УДК 552.54:551.8(234.86)

Е.Ю. Барабошкин[1], В.К. Пискунов[2]

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА г. ПАХКАЛ-КАЯ (КРЫМ)[3]

Установлено, что разрез г. Пахкал-Кая состоит из трех структурных единиц, разделенных субслоистыми разрывами, но предположительно находящихся в нормальной стратиграфической последовательности: толщи конгломератов (I, ?J_3ox), карбонатной толщи (II, ?J_3km-tt) и толщи конгломератобрекчий (III, ?J_3km-tt). Каждая из них отвечает определенному этапу развития бассейна: образованию дельты гильбертова типа; формированию карбонатной платформы, окаймленной отмелью; разрушению края платформы в условиях ее периодической экспозиции соответственно.

Ключевые слова: верхняя юра, карбонатная платформа, седиментология, микрофации, Крым, Пахкал-Кая.

It is established, that a section of Mt. Pahkhal-Kaya consists of three structural units splited by sublayered faults, but presumably taking normal stratigraphic position: conglomerate member (I? J_3ox), carbonate member (II, ?J_3km-tt) and thicknesses conglomerate-breccia member (III, ?J_3km-tt). Each of them reflects the certain stage of development of the basin: formation of Gilbert-type delta; formation of the shoal-rimmed carbonate platform; to destruction of the platform edge in its periodic exposure conditions consequently.

Key words: Upper Jurassic, carbonate platform, sedimentology, microfacies, Crimea, Pahkhal-Kaya.

Введение. Гора Пахкал-Кая находится в центральной части Первой гряды Горного Крыма в 2 км западнее вершины г. Северная Демерджи (рис. 1). Ее часто посещают геологи, строение горы служит предметом острых геологических дискуссий [Милеев, Барабошкин, 1999], поэтому цель нашей работы — установление строения и условий формирования слагающих ее отложений. Этот район Е.Ю. Барабошкин посещал в 1996 и в 2007 гг., но детально он был изучен В.К. Пискуновым и С.В. Рудько в 2008 г. Исследовались структурные соотношения между толщами; для 5 разрезов на разных склонах горы составлены седиментологические колонки, отобрано 150 образцов. Основной упор сделан на микрофациальный анализ 120-ти шлифов карбонатов и их интерпретацию по методике Э. Флюгеля [Fluegel, 2004]. Шлифы изучены В.К. Пискуновым; интерпретацию результатов авторы статьи проводили совместно.

Структурные соотношения. На г. Пахкал-Кая выделены 3 структурные единицы (рис. 1), отделенные одна от другой субслоистыми разрывами (снизу вверх): I — толща конгломератов (245°, ∠30°); II — выклинивающаяся к востоку карбонатная толща (255°, ∠25°) и III — толща конгломератобрекчий (355°, ∠15°).

Наиболее отчетливо разрывное нарушение проявлено на границе конгломератов (I), известняков (II) и конгломератобрекчий (III). В восточной части горы оно выражено зоной брекчирования и катаклаза (рис. 2, *А*) с зеркалами скольжения и 40-сантиметровой жилой шестоватого кальцита (340–360°, ∠15–20°), характерной для контактов тектонических пластин [Милеев и др., 2009]. В юго-восточной части горы плоскость разрыва (335–360°, ∠35–15°) разделяется на две (рис. 1, Г) и разграничивает нижнюю (I) и верхнюю (III) структурные единицы. Их контакт не имеет ярких признаков тектонизации и выражен резкой сменой пород между толщами I и III, наличием кальцитовых жил пленочного типа мощностью 1–3 см, что также характерно для тектонических нарушений [Милеев и др., 2009]. Верхняя плоскость основного срыва в юго-восточной части горы проходит внутри верхней структурной единицы III и представлена жилой шестоватого кальцита с редкими зеркалами скольжения (340°, ∠10–30°) и зоной рассланцевания мощностью несколько десятков сантиметров.

Поверхность срыва, разделяющая структурные единицы I и II, в труднодоступной южной части горы фиксируется по зоне рассланцевания мощностью до 1 м с закатанными в перетертый матрикс глыбами известняков и конгломератов (рис. 2, Б).

Разрыв, разделяющий структурные единицы III и II, выделяется условно (рис. 1, Г), так как его большая часть недоступна для наблюдений, а остальная часть плохо обнажена. Косвенными признаками служат резкое структурное несогласие между толщами (толща III — 355°, ∠15°, толща II — 255°, ∠25°) и кальцитовые жилы мощностью 2–4 см с зеркалами скольжения (340–355°, ∠10–15°), характерными для контактов дигитаций [Милеев и др., 2009]. Мы предполагаем тектоническую природу этой границы.

Таким образом, г. Пахкал-Кая состоит из трех структурных единиц, разделенных достоверными и предположительными субгоризонтальными разрыва-

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, проф., докт. геол.-минер. н., *e-mail:* barabosh@geol.msu.ru.

[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант, *e-mail.* vladimir0687@mail.ru.

[3] Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00882) и программы «Ведущие научные школы» (грант НШ-841.2008.5)

