофизический журнал. 2001. № 2. Т. 23 С. 121-129.

83. Bertling M., Insalaco E. Late Jurassic coral/microbial reefs from the northern Paris Basin— facies, palaeoecology and palaeobiogeography // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. Vol. 139. P. 139 – 175.

84. *Bertling M., Insalaco E.* Late Jurassic coral/microbial reefs from the northern Paris Basin—facies, palaeoecology and palaeobiogeography // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. Vol.139. P. 139 – 175.

85. Boulvain F., De Ridder C., Mamet B. et al. Iron microbial communities in Belgian Frasnian carbonate mounds // Facies. 2001. Vol. 44. P. 47 – 60

86. Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 1.
Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. Vol. 50. № 4. P. 1219-1236.

87. *Breda A., Mellere D., Massari F.* Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy) // Sediment. Geol. 2007. Vol. 200. P. 31–55.

Burchette T.P., Wright V.P. Carbonate ramp depositional systems // Sediment. Geol.
 1992. Vol. 79. P. 3-57

89. Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A. et al. Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. Vol. 10. № 10. P. 516-519.

90. Courjault T., Grosheny D., Ferry S. Detailed anatomy of a deep-water carbonate breccia
lobe (Upper Jurassic, French subalpine basin) // Sedimentary Geology. 2011. Vol.238. P. 156–
171

91. Dasgupta P. Sediment gravity flow — the conceptual problems // Earth-Sci. Rev. 2003.
Vol. 62. P. 265–281.

92. *Della Porta G., Kenter J.A.M., Bahamonde J.R.* Depositional facies and stratal geometry of an Upper Carboniferous prograding and aggrading high-relief carbonate platform (Cantabrian Mountains, N Spain) // Sedimentology. 2004. Vol.51. P.267–295

93. Denison R.E., Koepnick R.B., Fletcher A. et al. Criteria for the retention of original seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in ancient shelf limestones // Chem. Geol. 1994. Vol.112. № 1/2. P. 131-143.

94. Dumas S., Arnott R.W.C. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. // Geological Society of America. 2006. Vol.34; №12. P. 1073–1076

95. *Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // In: W.E.Ham (Ed.). Classification of carbonate rocks. Tulsa. 1962. P. 108-121.

96. *Dupraz C, Strasser A.* Microbialites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains) // Facies. 1999. Vol. 40. P. 101-130.

97. *Embry A.F., Klovan J.E.* A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island // N.W.T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology. 1971. Vol.19. № 4. P.730-781.

98. *Faulkner T.J.* The shipway limestone of gower: carboniferrous ramp sedimentation on a storm-dominated early // Geological journal. 1988. Vol. 23. P.85-100

Faure G. The marine-strontium geochronometr. In: Numerical Dating in stratigraphy. Part I. (ed. Odin G.S.) New-York. Wiley & Sons. 1982. P. 73-79.

100. Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application/ Second Edition. Berlin and Heidelberg: Springer-Verlag. 2010. 984 p.

Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones // AAPG Bulletin. 1959. Vol.43. P. 1-38.

102. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. A Mesozoic Time Scale // J. Geophysical Research. 1995. Vol. 99. № B12. P. 24051-24074.

103. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. The Geologic Time Scale 2012 2-Volume Set // Elsevier. Print Book. 2012. P. 1176.

104. Grani M.R. From turbit to lucid: a straightforward approatch to sediment gravity flows and their deposits // Sedimentary. Vol.2. №3. 2004. P. 4-9.

105. Graziano R. The Cretaceous megabreccias of the Gargano Promontory (Apulia, southern Italy): their stratigraphic and genetic meaning in the evolutionary framework of the Apulia Carbonate Platform // Terra Nova. 2001. Vol.13. P.110-116

106. Greenwood B., Sherman D.J. Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis // Sedimentology. 1986. Vol.33. P.33-45

107. Gröcke D.R., Price G.D., Ruffell A.H. et al. Isotopic evidence for late Jurassic-Early Cretaceous climate change // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. Vol.202. № 1/2. P. 97-118.

108. Guo L., Vincent S., Lavrishchev V. Upper Jurassic reefs from the Russian Western Caucasus: Implications for the Eastern Black Sea // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20. P. 629–653

109. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A Geological Time Scale. Cambridge University Press, Cambridge. 1990.

Hodell D.A., Mueller P.A., McKenzie J.A., Mead G.A. Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean // Earth Planet. Sci. Letters. 1989. Vol. 92. № 2. P. 165-178.

111. Huang C., Hesselbo S., Hinnov L. Astrochronology of the late Jurassic Kimmeridge clay (Dorset, England) and implication for Earth system process // Earth Planet. Sci. Letters. 2010. Vol. 289. P. 242-255.

112. Jones C.E., Jenkyns H.C., Coe A.L., Hesselbo S.P. Strontium isotopes in Jurassic and Cretaceous seawater // Geochim. Cosmochim Acta. 1994. Vol. 58. № 14. P. 3061-3074.

113. Kabanov P.B. Products of micritization: evidences of microbial activity at and below the seafloor of the Upper Moscovian epicontinental basin of central European Russia // Proc. Int. Soc. Opt. Eng. 2003. Vol. 4939. P. 141-152.

114. Kästner M., Schülke I., Winsemann J. Facies architecture of a Late Jurassic carbonate ramp: the Korallenoolith of the Lower Saxony Basin // International Journal Of Earth Sciences.
2008. Vol. 97, № 5. P. 991-1011.

115. Kenter J.A.M Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric // Sedimentology. 1990. Vol.37. P.777-794

116. *Kenter J.A.M.*, *Harris P.M. (Mitch)*, *Della Porta G.* Steep microbial boundstonedominated platform margins – examples and implications // Sediment. Geol. 2005. Vol. 178. P. 5–30.

Kleinhans M.G. Autogenic cyclicity of foreset sorting in experimental Gilbert-type deltasSedimentary Geology. 2005. Vol.181. P. 215–224

118. Koepnick R.B., Denison R.E., Burke W.H., Hetherington E.A., Dahl D.A. Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr // Chem. Geol. 1990. Vol. 80. № 4. P. 327-349.

119. Kovačić V.T., Mrinjek E. The role of palaeogene clastics in the tectonic interpretation of Northern Dalmatia (Southern Croatia) // Geol. Coat. 1994. Vol.47. №1. P.127-138

120. Krajewski M. New data about microfacies and stratigraphy of the Late Jurassic Aj-Petri carbonate buildup (SW Crimea Mountains, S Ukraine) // N. Jb. Geol. Paläont. 2008. Bd.249. Heft.2. P. 239-255.

121. Krajewski M., Olszewska B. Foraminifera from the Late Jurassic and Early Cretaceous carbonate platform facies of the southern part of the Crimea Mountains, Southern Ukraine // Annales Societatis Geologorum Poloniae. 2007. Vol. 77. P. 291–311.

122. Krajewski M., Olszewska B. New data about microfacies and stratigraphy of the Late Jurassic Aj-Petri carbonate buildup (SW Crimea Mountains, S Ukraine) // Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie, Monatschefte. 2006. Heft.5. Sturrgart. P. 298-312.

123. Kruta I., Rouget I., Landman N.H. et al. Aptychi microstructure in Late Cretaceous Ancyloceratina (Ammonoidea) // Lethaia. Vol.42. P.312–321.

124. Leinfelder R, Krautter M., Laternser R. et al. The origin of Jurassic reefs: Current research developments and results // Facies. 1994. Vol.31, issue 1. P. 1-56

125. Leinfelder R. Jurassic reef ecosystems // In: Stanley, G.D.jr. (ed): The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems. Topics in Geobiology Series. 2001. №17. New York: Kluwer/Plenum Press. P. 251-309.

126. Leinfelder R., Nose M., Schmid D.U. et al. Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, paleoecological significance and importance in reef construction // Facies. 1993. Vol.29. P. 195–230.

127. Leinfelder R., Schmid D.U., Nose M. et al. Jurassic reef patterns – the expression of a changing globe // SEPM Spec. Publ. Phanerozoic Reef Patterns. 2002. Vol.72. P. 465–520.

128. Leinfelder R., Werner W., Nose M. et al. Paleoecology, growth parameters and dynamics of corals, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic // Reef Evolution, Research Reports. Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. 1996. Vol. 1, № 2. P. 227–248.

129. Longhitano S.G. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilberttype deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy) // Sediment. Geol. 2008. Vol. 210. P. 87–110.

130. Longhitano S.G. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilberttype deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy) // Sediment. Geol. 2008. Vol. 210. P. 87–110.

131. Lowe D.R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special referens to the deposits of nigh-density turbidity currents // Journal of sedimentary petrology. Vol.52. No. 1. 1982. P. 279-297.

132. Mancini, E. A., Llina's J. C., Parcell W. C. et al. Upper Jurassic thrombolite reservoir play, northeastern Gulf of Mexico // AAPG Bulletin. 2004. Vol. 88. P. 1573 – 1602.

133. McArthur J.M. Recent trends in strontium isotope stratigraphy // Terra Nova. 1994.
Vol.6. № 4. P. 331-358.

134. McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Srisotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // J. Geol. 2001. Vol. 109. № 2. P. 155-169.

135. McArthur, J.M., Janssen, N.M.M., Reboulet, S. et al. Early Cretaceous ice-cap volume, palaeo-temperatures (Mg, d18O), and isotope stratigraphy (d13C, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) from Tethyan belemnites // Palaeogeography,Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. Vol.248. P.391-430.

