

УДК 552.54:551.8(234.86)

## СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ПЛАТО ДЕМЕРДЖИ (ГОРНЫЙ КРЫМ)

*В.К. Пискунов<sup>1</sup>, С.В. Рудько<sup>2</sup>, Е.Ю. Барабошкин<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 10.02.12

Район плато Демерджи имеет сложное блоково-надвиговое строение. Верхнеюрские (оксфорд—титон) отложения здесь представлены пятью толщами, каждая из которых отвечает определенному этапу развития бассейна: I — дельта гильбертова типа; II — карбонатная платформа с тромболитовыми фациями на ее склоне; III и IV — разрушение склона платформы при его периодической экспозиции и регенерации дельты гильбертова типа (для толщи III); V — обширная мелководная карбонатная платформа.

*Ключевые слова:* Крым, верхняя юра, геологическое строение, карбонатная платформа, дельта гильбертова типа, седиментология, микрофации.

Плато Демерджи располагается в центральной части Первой гряды Горного Крыма (рис. 1, А) между Чатырдагом на западе, Караби-яйлой на востоке и Долгоруковской яйлой на севере. Несмотря на длительную историю изучения, геологическое строение района служит предметом острых дискуссий, что связано с отсутствием ярких признаков субслоистых разрывов на границах толщ, с близким фациальным составом отложений и слабой палеонтологической изученностью (Милеев, Барабошкин, 1999).

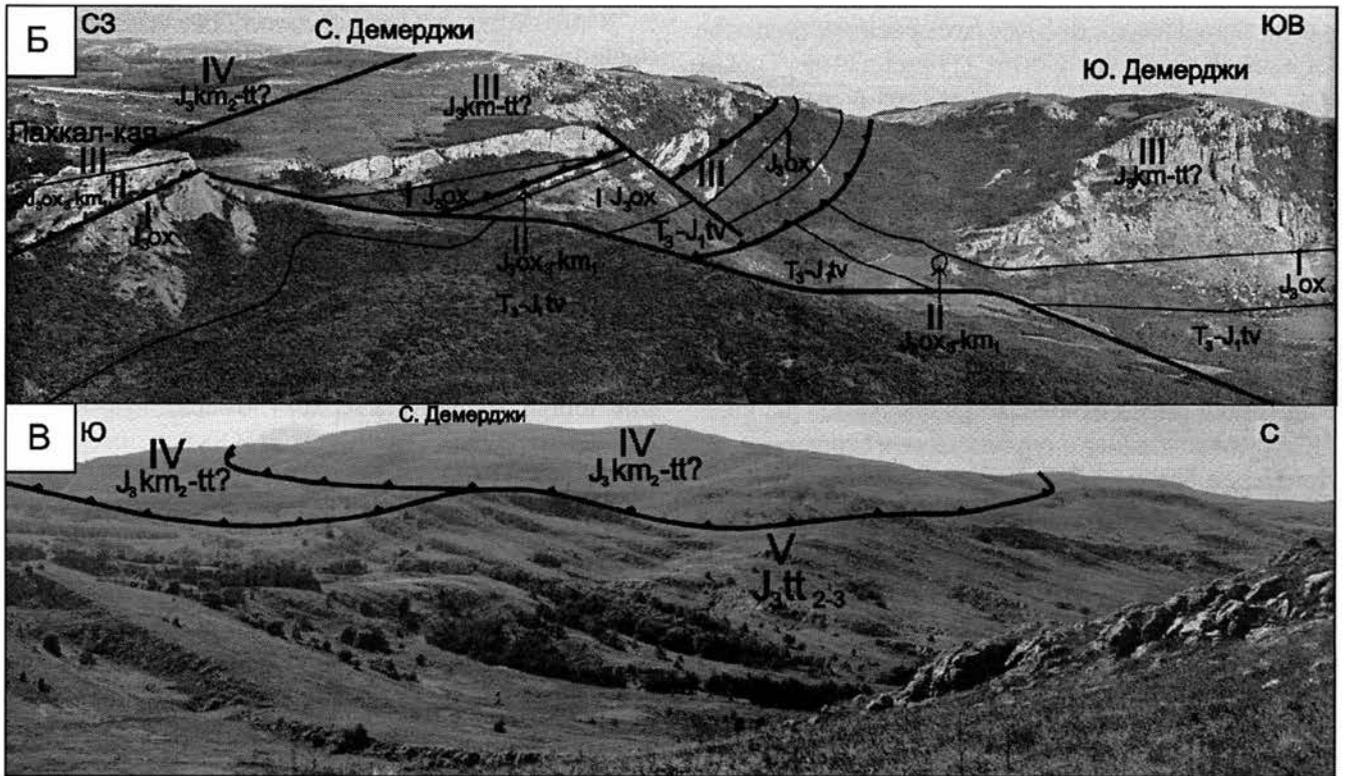
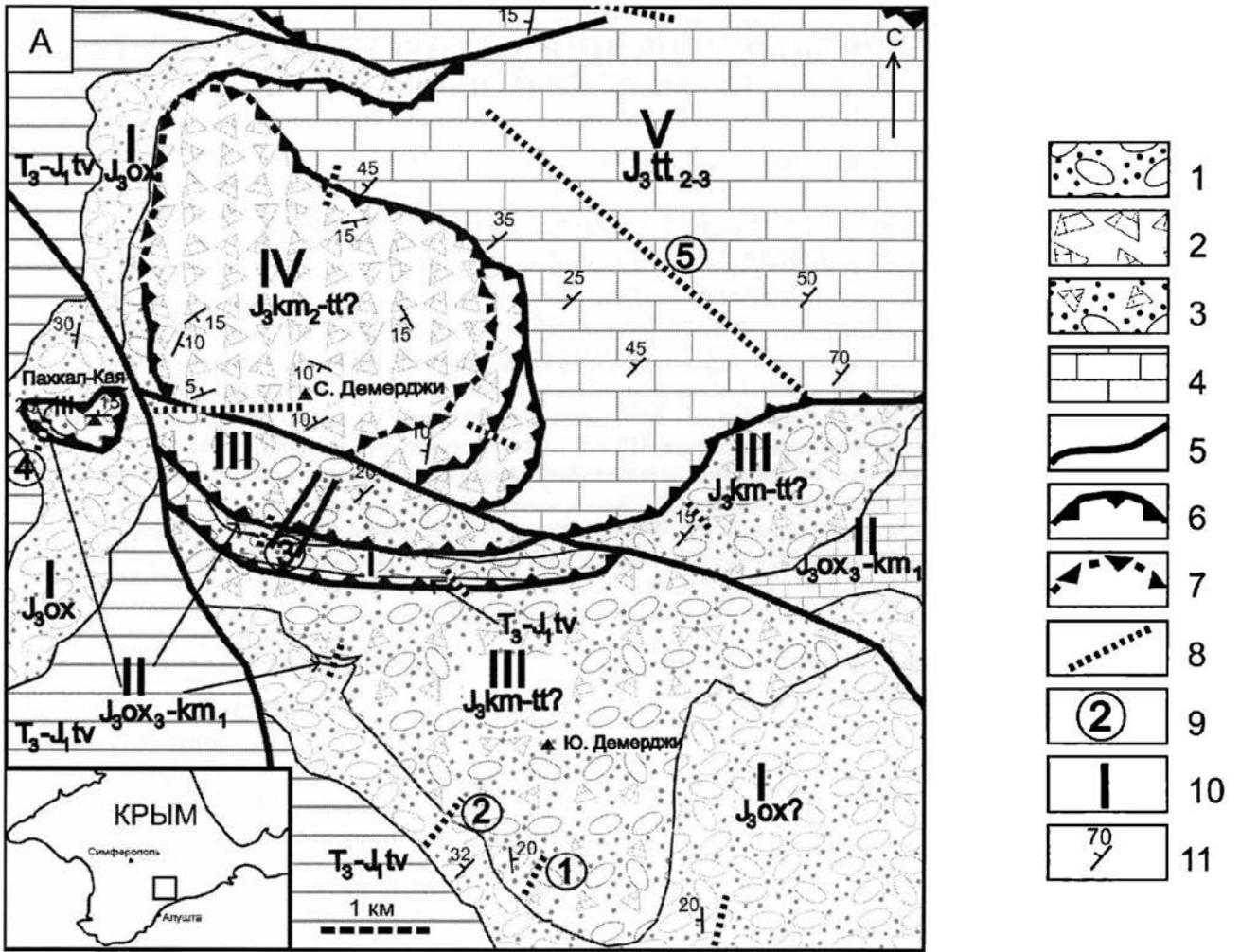
Верхнеюрские карбонатные отложения, слагающие большую часть Первой гряды, с применением подходов современной седиментологии (Flügel, 2010; Tucker, Wright, 1990) детально изучены только в районе Ялтинского и Ай-Петринского массивов (Krajewski, 2010) и в районе горы Пахкал-Кая (Барабошкин, Пискунов, 2010), располагающейся в 2 км к западу от горы Северная Демерджи. Эти исследования основаны на микрофациальном анализе, использование которого ограничено плохой обнаженностью (зарастание лишаем, закарстованность) разрезов и перекристаллизацией известняков, из-за чего структурные и текстурные признаки пород отчетливо наблюдаются редко.

Полученные данные о геологическом строении плато Демерджи базируются на выяснении структурных соотношений между толщами, выявлении разрывных нарушений, включая специфические (Милеев и др., 1995) и косвенные признаки. Для понимания фациальных взаимоотношений и последовательности толщ проведено седиментологическое изучение разрезов, дополненное микрофациальным анализом более 400 шлифов по методике Э. Флюгеля (Flügel, 2010) с выделением ассоциаций микрофаций (АМ).

### Геологическое строение

В разрезе района плато Демерджи выделено пять толщ (рис. 1), разделенных поверхностями несогласий или надвигов. Они представлены толщами (снизу вверх): I — конгломератов, II — онкоидных и тромболитовых известняков, III — конгломератов с карбонатными брекчиями, IV — слоистых карбонатных брекчий, V — мощных слоистых известняков. Фундаментом служат отложения таврической серии. Толщи I, II, III разделены поверхностями несогласий, а толщи IV и V отделены от остальных надвигами.

В юго-западной части плато также выделяются две надвиговые пластины, сложенные таврической серией и толщами I, II и III (рис. 1, Б). Контакты тектонических пластин выражены зонами брекчирования, катаклаза, зеркалами скольжения и жилами шестоватого кальцита мощностью до нескольких десятков сантиметров (Милеев и др., 2009). Сместители падают в северных румбах и имеют тенденцию к выполаживанию с глубиной и на границах толщ; в последнем случае они представляют собой флэты, а внутри толщ — рампы. Наибольшую амплитуду имеет нижний сместитель, по которому таврическая серия, слагающая основание чешуи, надвинута на конгломератовую толщу III и поднята на высоту около 1150 м на перешейке между Северной и Южной Демерджи, на что указывали еще М.В. Муратов и др. (1969). Таким образом, породы юго-западной части плато Демерджи надвинуты на толщу, слагающие Южную Демерджи. Вероятно, существуют и мелкие срывы в этой части плато, поверхности которых видны плохо. Элементы залегания внутри толщ I — III отличаются друг от друга таким образом, что падение толщи III относительно толщ I и II возвращено по часовой стрелке, а контакты между ними сорваны.