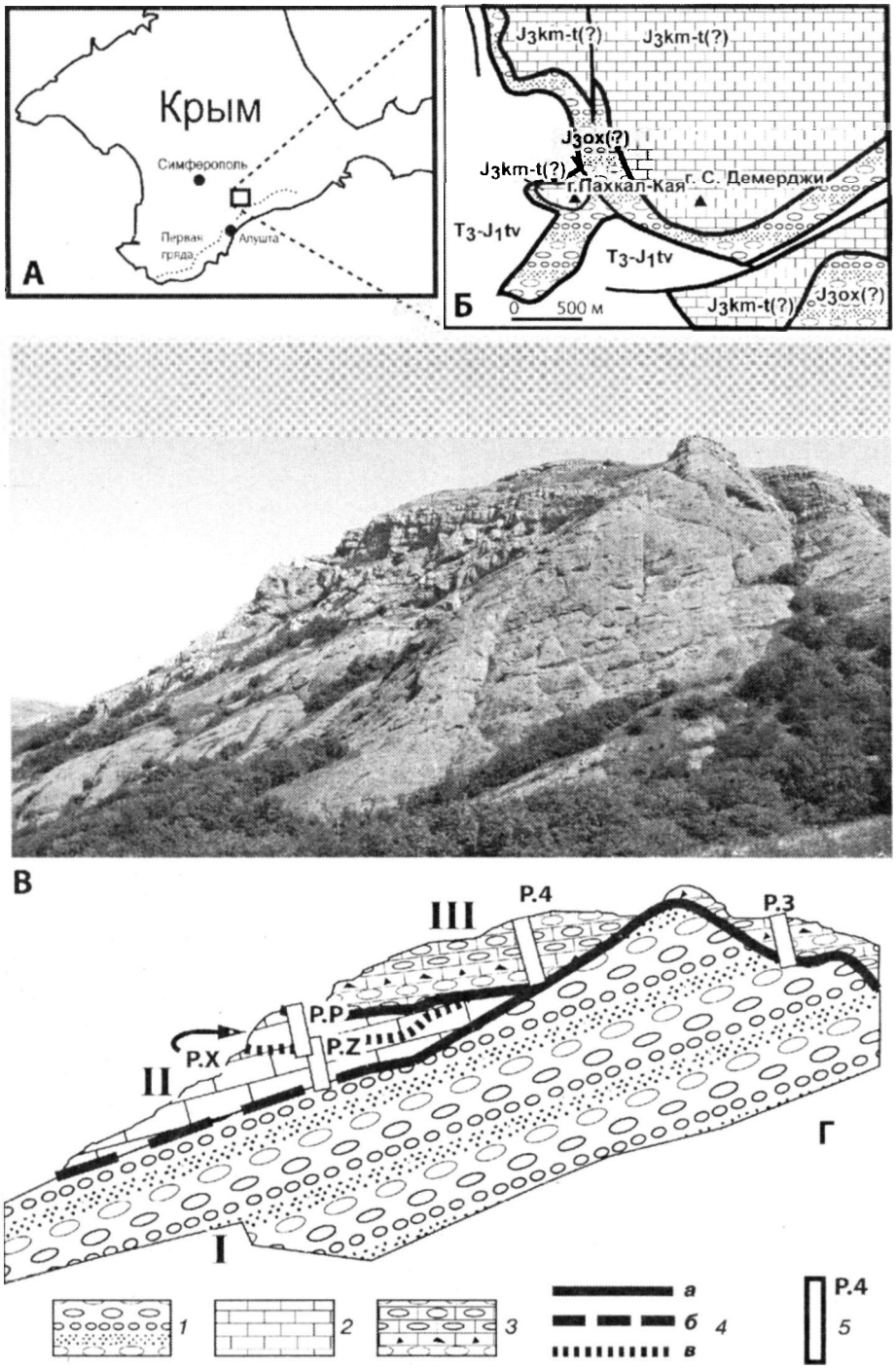

Рис. 1. Гора Пахкал-Кая: А — схема расположения; Б — схема принципиального геологического строения, по [Геологическая карта СССР, 1973] с изменениями. Все контакты тектонические. Южный склон горы: В — общий вид; Г — схема дешифрирования, римскими цифрами обозначены структурные единицы.
1 — толща конгломератов; *2* — карбонатная толща; *3* — толща конгломератобрекчий; *4* — разрывные нарушения (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые, *в* — возможные); *5* — положение и номер основных разрезов

ми, падение которых свидетельствует о надвигании пород в юго-юго-восточном направлении [Милеев и др., 2009]. Амплитуда шарьирования неизвестна, но, скорее всего, невелика.

Возраст отложений. Данных о стратиграфии г. Пахкал-Кая нет, поэтому установить возраст структурных единиц можно только на основе данных о соседних разрезах. Наиболее близкие к толще конгломератов (I) конгломераты г. Южной Демерджи, возраст которых, по данным В.Г. Чернова [Чернов, 1963, 1971], М.В. Муратова и др. [Муратов и др., 1969; Геологическая карта СССР, 1973], оксфордский. Конгломераты соответствуют демерджийской свите (средний—верхний оксфорд, по [Пермяков и др., 1991]). В работе [Шнюков и др., 1990] приводятся данные об оксфордском возрасте конгломератов, находящихся в районе г. Пахкал-Кая (на схематической карте).

Карбонатная толща (II) и конгломератобрекчиевая толща (III) наиболее близки к терригенно-карбонатным отложениям г. Северной Демерджи, возраст которых предполагается кимеридж-титонским (неопубликованные данные Е.Ю. Барабошкина). Их можно отнести либо к ялтинской свите, либо к нижней подсвите беденекырской свиты титонского возраста [Пермяков и др., 1991]. Это в целом согласуется с мнением М.В. Муратова и др. [Муратов и др., 1969] о том, что оксфордские конгломераты с угловым несогласием перекрыты титонскими известняками.

Мы предположительно относим толщу I к оксфорду, а толщи II и III — к кимериджу—титону.

Строение разреза г. Пахкал-Кая. Разрезы структурных единиц изучены на восточном и южном склонах г. Пахкал-Кая (рис. 1, Г); на других склонах они либо недоступны, либо покрыты лишайником и растительностью.

Толща конгломератов **(I)** состоит из желтовато-бурых полимиктовых плохосортированных конгломератов (рис. 2, В, Г) с крупномасштабной троговой косой слоистостью (245°, ∠30°). Размер обломков от галечного до валунного (до 60 см), состав полимиктовый: песчаники, кварц, известняки, глинистые сланцы, основные вулканические породы. Матрикс (15—40%) гравийный, полимиктовый. В конгломератах выделяются седиментационные ритмы мощностью 1—3 м с нормальной градационной слоистостью; присутствуют многочисленные русловые врезы, типичные для рек с высокой энергией потоков. Видимая мощность более 50 м.