McConnico T.S., Bassett K.N. Gravelly Gilbert-type fan delta on the Conway Coast, New Zealand: Foreset depositional processes and clast imbrications // Sediment. Geol. 2007. Vol.198.
P. 147–166.

137. *McPherson J.G., Shanmugam G., Moiola R.J.* Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas // Geological Society of America Bulletin. Vol.99. 1987. P. 331-340

138. Meijers M.J.M. Tethyan evolution of the Black Sea region since the Paleozoic: a paleomagnetic approach // Geologica Ultraiectina. 2010. Vol.319. 247 p

139. Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic carbonates: Implications for 'blind experiments' // Terra Nova. 2001. Vol.13. №
1. P. 1-11.

Melim L.A., Scholle P.A. The forereef facies of the permian capitan formation: the role of sediment // Journal of sedimentary research. 1995. Vol.B65. №1. P. 107-118

141. Nemec W., Steel R.J. Alluvial and coastal conglomerares: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits //Canadian Society of Petroleum Geologists. Vol.10. 1984. p. 1-31

142. Perotti E., Bertok C., d'Atri A. et al. A tectonically-induced Eocene sedimentary mélange in the West Ligurian Alps, Italy // Tectonophysics. 2012. Vol.568-569. P.200-214.

143. Podlaha O.G., Mutterlose J., Veizer J. Preservation of δ^{18} O and δ^{13} C in belemnite rostra from Jurassic/Early Cretaceous successions // Amer. J. Sci. 1998. Vol. 298. P. 324-347.

Pomar L. Types of carbonate platforms: a genetic approach // Basin Research. 2001.Vol.13. P. 313-334

145. *Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P.* et al. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, examples, and exploration significance // American Association of Petroleum Geologists Bulletin.1992. Vol. 76. P. 1687-1709.

146. Posamentier H.W., Summerhayes C.P., HaqB.U. et al. Sequence stratigraphy and facies associations. Oxford. Blackwell. 1993. P. 3-18.

Postma G. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis // A.
Colella and D.B. Prior (Editors), Coarse Grained Deltas. Spec Publ. Int. Assoc. Sedimentol.
1990. Vol.10. P. 13–27.

148. Postma G. Slumps and their deposits in fan delta front and slope // Geology. 1984. Vol.12. P. 27–30.

149. Price G.D., Sellwood B.W. Palaeotemperatures indicated by Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) fossils from Mallorca determined by oxygen isotope composition // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1994. Vol.110. P.1-10

150. Rameil N., Immenhauser A., Warrlich G. et al. Morphological patterns of Aptian Lithocodium – Bacinella geobodies: relation to environment and scale // Sedimentology. 2010.
Vol.57, № 3. P. 883-911.

151. Riding, *R.* Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories // Earth Science Reviews. 2002. Vol.58, iss. 1-2. P. 163-231

152. Rodríguez-Martínez M., Moreno-González I., Mas R. Paleoenvironmental reconstruction of microbial mud mound derived boulders from gravity-flow polymictic megabreccias (Visean, SW Spain) // Sedimentary Geology. 2012. Vol.263. P.157-173

153. Rohais S., Eschard R., Guillocheau F. Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece) // Sedimentary Geology. 2008. Vol.210. P.132–145.

154. Sano H., Tamada E. Collisional collapse-related internal destruction of Carboniferous–
Permian limestone in Jurassic accretionary complex, southwest Japan // J. Geol. Soc. Japan.
1994. Vol. 100. P. 828–847.

155. Schlagintweit F., Bover-Arnal T., Salas R. Erratum to: New insights into Lithocodium aggregatum Elliott 1956 and Bacinella irregularis Radoičić 1959 (Late Jurassic–Lower Cretaceous): two ulvophycean green algae (?Order Ulotrichales) with a heteromorphic life cycle (epilithic/euendolithic) // Facies. 2010. Vol.56. P. 635–673.

156. Schmid, D. U. Marine Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura // Profil.1996. Vol.9. P. 101–251.

157. Schneider S., Fursich F. T., Werner W. Sr-isotope stratigraphy of the Upper Jurassic of central Portugal (Lusitanian Basin) based on oyster shells // International J. of Earth Sciences. 2009. Vol. 98. № 8. P. 1949-1970.

158. Shiraishi F., Kano A. Composition and spatial distribution of microencrusters and microbial crusts in upper Jurassic-lowermost Cretaceous reef limestone (Torinosu Limestone, Southwest Japan) // Facies. 2004. Vol. 50. P. 217-227.

159. Sohn Y.K., Rhee C.W., KimDebris B.C. Flow and Hyperconcentrated Flood-Flow Deposits in an Alluvial Fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea // Journal of Geology. 1999. Vol.107. №1. P.111-132.

160. Spence G., Tucker M. 1997. Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review // Sediment. Geol. Vol.112. P. 163–193.

Stow D.A.V., Wetzel A. Hemiturbidite: a new type of deep-water sediment // Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results. 1990. Vol.116. P.25–34.

162. Tucker M.E. Techniques in Sedimentology // Wiley. 1988. 394p.

163. Tucker M.E., Wright V.P. Carbonate Sedimentology. Oxford: Blackwell Science. 1990.482 pp.

164. Vedrine S. Co-occurrence of the foraminifer Mohlerina basiliensis with Bacinella-Lithocodium oncoids: palaeoenvironmental and palaeoecological implications (Late Oxfordian, Swiss Jura) // J Micropaleont. 2008. Vol.27. P. 35–44.

165. Védrine S., Strasser A. High-frequency palaeoenvironmental changes on a shallow carbonate platform during a marine transgression (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains) // Swiss J. Geosciences. 2009. Vol.102. P. 247-270.

166. Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. 87 Sr/ 86 Sr, δ^{13} C and δ^{18} O evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geol. 1999. Vol.161. No 1/3. P. 59–88.

167. Vlahović I., Tišljar J., Fuček L. The origin and importance of the Dolomite-Limestone breccia between the Lower and Upper Cretaceous deposits of the Adriatic carbonate platform: an example from Cicarija Mt. (Istria, Croatia) // Geol.Croatia.2002. Vol.55. №1. P.45-55.

Wright V.P., Burchette Z.P. et al. Carbonat ramps // London: Geological Society. Special Publications. 1998. Vol.149. P.1-5.

169. Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep bassins of the Black sea and Caspian sea as remnants of mesozoic back-arc bassins // Tectonophysics. 1986. 123. P. 181-211.

Неизданные работы:

170. Бахор М.К. Закономерности разломной тектоники Юго-Западной части Горного Крыма (по данным дистанционного зондирования) // Дис...канд.геол.-минерал.наук. М. 1992. 192 с.

171. Вознесенский А.И. Седиментологические и геодинамические условия формирования позднемезозойских осадочных комплексов в бассейнах северной периферии Тетиса // Дис.... док.геол.-минерал.наук. 25.00.06. М. 2003. 388с. 172. Пискунов В.К. Строение и история формирования верхне-юрских отложений района плато Демерджи и плато Тирке (Горный Крым) // Дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.01

173. Рудько С.В., Кузнецов А. Б., Пискунов В. К., Стронциевая изотопная хемостратиграфия верхнеюрских карбонатных отложений плато демерджи (Горный Крым) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. В печати

174. *Федорова А.А.* Стратиграфическое и фациальное значение фораминифер из пограничных отложений юры и мела Горного Крыма // Дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.02. РГБ ОД, 61:05-4/184. СПб. 2005. 249 с.

175. 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. Kraków: Wydawnictwa AGH. 2010. 253 p.

Приложение 1. Описание литотипов

ЛТ 1. Слоистые и массивные глины и мергели (рис. П1.1)

Глины с варьирующим содержанием CaCO₃ и терригенной алевритовой примеси. Первоначальная седиментогенная текстура тонкослоистая, интенсивно биотурбированные разности имеют массивный облик. Глины и мергели слагают флишоидные толщи, где находятся в тесной ассоциации с кальцитурбидитами (ЛТ 2). Микроскопическая характеристика глин ЛТ 1, встреченных в верхнеюрских флишоидах (МТ 1, 2) приведена в разделе, посвященном микрофациальным типам.

Интерпретация. Тонкозернистый флишевый ритм (слой Е в цикле Боума) (Лидер, 1986) образуется в результате осаждения глинистых частиц из взвеси в течение перерывов между событиями, связанными со сходом турбидитных потоков, (Лидер, 1986; Рединг и др., 1990). Также существует мнение (Рединг и др., 1990), что глинистая фракция транспортируется в составе турбидитного потока, являясь его хвостовой частью с наиболее низкой плотностью. В нашем случае резкие границы в основании глинистых слоев и развитие биотурбаций на поверхностях напластования, проходящих по кровле подстилающих глины грубозернистых частей ритма, свидетельствуют в пользу первого предположения.



Рис. П1.1. Слоистые и массивные глины во флишоидах. А - преимущественно массивные глины (ЛТ 1) переслаиваются с песчанистыми турбидитами ЛТ 2. Мыс. Киик-Алама; Б - слоистые мергелистые глины (ЛТ 1) переслаиваются с кальцитурбидитами (МТ 3). Толща II-b, Новобобровка, Байдарская долина. Длина молотка 30 см.

