

УДК 551

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ТЕРМИНАЛЬНОГО МЕЛА РАЗРЕЗА ГОРЫ КЛЕМЕНТЬЕВА (ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ)

© 2024 г. Д. М. Коршунов^{а, *}, П. А. Прошина^{а, **}, И. П. Рябов^б,
Б. Г. Покровский^а, В. А. Мусатов^с

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

^бСаратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского,
ул. Астраханская, 83, Саратов, 410012 Россия

^сАО «Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики»,
ул. Московская, 70, Саратов, 410012 Россия

*e-mail: dmit0korsh@gmail.com

**e-mail: paproshina@gmail.com

Поступила в редакцию 20.01.2023 г.

После доработки 09.01.2024 г.

Принята к публикации 15.02.2024 г.

Проведено комплексное исследование пограничных маастрихтских—датских отложений горы Клементьева (Восточный Крым). Детально описаны литологические особенности карбонатных, карбонатно-глинистых и обломочных пород, проанализирована динамика изменений в сообществах бентосных и планктонных фораминифер; впервые для этого разреза получены геохимические и изотопные данные. Уточнен стратиграфический объем верхнего маастрихта и нижнего дания. Впервые доказан позднекампанский—раннемаастрихтский возраст нижележащих отложений. Клементьевская свита формировалась в глубоководных пелагических палеообстановках на погруженной части внешнего шельфа, а перекрывающие ее нижнедатские осадки — в мелко-водных обстановках внутреннего шельфа с терригенной седиментацией и высокой гидродинамической активностью.

Ключевые слова: литология и геохимия, обстановки осадконакопления, пелагиты, палеоэкология, фораминиферы, маастрихт, даний, Горный Крым

DOI: 10.31857/S0024497X24040065, EDN: ZNYZJR

Горное сооружение в южной части Крымского полуострова сложено в основном мезо-кайнозойскими отложениями различного генезиса (рис. 1): от маломощных платформенных и вулканогенно-осадочных образований, рифовых массивов до флиша и мощных песчано-алевритово-глинистых толщ краевых прогибов [Богаетц, 1976; Казанцев, 1982; Геологическое строение ..., 1989]. Геология Горного Крыма довольно хорошо изучена к настоящему времени, а исследованию верхнемеловых отложений этой территории посвящено множество работ [Маслакова, 1959, 1978; Маслакова, Липник, 1971; Заклинская, Найдин, 1985; Алексеев, 1989; Гуров, Гурова, 1994; Очерки ..., 1997; Alekseev, Koraevich, 1997; Алексеев и др., 2005; Яковишина, 2005, 2006; Копаевич и др., 2007; Яковишина

и др., 2008; Габдулин и др., 2015; Барабошкин и др., 2020 и др.], которые, однако, выполнены с разной степенью детальности и в некоторых выводах противоречат друг другу.

Маастрихтские отложения на юго-западе (ЮЗ) Крымского полуострова распространены в виде узкой полосы широтного плана и в имеющихся многочисленных обнажениях представлены терригенными и кремнисто-карбонатными породами бешкошской свиты, подробно описанной Е.Ю. Барабошкиным с соавторами [2020]. В восточной части полуострова отложения терминального верхнего мела значительно реже выходят на дневную поверхность. Здесь к маастрихтскому ярусу отнесены глинисто-карбонатные породы белоярской и клементьевской свит [Стратиграфия ..., 2013].