Характеристика ***толщи массивных карбонатов*** **(II)** приведена на основании макро- и микроскопического изучения пород с установлением стандартных микрофаций (СМФ) окаймленной карбонатной платформы [Fluegel, 2004], описанных ниже. Толща II выклинивается к востоку и представлена грубослоистыми массивными известняками (рис. 2, Ж) с разнообразными биокластами. В разрезе присутствуют:

— пакстоуны или вак-пакстоуны серого цвета, массивные, с фенестрами (СМФ 21–16НСЛ) или без них (СМФ 8–10). Сокращения СЛ и НСЛ обозначают слоистую и неслоистую текстуру, что является определяющим признаком для ряда СМФ. Есть редкие биокласты кораллов, фораминифер, криноидей, водорослей, единичные онкоиды, а также мелкая галька кварца и песчаника. Мощность слоев 0,9–5,4 м;

— массивные пак-грейнстоуны (СМФ 17) серого цвета с редкой галькой кварца. Мощность слоев до 1,2 м;

— карбонатная плохосортированная брекчия, неяснослоистая, с карбонатным матриксом. В шлифах — это рудстоуны, в обломках которых представлены СМФ 9, СМФ 16НСЛ, СМФ 17; иногда они содержат гальку кварца и песчаников. Мощность 1–3,5 м;

— слой конгломератов серо-желтых полимиктовых средне- и плохосортированных, с гравийным матриксом, галькой песчаников, кварца и известняков. Мощность 0,7 м;

— бинд-пакстоуны (СМФ 21–16НСЛ) серого цвета, массивные, с биокластами фораминифер, водорослей, гидрозой?, криноидей или без них. Мощность 1,7–2,4 м;

— массивные вак-пакстоуны и грейнстоуны серого цвета (СМФ 16НСЛ, СМФ 22). Встречаются онкоиды и строматолиты, гальки кварца и песчаника. Мощность до 2,2 м.

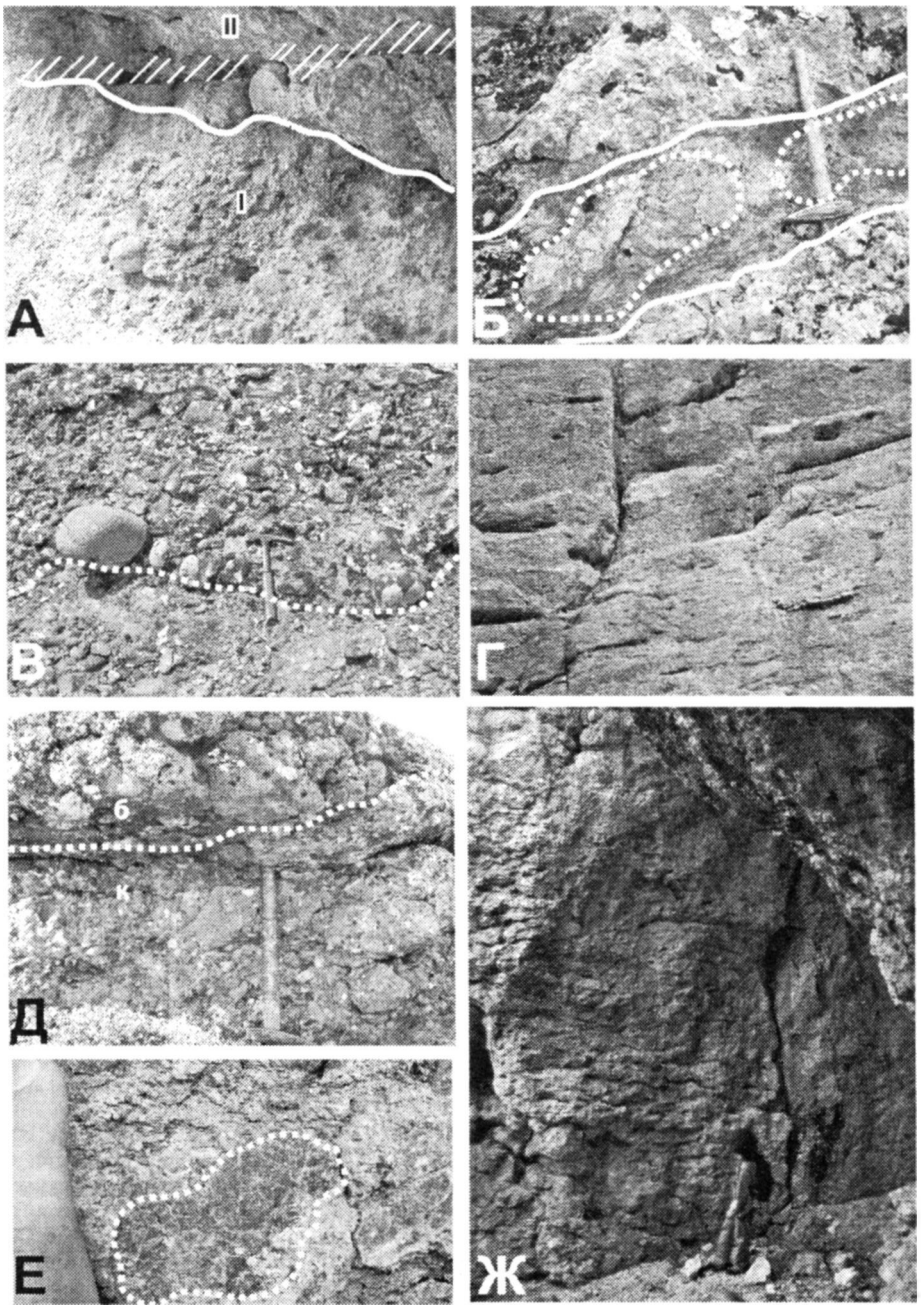

Рис. 2. Детали строения разреза и соотношение различных толщ на г. Пахкал-Кая. А — поверхность основного срыва в восточной части г. Пахкал-Кая, линией обозначена граница, римскими цифрами — номера структурных единиц, заштрихована кальцитовая жила; Б — разрывное нарушение внутри структурной единицы II, пунктир — продолговатые глыбы известняков, закатанные в рыхлый карбонатный матрикс; сплошная линия — границы зоны тектонизации. Толща конгломератов (I): В — конгломераты, пунктиром показано основание руслового вреза; Г — крупномасштабная косая слоистость. Конгломератобрекчиевая толща (III): Д — фрагмент разреза (*б* — карбонатные брекчии, *к* — конгломераты с неокатанными карбонатными обломками и карбонатные брекчии), пунктиром показана граница слоев; Е — обломок гексакоралла; Ж — толща массивных известняков (III)

В южной части горы уступ рельефа сложен массивными известняками, рассматриваемыми на Первой геологической практике МГУ как «рифовое тело». Породы «рифа» представлены массивными пак-биндстоунами серого цвета с фенестрами (СМФ 21–16НСЛ) или без них (СМФ 17), с биокластами криноидей, кораллов, фораминифер, губок, водорослей. Редко встречаются строматолиты, присутствует галька кварца и песчаников, но нет СМФ 11, типичной для песчаной отмели. Мощность 1,5–4,8 м.