ЛТ 2. Песчаники с циклами Боума (рис. П.2)

Мелко-крупнозернистые отсортированные песчаники, реже гравелиты с градационной тонкой параллельной, косой или конволютной слоистостью, целиком формирующие циклы Боума или слагающие отдельные его части. В подошве слоев проходит четкая эрозионная граница, часто с механоглифами, текстурами нагрузки. В

нижней части слоев иногда присутствуют округлые полости – следы глинистых окатышей реже непосредственно окатыши. Для верхних частей слоев характерно присутствие ихнофоссилий. Песчаники образуют переслаивания с глинами ЛТ 1, иногда – надстраивают слои конгломератов (ЛТ 7). Карбонатные аналоги ЛТ 2 представлены грейнстоунами смешанного состава, соответствующими микрофациальному типу МТ 3

Интерпретация. Текстуры цикла Боума свидетельствуют об осаждении осадка из турбидитового потока (Lowe,1982; Лидер, 1986). Песчаники ЛТ 2 в тесной ассоциации с глинами ЛТ 1 образуют флишоидное переслаивание и соответствуют глубоководным авандельтовым отложениям. В ассоциации с конгломератами (ЛТ 6,7) такие песчаники интерпретируются как хвостовые (остаточные) части высокоплотностных дебрисных потоков (debris flow). В случае преобладания карбонатных зерен в составе породы они относятся к кальцитурбидитам, которые могли накапливаться у подножья или на склонах карбонатных платформ.



Рис. П1.2. Кальцитурбидиты в авандельтовых фациях. Мыс Киик-Атлама. А - характер переслаивания турбидитов с глинами. Видны циклы Боума: в левом нижнем углу слоистые горизонтальнослоистые мелкозернистые песчаники переходят в песчанки со слоистостью ряби течения. В центре – слой грубозернистого кальцитурбидита с полостями от глинистых окатышей в основании. Длина молотка 40 см. Б - знаки ряби течения и биотурбации на поверхности турбидита (ЛТ 2).

ЛТ 3. Массивные, параллельно- или косослоистые песчаники и гравелиты (рис. П1.3)

Песчаники и гравелиты с гальками, как правило, массивные, редко с градационной слоистостью. В некоторых случаях наблюдается пологая косая табулярная слоистость. Сортировка средняя, галька рассеяна в песчаном или гравелитовом матриксе и слагает до 30% объема породы. В случае ассоциации с глинами ЛТ 1 подошва у слоев песчаника обычно резкая, эрозионная. В случае ассоциации с конгломератами ЛТ 8 иногда

наблюдается постепенный переход с уменьшением зерен, т.е. нормальная градация. Мощность песчаниковых горизонтов и линз варьирует (0.2 - 1 м).

Интерпретация. Песчаники и гравелиты ЛТ 3 не имеют характерных признаков выпадения из турбидитового потока и отличаются от типичных турбидитов (ЛТ 2) более крупным гранулометрическим составом. Формирование песчаников и гравелитов ЛТ 3 связано с потоками, которые по своим характеристикам (дисперсионное давление частиц, реология, отношение жидкости и зерен) представляют собой переходный тип между дебрисными потоками и турбидитами И несвязными могут быть названы гиперконцентрированными потоками (Dasgupta, 2003), высокоплотностными турбидитами (Lowe, 1982) или денситами (Gani, 2004). Наблюдающиеся случаи фациального замещения конгломератов ЛТ 7 песчаниками ЛТ 3, часто с постепенными переходами, указывают на их тесную генетическую связь.

В процессе движения потока происходило его разделение на базальный высококонцентрированный слой, в котором плавучесть обломков поддерживалась преимущественно столкновением частиц и верхний насыщенный флюидом, частично проявляющий свойства турбидитового потока. Примеры подобного фракционирования высокоплотностных гравитационных потоков описаны в (Sohn et al., 1999; Breda et al., 2007; Longhitano, 2008). На существование постепенных переходов между различными типами потоков указывают многие авторы (Lowe, 1982; Лидер, 1986; Dasgupta, 2003). Присутствие косой слоистости в таких горизонтах объясняется непродолжительным волочением материала в нижнем гидродинамическом режиме (Лидер, 1986) на стадии заморозки и остановки потока. В случае если слоистость не удается наблюдать в нескольких плоскостях, можно допускать ее возникновение в результате штормовой переработки. В этом случае слоистые песчаники могут относиться к ЛТ 8.



Рис. П1.3. Песчаники и гравелиты ЛТ 3 в отложениях дебрисных потоков. А повторяющиеся ритмы конгломератов (ЛТ 7) и гравелитов (ЛТ 3), образованные в результате разделения высокоплотностного потока на нижний концентрированный слой

и верхний - турбулентный. Толща I, Ю. эскарп плато Демерджи; Б - косослоистые песчаники (ЛТ 3) в отложениях дебрисных потоков. Возможно, разнонаправленная волнистая слоистость Толща I, г. Ю. Демерджи.

ЛТ 4. Песчаники, гравелиты, конгломераты и конглобрекчии со следами пластических деформаций (рис П1.4)

К этому литотипу отнесены конгломераты с плохой сортировкой, в которых отсутствует имбрикация или наблюдается обратная¹² имбрикация галек. Иногда внутри конгломератов присутствуют гравелитово-песчаные прослои, в кровле которых заметны следы изгибания слоев, без нарушения их сплошности. Слои грубозернистых отложений ЛТ 4 быстро выклиниваются и обычно слагают крупные линзы мощностью в первые метры, которые часто бывают ограничены поверхностями срыва. Отложения ЛТ 4 встречаются в ассоциации с ЛТ 6,7.

Интерпретация. Текстурные признаки отложений свидетельствуют о вязкопластичном течении, возникавшем в результате оползания осадков по склону. Наиболее яркими диагностическими критериями могут служить обратная имбрикация галек (Postma, 1984; McConnico and Bassett, 2006) и пластические деформации (Rohais et al., 2008). В случае отсутствия имбрикации галек и относительно тонкой зернистости слоев, следы деформаций могут быть скрыты и оползневое происхождение отложений уверенно не диагностируется, поскольку плохая сортировка и отсутствие имбрикации характерны также для отложений дебрисных потоков.

Оползневые процессы развиваются на склонах и приводят к транспортировке материала к основанию склонов. Образование конгломератов ЛТ 4 обусловлено гравитационными процессами, действующими на крутых склонах грубозернистых дельт и подводных конусов выноса (Postma, 1990; Breda et al., 2007; Longhitano, 2008).

¹² Ориентация уплощенных галек под развернутым (> 90°) углом к поверхности подошвы слоя.



Рис. П1.4. Оползневые отложения ЛТ 4. А - деформированный слой песчаника в оползневых отложениях. Толща I, 3. склон Ю. Демерджи. Б - хаотичная ориентировка галек подчеркивает текстуру медленного пластического (когерентного) течения. Стрелка указывает на частично окатанный конгломератовый валун. Толща IV-b, Ю. склон г. Аскети.

ЛТ 5. Конглобрекчии и известняковые брекчии с плохой сортировкой и плохой окатанностью, экзотические глыбы (рис. П1.5)

Конглобрекчии представляют собой слабо сортированные конгломераты, в составе которых присутствуют (более 30%) и иногда существенно преобладают неокатанные обломки известняков. Размеры таких обломков обычно превышают сопутствующий галечный материал. Галька в составе конглобрекчий хорошо окатана и представлены И кристаллическими породами, галька терригенными известняков встречается сравнительно редко. Конглобрекчии в основном характеризуются массивной текстурой, в редко в них сохраняется градационная слоистость, нормальная или обратная. Обломки в конглобрекчиях обычно упакованы плотно и опираются друг на друга, матрикс представлен полимиктовым песчано-гравелитовым материалом. К этому литотипу также относятся брекчии, лишенные терригенной гальки. Мощность горизонтов конглобрекчий варьирует в широких пределах (0.2–1.5 м), их латеральная выдержанность также различна. Подошва и кровля в слоях конглобрекчий резко выражены и имеют эрозионную природу. Содержание карбонатных обломков в составе конглобрекчий не является постоянным, наблюдаются резкие или постепенные изменения от слоя к слою. Конглобрекчии и брекчии ЛТ 5 близко ассоциируют с гравитационными отложениями ЛТ 4,6,7.

Интерпретация. Текстурные и структурные признаки конглобрекчий и брекчий ЛТ 5 могли сформироваться в результате действия самых различных типов подводных высокоплотностных гравитационных потоков (Dasgupta, 2003), в том числе оползней. Различия в гранулометрическом составе и степени окатанности терригенных и карбонатных обломков обусловлены их поступлением ИЗ разных источников. Карбонатные образовались скорее обломки всего в результате разрушения

литифицированной части подводной карбонатной платформы и берегового клифа. Вероятно, раздробленный карбонатный материал недолго оставался в волноприбойной зоне, прежде чем обрушиться вниз по склону.



Рис. П1.5. Текстурные признаки дебрисных потоков в ЛТ 5. А – в конглобрекчиях видны плохоокатанные обломки известняков и окатанные терригенные гальки, толща IV-b г. Крепостная. Б – известняковые брекчии. Видна слабая сортировка, плохая окатанность, отсутствие терригенной примеси, толща IV-b, г. Аскети.

