

УДК 551.77: 551.7.022.4+551.87

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-31-41

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ЭОЦЕНОВОЙ НУММУЛИТОВОЙ БАНКИ В ЮГО-ЗАПАДНОМ КРЫМУ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Екатерина Александровна Лыгина¹✉, Екатерина Романовна Чижова²,
Наталья Витальевна Правикова³, Екатерина Александровна Овчинникова⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ealygina@mail.ru ✉, <https://istina.msu.ru/profile/LyginaEA/>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; chizhova_er@mail.ru, <https://istina.msu.ru/profile/erchizhova/>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; npravikova@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5605-9261>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; katty-034@list.ru, https://istina.msu.ru/profile/Ovchinnikova_Ekaterina/

Аннотация. В работе представлены результаты комплексного изучения пограничных ниже-верхнеипрских отложений разреза г. Сувлу-Кая (Бахчисарайский район, Юго-Западный Крым). На основе детального микрофациального анализа показана эволюция становления нуммулитовой банки в изученном районе. Отложения формировались в условиях глубокого шельфа с глубинами на уровне и ниже базиса штормовых волн. Установлено, что ипрская трансгрессия развивалась постепенно, в три этапа, с максимумом в конце раннего ипра, далее сменившись продолжительной регрессией. Данные подтверждены результатами микропалеонтологического анализа морфогрупп.

Ключевые слова: Юго-Западный Крым, ниже-верхнеипрские отложения, нуммулитовая банка, палеогеография

Для цитирования: Лыгина Е.А., Чижова Е.Р., Правикова Н.В., Овчинникова Е.А. Палеогеография становления эоценовой нуммулитовой банки в Юго-Западном Крыму по литологическим и палеонтологическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 31–41.

PALEOGEOGRAPHY OF THE FORMATION OF THE EOCENE NUMMULITE BANK IN THE SOUTHWESTERN CRIMEA ACCORDING TO LITHOLOGICAL AND PALEONTOLOGICAL DATA

Ekaterina A. Lygina¹✉, Ekaterina R. Chizhova², Natalia V. Pravikova³,
Ekaterina A. Ovchinnikova⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ealygina@mail.ru ✉, <https://istina.msu.ru/profile/LyginaEA/>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; chizhova_er@mail.ru, <https://istina.msu.ru/profile/erchizhova/>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; npravikova@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5605-9261>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; katty-034@list.ru, https://istina.msu.ru/profile/Ovchinnikova_Ekaterina/

Abstract. The article considers the results of a comprehensive study of the Lower-Upper Ypresian boundary deposits of the mount. Suvlu-Kaya section (Bakhchisarai region, Southwestern Crimea). On the basis of a detailed microfacial analysis, the evolution of a nummulitic bank formation of the studied area is shown. The sediments were formed on a deep shelf with depths at and below the storm wave base. Three stages of the Ypresian transgression are shown, it was developed gradually with a maximum at the end of the Early Ypresian, then replaced by a prolonged regression. The data are confirmed by the results of micropaleontological morphogroup analysis.

Keywords: Southwestern Crimea, Lower-Upper Ypresian deposits, nummulitic bank, paleogeography

For citation: Lygina E.A., Chizhova E.R., Pravikova N.V., Ovchinnikova E.A. Paleogeography of the formation of the Eocene nummulite bank in the Southwestern Crimea according to lithological and paleontological data. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 31–41. (In Russ.).

Введение. В 1960–1970-е годы в связи с созданием единой унифицированной стратиграфической схемы палеогена юга СССР в качестве опорного был выбран разрез в окрестностях г. Бахчисарая (Бахчисарайский) [Решение..., 1963] и выделены

региональные крымские ярусы (бахчисарайский, симферопольский и т.д.). Значительная информативность и биостратиграфический потенциал этого разреза отмечались многими учеными [Леонов, 1963; Коробков, Солун, 1964; Вялов, 1975; Стратиграфия

СССР, 1975]. В то же время начинается планомерное изучение различных палеогеновых групп ископаемых Бахчисарайского разреза и Крыма в целом [Немков, Бархатова, 1961; Шуцкая, 1970; Портная, 1974; Голев, Андреева-Григорович, 1982; Николаева, 1984; Немков и др., 1993; Закревская, 1993, 2005]. Впоследствии предполагалось определять разрез в качестве опорного для палеогена всей Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) [Найдин, Беньямовский, 1994, 2000]. Параллельно как в Европе, так и в России уделяется большое внимание группам фауны, которые позволяют проводить межрегиональную корреляцию отложений палеогена (нанопланктон (НП), планктонные (ПФ) и в меньшей степени бентосные фораминиферы (БФ)); ведется активная работа по созданию унифицированных стратиграфических шкал для различных областей Тетиса и предпринята попытка их корреляции между собой [Беньямовский, 2001; Закревская, 2005; King et al., 2018].

Однако основной упор в изучении эоценовых отложений Бахчисарайского разреза и Крыма в целом делался на стратиграфические исследования, в то время как палеоэкологическим и палеогеографическим реконструкциям уделено на редкость мало внимания. До последнего времени они приводились, в основном, по крупным бентосным фораминиферам (КБФ) *Nummulitidae*, поскольку они наиболее распространены в пределах Крымско-Кавказской области и характеризуют весь ипрский интервал разреза [Немков, 1962; Портная, 1974; Закревская, 1993, 2005]. На основе проведения анализа морфогрупп остракод в 1984 г. И.А. Николаевой был сделан вывод об обмелении эоценового бассейна, что подтверждалось также снижением численности ПФ. Эти выводы совпадают с данными по КБФ. В одной из недавних работ [King et al., 2018] были проведены микропалеонтологические исследования, включающие изучение цист динофлагеллат и нанопланктон, а также литологический и палинологические анализы. Палеоэкологический анализ был сделан только на основе цист динофлагеллат, которые отражают состояние неритовой зоны. Однако, исходя из данных по планктонным организмам, можно судить только о состоянии пелагиали. Изучение же бентосных организмов дает более детальное представление о палеоэкологии, поскольку отражает состояние самого осадка, поверхности осадка, а также косвенно пелагиали.

Восстановлению палеогеографии верхнеипрских отложений (симферопольский региоярус) на основе анализа их седиментологических особенностей посвящены статьи одного из авторов [Копачев, Лыгина, 2008; Лыгина и др., 2010; Lygina et al., 2022], где показывается, что фация нуммулитовых известняков эоцена в Крыму представляет собой отложения хорошо выраженной по простиранию нуммулитовой банки, которая является изолированной карбонатной платформой.

Таким образом, несмотря на хорошую изученность, данные требуют актуализации и более широкого комплексного анализа, в том числе с точки зрения установления условий осадконакопления.