Мощность толщи массивных известняков достигает 60 м.

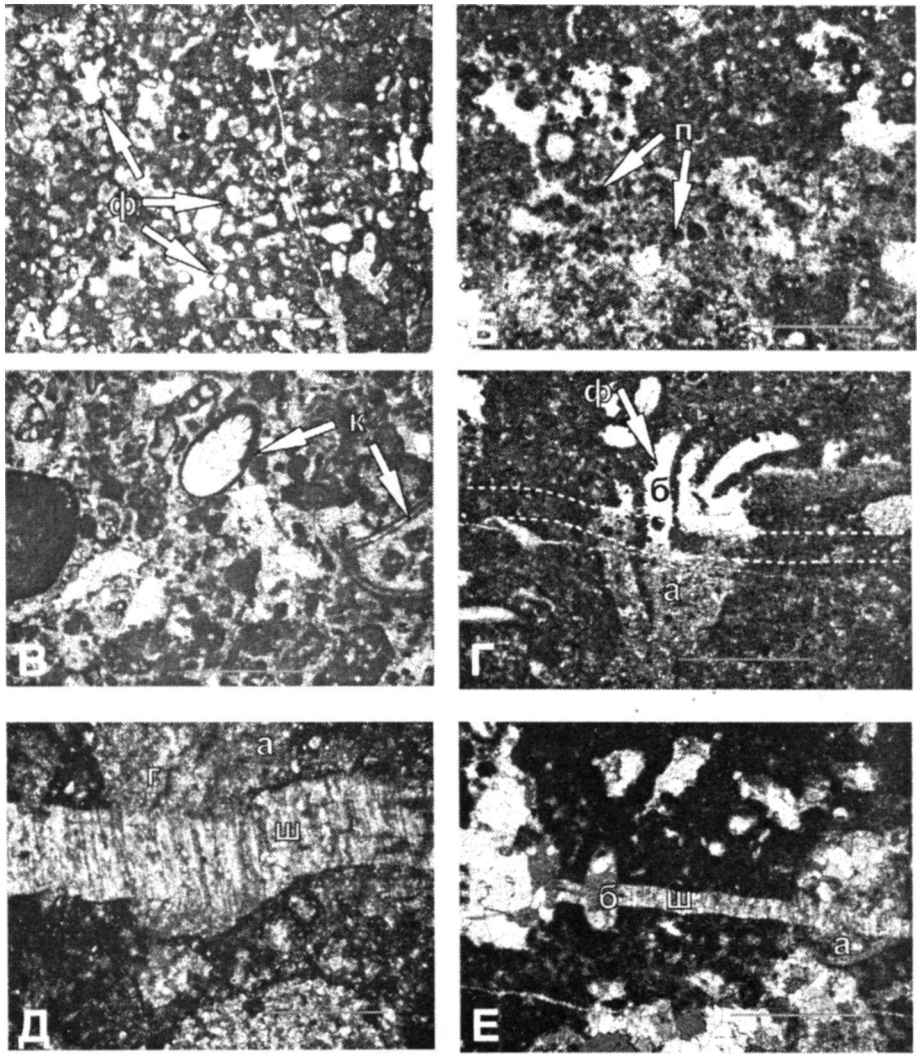

Рис. 3. Основные типы микрофаций и этапы диагенеза: А — СМФ 21, фенестральный биндстоун, ф — фенестры, шлиф PX-27; Б — СМФ 16НСЛ, неслоистый пелоидный пакстоун, п — пелоиды, шлиф PZ-10; В — СМФ 11, биокластовый грейнстоун с кортоидами (к), шлиф PZ-8/1; Г — СМФ 16СЛ, заполнение фенестры (ф) в три стадии: 1) заполнение осадком; 2) образование кристаллического алеврита (*а*), наследующего слоистость (пунктир); 3) образование блокового цемента (*б*), шлиф PX-20 (николи+); Д — жила шестоватого кальцита (*ш*), секущая кристаллический алеврит (*а*) и гранулярный цемент (*г*), шлиф PX-05 (николи+); Е — взаимоотношение жилы шестоватого кальцита (*ш*) с блоковым цементом (*б*) и кристаллическим алевритом (*а*), шлиф PP-4/1 (николи+). Мерная шкала на всех фотографиях соответствует 1 мм

***Конгломератобрекчиевая толща* (III)** (рис. 2, Д) образована чередованием слоев (до 0,5–2,2 м) карбонатной брекчии желтовато-серого цвета, состоящей из слабо- и неокатанных блоков (от 25 см до 1 м) известняков (до 90%), между которыми расположены более мелкие обломки (10%). Карбонатный гравийный матрикс сменяется вниз по разрезу полимиктовым (10%). В блоках встречаются редкие обломки (6–7 см) гексакораллов (рис. 2, Е) и единичные онкоиды (до 3 см). Присутствует хорошо окатанная галька (2–10 см) кварца, реже песчаников и основных пород, содержание которой увеличивается вниз по разрезу с 5 до 70%.

В средней части разреза прослеживается трехметровый прослой рыжевато-серых плохосортированных неслоистых полимиктовых конгломератов. Слой характеризуется отсутствием карбонатных обломков и является **корреляционным репером**. В 7,3 м ниже этого слоя расположен еще один корреляционный репер — зеленовато-серый гравелит, состоящий из карбонатных и кремневых литокластов, кварца, погруженных в карбонатный цемент. Мощность 0,2–0,3 м. Похожие гравелиты составляют характерный элемент нижней части разреза толщи.

Большинство остальных слоев не прослеживаются, что связано с различным содержанием карбонатных обломков в слоях, реже — с их линзовидностью. Мощность толщи конгломератов и карбонатных брекчий (III) достигает 70 м.

Микрофации карбонатных пород. В основе стандартных микрофаций (СМФ) лежит определенный тип карбонатных структур, а каждой стандартной фациальной зоне карбонатной платформы соответствует определенный набор микрофаций [Лидер, 1986; Tucker, Wright, 2002; Fluegel, 2004]. Методика микрофациального анализа детально рассмотрена в фундаментальном труде Э. Флюгеля [Fluegel, 2004].