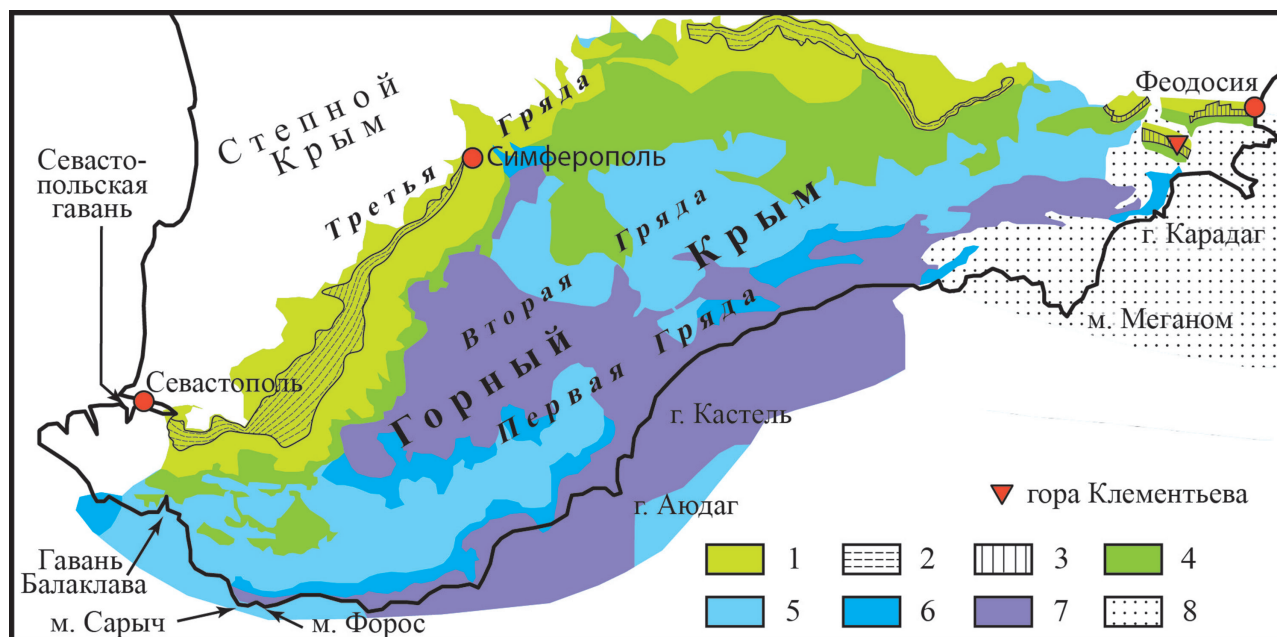


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Горного Крыма (по [Кузнецов и др., 2022] с упрощениями и дополнениями). 1 — верхнемеловые и нижнекайнозойские отложения; 2 — маастрихтские мергели и песчаники бешкошской свиты; 3 — маастрихтские известняки и мергели клемьтевской свиты; 4 — нижнемеловые отложения; 5 — верхнеюрские отложения; 6 — среднеюрские отложения; 7 — верхнетриасово-нижнеюрские флишевые отложения; 8 — келловей-неогеновые нерасчлененные отложения.

Характеристика опорного разреза последней опубликована в работе Л.Ф. Копаевич с соавторами [2007], где представлены результаты ее биостратиграфического расчленения и палеоэкологического анализа по бентосным фораминиферам агглютинированного типа. Литологическое описание разреза было опубликовано позднее [Яковишина и др., 2008], и была предложена схема обстановок осадконакопления в маастрихтском палеобассейне на основании литологического изучения разрезов Юго-Западного (Беш-Кош, Чах-Махлы), Центрального (горы у с. Курское (Кубалач)) и Восточного (гора Клементьева) Крыма.

Целью настоящего исследования является уточнение условий накопления маастрихтских отложений Восточного Крыма и выявление в опорном разрезе горы Клементьева уровней глобальных событий, характерных для пограничного мел-палеогенового интервала. В основу работы положены детальное литолого-геохимическое изучение и палеоэкологический анализ планктонных и бентосных

фораминифер, являющихся индикаторами изменений палеосреды.