Данная статья посвящена изучению пограничных ниже-верхнеипрских отложений Бахчисарайского разреза (верхняя часть бахчисарайского — нижняя часть симферопольского региоярусов). Целью исследования являлось построение палеогеографической и палеоэкологической модели становления нуммулитовой банки в ипрское время в Юго-Западном Крыму. Были применены следующие методы изучения: микропалеонтологический и метод выделения микрофациальных типов карбонатных пород (микрофациальный анализ), рентгенофазовый, изотопный, геохимический и петромагнитный анализы, а также изучение петрофизических свойств пород. Данная статья включает в себя интерпретацию результатов микропалеонтологического и микрофациального анализов. Планируются к публикации результаты остальных перечисленных методов, а также совокупные выводы по полному комплексу данных.

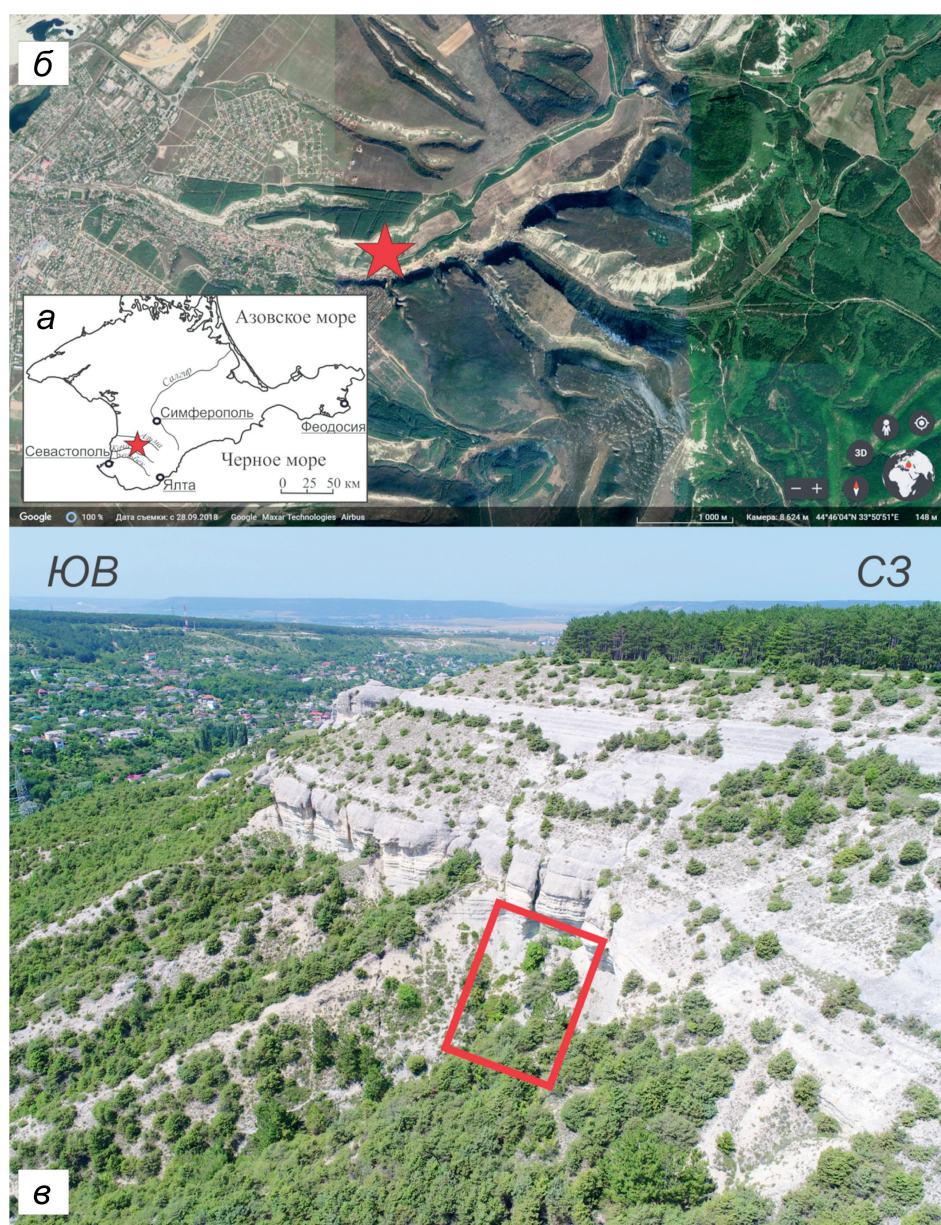
Материалы и методы исследований. В основу работы положен материал, отобранный в течение полевого сезона 2021 г. Район исследований находится на восточной окраине г. Бахчисарай (рис. 1) в пределах Юго-Западной структурно-фациальной зоны (СФЗ) Крымских Предгорий [Астахова и др., 1984]. В настоящий момент эта область выделяется отдельно как Бахчисарайский стратотипический район в пределах Равнинного Крыма [Зернецкий и др., 2014].

Разрез пограничных ниже-верхнеипрских отложений был изучен в верховьях крупной промоины на юго-восточном склоне г. Сувлу-Кая (44°45'2" с.ш. 33°53'41" в.д.) (рис. 2). Здесь отмечается постепенный переход от темно-серых карбонатных глин бахчисарайского региояруса к нуммулитовым известнякам симферопольского. Верхняя часть разреза в рельефе представляет собой скальный уступ куэсты.

Отложения изученного интервала бахчисарайского региояруса относятся к зоне *Assilina placentula* по КБФ [Немков, Бархатова, 1961], по комплексу НП — к зонам *Discoaster binodosus* и *Marthasterites tribrachiatatus* (нижняя часть) [Андреева-Григорович, 1973; Музылев, 1980] и датируются концом раннего ипра. Опробованная часть симферопольского региояруса относится к КБФ зоне *Nummulites distans minor* [Немков, Бархатова, 1961; Портная, 1974; Закревская, 1990] и к НП зоне *Marthasterites tribrachiatatus* и датируется началом позднего ипра.

По данным ранних работ [Василенко, 1952; Немков, Бархатова, 1961; Портная, 1974; Закревская, 1990], в этой части разреза среди КБФ преобладают ассилины, в меньшей степени представлены нуммулиты и дискоциклины, встречаются редкие рако-

Рис. 1. Положение изученного разреза на схеме Крымского полуострова (а), снимке Google Earth (б), перспективном снимке (в)



вины двустворок рода *Chlamys* и крупные устрицы *Gryphaea rarilamella* (Mell.).

В описанном разрезе выделено 5 слоев (рис. 2). Слои 1–4 относятся к нижеипрской части разреза (бахчисарайский региоярус), слой 5 — к вышеипрской (симферопольский региоярус). Стратиграфия разреза показана по [Лыгина и др., 2010], где в сводном виде приведены современные данные.