В изученных разрезах выделяются СМФ карбонатной платформы, окаймленной отмелью. Сведения о существовании крупных рифовых построек в районе г. Ай-Петри [Муратов и др., 1969] и в других местах в последнее время были опровергнуты [Милеев, Барабошкин, 1999; Krajewski, Olszewska, 2006; Милеев и др., 2009]. Наличие склоновых фаций в пределах платформы не позволяет рассматривать ее как рамп.

Ниже, из-за ограниченности объема статьи, дана характеристика только наиболее важных микрофаций, на которых базируется интерпретация разреза. Нумерация СМФ принята в соответствии с [Fluegel, 2004]. Породы, обладающие признаками нескольких СМФ, обозначены двойными номерами.

СМФ 21. Фенестральный биндстоун (рис. 3, А). Бинд-пакстоуны и биндстоуны массивные, желтовато-серые. Микрита содержится от 20 до 70%, зерна представлены пелоидами (30–80%), биокластами (0–20%) строматолитов (0–20%), водорослей (0–15%), бентосных фораминифер (0–10%), губок (0–5%), реже кораллов, криноидей, мшанок. Текстура

фенестральная, от слоистой до хаотичной. Фенестры (25–70%) выражены полостями (0,05–3 мм) округлой до сложной строматоидной формы, заполнены друзовым цементом. Характерно упорядоченное расположение фенестр.

Условия образования. Фенестры имеют различный генезис. Сферические и субсферические полости могли, во-первых, образовываться внутри и между водорослями и строматолитами, во-вторых, представлять собой пузырьки газа — продукта разложения органики. Фенестры сложной морфологии появлялись в результате перекристаллизации строматолитов, разложения органических остатков и образования пузырьков газа, реже биотурбации. В исключительных случаях возможно их неорганическое происхождение [Fluegel, 2004].

Первично порода представляла собой бактериальные и водорослевые маты, создававшие каркас, который обрастал и фиксировал прослои микрита, пелоидов и биокластов [там же]. Биокласты бентосной фауны иглокожих, кораллов, фораминифер свидетельствуют о нормально-морских условиях. Эта СМФ характерна для фациальных зон ограниченной лагуны и переменной солености, а породы с биокластами нормально-морской фауны относятся только к зоне ограниченной лагуны.

СМФ 16НСЛ. Неслоистый пелоидный пакстоун (рис. 3, Б). Состоит из вак-пакстоунов и пакстоунов. Текстура неслоистая. Характерно наличие бентосных фораминифер (0–10%) и кальцисфер (0–5%).

Условия образования. В этой микрофации пелоиды имеют микробиальное (продукты разрушения строматолитов и водорослей, микробиальной жизнедеятельности), иловое и фекальное происхождение. Микрофация характерна для внутренних частей платформенного мелководья с умеренной гидродинамикой (ограниченная лагуна, по [Fluegel, 2004]).

СМФ 16СЛ. Слоистый пелоидный пак-биндстоун (рис. 3, Г). Текстура слоистая. Образован чередованием пелспаритовых и пелмикритовых разностей, слои часто изогнуты. Характерно наличие фенестров (0–15%).

Условия образования. В этой микрофации пелоиды имеют микробиальное (продукты жизнедеятельности инкрустирующих организмов), реже иловое происхождение [Fluegel, 2004]. СМФ характерна для различных фациальных зон, но, учитывая отсутствие СМФ, соответствующих рифам и склону платформы, она может отвечать только зонам переменной солености и открытого моря [там же].

СМФ 11. Биокластовые пак-грейнстоуны с кортоидами (рис. 3, В). Пак- и грейнстоуны массивные, желтовато-серые. Микрита содержится от 0 до 30%. Зерна представлены крупными кортоидами (50–80%) — ооидоподобными зернами, покрытыми микритовой корочкой, пелоидами (15–40%), биокластами (5–20%) иглокожих, мелких бентосных фораминифер, раковин брахиопод и двустворок, кораллов, водорослей, а также интракластами (0–10%), онкоидами (0–10%). Кортоиды сформировались по биокластам (65–80%) и зернам неопределенного генезиса (15–33%). Размер кортоидов от 0,1 до 3 мм. Пелоиды округлой и угловатой формы (0,02–0,4 мм); у крупных пелоидов наблюдается слабая внутренняя структура. Текстура хаотичная.

Условия образования. Микрофация формируется в нормально-морских условиях при постоянном волновом воздействии на уровне базиса волн или выше. Появление микритовой корочки развивается при микросверлении на мелководье. СМФ характерна для фациальной зоны песчаной отмели, окаймляющей платформу [Fluegel, 2004].

Помимо описанных, в разрезе встречены: СМФ 23 — неслоистый гомогенный микроспарит, СМФ 9 — биотурбированный биокластовый вакстоун, СМФ 10–8 — биокластовый вакстоун с абрадированными микритами и целыми, СМФ 22 — онкоидный флоатстоун, а также другие микрофации.

Краткая характеристика диагенетической последовательности. Для изученных пород характерен поровый и базальный цемент блокового, друзового, гранулярного типов, цемент в виде кристаллического алеврита и шестоватый кальцит.

Кристаллический алеврит (рис. 3, Г, Д; термин Э. Флюгеля [Fluegel, 2004]) представляет собой матрикс, состоящий из мелких угловатых кристаллов кальцита размером несколько десятков микрометров и микрита. Характерно его образование в фенестрах, внутрискелетных полостях, реже в межзерновом пространстве. Матрикс имеет более светлую окраску, чем первичный микрит, и состоит из микроспарита. Характерны более темные сгустки микрита (<16 мкм) с пелоидами, неотличимые от первичного микрита. Кристаллический алеврит образуется в условиях метеорного вадозного диагенеза супралиторальной зоны и представляет собой продукт деструкции карбонатов, первичный морской осадок или переработанный микрокристаллический цемент [Fluegel, 2004].

Друзовый цемент характерен для внутризерновых пор и фенестр. Цемент мозаичный, размеры кристаллов увеличиваются от периферии к центру пор, размер от 10 до нескольких сотен микрометров. Его образование типично для метеорного вадозного диагенеза.

Блоковый цемент (рис. 3, Г, Е) состоит из крупных (до нескольких миллиметров) остроугольных кристаллов без определенной ориентировки. Типичен в метеорных фреатических и вадозных зонах. Образуется после растворения арагонитовых зерен или в результате позднего диагенеза и перекристаллизации цемента.