Северо-восточная и юго-западная части района разделены прямолинейным субвертикальным разрывом (взбросом?), секущим надвиги и отделяющим фации: серые конгломераты с карбонатными брекчиями толщи III в приподнятом юго-западном блоке резко сменяются на красноцветные брекчии толщи IV в опущенном северо-восточном блоке. На перешейке между Северной и Южной Демерджи по этому разрыву граничат породы таврической серии поднятого блока и титонские известняки основания толщи V.

Северо-восточная часть района плато Демерджи также имеет сложное надвиговое строение. В северо-восточной части плато надвиги более пологие и разделяют толщи, не пересекая контактов: толща титонских известняков V мощностью около 1,5 км (включая плато Тирке) надвинута на подстилающие отложения толщ I и II. На юго-восточном склоне плато Демерджи известняки толщи V граничат с конгломератами и брекчиями толщи II на высоте около 1100 м, а на северо-западном склоне — с конгломератами толщи I на отметке около 1000 м. При этом северо-западное падение слоев выполаживается от 70—80° на юго-востоке до 10—20° на северо-западе, а общее превышение между нижней и верхней точками выходов толщи V составляет около 300 м. Подстилающие отложения также падают в северо-западных румбах, а углы падения не превышают 20°. Таким образом, слои толщи V упираются в поверхность надвига (рис. 1). На “бескорневые массивы титонских известняков, слагающих яйлу” указывали еще М.В. Муратов и др. (1969).

Толща красноцветных брекчий (IV) надвинута на подстилающие известняки толщи V (рис. 1, В). Надвиг выражен резким структурным несогласием между толщами, многочисленными зеркалами скольжения, тектоническими брекчиями и подчеркнут изгибающейся линией карстовых воронок, прослеживающейся на аэрофотоснимках. Толща IV слагает пологую синклиналь с ядром в районе вершины горы Северная Демерджи и падением крыльев 10—15°. Карстовые воронки приурочены к зонам дезинтеграции пород вблизи срыва.

Таким образом, район плато Демерджи имеет сложное блоково-надвиговое строение, которое уже отмечалось В.С. Милеевым и др. (1995), В.В. Юдиным (2009), В.В. Юдиным, М.Е. Герасимовым (2001). Падение сместителей свидетельствует о надвигании пород в южном или юго-восточном направлении (Милеев и др., 2009); амплитуда перемещения юго-западных пластин вряд ли превышает первые сотни метров, а для северо-восточных пластин она не может быть установлена.

## Стратиграфия

Сведения о возрасте пород, слагающих плато Демерджи, сравнительно немногочисленны. Предлагаемая здесь схема опирается на материалы предшественников и наши собственные данные.

Конгломераты толщи I по сорванной поверхности резкого углового несогласия залегают на породах таврической серии и относятся к тапшанской свите (Пермяков и др., 1991; Тесленко, 1984), возраст которой по стратиграфическому положению предполагался келловей-раннеоксфордским (Муратов и др., 1969; Пермяков и др., 1991; Тесленко, 1984), раннеоксфордским (Чернов, 1963, 1971), среднеоксфордским (Пчелинцев, Лысенко, 1963) или оксфордским (Шнюков и др., 1990). Поскольку толща I в данном районе отвечает верхней части тапшанской свиты, мы предполагаем ее оксфордский возраст.

Позднеоксфордский—раннекимериджский возраст толщи II был установлен Н.И. Лысенко по гастроподам, найденным Е.Ю. Барабошкиным в основании южного эскарпа плато Демерджи: *Aplocus glabrus* Pčhel., *A. aitodori* Pčhel., *Conoplocus corpulensis* Pčhel., *C. gursufensis* Pčhel., *C. subpyramidalis* (Münst.), *Cossmanea* sp., *Cryptoplocus depressus* (VOLTZ), *C. pissarensis* Pčhel., *C. pyramidalis* (Münst. in Goldf.), *C. umbonatus* Pčhel., *Nerinea* sp., *Ptygmatis pontica* Pčhel., *Sculpturea herbichi* Pčhel., *S. kuruuzensis* (Pčhel.), *S. marienensis* (Pčhel.).

Возможно, в этой толще на юго-восточном склоне Южной Демерджи был найден среднеоксфордский аммонит *Liosphinctes cf. linki* (Choff.)<sup>1</sup> (Муратов и др., 1969).

Кимеридж-титонский? возраст конгломератов и брекчий толщи III подтверждается комплексом гастропод, собранных Е.Ю. Барабошкиным и определенных Н.И. Лысенко из трех местонахождений: 1) в 100 м к северо-западу от перешейка между Южной и Северной Демерджи встречены *Aplocus glabrus* Pčhel., *A. speciosus* Pčhel., *A. aitodori* Pčhel., *Cryptoplocus depressus* (VOLTZ), *Diptyxis* sp., *Ptygmatis subbruntruntana* Pčhel., *Sculpturea marienensis* (Pčhel.), *Sequania* sp., *Polyptyxis* sp., *Umbonea* sp.; 2) в распадке на юго-западном склоне Южной Демерджи определены *Sculpturea marienensis* (Pčhel.), *Trochoptygmatis pontica* Pčhel.; 3) вблизи вершины Северной Демерджи найдены *Salinea conoidalis* Pčhel., *Sculpturea pravoslavlevi* (Pčhel.), *S. subincisa* Pčhel.

Полученные данные частично согласуются с мнением М.В. Муратова и др. (1969) о том, что оксфордские конгломераты с угловым несогласием перекрыты титонскими конгломератами, но отличаются от

Рис. 1. А. Схема строения района плато Демерджи и расположения изученных разрезов. Б, В — схемы строения: Б — западных склонов плато Демерджи и горы Южная Демерджи, В — северо-восточной части плато Демерджи: 1 — конгломераты; 2 — карбонатные брекчии; 3 — конгломерато-брекчии; 4 — известняки; 5 — субвертикальные разрывные нарушения; 6 — надвиги; 7 — предполагаемые надвиги; 8 — изученные разрезы; 9 — номера разрезов; 10 — изученные толщи; 11 — элементы залегания. Римские цифры соответствуют описываемым в тексте толщам

<sup>1</sup> Названия таксонов даны в современной номенклатуре.

точки зрения В.Г.Чернова (1963) о позднеоксфордском возрасте толщи III.

Толща II повсеместно располагается между толщами I и III, а ее контакты в местах наблюдения подорваны. В разрезах горы Пахкал-Кая и южного эскарпа плато Демерджи (рис. 2) эти контакты не несут признаков значительных разрывных нарушений, а на западном склоне Южной Демерджи толща III залегает по эрозионной границе на толще I. Таким образом, толщи I, II и III располагаются в нормальной стратиграфической последовательности.

Первичные стратиграфические соотношения толщ IV и V неизвестны. Возраст брекчий толщи IV предполагается позднекимериджским по находке М.Ю. Никитиным аммонита *Discophinctoides cf. modestus* (Schneid) в средней части западного склона Северной Демерджи, определенного Е.Ю. Барабошкиным. Не исключено, что верхняя часть толщи отвечает и некоторой части титона, что предполагается по ряду соображений (см. ниже).

Возраст известняков толщи V установлен по фораминиферам как средний—верхний титон (Андрухович, Туров, 2002).

#### Строение разрезов и условия образования выделенных толщ

Расположение основных изученных разрезов показано на рис. 1, А.

**Толща I.** Наиболее представительные обнажения толщи I изучались на западном склоне Южной Демерджи, на южном склоне плато Демерджи и в разрезе горы Пахкал-Кая (рис. 2). Конгломераты толщи I характеризуются полимиктовым составом, содержат значительное количество экзотических для мезозоя Крыма пород (Чернов, 1963, 1971), а доля неокатаных обломков известняков увеличивается вверх по разрезу (Чернов, 1971). В настоящей работе кратко обобщены наблюдения над текстурными и структурными признаками этой толщи, позволяющими выделять литологические типы (ЛТ), характеризующие параметры осадконакопления.

ЛТ I.1 (рис. 3, А, Е). Массивные плохосортированные плотноупакованные крупногалечные конгломераты с валунами. Обычна хаотичная ориентировка галек; иногда отмечается текстура обратной грации. Типичная мощность слоев 1—3 м. Плохая сортировка, наличие и хаотичность расположения валунов позволяют интерпретировать этот литотип как отложения высокоплотностных гравитационных потоков, возникавших на крутом склоне (Breda et al., 2007; Longhitano, 2008; Postma, 1990). Плотная упаковка и практически полное отсутствие тонкозернистой составляющей позволяют интерпретировать их как отложения высокоплотностных несвязных потоков типа обломочных (debris flow) или зерновых (grain flow),

формировавшихся при высоком дисперсионном давлении зерен (Dasgupta, 2003).

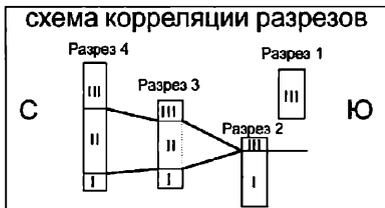
ЛТ I.2. Плохо-среднесортированные плотноупакованные средне-мелкогалечные конгломераты с имбрикацией галек по слоистости. Встречаются в виде горизонтов и линз мощностью 0,5—1 м. В подошве отмечается быстрый, но постепенный переход от ЛТ I.1 к ЛТ I.2; кровля резкая. Постепенный переход между ЛТ I.1 и ЛТ I.2 обусловлен разделением осадка на базальный высококонцентрированный слой, в котором плавучесть обломков и перенос были вызваны столкновением зерен, и верхний ламинарный слой с параллельной имбрикацией галек (Dasgupta, 2003). Плотнупакованные средне-мелкогалечные конгломераты представляют собой переходный тип отложений высокоплотностных потоков, в которых дисперсионное давление частиц меньше, нежели в крупногалечных плохосортированных конгломератах (Breda et al., 2007; Longhitano, 2008).

ЛТ I.3. Массивные гравелиты и песчаники, содержащие мелкую гальку. Встречаются в виде горизонтов и линз мощностью 0,1—0,4 м. Это отложения суспензионных турбулентных потоков, которые часто возникают в парагенезе с высокоплотностными гравитационными потоками (Dasgupta, 2003).

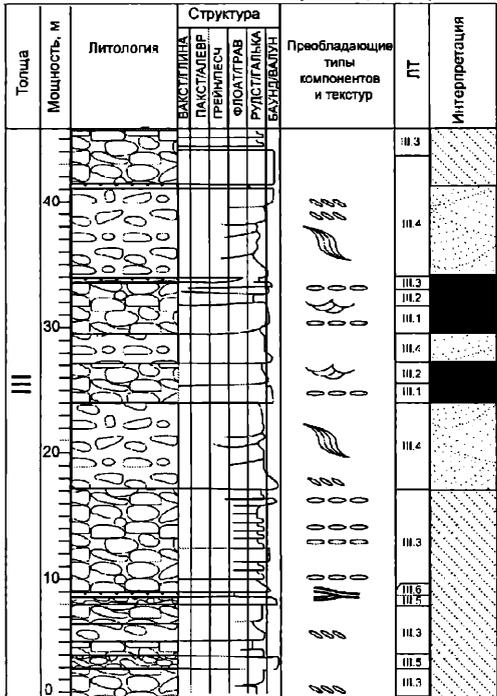
ЛТ I.4. Гравелиты и песчаники со следами пластических деформаций (рис. 3, Д); конгломераты с обратной имбрикацией галек. Подошва таких слоев может быть сорвана. Главные признаки литотипа свидетельствуют о вязко-пластичном течении материала в результате оползания (McConnico, Bassett, 2007; Postma, 1984).