ЛТ 6. Мелко-крупногалечные конгломераты с неплотной упаковкой галек в матриксе, с параллельной имбрикацией галек, обратной градационной слоистостью (рис. П1.6)

Галька в конгломератах ЛТ 6 погружена в песчано-гравелитовый матрикс и не соприкасается, сортировка гальки по размеру варьирует от средней до плохой. Размерность гальки обычно не более 20 см. Уплощённые гальки часто бывают однородно ориентированы по напластованию (параллельная имбрикация галек). Крупные валуны встречаются редко. В нижних частях конгломератовых горизонтов иногда наблюдается обратная градационная слоистость, тогда как в верхних она обычно нормальная. Часто направление градации установить сложно из-за неясного положения подошвы слоя. Когломераты ЛТ 6 образуют отдельные линзы мощностью от 0.2 до 2 м. По некоторым признакам они похожи на конгломераты ЛТ 10, но отличаются слабой устойчивостью таких текстурных признаков, как имбрикация, сортировка, градационная слоистость, а также тесной ассоциацией со склоновыми отложениями ЛТ 4, 7.

Интерпретация. Грубая размерность осадочного материала в сочетании с признаками имбрикации гальки и проявлением текстур с обратной градационной слоистостью вместе позволяют относить конгломераты ЛТ 6 к отложениям дебрисных потоков (Lowe 1982; Dasgupta, 2003; Gani, 2004). Характерной чертой подводных дебритов также является отсутствие в их составе глинистой фракции.

Подводные дебрисные потоки представляют собой продукты переотложения осадочного материала, сгруженного у бровки склона в результате аккумулятивной работы рек, волновой деятельности в дельтах и на морских побережьях с крутым уклоном дна. Выходу наносов из гравитационного равновесия способствуют штормы. Грубообломочные галечные отложения дебрисных потоков типичны для склонов дельт Гильбертова типа и подводных конусов (фэнов) (McPherson et al, 1987; Postma1990; Breda et al., 2007; Longhitano, 2008).



Рис. П1.6. текстурные особенности конгломератов ЛТ 6. Толща IV-b, Ю. склон г. Аскети. А – чередование крупно-среднегалечных и мелкогалечных слоев связано с возникновением градационой слоистости, направление которой надежно не устанавливается. Проявлена параллельная имбрикация. Пример может быть интерпретирован как отложения единого седиментационного события или нескольких событий (пунктирные линии) Б – мелкие гальки в гравелитово песчаном матриксе, имбрикация не проявлена.

ЛТ 7. Массивные мелко-крупногалечные, валунные конгломераты с плотной упаковкой галек (рис. П1.7)

К литотипу отнесены конгломераты, в которых галька соприкасается, песок и гравий выполняют «поровое» пространство или практически отсутствуют. Для отложений характерна массивная текстура, как правило, с хаотичной ориентировкой гальки, изредка наблюдается параллельная имбрикация. Конгломераты характеризуются различной сортировкой: от отсортированных мелкогалечных разностей до средне-крупногалечных, с валунами (до 1 м), часто окатанными. В основании слоев граница резкая эрозионная, в кровле наблюдается градационный переход к отложениям ЛТ 3. Мощность линзовидных слоев конломератов ЛТ 7 обычно 0.5-2 м.

Интерпретация. Высокая концентрация обломочного материала, его плохая сортировка, отсутствие глинистой фракции и массивная текстура являются характерными признаками конгломератов ЛТ 7, позволяющими рассматривать их как отложения высокоплотностных несвязных дебрисных потоков (debris flow) с ламинарным течением

или зерновых потоков (grain flow) с «коллизионным» характером (Dasgupta, 2003), в которых поддерживание зерен происходит при соударении частиц, а глинистофлюидальная компонента отсутствует. Конгломераты с признаками имбрикации галек по слоистости определенно могут быть интерпретированы как отложения несвязных высокоплотностных гравитационных потоков, при отсутствии имбрикации галек природу потока установить сложнее. Хорошая окатанность валунов диаметром более 0.5 м, вероятно, свидетельствует об обработке материала в волноприбойной зоне до переотложения внутри гравитационного потока, что является свидетельством подводного накопления гравитационных потоков. Отложения ЛТ 7 встречаются в разных фациальных ассоциациях, но наиболее часто с гравитациоными склоновыми отложениями (ЛТ 3, 4, 6). Образование конгломератов связано с гравитационными процессами, характерными для крутых склонов грубозернистых дельт и подводных конусов выноса (Postma, 1990; Breda et al., 2007; Longhitano, 2008).



Рис. П1.7. Текстурные особенности конгломератов ЛТ 7. А – массивные среднесортированные конгломераты. В правом нижнем углу – обратная градационная слоистость. Б - окатанный валун в конгломерате ЛТ 7. Толща I, Ю. склон С. Демерджи. В, Г –конгломераты ЛТ 7 с отчетливой нормальной градационной слоистостью. На фотографии В видна параллельная имбрикация галек. А, В, Г - Толща I-b , Ю склон г. Аскети. Длина молотка 30 см.

ЛТ 8. Слоистые сортированные песчаники с бугорчатой слоистостью (рис. П1.8)

Сортированные средне-крупнозернистые песчаники с пологой разнонаправленной косой слоистостью с сигмоидальным или тангенциальным профилем. Слойки полого изгибаются, иногда прислоняясь друг другу, срезаются в разных направлениях, что типично для бугорчатой слоистости (hammocky cross-stratification) (по Лидер, 1986). Мощность песчаниковых горизонтов не превышает 40 см, они редко встречаются в изученных толщах и обычно ассоциируют с ЛТ 4, 5, 6, 7.

Интерпретация. Песчаники с бугорчатой слоистостью традиционно интерпретируются как штормовые отложения, которые возникают при выпадении песка из суспензионного потока под воздействием волновых осцилляций (Greenwood, Sherman, 1986; Рединг, 1990). Горизонты ЛТ 8, указывают на обстановку накопления выше базиса штормовых волн.



Рис. П1.8. Песчаники с бугорчатой слоистостью (ЛТ 8) надстраивающие известняковые брекчии (ЛТ 5). Толща III, ЮЗ склон г. Ю. Демерджи. Длина молотка 30 см.

ЛТ 9. Сортированные конгломераты с ритмичной горизонтальной слоистостью (рис. П1.9)

Мелко-крупногалечные конгломераты с горизонтальной слоистостью и параллельной имбрикацией галек. Отсортированные по размеру обломки образуют ритмичные серии, состоящие из двух слоев. Базальный слой (ЛТ 9-а) обычно представлен плотно упакованным крупногалечным конгломератом с валунами, мощность слоя 10-
30 см. По резкой границе на базальном слое залегают мелко-среднегалечные конгломераты (ЛТ 9-б) с различной упаковкой и песчано-гравийным матриксом мощностью 10-40 см. В верхней части верхних слоев иногда наблюдаются переходы от конгломератов с бимодальной сортировкой и базальным характером матрикса к плотно упакованным конгломератам без матрикса (ЛТ 9-б). Слои конгломератов выдержаны по латерали и формируют пачки (2-30 м) с постепенным уменьшением размерности галек вверх по разрезу, которые венчаются конгломератами с троговой слоистостью (ЛТ 10). Базальные части ритмов, сложенные конгломератами ЛТ 9-а часто гипертрофированы и содержат многочисленные валуны.

Интерпретация. Ритмичнослоистые конгломераты с хорошей сортировкой обломочного материала, образовались результате действия скорее всего, В однонаправленных течений и разгрузки низкоплотностных потоков (Dasgupta, 2003). Транспортировка материала в пределах флювиальной равнины осуществлялась преимущественно волочением. Базальные слои в основании ритмов (ЛТ 9-а) интерпретируются как горизонты частичного вымывания и удаления наименее грубого материала при продолжительном воздействии однонаправленного течения. Верхние части ритмов соответствуют эпизодам быстрой аккумуляции материала в периоды паводков. Формирование отложений ЛТ 9 внутри каналов подтверждается их тесной ассоциацией с конгломератами с троговой слоистостью (ЛТ 10), направленным уменьшением размерности обломков внутри цикличных пачек, обусловленным, вероятно, отмиранием канала (Лидер, 1986; Рединг, 1990).

Развитие подобных отложений происходит внутри переплетающихся, неустойчивых каналов (Braided stream) (Nemec, Steel, 1984; McPherson et al., 1987; Postma, 1990; 1995; Longhitano, 2008) дельтовой равнины. В тоже время четкая послойная сортировка гальки и выраженная параллельная имбрикация галек могут возникнуть при волнении и характеризовать отложения пляжей или устьевых баров, подверженных волновому воздействию (Nemec, Steel, 1984). Возможно также, что при образовании отложений рассматриваемого литотипа флювиальные и волновые процессы проявились в тесной связи. Известно также, что гравийно-галечный материал, осажденный в результате эфемерных высокоэнергетических наводнений, часто характеризуется текстурной «незрелостью» и только признаки водной эрозии или перемещения потока внутри канала, позволяют отделять отложения разветвленных или переплетенных рек (braided alluvium) от плотноупакованных галечных отложений дебритов (Nemec, Steel, 1984).



Рис. П1.9.1 Текстурные особенности ЛТ 9 в конгломератах толщи IV-b, Ю.3. склон г. Ю. Демерджи. А – цикл уменьшения размерности обломков в пачке наложенных горизонтов ЛТ 9 (черная стрелка), которые венчаются конгломератами с троговой слоистостью ЛТ 10. Б – увеличенная нижняя часть фотографии «А». Заметно ритмичное переслаивание крупногалечных горизонтов ЛТ 9 –а, образованных за счет размыва, и мелкогалечных горизонтов ЛТ 9-б, в верхней части которых может наблюдаться плотная упаковка также связанная с удалением матрикса в периоды ненакопления (белая стрелка). Длина молотка 30 см.