Слой 1. Глина серая карбонатная, с редкими нуммулитами. В рельефе образует крутой делюви-рованный склон. Мощность опробованной части 1,8 м, отбор образцов производился через 0,5 м, последний образец — через 0,3 м (№ образцов 1–5).

Слой 2. Ритмичное чередование мергелей темно-зеленовато-серых, глинистых, песчаных и известняков серых глинистых. Слои глинистых известняков наполнены тонкостенными раковинами КБФ *Nummulites*, *Discocyclus* и *Assilina* размером 0,5–1,5 см, также встречаются мелкие (до 15–20 мм) двустворки *Chlamys*, *Spondylus*. Прослои

известняков имеют мощность 0,2–0,3 м, прослои мергелей — 0,3–0,4 м. Прослои мергелей маркированы пиритовыми конкрециями. В рельефе образует крутой, почти вертикальный волнистый склон. Мощность слоя 3,6 м, отбор образцов производился через 0,4–0,5 м, последний образец (№ 14) — через 0,3 м (№ образцов 6–14).

Слой 3. Мергель серый нуммулитовый плотный с крупными (от 5–6 до 15 см), толстостенными устрицами *Gryphaea rarilamella* (Mell.), более мелкими *Gryphaeostrea eversa* Mellw., другими двустворками, появляются брахиоподы, становятся больше раковин линзовидных нуммулитов размером 0,7–2 см (более 10% в породе). В целом фауна становится разнообразнее. В рельефе — более пологий делюви-рованный склон. Мощность слоя 5 м, отбор образцов производился в основном через 0,4 м (№ образцов 15–26).

Слой 4. Ритмичное чередование известняков светло-серых, бежевых нуммулитовых и извест-

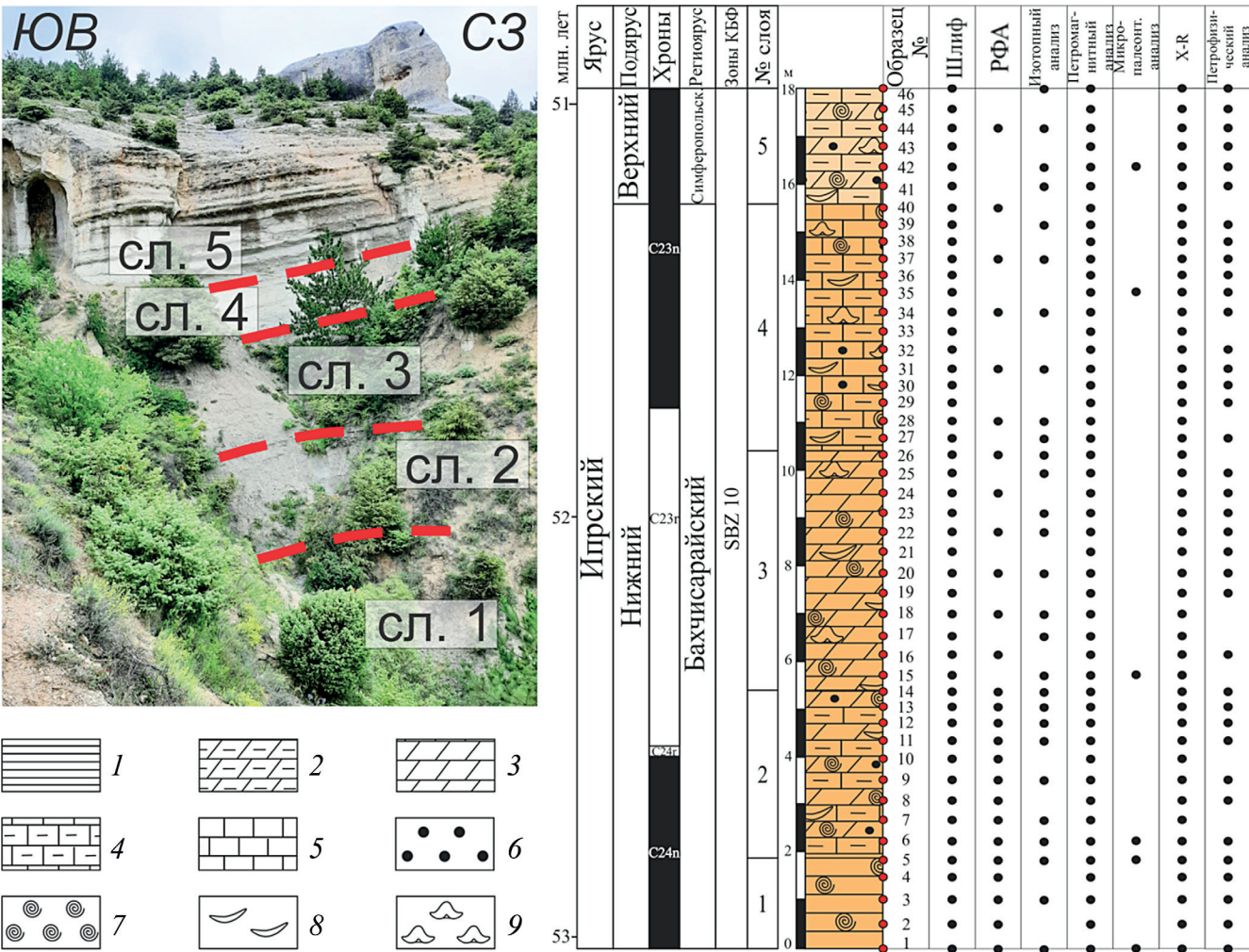


Рис. 2. Фото разреза эоценовых отложений г. Сувлу-Кая, стратиграфическая колонка и схема отбора образцов. Привязка разреза к зонам КБФ по [King et al., 2018]; привязка разреза по магнитозонам по [Vandenberghe et al., 2012]; привязка абсолютного возраста по [Westerhold et al., 2020]. Условные обозначения: 1 — глина, 2 — глинистый мергель, 3 — мергель, 4 — глинистый известняк, 5 — известняк, 6 — пиритовые конкреции, 7 — нуммулиты, 8 — двустворки, 9 — брахиоподы

няков серых нуммулитовых глинистых. Прослой известняков имеют мощность 0,2–0,3 м, прослой известняков глинистых — 1,8 м. Последние маркированы горизонтами пиритовых конкреций. Фауна также разнообразна и многочисленна, как в слое 3. В рельефе образует крутой волнистый склон. Мощность слоя 5,2 м, отбор образцов производился через 0,4 м. (№ образцов 27–40)

Слой 5. Ритмичное чередование известняков нуммулитовых глинистых и мергелей нуммулитовых. Кровля последних подчеркнута крупными (до 3–5 см) шаровидными пиритовыми конкрециями. Встречается разнообразная фауна: КБФ, брахиоподы, двустворки, морские ежи. Известняки светлые, желтовато-серые, ожезненные с частыми скоплениями крупных (до 3–3,5 см) толстостенных двустворок *Chlamys*, брахиопод, КБФ (2,5–3 см). В рельефе образует вертикальный склон с волнистой поверхностью, в нижней части слоя наблюдается несколько неглубоких ниш. Мощность слоя более 2 м,

отбор образцов производился через 0,4 м (№№ образцов 41–46).