Указанные литотипы многократно повторяются в разрезах толщи I. Массивные плохосортированные конгломераты ЛТ I.1 резко преобладают над остальными литотипами. ЛТ I.1, ЛТ I.2 и ЛТ I.3 обычно последовательно надстраивают друг друга, образуя утоняющиеся кверху циклы, вызванные разделением потока на горизонты различной плотности (Лидер, 1986; Breda et al., 2007; Dasgupta, 2003). Мощность толщи 70 м.

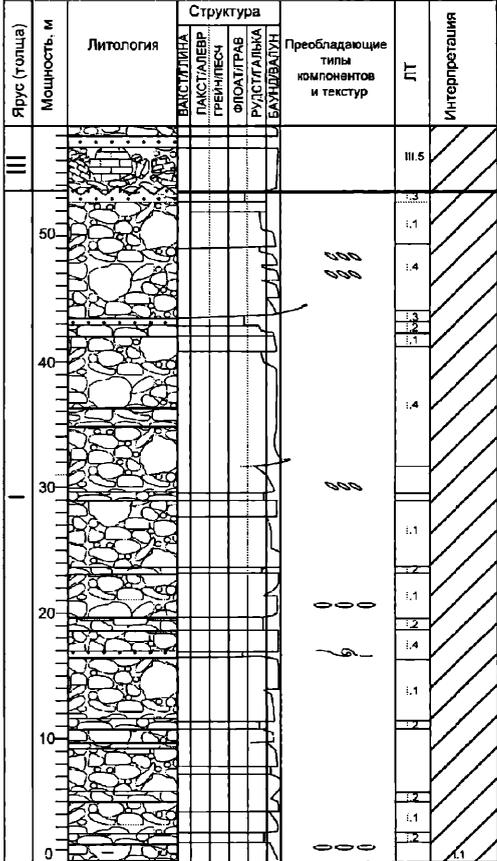
*Условия образования толщи I.* Слагающие толщу отложения типичны для фронта дельт гильбертова типа (Breda et al., 2007; Longhitano, 2008; Postma, 1990), на что впервые обратил внимание Ю.О. Гаврилов (ГИН РАН). Подобные дельты имеют хорошо выраженный крутой склон, часто контролируемый разрывными нарушениями, на котором происходит отложение крупнообломочного материала. Река при этом, как правило, дренирует сильнорасчлененный рельеф, чем объясняется грубообломочность отложений (Лидер, 1986; Реддинг и др., 1990; Breda et al., 2007). Вытекающая речная струя, динамика которой определяется процессом турбулентной диффузии, имеет плотность, сопоставимую с плотностью воды принимающего



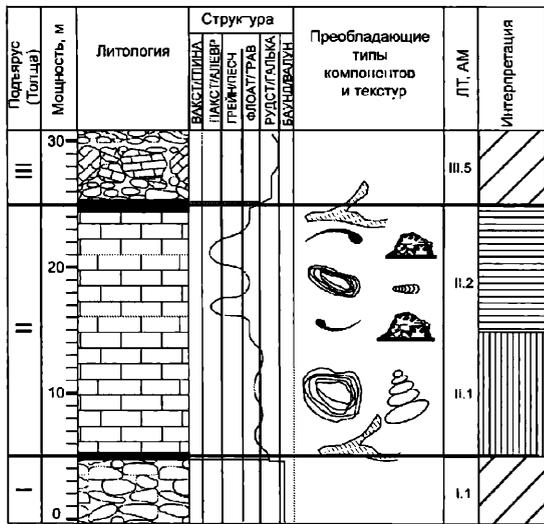
**Разрез 1. Фрагмент центральной части юго-западного склона горы Ю. Демерджи**



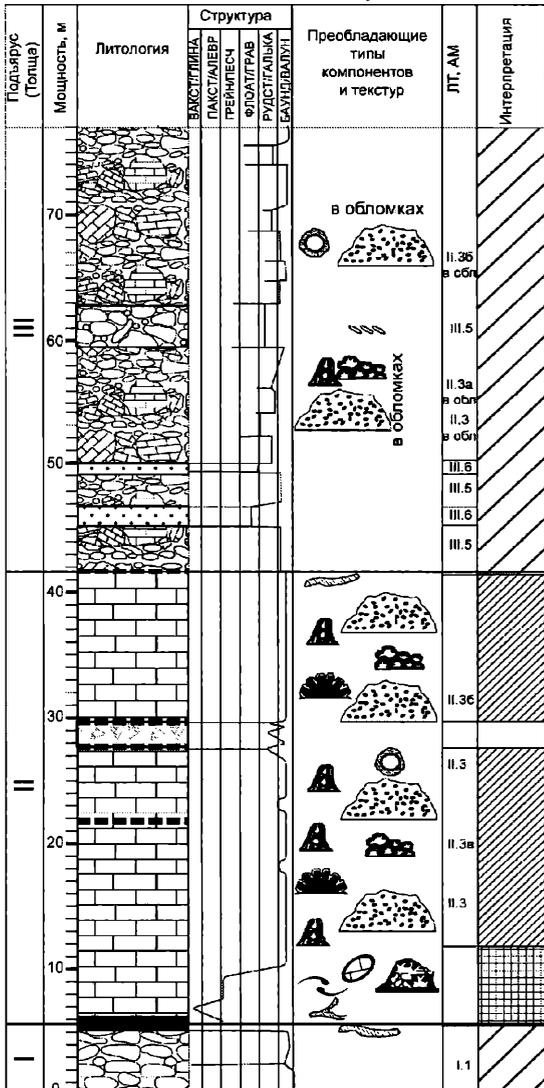
**Разрез 2. Нижняя часть западного склона горы Ю. Демерджи**

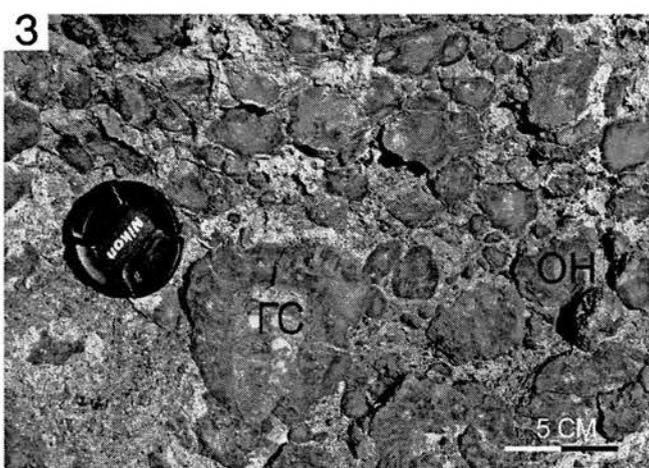
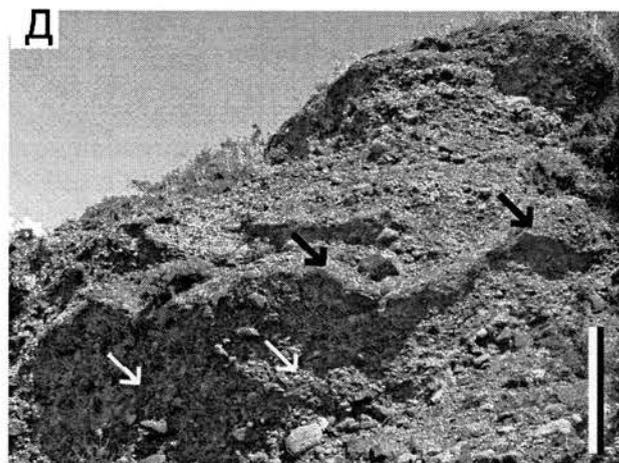
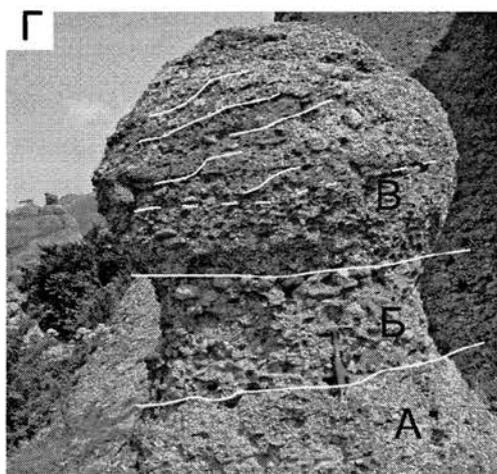
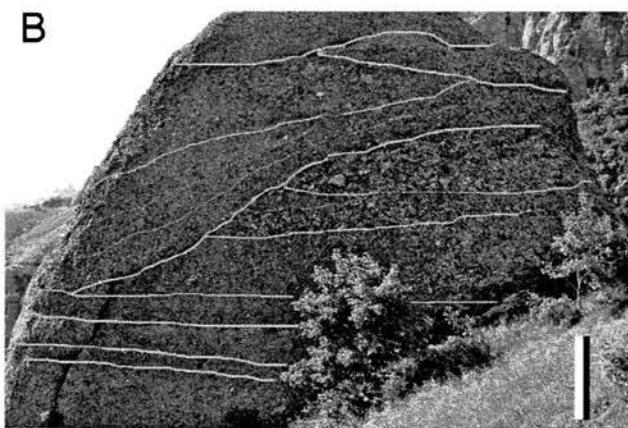
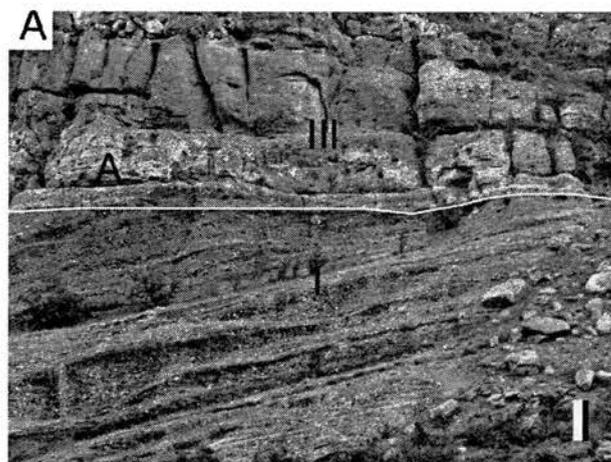


**Разрез 3. Южный эскарп плато Демерджи**



**Разрез 4. Южный склон горы Пахкал-Кая**





бассейна. Поэтому путь транспортировки крупнообломочного осадка волочения значительно короче, чем суспензионного, что приводит к отложению первого на фронте дельты и продельте с образованием крупномасштабной косой слоистости с крутыми углами падения, а последнего — дальше в бассейне (Лидер, 1986; Рединг и др., 1990).

Плохо обнаженные выходы этой толщи наблюдались нами в бортах грунтовой дороги на юго-восточном склоне Южной Демерджи (N44°44,470'; E34°25,756'). Здесь наряду с прослоями конгломератов с галькой пород таврической серии часто отмечаются горизонты песчаников и алевролитов. Они представляют собой тонкозернистые отложения, сформированные на ранней стадии образования толщи I, возможно — фацио авандельты.

**Толща II.** Находится в тектонических линзах мощностью до 25 м. Самым крупным является обнажение на южном эскарпе плато Демерджи (рис. 1, 2).

Разрез сложен известняками с мелководными ассоциациями микрофаций (АМ). Внизу известняки представлены АМ II.1 (рис. 3, 3): онкоидными руд- и флотстоунами с многочисленными неринеями (*s.l.*), закатанными в онкоидные “рубашки”, более редкими фораминиферами, грейпстоунами и микритизированными зернами. Мощность 5 м. Согласно Э. Флюгелю (Flügel, 2010), подобные отложения формируются в условиях изолированной лагуны или на литорали при умеренной гидродинамике, что подтверждается обедненным составом фауны, в том числе неринеид, приспособленных к изолированно-морским условиям (Waite, Strasser, 2010).