ЛТ 10. Сортированные конгломераты с косой имбрикацией галек (рис. П1.10)

Мелко-крупногалечные косослоистые конгломераты и конгломераты с косой имбрикацией галек, подчеркивающей табулярную или троговую слоистость. Такие конгломераты отличаются хорошей или средней сортировкой и плотной упаковкой обломочного материала. Гальки в них резко преобладают над гравийно-песчаными зернами и обычно опираются друг на друга, реже «плавают» в гравийном матриксе. Конгломераты образуют выдержанные горизонты и отдельные линзы мощностью 0.6-2 м. Конгломераты с троговой слоистостью (ЛТ 10) обычно надстраивают ЛТ 9 или формируют пачки с постепенным уменьшением гранулометрического состава от основания к кровле.

Интерпретация. Текстура троговой слоистости возникает при миграции дюн с извилистой линией гребня в условиях однонаправленного течения (Лидер, 1986), при этом транспортировка материала происходит за счет волочения, что приводит к хорошей сортировке отложений. Конгломераты ЛТ 10 с троговой косой слоистостью представляют собой типичный аллювий горных рек и переплетающихся неустойчивых русел

флювиальной равнины грубозернистых дельт (Nemec, Steel, 1984; McPherson et al., 1987; Postma, 1990; 1995; Breda et al. 2007; Longhitano, 2008).



Рис. П1.10. Конгломераты с троговой слоистостью ЛТ 10. В основании горизонта косослоистых конгломератов проявлен крупногалечный хорошо сортированный горизонт базальных отложений относительно устойчивого русла ЛТ 9-б. Фация флювиальной равнины в толще III, Ю.3. склон г Ю.Демерджи.

Приложение 2. Описание микрофациальных типов

МТ 1. Глинисто-карбонатные мадстоуны и вакстоуны (рис. П2.1)

Микрофации, отнесенные к этому типу, представлены смесью карбонатного и силикокластического пелитового вещества и варьируют по составу от глинистых мергелей (CaCO3 > 30%) до мергелистых известняков (CaCO3 > 60%). В нерастворимом остатке в заметном количестве присутствуют алевритовые зерна кварца и плагиоклазов. Глинистые минералы представлены гидрослюдами, хлоритом, смектитом и каолинитом. Биотурбации сравнительно редки. Карбонатное вещество представлено алломикритом и остатками нанопланктона, также встречаются пелоиды, радиолярии, кальцисферы, планктонные фораминиферы, остракоды. Редкие крупные аллохемы представлены неокатанными обломками кораллов, тубифит Crescentiellla, иглокожих, а также мелкими бентосными фораминиферами и литокластами тромболитов. Среди глинистых минералов резко преобладают гидрослюды, в подчиненном количестве присутствуют хлорит, каолинит, смектит и смешанослойные минералы.

Известняки МТ 1 образуют прослои между кальцитурбидитами (МТ 3) и сидеритами, реже ассоциируют с карбонатными брекчиями.

Интерпретация. Глинисто-карбонатные илы, практически лишенные крупных мелководных аллохем, в ассоциации с турбидитовыми отложениями (МТ 3, МТ 4) накапливаются на глубоководье, но выше уровня карбонатной компенсации: на абиссальной равнине, в подножье карбонатных платформ или на пологих склонах дистальных частей рампов (Tucker, Wright, 1991). Отложения такого типа могут быть названы гемипелагитами (Рединг, 1990; Stow, Wetzel, 1990). Массивная текстура осадка может быть следствием высокой интенсивности развития биотурбаций.



Рис. П2.1. Микрофотографии мадстоунов МТ 1 в отложениях двуякорной свиты. А – нанопланктон в составе карбонатного ила; фотография в скрещенных николях. Б – биотурбации Phycosiphon (опред. Е.Ю. Барабошкина), выполенные микритом; в основной массе – глинисто-карбонатная смесь с алевритовой примесью.

МТ 2. Вакстоуны и мад-вакстоуны с микрофоссилиями (рис. П2.2)

Представлены микритовыми известняками с низким содержанием аллохем (менее 20%), представленных мелкими (в т.ч. планктонными) фораминиферами, спикулами губок, кальпионеллидами, радиоляриями и кальцисферами. Соотношение микрита и биогенного материала, представленного нанофоссилиями, изменчиво: в юрских породах преобладают микритовые илы, в меловых – состоящие из наннопланктона. Единичные крупные (0.2-0.5 мм) зерна представлены обломками тубифит Crescentiella morronensis, строматопор, иглокожих и серпулид. Терригенная примесь отсутствует. Вакстоуны и мадвакстоуны с МИТ 3.

Интерпретация. Редкость или полное отсутствие мелководных аллохем позволяет интерпретировать МТ 2, как формировавшиеся в глубоководных открыто-морских обстановках, удаленных от берега. Наиболее крупные обломки, как правило, происходят из относительно глубоководных рифовых фаций МТ 5. Увеличение карбонатной

составляющей в илах МТ 2 по сравнению с МТ 1 может быть связано как с более мелководной, так и с более тепловодной обстановкой.



Рис. П2.2. Микрофотографии МТ 2. А — планктонные фораминиферы в микритовом матриксе, Сухая речка, S123-1, толща II-b; Б — вакстоун с кальпионеллидами и др. микрофоссилиями, редким детритом иглокожих, обломок брекчий г. Биюк-Синор, DD122-4,толща III-b.

МТ 3. Грейнстоуны и рудстоуны смешанного состава (рис. П2.3)

МТ 3 объединяет микрофации, представленные слоистыми грейнстоунами и рудстоунами смешанного состава. Аллохемы в них представлены микроболитами, тубифитами Crescentiella, биогенным детритом, ооидами, пелоидами багамитного типа, крупными бентосными фораминиферами и другими карбонатными зернами, также присутствует примесь гравийных и песчаных зерен кварца и кварцитов. Зерна окатанные, полуокатанные И угловатые. Иногда В шлифах наблюдается градационная микрослоистость. Сортировка зерен по размерности в отдельных слоях зависит от состава Так в наиболее тонкозернистых грейнстоунах резко преобладают пелоиды; в зерен. мелкозернистых – пелоиды багамитного типа, мелкие литокласты тромболитов, ооиды; а в грубозернистых разностях – литокласты микроболитов, кораллы, крупные обломки раковин моллюсков и иглокожих. Цемент обычно поровый спаритовый, иногда с реликтами изопахитового цемента, замещенного ксеноморфным спаритом. Грейнстоуны и рудстоуны смешанного состава встречаются в тесной ассоциации с мергелями (МТ 1), карбонатными брекчиями и в обломках брекчий. В переслаивании с мергелями, слои грейнстоунов и рудстоунов характеризуются выраженной эрозионной подошвой, наличием сидеритовых корочек в кровле.

Интерпретация. Высокая степень сортированности материала, различная окатанность, смешанный состав, градационная слоистость и ассоциация с глубоководными осадками указывает на то, что такие микрофации представляют

отложения кальцитурбидитов – карбонатных аналогов ЛТ.2. Любопытной чертой кальцитурбидитов является зависимость компонентного состава от гранулометрического состава. Это явление, по мнению автора, следует объяснять механической сортировкой зерен в зависимости от их размера внутри турбидитового потока, а отнюдь не различными источниками сноса (Пискунов, 2013), так как разные по составу слои часто соседствуют друг с другом. Это наблюдение указывает на то, что компонентный состав тонкозернистых кальцитурбидитов не позволяет получить достоверную информацию об источнике сноса и может быть ложно истолкован.

Схождение турбидитов может происходить как на склоне и в подножье относительно пологих рампов так и окаймленных платформ (Лидер, 1986; Рединг, 1990).



Рис. П2.3. Мирофолографии МТ 3 в отложениях толщи III-b, в Южном борту Байдарской котловины. Примеры демонстрируют зависимость компонентного состава от гранулометрии, в образцах. А – мелкозернистый сортированный грейнстоун. В составе пелоиды и бентосные фораминиеры (T124-12); Б – среднезернистый пелоидный грейнстоун с ооидами (о) и детритом иглокожих (и) (DD121-2); В – рудстоун смешанного состава с зернами мелководной и глубоководной ассоциации. Видны микритовые ооиды (о), тромболиты (т), детрит моллюсков (м) и иглокожих (и).

МТ 4. Рифовые микробрекчии, био-литокластовые рудстоуны (рис. П2.4)

Включает микрофации представленные слабоокатанными обломками известняков биокластов, микрит-детритовом микритизированных И в или Состав микроспаритовом матриксе. обломков смешанный: преобладают микритизированные неопредилимые литокласты, встречаются тромболиты, раковинный детрит, бентосные фораминиферы, обломки колониальных организмов, иглокожих, Часто встречаются желваки тубифит Crescentiella morronensis, ооиды. другие инкрустаторы относительно редки. Порода может иметь структуру руд- или флоатстоуна, матрикс либо состоит из более мелкого детрита, либо – микроспаритовый, ожелезненный. Встречаются следы растворения на границах зерен, проявленные в виде стилолитовых выделений окислов наблюдается концентрация по которым железа швов И силикокластических зерен. Гидродинамические условия формирования микробрекчий могут быть близки к ЛТ 3, 6, 7. Микробрекчии МТ 4 встречаются в ассоциации с МТ 1, 3, в виде латерально выдержанных горизонтов и линз со следами эрозии в подошве слоя, внутри обломков и матрикса карбонатных брекчий (ЛТ 5).