Общая мощность изученного разреза около 18 м.

Всего из описанного обнажения отобрано 46 образцов, из которых изготовлено 46 шлифов. Шлифы изучены под микроскопом «Zeiss Lab. A1» на кафедре региональной геологии и истории Земли МГУ имени М.В. Ломоносова. Породы описаны с использованием модифицированной классификации Р. Данема [Embry, Klován, 1971]. Она позволяет перейти к интерпретации палеогеографических обстановок с использованием стандартных микрофаций (СМФ) и модели фациальных поясов [Уилсон, 1980, Flügel, 2010], дающих достаточно полное представление о палеогеографии древнего бассейна осадконакопления.

Материалом для микропалеонтологических исследований послужили 6 образцов, отобранных послойно и представленных одним и тем же типом пород (МФТ-1, см. ниже) с наименее измененной

структурой без переотложенной фауны. Масса проб составляла от 166 до 1031 г.

Техническая отмывка проб для выделения фракции породы без глинистой пелитовой составляющей проводилась стандартным методом. Из каждого образца была отделена навеска породы, которая подвергалась кипячению с содой с последующей отмывкой образца на сите с ячейей 0,01 мм под струей теплой воды. Оставшийся после отмывки осадок перемещался в керамическую емкость для просушки, а в последствии ссыпался в бумажный пакет. В случае высокой прочности образца он дробился и сплавлялся с гипосульфитом натрия с последующей промывкой под струей воды на сите. Каждый образец просматривался под биноклем МВС-1 при увеличении 32. Отбор микрофауны производился тотально из навески 0,5–3,6 г (таблица).

Число экземпляров каждой морфогруппы. Остракодовые и фораминиферовые числа для каждой из морфогрупп

№ обр.	Nummulitidae		МБФ		ПФ		Остракоды	
	1*	2	1	2	1	2	1	2
1	280	2800	39	390	16	160	25	250
5	287	1679	172	1006	23	135	31	182
6	68	512	337	2534	74	557	112	843
15	200	2985	80	1194	25	374	55	821
35	320	1633	93	475	40	204	25	127
42	400	1111	30	84	10	28	20	56

Примечание. Число экземпляров каждой морфогруппы: 1 — подсчитанное для каждого образца и 2 — пересчитанное на 10 г отмытого образца.

Для палеоэкологических реконструкций проведен анализ морфогрупп, основанный на статистических методах [Тесакова, 2021]. В результате были выделены 3 морфогруппы микрофауны (остракоды (О), мелкие бентосные фораминиферы (МБФ), планктонные фораминиферы (ПФ) и нуммулитиды (Н)). В ходе анализа соотношения морфогрупп использовались остракодовые и фораминиферовые числа. Для чего количество отобранной микрофауны пересчитывалось на 10 г отмытого образца (таблица). Так как литология образцов относительно однородна, можно полагать, что статистически достоверные вариации соотношений морфогрупп отражают экологические условия, а не изменяющийся приток обломочных частиц.

Метод опирается на следующие положения:

1) соотношение планктона к бентосу (П/Б) позволяет оценить вариации относительной глубины — увеличение доли ПФ сопоставляется с ростом глубины в пределах шельфа;

2) вариации численности нуммулитид позволяют охарактеризовать ограниченный диапазон изменения глубин, солёности и температуры. Современные КБФ приурочены к олиготрофным водным массам. Они обитают в мелководных шельфовых зонах тропических и субтропических

морей [Зернецкий, Люльева, 1990]. Как правило, присутствие крупных фораминифер нуммулитид в породе указывает на глубину образования не более 120 м и температуру воды около 25 °С [Зернецкий, 1980]. Нуммулитиды живут в постоянном сообществе с известковыми фотосинтезирующими водорослями, зооксантеллами, диатомеями, амебами, бактериями, что и определяет их распространение в эофотической зоне моря (до 100–150 м) [Зернецкий, Люльева, 1990].

3) противопоставление остракод и мелких бентосных фораминифер основано на допущении, что всех остракод можно считать эпифауной, которая не зависит от кислородного режима в толще осадка. Всех же фораминифер (включая заведомо эпифаунные таксоны) можно условно считать инфауной, которая зависит от состояния газового режима в толще осадка. Уменьшение доли каждой из этих бентосных морфогрупп может быть связано как с недостаточным питанием (мезотрофная или олиготрофная обстановка), так и чрезмерным количеством органического вещества (эвтрофия), которое приводит к его гниению и снижению уровня кислорода (дизоксия). Дизоксидная обстановка сначала формируется в толще осадка (что выражается уменьшением инфауны) и только потом переходит раздел осадок-вода и охватывает придонную воду (в этом случае снижается численность эпифауны).

Параллельно условия среды обитания возможно уточнять на основе изменения соотношения показателей разнообразия и численности организмов [Тесакова, 2021], в частности:

1) быстрые и частые изменения среды (стрессовые, нестабильные условия мезотрофного мелководья, особенно прибрежь) приводят к одновременному снижению как разнообразия, так и численности;

2) неблагоприятные, но эвтрофные условия мелководья (например, распреснение или загрязнение прибрежных вод) приводят к очень низкому разнообразию, но высокой численности за счет 1–2 доминирующих таксонов;

3) стабильные и благоприятные условия (мезотрофная нижняя сублитораль) обеспечивают высокое разнообразие и высокую численность при выравнивании таксономической структуры (нет доминантов);

4) стабильные и неблагоприятные условия (эвтрофная нижняя сублитораль) приводят к снижению разнообразия, но очень высокой численности за счет 1–2 доминирующих таксонов.