Разрез надстраивается АМ II.2 (рис. 4, Д): флот- и пак- и грейнстоунами с многочисленными микритизированными биокластами, ассоциациями микроинкрустаторов *Lithocodium aggregatum* Elliott, 1956 — *Bacinella irregularis* Radoičić, 1959 и более редкими онкоидами. Биокласты представлены скелетами фораминифер, гастропод, криноидей и кораллов. Мощность 15 м. Согласно П.Б. Кабанову (2000), зерна наиболее подвержены микритизации в зоне открытой лагуны при низких скоростях седиментации, что подтверждается ассоциацией *Lithocodium — Bacinella* (Leinfelder et al., 1993, 1996, 2002) и нормально-морским составом фауны.

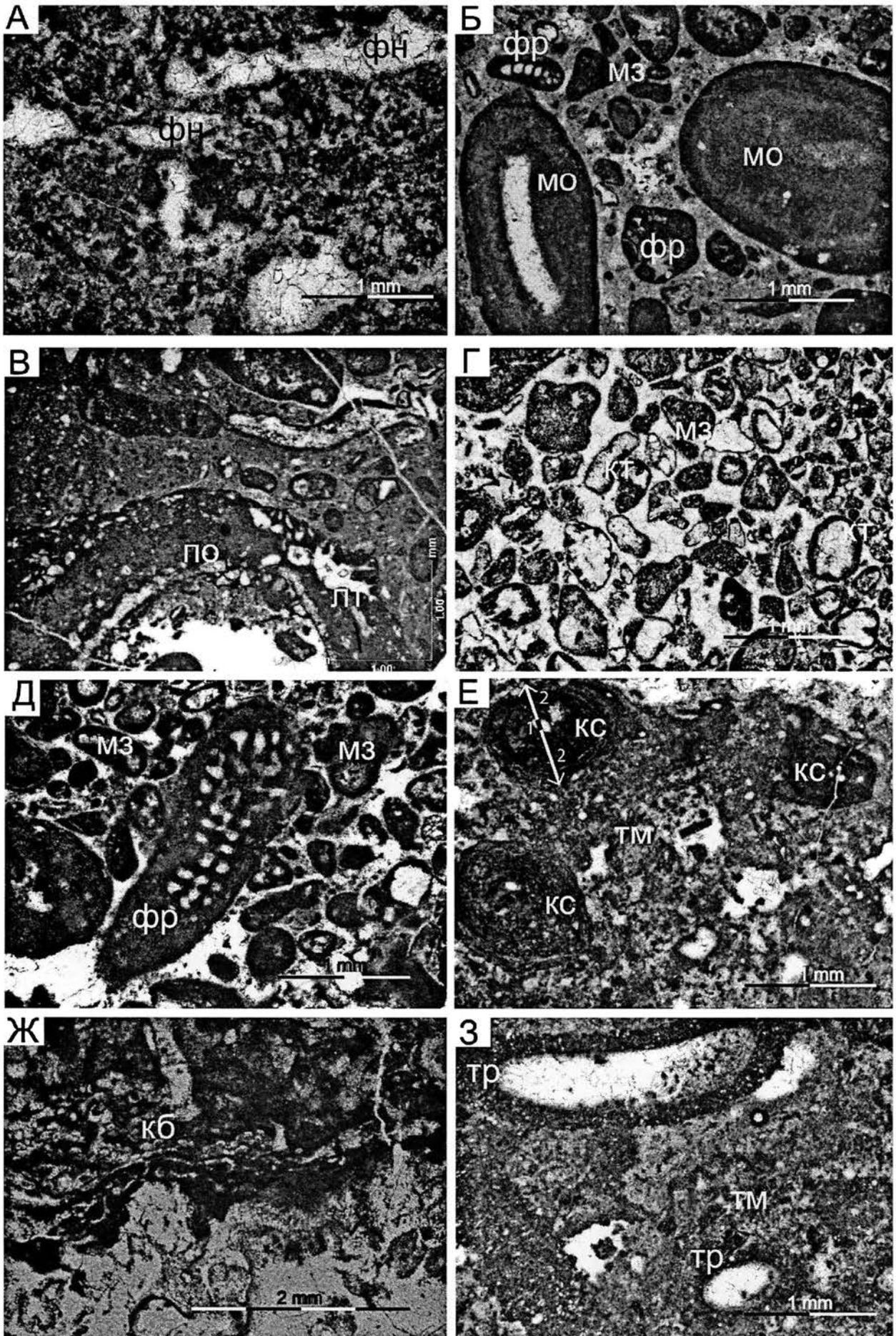
Толща II в разрезе горы Пахкал-Кая (рис. 2) представлена более глубоководными известняками с АМ II.3 (рис. 4, Е). Эта АМ сложена тромболитами и редкими губками, в том числе строматопорами, с многочисленными микроинкрустаторами *Crescentiella (= Tubiphytes) morronensis* (Crescenti, 1969) с поперечным диаметром внешней оболочки от 0,3 до 1 мм (преимущественно 0,6—1 мм) и геопетальными структурами, редкими *Koskinobullina socialis* Cherchi et Schroeder, 1979 (АМ II.3а; рис 4, Ж) и единичными трубками червей-полихет-терребеллид (АМ II.3б; рис. 4, З). Тромболиты имеют вид пелоидных пак-биндстоунов с комковатой текстурой и являются микробиальными образованиями. Нижняя часть геопетальных структур заполнена микроспаритом, а верхняя — спаритом. Микроспарит сложен мелкими (<0,1 мм) кристаллами кальцита и образуется в геопетальных структурах в близповерхностной вадозной зоне диагенеза, а спарит обычно — в вадозной или фреатической зоне (Flügel, 2010).

В основании разреза толщи II на горе Пахкал-Кая присутствуют микрофации пелоидно-биокластовых пак- и вакстоунов с ассоциациями *Lithocodium — Bacinella*, редко кортоидных грейнстоунов. Они отвечают внутренней части платформы (Барабошкин, Пискунов, 2010).

Согласно Р. Лейнфельдеру и др. (Leinfelder et al., 1996), поперечный диаметр внешней микритовой оболочки *Crescentiella (= Tubiphytes) morronensis* является функцией глубины. Под поперечным диаметром внешней оболочки понимается поперечный диаметр всего инкрустатора за вычетом диаметра внутренней полости (рис. 5, Е). Внешняя оболочка, согласно современным гипотезам (Leinfelder et al., 1996; Senowbari-Daryan et al., 2008), была образована цианобактериями или эндосимбионтными водорослями, а ее диаметр пропорционален количеству поступающего света. Например, ее диаметр, равный 1 мм, соответствует глубине в 10—20 м, а равный 0,3 мм — около 100 м (Leinfelder et al., 1996). Однако если микроинкрустаторы росли в карманах рифов или существовали другие преграды, ограничивающие поступления света, то диаметр внешней оболочки не может служить критерием восстановления глубины. Поэтому преобладающие размеры диаметров внешних оболочек, равные 0,6—1 мм, у изученных *Crescentiella morronensis* свидетельствуют

Рис. 3. Характерные особенности изученных отложений.

А. Контакт толщ I и III. Падение толщи I совпадает с направлением схождения высокоплотных потоков (Б). Толща III обнажается по простиранию. В основании разреза толщи III характерны горизонты конгломератобрекчий (А; ЛТ III.5). Б. Толща III: отложения обвалов и каменных лавин, представленные карбонатной брекчий (Б) надстраиваются штормовыми отложениями с бугорчатой слоистостью (А). Длина молотка 30 см. В. Толща III: слоистость миграции бара в обстановке дельты с мелководным профилем (Postma, 1990). Г. Толща III: (А) межрусловые или русловые горизонтально-слоистые конгломераты (ЛТ III.3) надстраиваются русловыми (Б) галечниками основания русла (ЛТ III.2) и завершаются (В) конгломератами с троговой слоистостью (ЛТ III.2). Длина молотка 30 см. Д. Толща I. Оползневые отложения (ЛТ I.4): деформации гравелитового горизонта (черные стрелки) и хаотичная ориентировка галек в конгломератах (белые стрелки). Е. Толща I. Отложения фронта гильбертовой дельты: повторяющиеся ритмы (А) конгломератов (ЛТ I.1 и ЛТ I.2) и (Б) гравелитов (ЛТ I.3), образованные в результате разделения высокоплотного потока на нижний высококонцентрированный слой и верхний — турбулентный. Ж. Толща V. Ассоциация микроинкрустаторов *Lithocodium* (ЛТ) — *Baccinella* (БЧ). Николи параллельны. З. Толща II. АМ II.1. Онкоидный (ОН) рудстоун с закатанными гастроподами (ГС). Николи параллельны. Местонахождение: А, Д — западный склон горы Южная Демерджи; Б, В, Г — юго-западный склон горы Южная Демерджи, Е, З — южный склон плато Демерджи, Ж — восточная часть плато Демерджи. Масштабная линейка 1 м



о глубине в первые десятки метров, а более редкие и встречающиеся вместе с ними микроинкрустаторы с небольшим диаметром внешней оболочки (0,3—0,5 мм) не могут считаться строгим критерием глубины.

Ассоциация *Crescentiella morronensis* и *Koskinobullina socialis* (АМ II.3а) характерна для верхнего склона платформы между базисом воздействия волн в хорошую и штормовую погоду (Flügel, 2010; Leinfelder et al., 1996), а ассоциация *Crescentiella morronensis* с теребеллидами (АМ II.3б) характерна для более глубоких условий ниже базиса воздействия штормовых волн.

**Условия образования толщи II.** Исходя из вышесказанного, мы предполагаем образование губково-тромболитового биогерма (биогермов?) горы Пахкал-Кая в верхних частях склона платформы между базисом обычных и штормовых волн. Косвенным подтверждением этому являются находки губок, включая строматопор, более характерных для верхней части склона платформы (Guo et al., 2011; Leinfelder et al., 2002, 2005), и геопетальные структуры, свидетельствующие о кратковременном осушении платформы (Flügel, 2010; Krajewski, 2010). Восстановление формы и количества биогермов не представляется возможным из-за широкого развития субслоистых разрывов, сопровождаемых брекчированием окружающих отложений (Барабошкин, Пискунов, 2010). Присутствие более глубоководных ассоциаций *Crescentiella morronensis* небольшого диаметра и теребеллид, как и присутствие единичных биокластовых вак- и пакстоунов, объясняется тектоническим сближением фаций. Эта интерпретация отличается от предыдущей, данной нами (Барабошкин, Пискунов, 2010), в которой тромболитовые фации в виде пелоидных пак-биндстоунов с фенестрами ошибочно принимались за прибрежные водорослевые маты (стандартная микрофация 21, по Flügel, 2010).

Таким образом, известняки толщи II отвечают трансгрессивному циклу, выразившемуся в переходе от фациальной зоны изолированной лагуны, или литорали, к открытой лагуне (южный склон плато Демерджи) и переходу от внутренней платформы к губково-тромболитовым постройкам склона платформы (гора Пахкал-Кая). Позже платформа подверглась эрозии, и поэтому переходные фации края платформы не обнаружены.