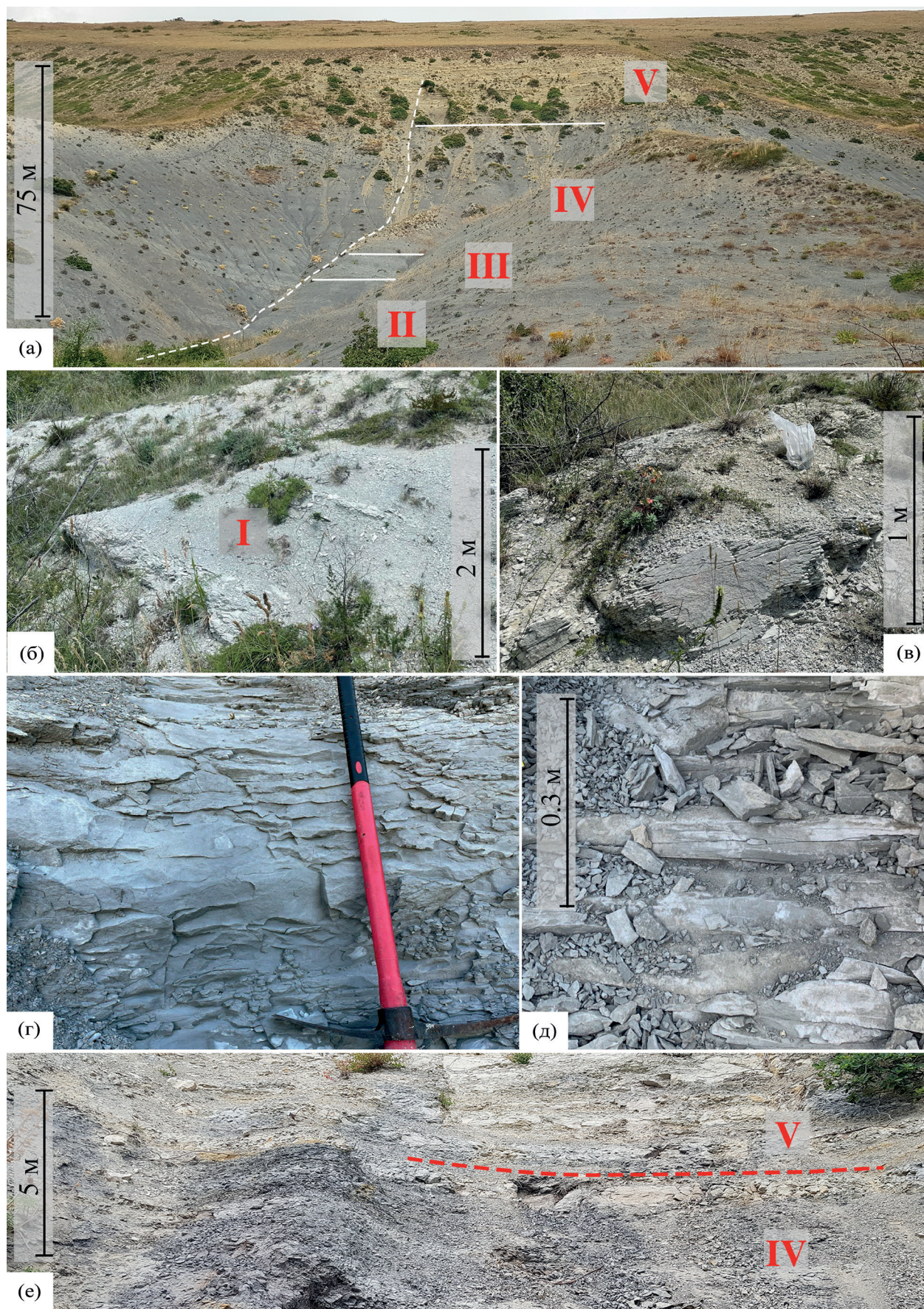
МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Разрез горы Клементьева расположен у пос. Нанниково в 5 км к северу от г. Коктебель ($45^{\circ}00'22.7''N 35^{\circ}15'16.9''E$, см. рис. 1). Во время полевых работ авторами выполнено детальное описание разреза и проведен послойный отбор каменного материала (51 образец) (рис. 2, 3).

Для каждого образца были изготовлены петрографические шлифы (ГИН РАН), которые были изучены Д.М. Коршуновым с помощью поляризационного микроскопа Carl Zeiss Axioscope 40 с фотокамерой Canon powershot G10. Диагностика и оценка содержания минералов, а также гранулометрические особенности определялись оптическими методами. Для определения карбонатных пород использовалась классификация Р. Данема [Dunham, 1962].

Рис. 2. Маастрихтско-датские породы горы Клементьева (Восточный Крым).

а — общий вид обнажения “Б”, римскими цифрами показаны номера пачек. Пунктирной линией показан интервал отбора проб; б — общий вид обнажения “А”; в — серые мергели пачки I; г — неяснослоистые серые известняки (вакстоуны) пачки II (слой 6); д — серые известняки (пакстоуны) пачки III (слой 12); е — граница между верхнемаастрихтскими серыми мергелями пачки IV и нижнедатскими серо-желтыми, мелкозернистыми, глауконитсодержащими полевошпат-кварцевыми песчаниками пачки V.