Результаты исследований и их обсуждение. Микрофацальный анализ позволил выделить 5 МФТ (рис. 3) и соотнести изученные породы со стандартными микрофациями окаймленных платформ (СМФ), а некоторые — также с микрофациями рампа (РМФ) и затем фациальными поясами (ФП) [Flügel, 2010]:

МФТ-1. Мад- и вакстоун алевролитистые. Структура микрозернистая, отчасти мелко-ор-

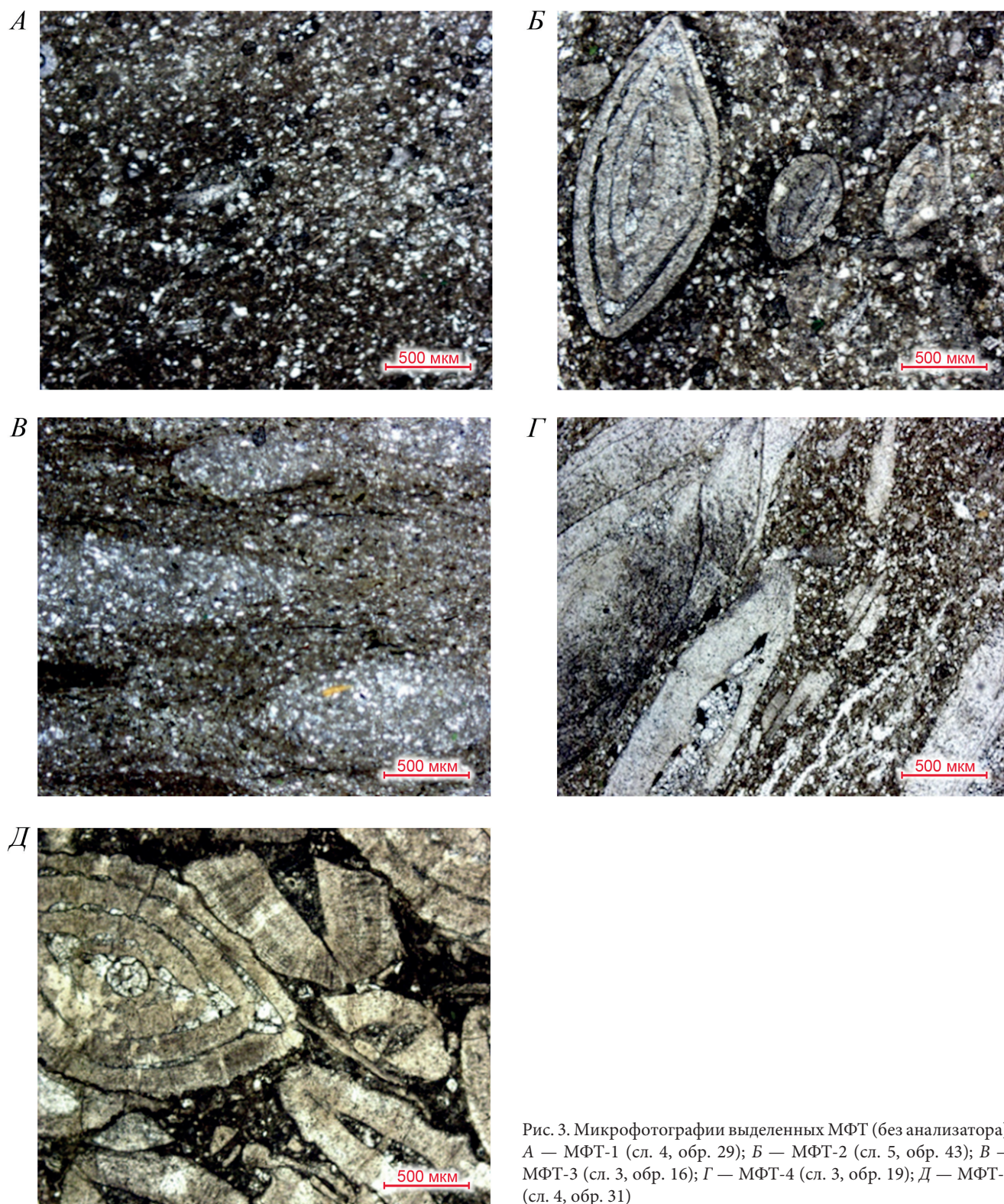


Рис. 3. Микрофотографии выделенных МФТ (без анализатора): А — МФТ-1 (сл. 4, обр. 29); Б — МФТ-2 (сл. 5, обр. 43); В — МФТ-3 (сл. 3, обр. 16); Г — МФТ-4 (сл. 3, обр. 19); Д — МФТ-5 (сл. 4, обр. 31)

ганогенно-обломочная. Микритовый матрикс составляет 75–80%, в нем рассеяны остатки МБФ (5%) и единичные крупные обломки раковин КБФ размером от 0,1 до 4 мм (в среднем около 0,4 мм), остракод, члеников криноидей, двустворок, коллофановых обломков скелетов рыб и тонкообломочный шлам (5%). Некоторые раковины сильно трещиноваты. Присутствуют единичные зерна глауконита плохо- и среднеокатанные размером

от 0,02 до 0,04 мм (в среднем около 0,03 мм) двух генераций — аллотигенный (1%) и редкий единичный аутигенный (заполняет поры раковин фораминифер). Также присутствуют рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (1%) размером от 0,01 мм до 0,2 мм (в среднем около 0,1 мм). Присутствуют зерна кварца (10%) алевритовой размерности от 0,02 до 0,8 мм (в среднем 0,03 мм).

МФТ-1 чаще всего встречается в разрезе, слагает его нижнюю часть (слой 1 и низы слоя 2), пограничную часть слоев 2 и 3, широко распространен в верхней части слоев 3 и 4.

МФТ-2. Флоатстоун нуммулитовый алевритистый. Структура микрозернистая, отчасти мелко-органогенно-обломочная. Микритовый матрикс составляет 65–70%, в нем рассеяны остатки МБФ (8–10%) и редкие крупные обломки раковин КБФ размером от 0,2 до 8 мм (в среднем 0,7 мм), члеников криноидей, двустворок, коллофановых обломков скелетов рыб, единичных раковин остракод и мелко-тонкообломочный шлам (7–10%). Отмечается ориентировка обломков по длинным осям, материал плохо сортирован. Некоторые участки биотурбированы. Присутствуют единичные зерна глауконита размером 0,02–0,1 мм (в среднем около 0,05 мм), среднеокатанные, двух генераций — аллотигенный (1%) и редкий единичный аутигенный. Также присутствуют рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (2%) размером 0,01–0,3 мм (в среднем около 0,1 мм), зерна кварца (10–15%) алевритовой размерности от 0,02–0,8 мм (в среднем 0,06 мм). Часто в породе помимо аллотигенного глауконита камеры внутри раковин заполняют окислы железа, пирит и тонкокристаллический блоковый кальцит.

МФТ-2 схож с МФТ-1, но отличается повышенным содержанием и более крупным средним размером остатков раковин КБФ, относительно большим количеством доломита и терригенного материала. Первичная текстура — массивная, но наблюдаемые отдельные ориентированные крупные обломки раковин (до 8 мм) указывают на их переотложение. МФТ-1 и МФТ-2 часто встречаются вместе, при этом МФТ-2 почти всегда по разрезу идет после МФТ-1 и является его прямым продолжением.

МФТ-1 и МФТ-2 сравнимы с СМФ 8 и РМФ 3, которые отвечают обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) либо глубокого шельфа (ФП 2), а также являются типичными для среднего и внешнего рампа.