**Толща III.** В районе Южной Демерджи толща обнажается в виде столбов (верхний этаж “Долины привидений”) или образует крутые недоступные склоны. Эта особенность связана с менее грубым гранулометрическим составом конгломератов и карбонатной

цементацией, обуславливающей большую устойчивость к физическому выветриванию. Разрезы, изученные на юго-западном склоне Южной Демерджи и в районе горы Пахкал-Кая, представлены несколькими многократно повторяющимися литологическими типами (рис. 1, 2).

**ЛТ III.1.** Маломощные (0,4—1 м) массивные плотноупакованные крупногалечные конгломераты с гальками, длинные оси которых параллельны подошве, подстилают слои ЛТ III.2 (рис. 3, Г). Они слагают основание русловых врезов, образованных материалом волочения при вымывании менее грубого осадка (Рединг и др., 1990). От отложений гравитационных потоков они отличаются хорошей сортировкой, отсутствием крупных валунов, горизонтальной ориентировкой длинных осей галек, небольшой мощностью и ассоциацией с ЛТ III.2.

**ЛТ III.2.** Мелко-среднегалечные конгломераты с плохо видимой троговой слоистостью и отчетливым косым черепитчатым залеганием (имбрикацией) галек (рис. 3, Г). Мощность 1—2 м; всегда надстраивают ЛТ III.1. Отложения мегаряби с извилистым (барханоидным) гребнем (Лидер, 1986).

**ЛТ III.3.** Конгломераты с горизонтальной слоистостью (0,4—3 м) и хорошей сортировкой галек вдоль слоистости по размеру и форме. Длинные оси галек направлены параллельно подошве, реже под углом к слоистости. Хорошая сортировка и относительно тонкая слоистость не позволяют связывать эти горизонты с высокоплотностными гравитационными отложениями. Они интерпретируются как межрусловые, или отложения паводков (Рединг и др., 1990), формирующиеся при волочении материала (Лидер, 1986). Горизонтально-слоистые конгломераты образованы в гидродинамическом режиме верхнего гладкого дна (Лидер, 1986), а конгломераты с косою имбрикацией галек — в условиях потоков более низкой энергии.

**ЛТ III.4.** Неплотно упакованные линзовидные конгломераты с крупномасштабной косою слоистостью (длина серий 2—7 м, высота 0,5—2 м; рис. 3, В) и имбрикацией галек или с различной гранулометрией, разделенные эрозионными поверхностями. Мощность линз 2—6 м. Отложения крупных продольных баров. Мощные серии проградации конгломератов ЛТ III.4 отвечают склоновым гравитационным процессам, включая зерновые потоки (Лидер, 1986; Рединг и др., 1990; Postma, 1990).

Рис. 4. Типичные микрофации.

А. АМ V.1. Пелоидный пак-биндстоун с фенестрами (фн). Б. АМ V.2. Пакстоун с микритовыми онкоидами (мо), фораминиферами (фр) и микритизированными зёрнами (мз). В. АМ V.3. Флоатстоун с поростроматовым онкоидом (по) с *Lithocodium aggregatum* (лт) в оболочке, биокластами и микритизированными зёрнами. Г. АМ V.4. Грейнстоун с кортоидами (кт) и микритизированными зёрнами (мз). Д. АМ II.2. Грейн-пакстоун с микритизированными зёрнами (мз) и фораминиферами (фр). Е. АМ II. 3. Тромболит (тм) с *Crescentiella morronensis* (кс). 1 — поперечный диаметр внутренней полости, 2 — поперечный диаметр внешней микрититовой оболочки, равный поперечному диаметру всего микроинкрустатора за вычетом поперечного диаметра внутренней полости. Ж. АМ II.3а. Микробиалит с *Koskinobullina socialis* (кб). З. АМ II.3б. Тромболит (тм) с теребеллидами (тр). Все фотографии сделаны при параллельных николях. Местонахождение: А—Г — восточная часть плато Демерджи, толща V; Д — южный склон плато Демерджи, толща II; Е—З — южный склон горы Пахкал-Кая, толща II

ЛТ III.5. Массивные слабоокатанные плохосортированные карбонатные брекчии (рис. 3, Б), терригенные конгломераты и конглобрекчии смешанного состава. В подошве редко отмечается текстура обратной градации. Образуют слои и линзы по 0,3—2 м. Плохая сортировка, массивность и плотная упаковка позволяют интерпретировать эти породы как отложения несвязных обломочных потоков (Dasgupta, 2003), а в случае мономиктового карбонатного состава — как отложения подводных обвалов и каменных лавин, возникших при обрушении края карбонатной платформы.

Микрофафии карбонатных обломков ЛТ III.5 представлены тромболитами с редкими кавернами с геопетальной структурой, строматопорами, микроинкрустаторами *Crescentiella morronensis* (АМ II.3) диаметром 0,5—1 мм, редкими теребеллидами (АМ II.3б) и мелкими бентосными фораминиферами (в том числе текстуляридами). Крупный диаметр (0,9—1,1 мм) внешней микритовой оболочки *Crescentiella morronensis*, типичный для глубин в первые десятки метров (Leinfelder et al., 1996), и присутствие строматопор указывают на обстановку верхней части склона платформы (Leinfelder et al., 2005). В то же время ассоциации *Crescentiella morronensis* (диаметр 0,5—0,8 мм) и теребеллид (АМ II.3б) характерны для зон ниже базиса штормовых волн с пониженным содержанием кислорода (Guo, 2010; Leinfelder et al., 1996).

ЛТ III.6. Массивные и тонкослоистые песчаники с бугорчатой слоистостью (hummocky cross stratification) (Лидер, 1986) образуют редкие горизонты и линзы мощностью 0,1—0,4 м (рис. 3, Б). Массивные песчаники сформировались при быстрой седиментации из суспензии (Breda et al., 2007; Dasgupta, 2003; Longhitano, 2008). Песчаники с бугорчатой слоистостью традиционно интерпретируются как штормовые отложения (Лидер, 1986).

Состав литотипов толщи III заметно меняется с юга на север: на западном склоне Южной Демерджи прослой карбонатных брекчий ЛТ III.5 встречаются достаточно редко, а на горе Пахкал-Кая толща III представлена переслаиванием мощных пластов карбонатной брекчии ЛТ III.5 и несортированных крупногалечных конгломератов с валунами (аналог ЛТ I.1 толщи I) в равной пропорции (рис. 2). Мощность толщи более 150 м.

*Условия образования толщи III.* Конгломераты с прослоями карбонатных брекчий толщи III накаливались в обстановке дельты с мелководным профилем или профилем гильбертова типа, близким к типу I-B (Postma, 1990). АМ.И.3 (а, б) свидетельствует о том, что карбонатные брекчии являются продуктом разрушения верхних частей склона платформы. Фациальная изменчивость, непостоянство содержания галек и карбонатных брекчий связаны с периодическим обрушением верхней части склона. Литификация известняков, происходившая при этом, подтверждается появлением геопетальных структур с вадозным микро-

спаритом и вызвана кратковременными осушениями (экспозициями) платформы. Схожесть губково-тромболитовых микрофаций толщ II и III свидетельствуют о размыве толщи II карбонатной платформы и переложении ее обломков в толщу III. Разрушение разновозрастных частей платформы в свою очередь указывает на наличие движений по синседиментационным разрывам, контролировавшим, возможно, образование дельты гильбертова типа.

Обилие карбонатных брекчий и АМ II.3 (а, б) в них, преобладание отложений высокоплотностных гравитационных потоков в разрезе горы Пахкал-Кая указывают на более глубоководную обстановку. Быстрое изменение фаций в разрезах толщи III объясняется действием синседиментационных разрывов и более поздним сближением тектонических блоков по сдвигами и надвигам.

Одним из наиболее дискуссионных вопросов является положение источника сноса для конгломератов толщ I и III. Традиционно он считается южным (Чернов, 1963, 1971; Шнюков и др., 1990), хотя есть и иные мнения (Лаломов, 2007). Нам представляется вероятным существование северного или восточного источника сноса конгломератов, если учесть, что для толщи III, надстраивающей гильбертову дельту, на севере горы Чатырдаг фиксируются континентальные фации (Барабоскин, 2007). Точный ответ на данный вопрос затруднителен без анализа амплитуд и направления перемещения по надвигам и сдвигам, учитывая, что общее падение косои слоистости разворачивается на 80—85° в районе горы Пахкал-Кая по сравнению с горами Южной и Северной Демерджи.

**Толща IV.** Толща слагает вершинную часть Северной Демерджи, рисунка ее разреза в работе не приводится вследствие его однообразия и неинформативности. Она представлена однообразными слоистыми карбонатными брекчиями с серыми и красноцветными обломками известняков. Слои мощностью 0,05—7 м (в среднем 20—70 см) выдержаны по латерали, их границы неровные, часто к ним приурочены прослой (0,01—0,05 м) пелитового карбоната матрикса, окрашенного в красный цвет гидроокислами железа. Упаковка брекчий плотная, сортировка средняя или плохая. Размер обломков пропорционален мощности слоев и составляет 0,5—10 см, редко до 1,5 м. Цемент микроспаритовый. В матриксе встречаются кварцевые зерна песчаной размерности и гальки. Видимая мощность толщи 290 м.

Микрофафии в обломках известняков представлены преимущественно тромболитами, часто со строматопорами и микроинкрустаторами *Crescentiella morronensis* (АМ II.3) в ассоциации с *Koskinobullina socialis* (АМ II.3а) или теребеллидами (АМ II.3б). В то же время встречаются единичные биокластово-онкоидные флоатстоуны с гастроподами, бентосными фораминиферами, криноидеями, раковинами моллюсков; пелоидно-биокластовые пакстоуны с микритизированными зернами, микроинкрустаторами *Lithocodium aggregatum*, *Bacinella irregularis*, *Taumatoporella parvo-*

*vesiculifera* Raineri, 1922, *Crescentiella morronensis*; флотстоуны с микритизированными онкоидами; коралловые и губковые баундстоуны. AM П.3 (а, б) отвечают склону платформы, а остальные единичные микрофации — мелководным фаціальным зонам внутренней платформы или ее края (Flügel, 2010; Leinfelder et al., 1996, 2002). Только в обломках с мелководными микрофациями присутствуют геопетальные структуры.

**Условия образования толщи IV.** Карбонатные брекчии толщи IV предположительно относятся к мегабрекчиям (Flügel, 2010; Sano, Tamada, 1994) по следующим признакам: присутствие обломков аномально большого размера (до 1,5 м) внутри средне и/или хорошо сортированного матрикса, наличие смешанных внутриплатформенных и склоновых микрофаций, различная направленность геопетальных структур в различных обломках, присутствие обломков с различной историей диагенеза.

К образованию мегабрекчий, как правило, приводят сейсмические события, разрушающие край платформы и приводящие к образованию гравитационных потоков на крутых склонах платформ (Flügel, 2010). В то же время важна роль ранней литификации и наличие близповерхностных водонасыщенных горизонтов осадков, повышенное давление поровой воды в которых приводит к увеличению их пластичности и дезинтеграции вышележащих уже литифицированных отложений (Spence, Tucker, 1997). Накопление мегабрекчий происходит на средних или нижних частях склона (Chen et al., 2002; Flügel, 2010), либо, при больших массах материала, на его подножии (Flügel, 2010). Таким образом, мегабрекчии (толща IV) образовались благодаря ранней литификации платформы, разрушавшейся при подвижках вдоль разрывов, контролировавших ее внешний край.

**Толща V.** Толща слоистых известняков наиболее полно представлена в восточной части плато Демерджи (рис. 1, 5). По результатам микрофаціального анализа нами выделено несколько ассоциаций микрофаций, чередующихся друг с другом в различных комбинациях, но встречающихся и отдельно.