Гранулярный цемент встречается редко, состоит из небольших изометричных кристаллов кальцита размером от 10 мкм до нескольких десятых миллиметра. Формируется в вадозной и метеорной фреатической зонах.

Шестоватый кальцит (рис. 3, Д, Е) заполняет жилы и трещины, связанные с тектонической активностью [Милеев и др., 2009]. Кристаллы перпендикулярны или субперпендикулярны к субстрату, их ширина от 10 мкм до 0,2 мм, длина определяется шириной жилы.

Взаимоотношение различных типов цемента. Кристаллический алеврит заполняет часть полости, а его граница с блоковым цементом, заполняющим оставшуюся часть, параллельна слоистости (рис. 3, Г). В таких случаях формирование кристаллического алеврита происходило в результате диагенеза первичного морского осадка в близповерхностных условиях метеорного вадозного диагенеза. Блоковый цемент является второй стадией диагенеза в более глубокой метеорной вадозной или фреатической зоне. Соотношения кристаллического алеврита, друзового и гранулярного цементов неясные.

Друзовый цемент часто ассоциирует с блоковым цементом. Его рост в центр полости является первой стадией метеорного вадозного диагенеза и происходит в близповерхностных условиях. Рост блокового цемента — следующая стадия, он происходит в условиях более глубокого вадозного или фреатического диагенеза.

Таким образом, формирование описанных типов цемента карбонатов происходило как минимум в две стадии: 1) в стадию близповерхностного вадозного диагенеза и 2) в стадию более глубокого вадозного или фреатического диагенеза.

Жилы шестоватого кальцита секут кристаллический алеврит и гранулярный цемент, но обрываются на границе с блоковым цементом (рис. 3, Д, Е). Они более поздние по отношению к кристаллическому алевриту и гранулярному цементу, но сформировались раньше блокового цемента, т.е. второй стадии вадозного или фреатического диагенеза. Взаимоотношение друзового цемента и шестоватого кальцита не наблюдалось.

Наследование седиментационной слоистости кристаллическим алевритом в карбонатных обломках свидетельствует, что он появился до переотложения карбонатов в виде брекчий толщи III, образовавшихся при разрушении края карбонатной платформы. Следовательно, карбонатная платформа испытывала раннюю литификацию, происходившую во время ее экспозиции при кратковременном падении уровня моря или максимальных отливах. Это **первая стадия диагенеза**, она отвечает кимеридж-титонскому времени.

Вторая стадия соответствует образованию жил шестоватого кальцита, которые связаны с покровообразованием, происходившем в раннем мелу (поздний берриас?—валанжин, ранний альб?). **Третья стадия** вадозного, или метеорного, фреатического диагенеза, которой соответствует блоковый цемент (по крайней мере его часть), происходила после образования покровов.

Интерпретация и обсуждение результатов. Описанные толщи представляют собой продукты терригенной (толща I), карбонатной (толща II) и смешанной (толща III) седиментации; им соответствует определенный этап формирования отложений.

Условия формирования толщи конгломератов **(I)** (рис. 4, Б). Мощные толщи плохосортированных конгломератов с крупномасштабной косой слоистостью характерны для дельт гильбертова типа (впервые на это обратил внимание Ю.О. Гаврилов (ГИН РАН), устное сообщение, 2008). Такие дельты имеют хорошо выраженный крутой склон, часто контролируемый разрывными нарушениями, на котором происходит отложение крупнообломочного материала. Река при этом дренирует сильнорасчлененный рельеф, чем объясняется грубость отложений [Лидер, 1986; Рединг и др., 1990; Breda et al., 2007]. Вытекающая речная струя, динамика которой определяется процессом турбулентной диффузии, имеет плотность, сопоставимую с плотностью воды бассейна. Поток с большим градиентом скорости впадает в глубоководный солоноватоводный или пресноводный бассейн [Лидер, 1986; Рединг и др., 1990; Malartre et al., 2004; Kleinhans, 2005], при этом путь седиментации для влекомого осадка значительно короче, чем для взвешенного, что приводит к отложению первого на склоне дельты с образованием крупномасштабной косой слоистости с углами падения 20—30°, а последнего — в более удаленных частях склона или у его подножия.

Перечисленные признаки дельт гильбертова типа характерны для конгломератов толщи I, что свидетельствует об аналогичных условиях ее формировании. Наблюдаемая крупномасштабная слоистость с характерными для дельты углами падения около 30°, падает в западных румбах (245°), это позволяет предполагать, что снос материала происходил с востока на запад. Этот вывод расходится с мнением В.Г. Чернова [Чернов, 1963, 1971] и Е.Ф. Шнюкова и др. [Шнюков и др., 1990] о южном источнике сноса и требует проверки.

Условия формирования карбонатной толщи **(II)** (рис. 4, Б) (выводы о ее формировании основаны на результатах микрофациального анализа). Прослой конгломератов внутри карбонатных брекчий и редкая галька кварца и песчаника в толще позволяют говорить о привносе терригенной составляющей в бассейн. Выклинивающийся прослой конгломератов, возможно, является фацией подводного канала, существовавшего в пределах карбонатной платформы. Природа карбонатных брекчий этой толщи неоднозначна: она может быть как седиментационной и являться продуктом разрушения эскарпа/клифа [Fluegel, 2004] или быть связанной с подводным каналом, но может быть и тектонической.