МФТ-3. Мадстоун алевритистый биотурбированный. Структура микрозернистая, микритовый матрикс составляет 80–85%. Органогенно-обломочная часть породы представлена шламом неясного генезиса. Текстура местами слоистая, также более темными и светлыми участками визуальнo выделяются текстуры биотурбаций. Присутствуют зерна кварца (13–15%) алевритовой размерности от 0,03 до 0,05 мм (в среднем 0,03), хорошо окатанные зерна глауконита (2%) размером от 0,02 до 0,1 мм. Также присутствуют кристаллы доломита размером от 0,01 до 0,1 мм (3%). Отмечается значительное количество образований железа (окислы, пирит), намного больше, чем в предыдущих МФТ. Они имеют различную форму: каймы по краям трещин, ромбоэдры с четкими гранями, крупные округлые выделения. В породах отмечается повышенная пористость за счет трещиноватости.

МФТ-3 распространен наименее широко и в основном приурочен к слою 3, следуя за либо предшествуя МФТ-1. Отличается наличием сохранившихся следов биотурбации, выделений железа, наибольшим содержанием микрита и кварца алевритовой размерности. Наиболее схож с СМФ 1-биотурбированная и РМФ 2, которые характеризуют обстановки глубоководного шельфа (ФП 2) и бассейна (ФП 1) и типичны для среднего и внешнего рампа.

МФТ-4. Мад- и вакстоун с участками рудстоун, доломитистый. Структура микрозернистая, микритовый матрикс составляет 75–80%, мелко-органогенно-обломочную часть породы слагают МБФ (6%) и рассеянные редкие крупные трещиноватые обломки раковин КБФ размером от 0,1 до 10 мм (в среднем около 0,3 мм), члеников криноидей, двустворок, единичных раковин остракод и мелко-тонкообломочный шлам (5%). Присутствуют зерна кварца (3–5%) алевритовой размерности от 0,02 до 0,06 мм (в среднем 0,04 мм), хорошо окатанные зерна размером от 0,1 до 0,5 мм (в среднем 0,3 мм) аллотигенного (3%) и единичные зерна аутигенного глауконита. Также присутствует рассеянный тонко-мелкокристаллический (0,02–0,3 мм, в среднем 0,1 мм) доломит (4–5%).

МФТ-4 присутствует в виде редких отдельных прослоев, обычно сменяя вверх по разрезу МФТ-2, с которым в целом схож. Отличается от последнего меньшим содержанием кварца, большим — доломита, а также скоплениями крупных обломков раковин КБФ, оказавшихся здесь в результате переноса из высокоэнергетической среды в низкоэнергетическую. Соответствует СМФ 10 и отвечает обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) либо глубокого шельфа (ФП 2). Также типичны для внутреннего и среднего рампа.

МФТ-5. Рудстоун нуммулитовый доломитистый. Структура крупно-грубо-органогенно-обломочная, порода сложена различными биокластами (75–90%) большинство которых ориентированы по длинной оси. В основном это крупные трещиноватые обломки раковин КБФ размером от 0,4 мм до 1,5–2 см, МБФ, члеников криноидей, двустворок, редких раковин остракод. Текстура неслоистая, материал плохо сортирован. Присутствуют зерна кварца (2–3%) алевритовой размерности 0,02–0,04 мм и единичные среднеокатанные зерна глауконита размером 0,1–0,2 мм. Также присутствует рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (5–7%) размером от 0,01 мм до 0,3 мм (в среднем около 0,1 мм) — его несколько больше, чем в предыдущих МФТ и сами кристаллы крупнее. Микритовый матрикс составляет не более 5–7%.

МФТ-5 тяготеет в основном к верхней части разреза, представляет собой отдельные редкие маломощные прослои сгруженного ориентированного переотложенного грубообломочного материала, образованного в результате деятельности подводных течений, инициированных штормовыми волнами.