AM V.1 (рис. 4, А). Биндстоуны и пак-биндстоуны с фенестрами. Характерны многочисленные спаритовые полости в виде фенестр: структур типа “птичий глаз” и строматиксов, часто упорядоченных. Присутствуют водорослевые пелоиды, редкие кальцисферы, единичные мелкие бентосные фораминиферы, водоросли и геопетальные структуры внутри строматиксов. Часто ассоциируют литокластовые рудстоуны с удлинёнными микритовыми литокластами. Подобные AM образуются в условиях приливно-отливных отмелей и водорослевых маршей (Flügel, 2010; Martini et al., 2006; Tišljarić et al., 2002). Эта микрофация первично представляла собой бактериальные и водорослевые маты, а ассоциирующиеся литокластовые рудстоуны, вероятно, отвечают периодам осушения с образованием берегового карста (Flügel, 2010).

AM V.2 (рис. 4, Б). Слоистые флотстоуны, реже рудстоуны с микритовыми онкоидами, редко с други-

ми типами онкоидов; фораминиферовые пакстоуны. Характерно преобладание бентосных фораминифер и микритовых онкоидов со слабо выраженной слоистостью и более редких спонгиостроматовых онкоидов. Среди фораминифер наиболее распространены крупные литуолиды. Ассоциирующимися зернами являются пелоиды, биокласты скелетов гастропод, двустворок (в том числе рудистов), зеленых водорослей (в том числе дазикладовых), микритовые и концентрические (тангенциальные) ооиды, кортоиды, пелоиды, редкие микритизированные интракласты и поростроматовые онкоиды. Редко встречаются геопетальные структуры с вадозным микроспаритом, есть углистый детрит. Присутствуют редкие *Lithocodium aggregatum* в прижизненном положении и аллохтонные *Taumathoporella parvovesiculifera*. Обедненный состав фауны, присутствие геопетальных структур, ассоциация с AM V.1 и наличие микритовых онкоидов (Vedrine et al., 2007) свидетельствуют об условиях изолированной лагуны.

AM V.3 (рис. 4, В). Слоистые флотстоуны, реже вак- и пакстоуны с многочисленными онкоидами смешанных типов и биокластами, часто микритизированными; фораминиферовые пакстоуны; биотурбированные биокластовые вакстоуны. Преобладают поростроматовые и спонгиостроматовые онкоиды и биокласты. Поростроматовые оболочки часто создают ассоциации микроинкрустаторов *Lithocodium* — *Baccinella*. Биокласты представлены целыми фораминиферами, обломками скелетов криноидей, двустворок, гастропод, кораллов, водорослей и брахиопод, синезеленых и зеленых водорослей (в том числе дазикладовых). Микритизированные биокласты и зерна часто абрадированы или разрушены, окатаны и покрыты микритовой оболочкой в виде корочки (кортоиды) или проникающей до центра биокласта. Ассоциирующимися зернами являются пелоиды, единичные микритовые онкоиды и интракласты. Биотурбации типа мелких *Skolithos* заполнены пелспаритом или интракластово-пелоидными пак- или грейнстоунами. Характерны микроинкрустаторы *Lithocodium aggregatum*, *Baccinella irregularis*, реже *Taumathoporella parvovesiculifera*. Широкое распространение микроинкрустаторов, нормально-морской состав фауны и обильная микритизация зерен предполагают образование изученных микрофаций в мелководных условиях открытой лагуны (Кабанов, 2000; Leinfelder et al., 1993, 2002). Обильная микритизация зерен происходила под воздействием эндолитических водорослей и микросверлильщиков (Кабанов, 2000) на глубине в метры — первые десятки метров.

AM V.4 (рис. 4, Г). Грейнстоуны, реже грейн-пакстоуны с покрытыми зернами. Преобладают кортоиды, реже микритизированные (иногда полностью) интракласты и пелоиды багамитного типа. Кортоиды, как правило, являются покрытыми биокластами, среди которых обломки скелетов криноидей, гастропод, брахиопод, двустворок, целые раковины фораминифер, дазикладовых. Ассоциирующимися компонентами являются ооиды и спонгиостроматовые онкоиды и редкий

## Разрез 5. Восточная часть плато Демерджи

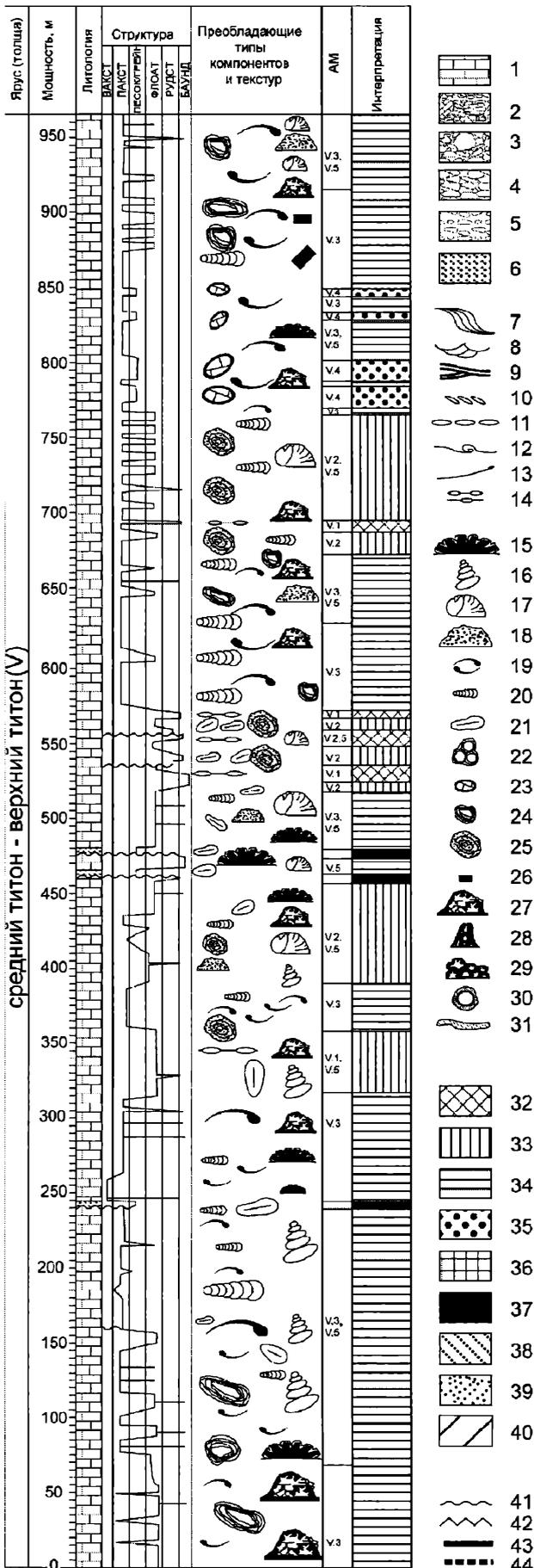


Рис. 5. Строение разреза толщи V в восточной части плато Демерджи (см. рис. 1):

1 — известняки; 2 — карбонатные брекчии с полимиктовой галькой; 3–5 — конгломераты: 3 — несортированные плотноупакованные, 4 — сортированные плотноупакованные, 5 — неплотноупакованные; 6 — песчаники и гравелиты; 7–9 — слоистость: 7 — крупномасштабная косая, 8 — троговая, 9 — бугорчатая; 10–11 — имбрикация галек: 10 — под углом к слоистости, 11 — параллельно слоистости; 12 — пластические деформации; 13 — поверхность срыва оползня; 14 — фенестры; 15 — коралловые и губковые биогермы и биостромы; 16–17 — банки: 16 — гастроподовые, 17 — рудистовые; 18 — тромболиты; 19 — биокласты; 20 — фораминиферы; 21 — интракласты; 22 — грейстоуны; 23 — кортоиды; 24–25 — онкоиды: 24 — спонго- и поростроматовые, 25 — микритовые; 26 — углистый детрит; 27–29 — ассоциации микроинкрустаторов: 27 — *Lithocodium* — *Baccinella*, 28 — *Crescentiella morronensis*, 29 — *Koskinobullina socialis*; 30 — теребеллиды; 31 — кальцитовые жилы с зеркалами скольжения; 32–40 — обстановки: 32 — литораль, 33 — изолированные лагуны, 34 — открытые лагуны, 35 — отмели, 36 — недифференцированная внутренняя платформа, 37 — русла, 38 — межрусловые или русловые отложения, 39 — продольные бары, 40 — склон или подножие; 41 — эрозийные границы; 42 — угловое несогласие; 43 — надвиги; 44 — предполагаемые надвиги. Размер компонентов в разрезе отражает их относительное содержание

углистый детрит. Широкое распространение микритизации свидетельствует о крайнем мелководье (Кабанов, 2000), а малое количество микрита — о его выносе в условиях активной гидродинамики (Flügel, 2010; Tucker, Wright, 1990). Поэтому AM соответствует условиям отмелей внутренней платформы или края платформы либо приливным руслам.

AM V.5. Биогермы, представленные коралловыми и губковыми фреймстоунами и баффлстоунами, раковинными флоат-, реже рудстоунами, а также тромболитами. Кораллы и губки образуют небольшие биогермы с поперечным диаметром менее 1 м либо биостромы. Раковинные флоат- и рудстоуны представляют собой банки в виде скопления целых раковин рудистов или гастропод (в том числе неринеид); матрикс флоатстоунов состоит из биокластовых вакстоунов. Характерны фенестры, заполненные спаритом. Биогермы часто инкрустированы *Lithocodium aggregatum*, *Baccinella irregularis*, реже *Taumatoporella parvoveiculifera*. Микроинкрустаторы *Lithocodium aggregatum* развиты на поверхности кораллов и губок. *Baccinella irregularis* наблюдаются в пространстве между ними и скрепляют фонный осадок и интракласты. Данная микрофауна может формироваться в различных зонах карбонатной платформы. Скрепление осадка микроинкрустаторами свидетельствует о мелководных олиготрофных условиях с низкой скоростью седиментации (Krajewski, 2010; Leinfelder et al., 1993, 1996). Тромболиты могли существовать в различных зонах карбонатных платформ (Leinfelder et al., 2002), а их развитие связано с пониженным содержанием кислорода и эвтрофными условиями (Leinfelder et al., 1996). Тромболиты толщи V немногочисленны и ассоциируют с AM открытых и изолированных лагун, кораллами и губками, поэтому понижение уровня кислорода и/или развитие эвтрофных условий носило локаль-

ный характер и, вероятно, связано с особенностями рельефа дна. Гастроподы-неренеиды и рудисты могли обитать как в изолированных, так и в открыто-морских условиях (Уилсон, 1980; Waite, Strasser, 2010).

Песчаники и гравелиты представлены в отдельных наложенных терригенных циклитах нормальной градации в линзах мощностью от 0,4 до 1,5 м внутри карбонатных отложений. Размерность варьирует от мелкогалечной до среднезернистой, сортировка — от средней до хорошей. Развита табулярная (плоскопараллельная) косая слоистость, реже — троговая. Состав преимущественно кварцевый, с примесью карбонатных интракластов (0—50%). Карбонатные зерна представляют наиболее грубую фракцию. Отложения мегаряби (Лидер, 1986) внутри низкоэнергетических приливных русел.

Мощность толщи V в пределах плато Демерджи более 1 км.