Интерпретация. Формирование микробрекчий и литокластовых руд-флоатстоунов может быть связано с процессами переотложения во время карстования известняков, увеличения гидродинамики среды на мелководье, что приводит к формированию микробрекчий межрифовом интракластовых В пространстве. В дальнейшем литокластовые осадки могут быть переотложены под действием склоновых процессов во фронте крабонатной платформы. Ассоциация с глубоководными осадками МТ 1, 3 и смешанный состав обломков, которые происходят из рифовых фаций и других мелководных отложений фронтальной части карбонатной платформы свидетельствует о том, что известняки МТ 4 представляют отложения высокоплотностных гравитационных потоков, которые накапливались во фронте карбонатной платформы. Преобладание микроинкрустаторов Crescentiella morronensis над другими типами объясняется тем, что, основным источником сносимого материала служили тромболиты (МТ 5), а также тем, что желваки тубифит, по-видимому, отличаются устойчивостью к разрушению во время переотложения. Наличие микробрекчий МТ 4 внутри крупных обломков карбонатных брекчий свидетельствует о процессах многократного переотложения.



Рис. П2.4. Микрофотографии МТ 4. Примеры иллюстрируют микробрекчии с различным составом обломков. А - неокатанные литокласты тромболитов (т), инкрустированных мелкими тубифитами Crescentiella, в матриксе из алломикрита, детрита и кварцевых зерен, D1012-6, толща IV, С. Демерджи; Б – Литокласт пелоидального пакстоуна с бентосными фораминиферами (ф), кортоидами (к) и пеллоидами (МТ 10); крупный онкоид (о) в матриксе, представленном пакстоуном смешанного состава. DD121-9, толща III-b, г.Биюк-Синор.

МТ 5. Тромболитовые баундстоуны (рис. П2.5)

К МТ 5 относятся неслоистые микрит-пелоидальные баундстоуны с характерной комковатой и сложной «дымчатой» текстурой, которая отличает их от глубоководных пелмикритовых илов и позволяет назвать тромболитами (Leinfelder et al., 2002). В них часто содержатся инкрустаторы Crescentiella morronensis различного размера (0.5-4.0 мм), иногда Koskinobullina socialis, Thaumatoporella, а также агглютинированные скелеты теребеллид. Для тромболитов характерно наличие фенестр с геопетальными текстурами и пелоидным микрокристаллическим цементом. Тромболитовые микрофации в большом количестве встречаются в обломках карбонатных брекчий, тесно ассоциациируют с губково-коралловыми (МТ 6) и водорослево-бактериальнми рифами (МТ 7), располагаясь в их внутренних частях - криптонах (Leinfelder et al., 2002).

Тромболиты образуют микробиальные сообщества внутри Интерпретация. биопленки (Riding, 2002). Это бактерии, реже – водоросли и грибы, которые при определенных условиях начинают осаждать карбонат. В отличие от строматолитов они имеют не слоистую, а массивную структуру. Юрские тромболиты существовали в разных зонах карбонатных платформ (Leinfelder et al., 1993, 1996, 2002; Dupraz, Strasser, 1999; Leinfelder, 2001). Их образование связывают с пониженным содержанием кислорода и эутрофными условиями (Leinfelder et al., 1996, 2002; Mancini et al., 2004). Для развития тромболитов необходимы низкая скорость фоновой седиментации, спокойная или умеренная гидродинамика (Leinfelder et al., 1996, 2002; Bertling, Insalaco, 1998; Leinfelder, 2001; Guo et al., 2011). Тромболиты часто являются основной составляющей иловых холмов (Dupraz, Strasser, 1999; Leinfelder et al., 2002; Riding, 2002; Кабанов, 2009). Глубины наиболее интенсивного роста верхнеюрских тромболитов в Тетической области составляли от 70 до 400 м, здесь они могли формировать рифовые тела (Leinfelder 1993; Schmid 1996; Mancini et al., 2004). Развитие тромболитовых рифов, таким образом, наиболее часто происходит на средних глубинах и на удалении от берега. Такие условия наиболее типичны для среднего рампа или бровки ступенчатого рампа, где обычно и развивались иловые холмы в мезозое и палоеозое (Flügel, 2010 и др.). Образование тромболитов в ассоциации с мелководными рифовыми образованиями было связано с локальным понижением уровня кислорода и/или развитием эутрофных условий, в зависимости от характера рельефа дна.



Рис. П2.5. Микрофотографии МТ 5. А — массивный тромболит, инкрустированный Crescentiella morronensis (К), с редкими фенестрами (Ф). Рифы хребта Донгуз-Орун, Т127-1, толща I-b; Б — дымчатый тромболит, инкрустированный теребеллидами и неопределимыми инкрустаторами (показано стрелкой).

МТ 6. Губково-кораллово-микробиальные баундстоуны (рис. П2.6)

Представлена смешанной ассоциацией рифостроителей: кораллами, строматопорами, различными микробиальными образованиями. Кораллы, губки и микроболиты обычно находятся в прижизненной позиции, реже образуют интракластовые брекчии, скрепленные сообществами организмов инкрустаторов. Пространство между губками, колониальными или одиночными кораллами выполнено микрит-пелоидольным тромболитом и различными инкрустаторами мелководной ассоциации: Bacinella irregularis, Thaumatoporella, Crescentiella morronensis Koskinobullina socialis. Микроинкурстаторы Lithocodium aggregatum сравнительно редки. Среди прочих зерен – серпулиды, обломки иглокожих, в незначительном количестве присутствует детрит моллюсков. По преобладанию определенных компонентов выделяются подтипы: МТ 6-к коралловые фреймстоуны и МТ 6-с – строматопоровые биндстоуны, с редкими Обычно выделение подтипов только на основании кораллами и инкрустациями. микроскопических наблюдений затруднительно из-за малой площади шлифа, и они должны быть подкреплены убедительными макроскопическими наблюдениями. Резкому преобладанию миробиальных рифостроителей соответствуют МТ 5, 7, которые достаточно часто могут быть выделены на основании наблюдения микрофаций.

В целом губково-кораллово-микробиальные баундстоуны в разрезах выглядят как массивные светло-серые или коричневато-серые известняки.

Интерпретация. Подобные микрофации являются основным компонентом рифов, представленных губково-, кораллово- или смешанными губково-коралловыми микробиальными постройками, выделенными Р. Лейнфелдером и др. (Leinfelder et al.,

1996, 2002; Leinfelder, 2001; Schmid, 1996). Согласно модели Р. Лейнфельдера, разработанной на основании изучения мезозойских карбонатных отложений северной окраины Тетиса (разрезы Лузитанского бассейна, Франции, Германии, Карпат), преобладание той или иной группы организмов внутри рифовой ассоциации зависит от внешних факторов, таких как: уровень питательных в-в, стабильность содержания кислорода, глубина. Так, например, по мере увеличения глубины: сначала появляются кораллово-микробиальные рифы, глубже смешанные кораллово-губковомикробиальные рифы, а самыми глубоководными являются губково-микробиальные и чистые микробиальные рифы. Микробиальные рифы возникали в эутрофных условиях с переменным кислородным режимом, а рифы нацело состоящие из метазоа возникают в олиготрофных условиях, но терпимы к значительному количеству взвеси в воде (Leinfelder et al., 1996, 2002). Для рифов смешанной ассоциации с преобладанием губок и простейших предпочтительны продолжительные эутрофные и/или дизоксийные условия, редуцирующие рост кораллов. Метазойные рифы с большим содержанием микроболитов, вероятно, существовали в условиях с определенным, но не очень высоким количеством питательного вещества (Leinfelder et al., 1996, 2002; Leinfelder, 2001). Развитые коралловые фреймстоуны (МТ 6-к) различного таксономического состава ассоциируют с терригенными осадками, так как для их роста благоприятны условия с активным поступлением питательных веществ. Рифы смешанной ассоциации типичны в умеренных условиях на глубинах в первые десятки метров (Leinfelder et al., 1996, 2002; Bertling, Insalaco, 1998; Leinfelder, 2001) и менее типичны в условиях крайнего мелководья на окаймленных платформах (Guo et al., 2011; Пискунов 2013).



Рис. П2.6. Микрофотографии МТ 6. А – кораллово микробиальный баундстоун (возможно фреймстоун). Склерактинии возможно создают каркас рифовой постройки и инкрустированы *Lithocodium aggregatum* (л), олистолит в основании толщи брекчий г. Биюк-Синор, DD121-6, толща III-b. Б – Фенестральный микроболит с кораллами. Порода

представлена тромболитом (т) фенестрами (Ф) и инкрустированными кораллами (к) в прижизненной позиции. Фенестры образованы в результате растворения арагонитовых скелетов кораллов или строматопор. М122-6, г. Мердвен-Кая, Толща I-b.