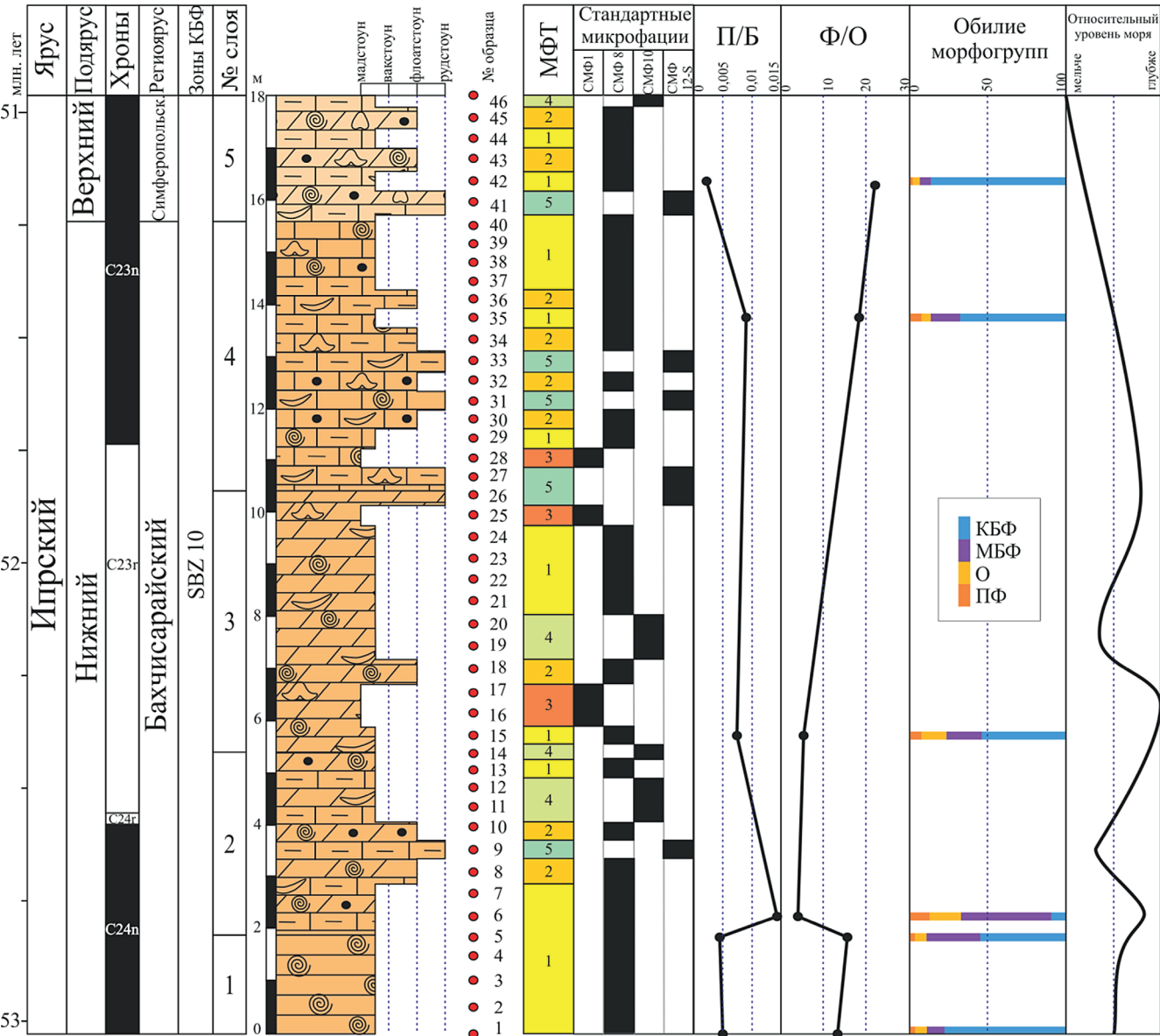


Рис. 4. Разрез эоценовых отложений г. Сувлу-Кая со схемой отбора образцов и результатами анализов. Условные обозначения см. на рис. 2

Соответствует СМФ 12, которая встречается во многих обстановках от внутренних лагун до бассейновых.

Таким образом, изученная часть разреза представлена в основном сильно микритовыми разностями карбонатных пород (мад-, вак-, флоатстоун) со значительной примесью терригенного кварца алевритовой размерности. Основой органогенно-обломочной компоненты являются редкие целые экземпляры и грубозернистые обломки раковин КБФ. Сводное распределение микрофаций по разрезу приведено на рис. 4.

По результатам анализа морфогрупп были выделены следующие комплексы:

А (обр. 1, 5, МФТ-1) — самый нижний комплекс отличается относительно большим, но уменьшающимся вверх по разрезу количеством нуммулитов,

и минимальным, но увеличивающимся количеством МБФ, а также малым количеством ПФ и остракод. Такое соотношение говорит о значительной удаленности района от береговой линии и постепенном увеличении глубины в пределах данного интервала накопления отложений.

В (обр. 6, 15, МФТ-1) — комплекс характеризуется увеличением количества нуммулитов и уменьшением — МБФ. На обр. 6 приходится положительный пик (максимум среди изученных образцов) количества МБФ, ПФ и остракод и минимум количества нуммулитов. С этим совпадает максимум значения соотношения П/Б и минимум соотношения Ф/О. Из этого можно предположить, что граница слоев 1 и 2 совпадает с углублением бассейна, а затем намечается его последующее обмеление. Последнее выражено в количественном преобладании нуммулитов

относительно других морфогрупп и значительном уменьшении соотношения П/Б на уровне обр. 15.

С (обр. 35, 42, МФТ-1) — комплекс выделяется по растущему преобладанию нуммулитов и заметно-му уменьшению количества экземпляров остальных морфогрупп. При этом соотношение П/Б падает до минимума, а соотношение Ф/О, наоборот, становится максимальным. Всё это может указывать на новое обмеление бассейна и характеризовать становление нуммулитовой банки в изучаемом районе.

Палеогеография становления нуммулитовой банки в эоцене в Юго-Западном Крыму. Детальный микрофациальный анализ в совокупности с анализом морфогрупп позволили дать более подробную картину изменения обстановок осадконакопления на протяжении изученного интервала, чем это представлялось ранее.

Породы МФТ-1, МФТ-2 формировались в пределах относительно глубоководного шельфа (рис. 4), в тиховодных условиях на глубинах ниже базиса волн нормальной погоды, но в пределах базиса штормовых волн — десятки, первые сотни метров [Flügel, 2010]. На это указывает преобладание микрита в составе, а также присутствие единичных сильно трещиноватых раковин КБФ и их обломков, их хорошая сортировка и ориентировка. Последние были перемещены подводными течениями, инициированными штормовыми волнами, и переотложены в более глубоководных условиях. Примесь терригенного кварца может являться результатом ветрового разноса, о чем свидетельствует их малое количество и алевроитовый размер.

Совокупность особенностей МФТ-3 (наибольшее содержание микрита, обилие однообразных следов жизнедеятельности, пиритовые конкреции, практически полное отсутствие биокластов) характеризует их формирование в наиболее глубоководных тиховодных застойных условиях в сочетании с низкой насыщенностью осадка кислородом. Глубина накопления осадка, скорее всего, превышала уровень базиса штормовых волн.

МФТ-4 практически представляет собой комбинацию МФТ-1 и МФТ-5 и в наибольшей степени соответствует формированию в пределах относительно глубоководной части открыто-морской области шельфа в тылу нуммулитовой отмели. Часть породы, представленная рудстоуном с концентрацией ориентированных крупных обломков и редких целых, но сильно трещиноватых раковин КБФ, является материалом, переотложенным из мелководных обстановок придонными течениями, вызванными штормами. Подтверждением этого является и то, что в разрезе МФТ-4 обычно следует непосредственно за МФТ-2. Однако в данном случае гидродинамика была более активной, а условия, соответственно, более мелководными. В первичной части породы МФТ-4 (мад-вакстоун) сохранилось больше мелких относительно целых неразрушенных раковин бентосных фораминифер.

Породы МФТ-5 представляют собой редкие маломощные прослои и линзы крупно- и грубо-обломочных известняков с сильно раздробленными и ориентированными обломками и целыми раковинами КБФ и других видов ископаемых остатков среди преобладающих микритовых разностей остальных МФТ. Скорее всего, они являются результатом разрушения и переотложения материала из более мелководных участков бассейна в его глубоководную часть штормовыми волнами, которые обладают достаточной силой для переноса относительно крупных раковин и зерен. Породы образовались в обстановке наиболее активной гидродинамики под воздействием придонных течений. Увеличение числа подобных прослоев вверх по разрезу (приурочены в основном к слоям 4, 5) указывает на учащение эпизодов сильных штормов и, соответственно, общую тенденцию обмеления бассейна.

В совокупности выделенные СМФ наиболее характерны для обстановок глубокого шельфа (ФП 2) с глубинами на уровне и ниже базиса штормовых волн [Flügel, 2010]. По данным предшественников [King et al., 2018] глубина формирования отложений изученной части разреза могла составлять 30–100 м (средний — внешний шельф). Это коррелирует с выводами, полученными в настоящей статье.

В итоге полученные данные позволяют выделить следующие этапы образования изученных отложений:

- **1-й этап** охватывает нижнюю часть разреза (слой 1 — середина слоя 2), которая характеризуется относительно глубоководными стабильными условиями осадконакопления. По данным анализа морфогрупп на протяжении этапа намечается постепенное углубление бассейна, достигающее максимума на уровне границы слоев 1 и 2. Далее оно сменяется кратковременным обмелением, что устанавливается по данным микрофациального анализа (рис. 4).