*Условия образования толщи V.* Наиболее распространенными в толще V являются AM V.3 и AM V.5, присутствующие во всем разрезе. AM V.2 приурочена к средней части, а более редкие AM V.1 и V.4 встречаются в средней и верхней частях разреза соответственно. Таким образом, наиболее постоянной была обстановка открытой лагуны. В моменты, отвечающие формированию средней части разреза, происходило периодическое обмеление, выразившееся в установлении условий изолированной лагуны с накоплением AM V.2, а при максимальном обмелении образовывались приливно-отливные отмели с развитием водорослевых маршей AM V.1. Верхние части толщи с AM V.4 могут отвечать как уменьшению глубины с образованием отмелей внутри платформы, так и трансгрессии с образованием отмелей, окаймлявших платформу. Присутствие песчаников и гравелитов в низах разреза свидетельствует о кратковременном существовании приливных русел.

Все обстановки отвечают той или иной фациальной зоне мелководной внутренней части окаймленной платформы. Смена фациальных зон объясняется локальным изменением рельефа дна и/или отличиями в скорости компенсации бассейна и трансгрессии. При трансгрессии происходило углубление бассейна и накапливалась AM V.3 с ассоциирующими AM V.4 и V.5, а в случае быстрой компенсации происходил переход к образованию AM V.1 и/или V.2 с сопутствующей AM V.5.

### Описание микроинкрустаторов

Микроинкрустаторы широко развиты как в карбонатных отложениях района плато Демерджи, так и в других седиментологически изученных карбонатных отложениях верхней юры Крыма (Krajewski, 2010). Наиболее распространены *Lithocodium aggregatum*, *Bacinella irregularis*, *Crescentiella morronensis*, *Koskinobullina socialis*, *Taumathoporella parvovesiculifera* и теребеллиды. Систематическое положение первых пяти видов яв-

ляется дискуссионным (Flügel, 2010; Leinfelder et al., 1993, 1996; Schlagintweit et al., 2010; Senowbari-Daryan et al., 2008).

*Bacinella irregularis Radoičić, 1959.* В изученных шлифах представляют собой эпибентосные комплексы ячеек, формирующие корки и желваки или располагающиеся в межскелетном пространстве. Ячейки расположены относительно правильно, иногда параллельно. Форма ячеек прямоугольная, треугольная, многоугольная или реже округлая. Стенки состоят из микрита, их толщина от 5 до 20 мкм. Размер ячеек от 0,1 до 0,5 мм, они заполнены спаритом. Микроинкрустаторы *Bacinella* интерпретируются как кодиевые водоросли, как ассоциации бактерий или цианобактерий (Flügel, 2010) или как ульвовые (Ulvophyceae) водоросли (Schlagintweit et al., 2010).

*Lithocodium aggregatum Elliott, 1956.* В шлифах наиболее полные экземпляры представлены инкрустирующими образованиями размерами до нескольких миллиметров. Их внутренняя часть представляет собой полукруглую полость с радиально отходящими от нее каналами и стенкой (шириной до 0,2 мм), состоящей из темного микрита. В ее близповерхностных частях часто располагаются округлые и овальные альвеолы. Наиболее часто находятся в ассоциации с *Bacinella irregularis*. Ассоциации обычно представлены в виде значительного количества овальных, округлых и неправильных полостей *Lithocodium* с выраженными стенками *Bacinella* внутри них, полости располагаются в темном микритовом матриксе. Микроинкрустаторы *Lithocodium* изначально были описаны как кодиевые водоросли, в современное время относятся либо к лофтузовым (Loftusiidae) фораминиферам (Leinfelder et al., 1996), либо к ульвовым (Ulvophyceae) водорослям (Schlagintweit et al., 2010), также иногда они интерпретируются как колонии кальцитизированных цианобактерий (Cherchi, Schroeder, 2006).

*Crescentiella (=Tubiphytes) morronensis (Crecenti, 1969).* Представляют собой образования различного диаметра (но не более 1 мм) округлой (поперечное сечение) или прямоугольной формы (продольное сечение), или их переходные разности. Состоит из двух частей — внешней оболочки, представленной слоистым микритом с комковатой текстурой внутри слоев. Внутренняя часть представлена узкой полостью до 0,1 мм округлой формы в поперечном сечении и в виде сегментированной трубки в продольном сечении, полость заполнена спаритом.

Тубифиты относились к различным водорослевым группам, цианобактериям, губкам, гидрозомам или фораминиферам. Для юрских *Crescentiella morronensis* внешняя оболочка интерпретируется как корки цианобактерий (Leinfelder et al., 1996; Senowbari-Daryan et al., 2008) или эндосимбионтных водорослей (Leinfelder et al., 1996), а внутренняя часть как симбиотические фораминиферы (милиолиды (Leinfelder et al., 1996)) или трубки животных неясного систематического положения. По интерпретации (Senowbari-

Daryan et al., 2008) фораминиферы или трубки служили субстратом для роста цианобактерий. Корки цианобактерий создавали субстрат для дальнейшего роста фораминифер или трубок.

***Koskinobullina socialis* Cherchi et Schroeder, 1979.** Микроинкрустатор встречается в виде колоний небольших (от 50 до 100 мкм) полусферических и реже сферических камер, заполненных спаритом, как правило, с радиально расположенными кристаллами, с микритовой или спаритовой стенкой. Отдельные камеры интерпретируются как остатки красных водорослей или фораминифер (Leinfelder et al., 1993).

***Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, 1922.** Представляет собой цепочки небольших ячеек (от 20 до 50 мкм в поперечнике) округлой или многоугольной формы в поперечном сечении и овальной или прямоугольной формы в продольном. Изначально род был интерпретирован как таксон красных водорослей, позже — как дазикладовых водорослей или губок. В настоящее время рассматривается как самостоятельная группа зеленых водорослей (Flügel, 2010).

**Теребеллиды.** Трубки с субсферическим и овальным сечением до 1 мм в поперечнике интерпретированы как вторично минерализованные органические чехлы сидячих червей-полихет семейства Terebellidae. Стенки трубок состоят из темного микрита или пелмикрита, толщина стенок до 0,25 мм, темная окраска свидетельствует о высоком содержании органики. В ископаемом состоянии от теребеллид сохраняются простые или U-образные вертикальные трубки. Современные формы имеют многочисленные щупальца, используемые при питании и выделяющие слизь, что приводит к образованию трубки путем связывания окружающего осадка и к его ранней цементации (Рупперт и др., 2008). Ископаемые агглютинированные трубки теребеллид состоят из терригенных, карбонатных или органических зерен (Рупперт и др., 2008; Flügel, 2010). В верхней юре широко представлен вид *Terebella lapilloides* (Münster, 1833) (Flügel, 2010; Guo et al., 2010; Leinfelder et al., 1993), к которому, вероятно, принадлежат и изученные нами теребеллиды.

### Заключение

В разрезах района плато Демерджи в нормальной стратиграфической последовательности среди выделенных толщ находятся толщи I, II, III, чьи стратиграфические взаимоотношения с остальными толщами являются дискуссионными.

Составы микрофаций в карбонатных обломках толщ IV и III практически идентичны. По ассоциациям микрофаций устанавливается, что для обеих толщ источником карбонатных обломков был склон плат-

формы, отвечавший толще II. Поэтому мы предполагаем близкое по времени накопление толщ III и IV, вплоть до одновременного. На этом основании для них предполагается кимеридж-титонский возраст.

Средне-позднетитонский возраст толщи V предполагает ее накопление позже толщ I—IV, имеющих возраст от оксфорда до кимериджа (и титона?). Это же подтверждается и уникальными особенностями толщи V (мощность, состав микрофаций и слоистость, отсутствие повсеместных признаков экспозиции).

Таким образом, можно считать предложенную нами последовательность толщ близкой к первичной стратиграфической последовательности.

На основании вышесказанного можно заключить, что верхнеюрские отложения в районе плато Демерджи имеют блоково-надвиговое строение и представлены пятью толщами: I — конгломератов ( $J_3ox$ ), II — онкоидных и тромболитовых известняков ( $J_3ox_3-km_1$ ), III — конгломератов с карбонатными брекчиями ( $J_3km-tt?$ ), IV — слоистых карбонатных брекчий ( $J_3km_2-tt?$ ), V — слоистых известняков ( $J_3tt_{2-3}$ ). Вертикальная последовательность толщ, несмотря на сложную тектонику, близка к первичной.

Каждая из толщ отвечает определенной обстановке накопления, связанной с определенным этапом развития бассейна (рис. 6).

В оксфорде (толща I) образовалась дельта гильбертова типа на борту крупного грабена (рифта?). Снос обломочного материала мог осуществляться с северо-востока, хотя этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении. Дельта контролировалась синседиментационными разрывами, а на ее продельте формировались различные гравитационные потоки.

В позднем оксфорде — раннем кимеридже (толща II) в условиях трансгрессии росла карбонатная платформа, на склоне которой были развиты губково-тромболитовые биогермы.