В целом для толщи II установлены следующие СМФ: 16НСЛ, 21; 16СЛ, 17, 11, 10—8, 22, 9. Наиболее распространенными из них являются СМФ 16НСЛ и

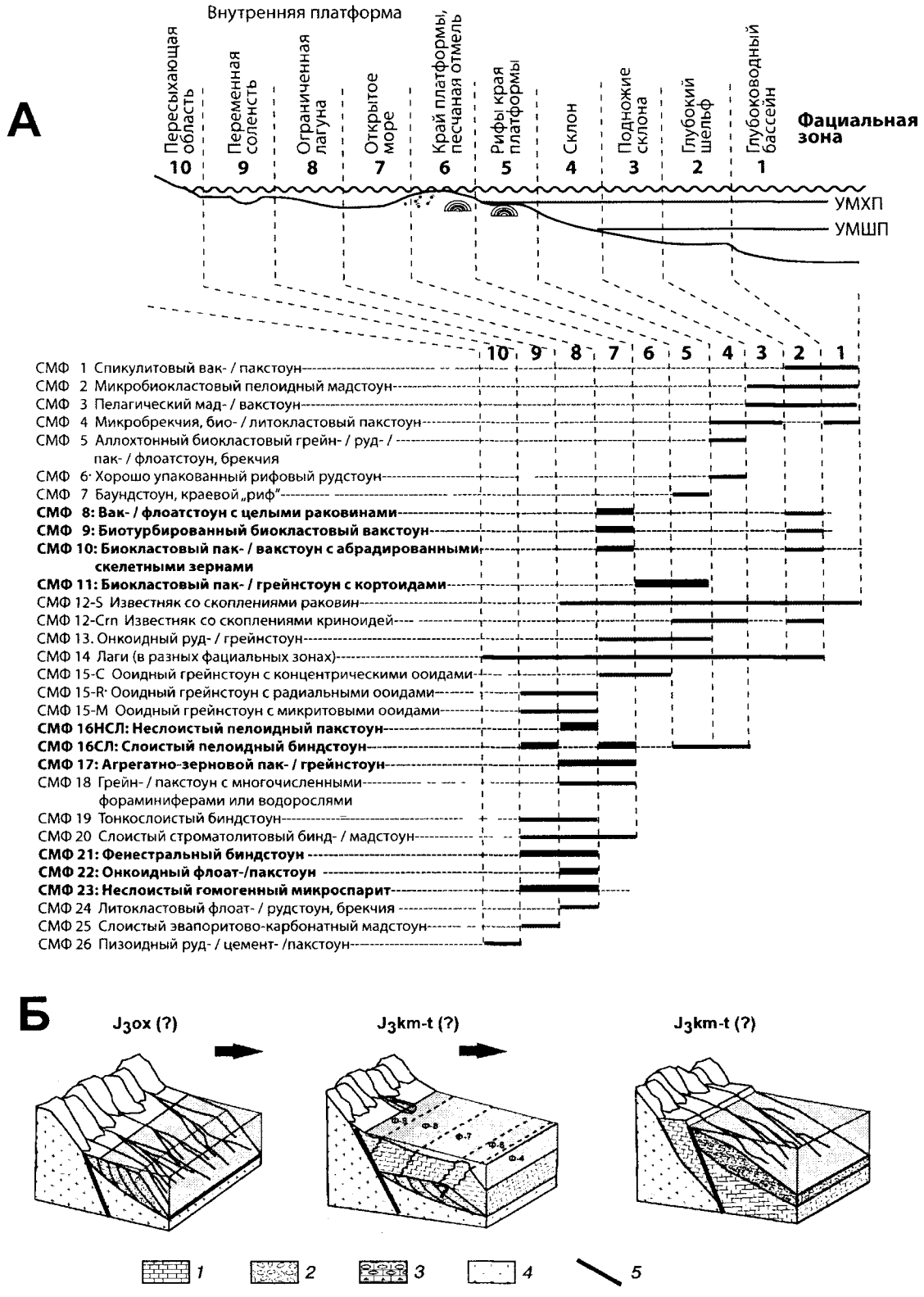

Рис. 4. Распределение СМФ по фациальным зонам и этапы формирования отложений в поздней юре на г. Пахкал-Кая: А — схема распределения стандартных микрофаций (СМФ) по фациальным зонам карбонатной платформы ([Fluegel, 2004; Tucker, Wright, 2002] с изменениями). Выделены СМФ, присутствующие в разрезе, их распространение показано утолщенными линиями; уровень базиса волн: УМХП — в хорошую погоду, УМШП — в штормовую погоду; Б — этапы формирования отложений г. Пахкал-Кая. *1* — отложения карбонатной платформы; *2* — конгломераты гильбертовой дельты; *3* — конгломератобрекчии; *4* — коренные породы; *5* — синседиментационные разрывы. Фациальные зоны карбонатной платформы соответствуют таковым на рис. 3, А

21 — неслоистый пелоидный пакстоун и фенестральный биндстоун, а также их переходные разности. Распределение выделенных СМФ на окаймленной карбонатной платформе показано на рис. 4, А, что соответствует фациальным зонам переменной солености, ограниченной лагуны, открытого моря и песчаной отмели, окаймляющей платформу.

Фациальная зона песчаной отмели представлена единственной СМФ 11 — биокластовыми пак- и грейнстоунами с кортоидами, для которой характерно образование при постоянном волновом воздействии и наличие организмов, способных к микросверлению. Подобные фациальные зоны характеризуются протяженными отмелями, приливными барами и пляжами с постоянным волновым воздействием в хорошую погоду внутри эуфотической зоны, а также сильным воздействием приливных течений, эти зоны образуют узкую полосу на краю платформы. Им свойственны насыщенность вод кислородом и неблагоприятные условия для жизни неподвижного бентоса вследствие постоянного движения субстрата [Fluegel, 2004].

Фациальная зона открытого моря представлена СМФ 9, 10–8, 16СЛ и 17. Такие зоны [Fluegel, 2004] представляют собой плоскую вершину платформы внутри эуфотической зоны, расположены над уровнем базиса волн в хорошую погоду, характеризуются соленостью и температурой, близкими к океаническим, а также умеренной циркуляцией воды и глубиной от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Фациальная зона ограниченной лагуны представлена наиболее часто встречающимися СМФ 16НСЛ, 21, их переходными разностями 16НСЛ 21 и 21–16НСЛ, а также 22 и 17, характерными для зоны открытого моря. Условия осадконакопления таких зон [Fluegel, 2004] сходны с фациальной зоной открытого моря, но меньше связаны с открытым океаном, что вызывает широкие вариации солености и температуры. Зона ограниченной лагуны принадлежит к эуфотической зоне. Внутри нее выделяются приливные области с пресноводными, солеными и гиперсолеными условиями и области субаэральной экспозиции, однако разнообразный спектр встреченных биокластов указывает на нормальную соленость. Набор остальных признаков позволяет говорить о слабой циркуляции вод и небольшой глубине.