МТ 7. Микроболиты с преобладанием Lithocodium – Bacinella (рис. П2.7)

Включает микрофации представленные преимущественно микробиальными проблематиками - ассоциацией Lithocodium aggregatum и Bacinella irregularis с более редкими Taumathoporella parvovesiculifera. В отдельных случаях в эту ассоциацию входят водоросли, бентосные фораминиферы, также сине-зеленые микроинкрустаторы Koskinobullina socialis и Crescentiella morronensis. Ассоциация Lithocodium – Bacinella обычно обрастает органогенно-детритовый субстрат, формируя структуру типа биндстоун. Среди зерен, представляющих субстрат, распространены дазикладовые водоросли, крупные бентосные фораминиферы, онкоиды, обломки иглокожих, целые раковины гастропод, кораллы. Для структуры МТ 7 характерно наличие фенестр с геопетальными текстурами, выполненными микроспаритом, пелмикритом. Биндстоуны образуют латерально выдержанные прослои, небольшие линзовидные массивные тела часто в ассоциации с МТ 6 и МТ 10.

Интерпретация. Развитие инкрустаторов способствовало фиксации осадка на месте и приводило к образованию биостромов или рифовых тел, если корка микроорганизмов нарастала достаточно быстро. Согласно представлениям (Leinfelder et al., 1993, 1996; Schmid, 1996; Shiraishi, Kano, 2004; Flügel, 2010; Rameil et al., 2010; Schlagintweit et al., 2010), условиями обитания сообщества Lithocodium – Bacinella являются нормально-морские мелководные олиготрофные обстановки краевой и внутренней части карбонатного шельфа, при низких скоростях седиментации, спокойной или умеренной гидродинамике. Разнообразный состав фауны, представленной в зернах субстрата, также указывает на мелководно-морскую обстановку формирования. Пелмикрит внутри фенестр представляет ранние морские цементы, в то время как микроспарит возник, повидимому, на стадии вадозного диагенеза при синседиментационной субаэральной экспозиции или еще позднее.



Рис. П2.7. Микрофотографии МТ 7. А – постройка *Bacinella irregularis* во внешней части рифа. Т127-7, хребет Донгуз-Орун, толща I-b; Б – агрегат *Lithocodium – Bacinella*. Биостром в зарифовой обстановке. Т126-5, хребет Донгуз-Орун, толща I-b.

МТ 8. Интракластовые рудстоуны, пак-флоатстоуны (рис. П2.8)

в которых компоненты Включает микрофации, представлены продуктами разрушения биогермов, состоящих из кораллов, строматопор, водорослей, мшанок, тромболитов и других микробиальных образований МТ 5, 6, 7. Зерна имеют относительно крупные размеры, плохую сортировку, реже сортировку по слоистости, слабо окатаны, погружены в микритовый или микрит-пелоидальный матрикс. Нередко интракласты бывают скреплены инкрустаторами или тромболитовым цементом. Состав обломков зависит от смежных биогермных фаций. Интракласты составляют более 50% зерен, типичны обломки серпулид, иглокожих, присутствуют Crescentiella morronensis, пелоиды. В рудстоунах обычно проявлен блоковый спаритовый цемент. От МТ 3 известняки МТ 8 отличаются значительно худшей сортировкой, плохой окатанностью, тесным парагенезом с рифовыми фациями. От иногда схожих, на первый взгляд, известняков МТ 4, данная микрофация отличается более однородным компонентным составом и тесной связью со смежными биогермными фациями. В обнажениях породы МТ 8 представлены светлосерыми, серыми, красноватыми, обычно слоистыми (5-30 см) известняками, иногда с косой табулярной или троговой слоистостью.

Интерпретация. Интракласты образовались в результате переотложения рифовых образований во время кратковременных перерывов или падения скорости осадконакопления, сопровождавшимися гидродинамической активизацией и эрозией (Flügel, 2010). МТ 8 характеризует околорифовые мелководные нормально-морские фации и рифовый шлейф в верхней части склона платформы (Пискунов, 2013).



Рис. П2.8. Микрофотографии МТ 8, г. Мшатка, толща I-b. А – Интракластовый рудстоун с обломками постройки Lithocodium aggregatum(л) и тромболитов (т). Порода сцементирована вадозным? микритом, обр. F121-8; Б – интракластовый тромболит. Детрит иглокожих, тромболитов и инкрустаторов вновь сцементирован тромболитовым цементом после разрушения биогерма, обр. F122-1.

МТ 9. Пелоидные вак-пакстоуны с органогенным детритом (рис. П2.9)

Представляют собой тонкозернистые аллохтонные известняки с пелоидами, целыми раковинками бентосных фораминифер, обломками раковин моллюсков, строматопор, кораллов и другим детритом, погруженными в микритовый и микритово-пелоидальный представляет соой многокомпонентную смесь, матрикс. Обломки иногда ПО преобладанию могут быть обособлены фораминиферовые вакстоуны. Целые раковины гастропод и двустворок очень редки. В отличие от МТ 12, инкрустации, образованные in situ отсутствуют. Пелоидные вакстоуны обычно имеют массивную и редко градационную микротекстуру, которая иногда может быть нарушена биотурбациями. Главными признаками МТ 9, отличными от других аллохтонных известняков (МТ 2, МТ 3, МТ 8, МТ тонкий гранулометрический состав, преобладание целых раковинок 10) являются: крупных бентосных фораминифер, связь с мелководными фациями. Тонкозернистые вакпакстоуны МТ 9 образуют редкие маломощные прослои внутри рифовых фаций (МТ 6,7), переслаиваются с более крупнозернистыми детритовыми разностями МТ 10.

Интерпретация. Преобладание остатков преимущественно нормально-морской фауны в составе органогенного детрита позволяет предполагать открыто-морские условия, а значительное содержание микрита – спокойную гидродинамическую обстановку. Мелкий детрит и пелоиды, составляющие основную массу породы, в свою очередь, образовались в зонах с активной гидродинамикой, на мелководье, но впоследствии, вероятно, были переотложены в осадки тиховодных обстановок Присутствие целых раковин гастропод, двустворчатых моллюсков, значительного количества раковинок бентосных фораминифер также указывает на затишные условия мелководья, связанные с локальными особенностями рельефа дна, такими как теневые зоны донных течений вблизи рифовых построек (Уилсон, 1980; Tucker, Wright, 1990; Flügel, 2010). Известняки МТ 9 обычно близко ассоциируют с крупнозернистыми детритовыми отложениями МТ 10, которые по своим особенностям близки к темпеститам, формировавшимся ниже базиса воздействия волн под влиянием отливов или штормов.



Рис. П2.9. Микрофотографии МТ 9. А – Пелоидальный пакстоун с фораминиферами (ф), обр. М122-1, г. Мердвен-Кая, Толща I-b; Б – Детритовый вакстоун с целыми фораминиферами, обр. U111-1, ущелье Узунджа, байдарская свита.

МТ 10. Детритовые пак-флоатстоуны, грейнстоуны с покрытыми зернами (рис. П2.10)

Объединяет пакстоуны, флоатстоуны и реже грейнстоуны (подтип МТ 10-г), содержащие в основном детрит бентосных и прикрепленных организмов, и значительно реже – целые раковины. Биокласты в них представлены обломками раковин моллюсков, раковинками фораминифер, детритом иглокожих, фрагментами сине-зеленых и зеленых водорослей, реже кораллов, мшанок, серпулид. Крупные биокласты (более 0.5 мм) частично микритизированы и представляют собой кортоиды, более мелкие биокласты (менее 0.5 мм) бывают полностью микритизированы и могут быть отнесены к пелоидами багамитного типа (Flügel, 2010). На поверхности крупных обломков встречаются нарастания Lithocodium aggregatum, Bacinella irregularis и их ассоциаций, а также Taumathoporella parvovesiculifera, иногда Crescentiella morronensis, однако ЭТИ инкрустаторы не скрепляют осадок. В составе МТ 10 встречаются как отсортированные по размеру осадки, так и не обнаруживающие признаков сортировки. Первичные цементы известняков МТ 10, как правило, микритовые или пелмикритовые. Детритовые пакфлоатстоуны, грейнстоуны, с покрытыми зернами находятся в тесной ассоцииации с мелководными МТ, соответствующими внутренним частям карбонатного шельфа (МТ 9, MT 11, MT 12) и связаны постепенными переходами с онкоидными микрофациям MT12. В обнажениях породы, соответствующие MT 10, представлены слоистыми светло-серыми, кремовыми и розоватыми известняками.

Интерпретация. Остатки нормально-морской фауны, распространение мелководных микроинкрустаторов, окатанность и микритизация зерен – вместе позволяют предполагать образование МТ 10 на мелководье, в соответствии с (Leinfelder et al., 1993, 1996; Уилсон, 1980; Tucker, Wright, 1990; Flügel, 2010).

Микритизация зерен происходит при участии бактерий, микроэндолитических цианобактерий, зеленых водорослей, грибков, в результате микросверлений и биохимического неоморфоза (Кабанов, 2000, 2009; Kabanov, 2003; Flügel, 2010). Наиболее интенсивная микритизация характерна для мелководных условий – глубин от нескольких метров до 10-20 м. В микрофациях со значительным первоначальным содержанием карбонатного ила микритизация бывает подавлена слишком быстрым захоронением пригодных для инфестации (заселения микроорганизмами) зерен (Кабанов, 2000, 2009). Микритовые цементы известняков MT 10 вероятнее всего представляют собой алломикрит (Tucker, Wright, 1990), который образовался в результате выпадения тонкой карбонатной взвеси и заполнения межзерновых промежутков карбонатным илом. Высокие концентрации микритизированных зерен в пакстоунах можно связать с перемывом накапливавшихся осадков, удалением ила и накоплением таких зерен в результате волнового взмучивания и донных течений, вызванных штормами или отливами. Это подтверждается смешанным составом присутствием зерен, отдельных немикритизированных биокластов, преобладанием слабоокатанного детрита в числе аллохем. Микроскопическая характеристика МТ 10 достаточно близка к темпеститам (штормовым отложениям среднего рампа (по Faulkner, 1988; Burchette, Wright 1992; Wright, Burchette 1998), однако доказательством темпеститовых фаций служат текстурные признаки бугристой слоистости (hummocky cross-stratification) (Faulkner, 1988), которые в разрезах карбонатных толщ не наблюдаются. Перечисленные характеристики, а также связь МТ 10 с мелководными МТ 9, 11, 12 допускают формирование этих микрофаций в открыто морской обстановке, ниже базиса волн в хорошую погоду, при умеренной и сильной гидродинамике за счет переотложения под действием приливных или штормовых течений.