- **2-й этап** — новый трансгрессивно-регрессивный эпизод (рис. 4), характеризующийся максимумом углубления бассейна (основание слоя 3) и дальнейшим его обмелением, на что указывает смена МФТ.

- **3-й этап** характеризуется новым незначительным кратковременным углублением, сменяющимся длительным стабильным обмелением бассейна (рис. 4) и становлением нуммулитовой банки, что подтверждается сменой МФТ и соотношением морфогрупп.

Выводы. 1. Выделено пять микрофациальных типов карбонатных пород, которые соотнесены со стандартными микрофациями окаймленных платформ, микрофациями рампа и фациальными поясами [по Flügel, 2010]. В результате сделан вывод, что отложения формировались в условиях глубокого шельфа с глубинами на уровне и ниже базиса штормовых волн.

2. Выделено три комплекса морфогрупп. Первый отличается относительно большим, но уменьшающимся вверх по разрезу количеством нуммулитов и минимальным, но увеличивающимся количеством МБФ, а также малым количеством ПФ и остракод. Второй характеризуется увеличением количества нуммулитов и уменьшением — МБФ. Третий выделяется по растущему преобладанию нуммулитов и заметному уменьшению количества экземпляров остальных морфогрупп.

3. На основании синтеза результатов микрофациального анализа и анализа морфогрупп установлено, что ипрская трансгрессия развивалась постепенно, в три этапа, с максимумом в конце

раннего ипра, далее сменившись продолжительной регрессией. Первый этап охватывает нижнюю часть разреза и характеризуется стабильными глубоководными условиями осадконакопления, второй характеризуется максимумом углубления бассейна и дальнейшим его обмелением, третий отвечает длительному обмелению бассейна и непосредственно становлению нуммулитовой банки.

Финансирование. Работа выполнена с использованием стереомикроскопа Olympus SZX16, приобретенного по программе развития МГУ, и с использованием материалов ЦКП «Геопортал» МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева-Григорович А.С. Зональное деление по нанопланктону палеогеновых отложений Бахчисарая // Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1973. № 3. С. 195–197.
2. Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я. и др. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наук. думка, 1984. 184 с.
3. Беньямовский В.Н. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 210–223.
4. Василенко В.К. Стратиграфия и фауна моллюсков эоценовых отложений Крыма. Ленинград: Гос. научн.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1952. 128 с.
5. Вялов О.С. Бахчисарайский разрез палеогена. II. Основные обнажения эоцена и олигоцена // Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975. № 48. С. 93–102.
6. Голев Б.Т., Андреева-Григорович А.С. Нуммулитиды и нанопланктон палеогенового разреза Белокаменска (Инкерман) в Крыму // Палеонтологический сборник. 1982. № 19. С. 97–106.
7. Закревская Е.Ю. Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их стратиграфическое значение // Известия вузов. Сер. геология. 1990. № 3. С. 27–34.
8. Закревская Е.Ю. Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1993. 112 с.
9. Закревская Е.Ю. Стратиграфическое распространение крупных фораминифер в палеогене северо-восточного Перитетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005. Т. 13, № 1. С. 66–86.
10. Зернецкий Б. Ф. Основные этапы развития нуммулитид палеогена Украины. Киев: Наукова думка, 1980. 140 с.
11. Зернецкий Б. Ф., Люльева С.А. Зональная биостратиграфия эоцена европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1990. 104 с.
12. Зернецкий Б.Ф., Рябоконь Т.С., Люльева С.А. Питання вивчення осадового комплексу палеоцену Кримського і Керченського півостровів // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. 2014. Т. 7. С. 101–125.
13. Копачев Л.Ф., Лыгина Е.А. Крымская эоценовая нуммулитовая банка // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2008. № 3. С. 64–66.
14. Коробков Н.А., Солун В.Н. О шкале ярусного деления палеогеновых отложений СССР // Вестн. Лен. ун-та. Геология. 1964. № 18. С. 5–15.
15. Леонов Г.П. К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений СССР // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1963. № 4. С. 34–35.
16. Лыгина Е.А., Копачев Л.Ф., Никишин А.М. и др. Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 6. С. 11–22.
17. Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по нанопланктону (Северный Кавказ и Крым) // Труды ГИН АН СССР. № 348. М.: Наука, 1980. 96 с.
18. Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О ярусном делении палеоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 65–83.
19. Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Разрез палеогена Сувлук (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 75–86.
20. Немков Г.И. Несколько замечаний о палеоэкологии нуммулитов // Вопросы микропалеонтологии. 1962. № 6. С. 64–72.
21. Немков Г.И., Бархатова Н.Н. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма // Тр. Геол. музея АН СССР им. Карпинского. 1961. № 5. С. 7–22.
22. Немков Г.И., Тихомиров С.В., Шунейкин Г.П. О стратиграфическом положении пограничных слоев бахчисарайского и симферопольского регионов юга Крыма // Изв. ВУЗов геол. и разв. 1993. № 4. С. 37–41.
23. Николаева И.А. Глубоководные группы остракод в палеогене юга СССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: ДГУ, 1984. С. 40–48.
24. Портная В.Л. Дискоциклины эоценовых отложений Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Изд. МГУ, 1974. 176 с.
25. Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР // Сов. геология. 1963. № 4. С. 145–154.
26. Стратиграфия СССР. Палеогеновая система / Под ред. В. А. Гроссгейм, И.А. Коробков. М.: Недра, 1975. С. 183–191.
27. Тесакова Е.М. Специальные методы стратиграфии. Курс лекций. [Электронный ресурс] // teach-in. Лекции ученых МГУ. URL: <https://teach-in.ru/course/special-methods-of-stratigraphy> (дата обращения: 30.04.2023).
28. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

29. Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГРИ. 1970. № 70. С. 256.
30. Embry A.F., Klovan J.E. A Late Devonian reef tracton northeastern Banks Island // N. W. T. — Bull. Canadian Petrol. Geol. 1971. № 19. P. 730–781.
31. Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 984 p.
32. King Ch., Iakovleva A.I., Heilmann-Clausen C. et al. Early Eocene stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea) // Newsletters on Stratigraphy. 2018. № 51 (2). P. 167–208.
33. Lygina E.A., Pravikova N.V., Chizhova E.R. et al. The Eocene seismicity and paleogeography of central Crimea // Moscow University Geology Bulletin. 2022. № 77 (6). P. 682–692.
34. Vandenberghe N., Hilgen F.J., Speijer R.P. The Paleogene Period / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. The geological time scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 855–921.
35. Westerhold T., Marwan N., Drury A.J. et al. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years // Science. 2020. № 369. P. 1383–1387.

Статья поступила в редакцию 25.05.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 16.08.2023