Фациальная зона переменной солености представлена СМФ 21 и СМФ 16СЛ, которые встречаются и в других фациальных зонах, поэтому она выделена предположительно. Указанные СМФ, видимо, являются реликтами характерных для таких зон водорослевых маршей, развивавшихся на супралиторали или внутри небольших отграниченных озер с морской водой. Микрофации, в которых встречены биокласты, могут относиться к этой зоне только в случае, если они были транспортированы в супралиторальную зону сильными штормами [Fluegel, 2004]. Текстуры, характерные для темпеститов, не обнаружены, поэтому такие микрофации относятся либо к зоне ограниченной лагуны (для СМФ 21), либо к зоне открытого моря (для СМФ 16СЛ).

Таким образом, формирование карбонатов толщи II происходило в фациальных зонах ограниченной лагуны, переменной солености, открытого моря, а также песчаной отмели, окаймляющей карбонатную платформу. На этом фоне существовала крайне незначительная и непостоянная терригенная седиментация.

Условия формирования конгломератобрекчиевой толщи **III** (рис. 4, *Б*). Толща характеризуется смешанной терригенной седиментацией карбонатных брекчий и полимиктовых конгломератов, отвечающих двум источникам сноса. Источник сноса неокатанных и плохоокатанных обломков карбонатов внутри конгломератов и карбонатных брекчий был расположен в самом бассейне седиментации, окатанность гальки конгломератов свидетельствует об удаленном источнике сноса.

Схожесть состава галек, плохая сортировка, грубость материала, гравийный матрикс толщ III и I позволяют предполагать их генетическую близость.

Конгломераты толщи III формировались в условиях, близких к дельте гильбертова типа, имевшей крутой склон и, возможно, контролировавшейся разрывными нарушениями. Крупномасштабная косая слоистость может не проявляться из-за недостаточного масштаба обнажений или образования в верхней части края авандельты [Breda et al., 2007]. В пользу этого свидетельствует неокатанность обломков, которая могла сохраниться только ниже базиса волнового воздействия, при быстром захоронении материала.

Установленные в карбонатных обломках этой толщи стандартные микрофации соответствуют СМФ карбонатной толщи II. Отличием является отсутствие в толще III СМФ 17 и наличие СМФ 23 — неслоистого гомогенного микрита, соответствующего фациальным зонам переменной солености и ограниченной лагуны толщи II. Практически полная идентичность СМФ толщ III и II является свидетельством их генетической близости. Можно предположить, что карбонатные брекчии и обломки конгломератов толщи III — продукты разрушения и переотложения карбонатов толщи II.

Фациальная изменчивость слоев, непостоянство разрезов конгломератов и карбонатных брекчий могут быть связаны с периодическим обрушением края карбонатной платформы и с локальными донными потоками обломочных карбонатов [Tucker, Wright, 2002]. Очевидно, что при этом должна была происходить периодическая литификация известняков края платформы, что подтверждается первой стадией близповерхностного вадозного диагенеза, вызванного экспозицией платформы.

Крутой склон дельты гильбертова типа, наследующий склон карбонатной платформы, часто контролируется разрывными нарушениями [Malarte et al., 2004]. Возможно, неоднократное разрушение плат-

формы было связано с ее периодической экспозицией и тектоническими подвижками вдоль разломов.

Маркирующий слой конгломератов трехметровой мощности и маломощные гравелиты этой толщи, в которых отсутствуют карбонатные обломки, отвечают этапам затопления карбонатной платформы. Аналогичные гравелиты дельты гильбертова типа образуются в зонах удаленного склона или его подножия, что отвечает более внутренним частям бассейна и более значительной трансгрессии по сравнению с условиями образования конгломератов [Malarte et al., 2004; Kleinhans, 2005].

Таким образом, конгломератобрекчиевая толща (III) образовалась в результате периодической экспозиции карбонатной платформы, представленной в карбонатной толще (II). Край платформы контролировался разрывами и разрушался на фоне общей терригенной седиментации, близкой к условиям дельты гильбертова типа. Захоронение конгломератобрекчий происходило ниже базиса волн на склоне дельты, наследовавшем склон платформы, а захоронение гравелитов, вероятно, происходило у подножия склона.

Заключение. В разрезе г. Пахкал-Кая установлены три структурные единицы: толща конгломератов (I), карбонатная толща (II), конгломератобрекчиевая толща (III).

Им соответствуют три этапа развития бассейна (рис. 4, Б): 1) ?J_3ox — образование дельты гильбертова типа на борту рифта (?); 2) ?J_3km-t — образование карбонатной платформы, окаймленной отмелью; 3) ?J_3km-t — периодическая экспозиция платформы, диагенез карбонатов в вадозной зоне, разрушение края платформы и накопление конгломератобрекчий. Седиментация контролировалась «живыми» разрывами.

Авторы выражают признательность С.В. Рудько, помогавшему в полевых работах, В.С. Милееву за консультации о структурных соотношениях толщ, преподавателям Первой геологической практики МГУ, а также А.Г. Рябухину и Г.В. Брянцевой, способствовавшим сбору материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Крымская. L-36-XXVI, XXVII / Под ред. М.В. Муратова. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.

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

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.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б. и др. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Там же. 2009. Т. 84, вып. 3. С. 3–22.

Муратов М.В., Архипов И.В., Гуревич Б.Л. 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 // Институт геол. наук АН УССР. Киев, 1991. Препринт 91-12. 38 с.

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

Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1971. № 2. С. 18–28.

Чернов В.Г. Палеогеографические исследования верхнеюрских отложений района г. Демерджи в Крыму // Сб. НСО МГУ. 1963. № 4. С. 3–110.

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.

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

Fluegel E. Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer-Verlag, 2004. 976 p.

Kleinhans M.G. Autogenic cyclicity of foreset sorting in experimental Gilbert-type deltas // Sed. Geol. 2005. Vol. 181. P. 215–224.

Krajewski M., Olszewska B. New data about microfacies and stratigraphy of the Late Jurassic Aj-Petri carbonate buildup (SW Crimea Mountains, S Ukraine) // N. Jahr. Geol. Palaeont. Monatsch. 2006. Hf. 5. S. 298–312.

Malartre F., Ford M., Williams E.A. Preliminary biostratigraphy and 3D geometry of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece // C. R. Geosci. Tectonics. 2004. Vol. 336. P. 269–280.

Tucker M.E., Wright V.P. Carbonate sedimentology. Oxford: Alden Group, 2002. 483 p.

Поступила в редакцию
28.04.2009