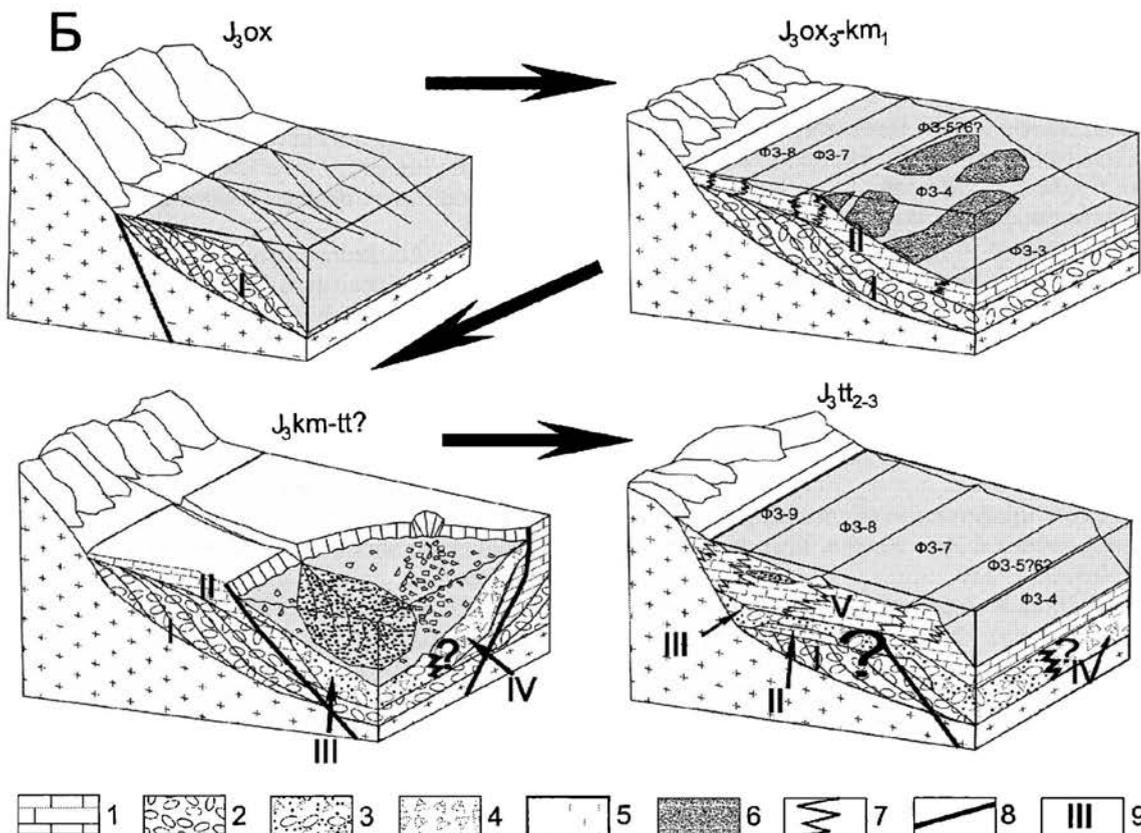
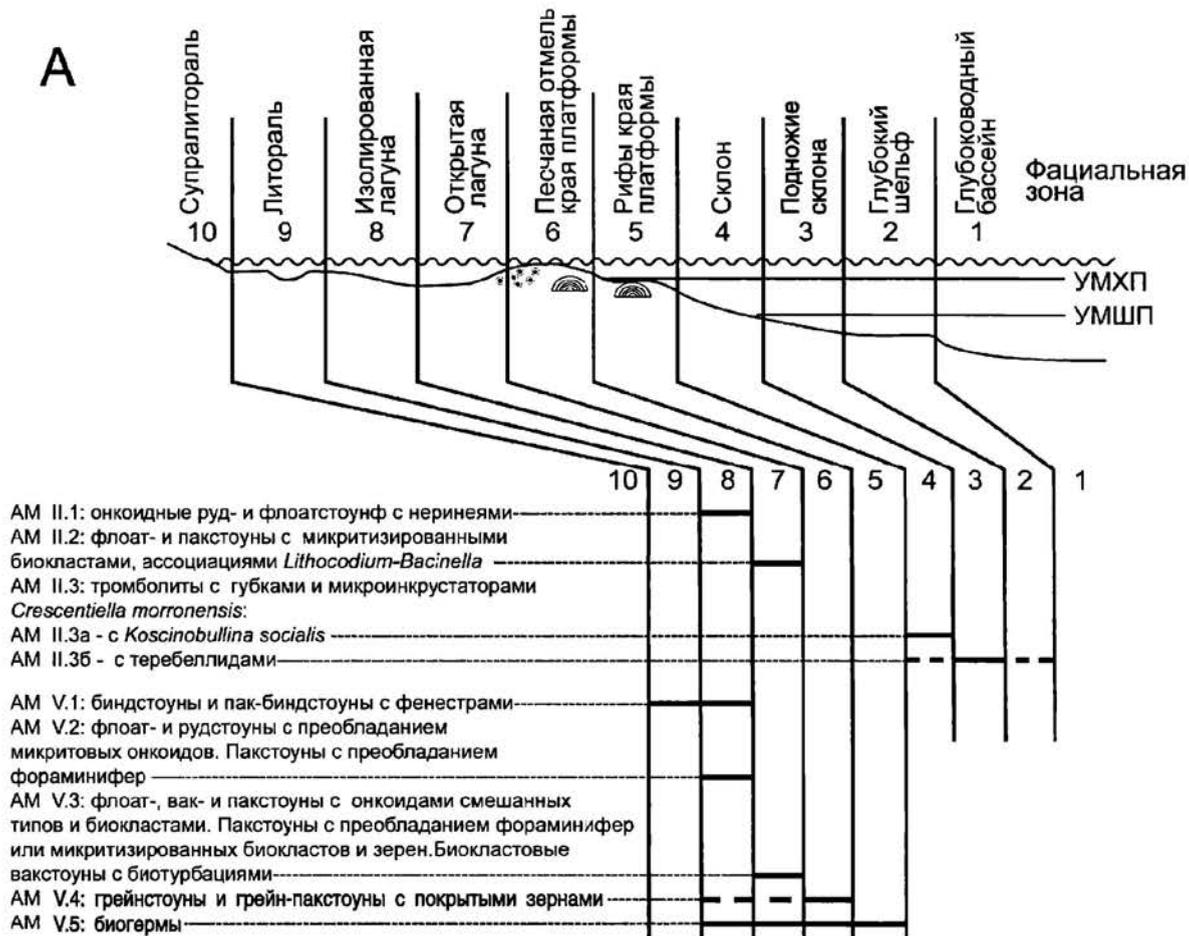
В кимеридже—титоне (толщи III и IV) в условиях регрессии происходило периодическое осушение платформы и ее эрозия. Разрушению платформы способствовала активизация разрывов. Возобновился терригенный снос (только для толщи III), и возникают условия, близкие к условиям дельты гильбертова типа.

В среднем—позднем титоне (толща V) во время обширной трансгрессии вновь образовалась мелководная карбонатная платформа, предположительно окаймленная отмелью.

Авторы выражают признательность В.С. Милееву за консультации о строении района, Ю.О. Гаврилову и А.В. Тевелеву, способствовавшим сбору и обработке материалов. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 11-05-00405, 10-05-00276, 10-05-00308.

Рис. 6. Распределение ассоциаций микрофаций (АМ) по фаціальным зонам окаймленной карбонатной платформы (А) и этапы формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Б):

А — уровень базиса волн: УМХП — в хорошую погоду, УМШП — в штормовую погоду; Б: 1 — известняки, 2 — конгломераты, 3 — конгломераты и карбонатные брекчии, 4 — карбонатные брекчии, 5 — таврическая серия, 6 — фундамент, 7 — фаціальные границы, 8 — синседиментационные разрывы, 9 — номера толщ. Фаціальные зоны карбонатной платформы соответствуют таковым на рис. 6, А



## ЛИТЕРАТУРА

- Андрухович А.О., Туров А.В. Сравнительная характеристика титон-берриасских отложений Караби-яйлы и Демерджи-яйлы (Горный Крым) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2002. № 2. С. 29—39.
- Барабощкин Е.Ю. Школа седиментологии. Карбонатные коллектора. Путеводитель геологической экскурсии. М.: Геологический факультет МГУ, 2007. 154 с.
- Барабощкин Е.Ю., Пискунов В.К. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пахкалка-Кая (Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2010. № 1. С. 17—25.
- Кабанов П.Б. Микритизация частиц как фациальный индикатор в мелководно-морских карбонатных породах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 4. С. 39—48.
- Лаломов А.В. Реконструкция палеогеодинамических условий образования верхнеюрских конгломератов Крымского полуострова // Литол. и полез. ископ. 2007. № 3. С. 298—311.
- Лидер Н.Р. Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.
- Милеев В.С., Барабощкин Е.Ю. К вопросу о моде в интерпретации геологической истории Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 6. С. 29—37.
- Милеев В.С., Барабощкин 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.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабощкин Е.Ю. и др. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 1. С. 22—31.
- 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.
- Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П. Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма. Киев, Институт геологических наук АН УССР. Препринт 91—12. 1991. 38 с.
- Пчелинцев В.Ф., Лысенко Н.И. Геология восточных яйл Крыма // Тр. Геологического музея имени А.П. Карпинского. 1963. Вып. 14, № 2. С. 129—140.
- Рединг Х.Г., Коллинсон Дж. Д., Аллен Ф.А. и др. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990. 352 с.
- Рунперт Э.Э., Фокс Р.С., Барнс Р.Д. Зоология беспозвоночных: функциональные и эволюционные аспекты. Т. 2. М.: Академия, 2008. 448 с.
- Тесленко Ю.В. (Ред.). Геология шельфа УССР: Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.
- Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
- Чернов В.Г. Палеогеографические исследования верхнеюрских отложений района г. Демерджи в Крыму // Сборник НСО. 1963. № 4. С. 3—110.
- Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1971. № 2. С. 18—28.
- Шнюков Е.Ф., Захаров З.Г., Нестеровский В.А. Литодинамические исследования конгломератовых толщ Горного Крыма с целью палеогеографических реконструкций верхнеюрского времени // Геол. журн. 1990. № 4. С. 111—117.
- Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Симферополь: Союзкарта, 2009.
- Юдин В.В., Герасимов М.Е. О надвигах Горного Крыма // Геофиз. журн. 2001. Т. 23, № 2. С. 121—129.
- 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.
- Chen D., Tucker M.E., Jiang M. et al. Carbonate platform evolution: from a bioconstructed platform to a sand shoal system (Devonian, Guilin, South China) // Sedimentology. 2002. Vol. 49. P. 737—764.
- Cherchi A., Schroeder R. Remarks on the systematic position of *Lithocodium* Elliott, a problematic microorganism from the Mesozoic carbonate platforms of the Tethyan realm // Facies. 2006. Vol. 52. P. 435—440.
- Dasgupta P. Sediment gravity flow — the conceptual problems // Earth-Sci. Rev. 2003. Vol. 62. P. 265—281.
- Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Second Edition. Berlin and Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 984 p.
- 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.
- 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.
- 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.
- Leinfelder R., Schlagintweit F., Werner W. et al. Significance of stromatoporoids in Jurassic reefs and carbonate platforms concepts and implications // Facies. 2005. Vol. 51. P. 287—325.
- 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.
- 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. Res. Rep. Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. 1996. Vol. 1, N 2. P. 227—248.
- Longhitano S.G. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy) // Sediment. Geol. 2008. Vol. 210. P. 87—110.
- Martini R., Cirilli S., Saurer C. et al. Depositional environment and biofacies characterisation of the Triassic (Carnian to Rhaetian) carbonate succession of Punta Bassano (Marettimo Island, Sicily) // Facies. 2006. Vol. 53, N 3. P. 389—400.
- McConico 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.
- Postma G. Slumps and their deposits in fan delta front and slope // Geology. 1984. Vol. 12. P. 27—30.
- 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.
- 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.

*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.

*Senowbari-Daryan B., Bucur I.I., Schlagintweit F. et al.* *Crescentiella*, a new name for “*Tubiphytes*” *morronei* Crescenti, 1969: an enigmatic Jurassic-Cretaceous microfossil // *Geologia Croatica*. 2008. Vol. 61, N 2—3. P. 185—214.

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

*Tišljar J., Vlahović I., Velić I., Sokač B.* Carbonate platform megafacies of the Jurassic and Cretaceous deposits of the Karst Dinarides // *Geologia Croatica*. 2002. Vol. 55. P. 139—170.

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

*Vedrine S., Strasser A., Hug W.* Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains) // *Facies*. 2007. Vol. 53, N 4. P. 535—552.

*Waite R., Strasser A.* A comparison of recent and fossil large, high-spired gastropods and their environments: the Nopparat Thara tidal flat in Krabi, South Thailand, versus the Swiss Kimmeridgian carbonate platform // *Facies*. 2010. Vol. 57. P. 1—26.

## STRUCTURE AND ORIGIN ENVIRONMENT OF UPPER JURASSIC IN DEMERDZHI PLATEAU (MOUNTAIN CRIMEA)

*V.K. Piskunov, S.V. Rudko, E.Ju. Baraboshkin*

The Demerdzhi Plateau area has complicate block and nappe structure. Upper Jurassic (Oxfordian — Tithonian) succession represents by 5 units each of them corresponds to specific stage in the basin evolution: I — delta of Gilbert type; II — carbonate platform with thrombolites on the slope; III and IV — platform slope destruction with periodical exposure and delta of Gilbert type regeneration (unit III); V — large shallow-water carbonate platform.

*Key words:* Crimea, Upper Jurassic, geological structure, carbonate platform, Gilbert type delta, sedimentology, microfacies.

**Сведения об авторах:** *Пискунов Владимир Константинович* — аспирант каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ, *e-mail:* vkriskunov@gmail.com; *Барабоскин Евгений Юрьевич* — докт. геол.-минерал. наук, проф. каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ; *Рудько С.В.* — аспирант ГИН РАН, лаб. седиментологии и геохимии осадочных бассейнов.