Грейнстоуны МТ 10-г характеризуются отсутствием алломикрита в цементе пород, в них резко преобладают микритизированные зерна и кортоиды. Эти грейнстоуны выделены в отдельный подтип и интерпретируются как мелководные фации, формировавшиеся под постоянным воздействием волновой активности или в условиях однонаправленного потока (Кабанов, 2000, 2009; Kabanov, 2003, Tucker, Wright, 1990).



Рис. П2.10. Микрофотографии МТ 10, г. Мердвен-Кая, Толща I-b. А – кортоидный грейнстоун, с пелоидами багамитного типа (МТ 10-г). В ядрах встречаются дазикладовые (д) водоросли, обр. М122-2; Б – детритовый флоатстоун с крупным детритом дазикладовых водорослей покрытых кортоидной корочкой (д) и многочисленными пелоидами в матриксе, D122-19.

МТ 11. Ооидные грейн-пакстоуны (рис. П2.11)

Объединяет сортированные грейнстоуны или пакстоуны, в которых значительная (более 30%) или большая часть зерен представлена ооидами. Размеры ооидов не превышают 1 мм, в затравке участвуют различные карбонатные зерна, а также кварцевый песок. Имеют эллиптическую и округлую форму, которая обычно зависит от формы ядер ооидов. Сопутствующие зерна представлены кортоидами по обломкам дазикладовых водорослей, кораллов, детрита моллюсков, онкоидами, пелоидами багамитоного типа, крупными бентосными фораминиферами, силикокластической примесью. Встречаются в светло-серых, кремовых, красноватых И красноцветных виде известняков с горизонтальной или косой слоистостью. Делятся на 2 подтипа:

МТ 11-а. Ооидные пакстоуны с радиально-концентрическими ооидами.

Большинство нормальных (имеют более трех слоев в корочке) (Flügel, 2010) ооидов имеют радиально-концентрическую структуру, ооиды с крупными ядрами (около 1 мм), могут иметь концентрическую структуру и относительно тонкую корочку. Встречаются микритовые ооиды. Ядра в затравке представлены различными карбонатными зернами, а также мелким кварцевым песком. Более типична текстура пакстоуна с микритовым или микроспаритовым матриксом, встречаются грейнстоуны со спаритовым поровым цементом.

МТ 11-б. Ооидные грейнстоуны с преобладанием концентрических ооидов.

Большинство ооидов (диаметр 0.5-1.5 мм) имеет концентрическую или микритовую структуру, затравкой в микритовых ооидах часто служат пелоиды. Сортировка и окатанность ооидных обычно зерен хорошая. Ооидные известняки окрашены в красноватые тона и имеют характерную внутреннюю структуру грейнстоуна. Ооидные грейнстоуны встречаются в виде крупных косослоистых линз (длиной до 10 м и более) или слоистых пачек, мошность слоев в составе пачек составляет 10-20 см. Этот тип отложений уверенно выделяется уже при макроскопических наблюдениях.

Интерпретация. Согласно современным представлениям, ооиды образуются в результате осаждения из пересыщенных растворов при активном участии микроорганизмов, которые способствуют выпадению CaCO3 и формированию слойков (Tucker, Wright, 1990; Flügel, 2010). Формирование ооидов всегда связано с достаточно активной гидродинамикой, обусловленной действием волн. Значительные массы ооидов накапливаются на мелководных карбонатных шельфах в пределах сублиторали, литорали, супралиторали, а также в пресных и гиперсоленых озерах (Tucker, Wright, 1990; Flügel, 2010). Предполагается, что различия в первичной структуре ооидов зависят от условий накопления: концентрические (тангенциальные) ооиды образуются В высокоэнергетических условиях, а радиальные более характерны для относительно обстановок (Flügel, 2010). Различия В размерностях тиховодных радиальноконцентрических и концентрических ооидов, объясняются разным способом транспортировки: в составе суспензии или путем волочения, соответственно (Flügel, 2010).

Таким образом, пакстоуны МТ 11-а, наиболее вероятно, формировались в результате выпадения из суспензионных потоков, т.е. в относительно тиховодных условиях. Это подтверждается присутствием микрита в матриксе породы. В некоторых случаях однородный состав компонентов и присутствие мелких песчинок кварца в ядрах ооидов может указывать на опресненные условия внутри лагуны. В то же время присутствие детрита моллюсков, водорослей, кораллов и другой фауны указывает на морские условия формирования, в пределах песчаных отмелей вершинной части рифа, зарифовом пространстве и др.

Грейнстоуны МТ 11-б могли формироваться в пределах литорали в условиях высокой гидродинамической активности, в зоне постоянного действия волн, но также внутри приливно-отливных каналов и баров, схожих с ооидными отмелями Багамской банки (Tucker, Wright, 1990).

232



Рис. П2.11. Микрофотографии МТ 11. А – ооидный грецнстоун (МТ11-а). Видны некрупные ооиды с отчетливой радиальной структурой, обр Т128-3, хребет Донгуз-Орун, толща I-b; Б – Ооидный грейнстоун (МТ 11-б). Преобладают крупные концентрические ооиды, присутсвие кварца указывает на связь с сушей. Образец U111-13, из косослоистых ооидных известняков толщи байдарской свиты, ущелье Узунджа.

МТ 12. Онкоидные флоатстоуны и пакстоуны с цельными раковинами моллюсков, дазикладовыми, ассоциацией *Lithocodium – Bacinella* (рис. П2.12)

Объединяет флоатстоуны реже пакстоуны, в которых значительную часть зерен (более 30%) составляют крупные онкоиды. Онкоиды имеют развитые спонгостроматовые без (микритовые слойки. явных структур органического происхождения) И морфологическими признаками поростроматовые (c нарастания водорослей И бактериальных сообществ, инкрустаторами) (Flügel, 2010) рубашки, инкрустированные Lithocodium aggregatum и фораминиферами, погружены в микрит-пелоидальный матрикс. Ядрами онкоидов служат обломки дазикладовых водорослей, раковин моллюсков, мшанки, постройки Lithocodium – Bacinella, серпулиды, реже кораллы, литуолиды и другие организмы. Сопутствующие зерна представлены пелоидами, детритом иглокожих, числе криноидей, дазикладовыми, мелкими и крупными бентосными В том фораминиферами. В некоторых случаях пространство между онкоидами может быть выполнено инкрустаторами Lithocodium – Bacinella, Taumathoporella parvovesiculifera. В этом случае микрофации должны быть отнесены МТ 7. Встречаются онкоидные микрофации близкие по признакам к MT 10, что указывает на их фациальную близость.

Интерпретация. Микритизация зерен и преобладание спонгиостроматовых онкоидов характерны для мелководных условий и низких скоростей седиментации (Кабанов, 2000, 2009; Flügel, 2010). Онкоидные осадки формируются в лагунах, слабоизолированных ограниченно-морских зонах и открыто-морских зонах внутренних частей карбонатных платформ. Преобладание поростроматовых онкоидов, инкрустации внешних слоев ассоциацией Lithocodium – Bacinella, а также присутствие

спонгостроматовых онкоидов, свидетельствует о накоплении отложений в открытых лагунах (Vedrine et al., 2008, 2009). В пользу такого предположения свидетельствуют данные о, обитании ассоциации организмов Lithocodium – Bacinella в нормально-морских условиях, в мелких, чистых, насыщенных кислородом водах (Leinfelder et al., 1993, 1996; Schmid, 1996; Shiraishi, Kano, 2004; Rameil et al., 2010; Flügel, 2010). Большая доля микрита, присутсвие целых фораминифер свидетельствует о слабой или умеренной гидродинамике (Flügel, 2010).



Рис. П2.12. Микрофации МТ 12. А - Онкоидный флоатстоун с инкрустированный *Lithocodium aggregatum,* хребет Донгуз-Орун, Обр. Т126-7; Б — онкоидный рудстоун с мелкодетритовым грейнстоуном в матриксе, плато Демерджи, обр. D105-15.

МТ 13 Рудистовые и гастроподовые флоат- и рудстоуны, баундстоуны

Основным компонентом являются целые раковины рудистов или гастропод. Породы микрофации МТ 13 формируют выдержанные слои (мощн. до 10 м), которые хорошо заметны уже при макроскопических наблюдениях. Рудистовые и гастроподовые флоат- и рудстоуны, баундстоуны МТ 13 установлены в отложениях плато Демерджи В.К. Пискуновым (Пискунов, 2013)

Интерпретация. МТ 13 соответствует гастроподовым или рудистовым банкам, из которых формировались биостромы. Организмы, раковины которых слагают МТ 13, были распространены в основном в нормально-морских условиях и обитали в пределах мелководья, в эвфотичской фоне.