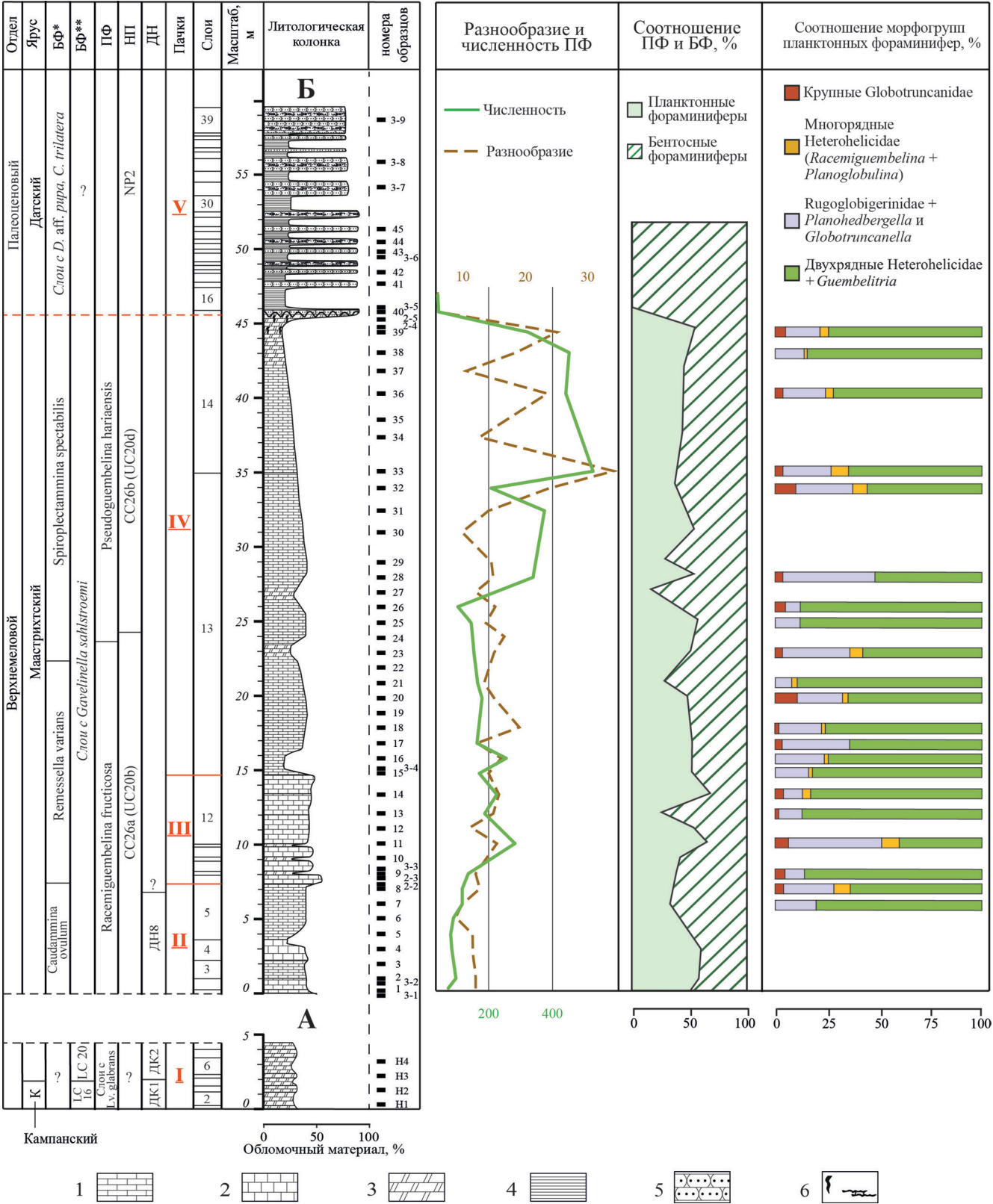


Рис. 3. Литологическая колонка разреза горы Клементьева.
* – зоны и слои по БФ (по [Копеевич и др., 2007] с уточнениями); ** – слои с БФ, настоящая работа. Справа на рисунке представлены графики разнообразия и численности, а также количественные соотношения морфогрупп планктонных фораминифер в изученных образцах; D. = *Dorothyia*, C. = *Charoides*; “А” и “Б” – первое и второе обнажения.
1 – известняки-вакстоуны; 2 – известняки-пакстоуны; 3 – мергели; 4 – глины; 5 – песчаники; 6 – ходы илоедов.

В каждой точке отбора на зачищенной поверхности породы анализировалось содержание в ней петрогенных элементов и микроэлементов методом рентгено-флуоресценции (РФА) с помощью портативного спектрометра SciAps X-505 (оператор Д.М. Коршунов) для выявления особенностей их распределения по разрезу. Время накопления сигнала составляло 60 с, применялась предустановленная заводская универсальная калибровка горных пород (Sci-Aps Geochim). Результаты химического анализа использовались для реконструкции условий осадконакопления.

Для оценки уровня обогащения осадка химическими элементами использовался коэффициент обогащения EF (enrichments factor) [Turgeon, Brumsack, 2006; Tribouvillard et al., 2006], который рассчитывается по формуле

$$EF_{\text{элемент}} = (\text{элемент}/\text{Al})_{\text{образца}} / (\text{элемент}/\text{Al})_{\text{стандарт}}$$

При расчете величин EF для исследуемых элементов в качестве стандарта (фоновых значений) использовался химический состав континентальной коры К.Н. Ведеполья [Wedepohl, 1995]: в случае $EF > 1$ считалось, что осадок обогащен химическим элементом, при $EF < 1$ — соответственно обеднен (т.е. содержание ниже нормы). Однако в работе [Turgeon, Brumsack, 2006] было показано, что необходимо учитывать природные флуктуации содержания химических элементов в горных породах, и предложены более широкие интервалы значений: при $EF 0.5-5$ — нормальный уровень содержания, $EF > 5$ — обогащение и $EF < 0.5$ — обеднение исследуемым химическим элементом, что и было использовано в настоящей работе.

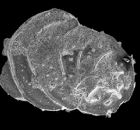
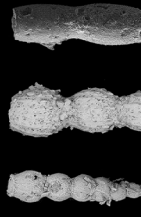
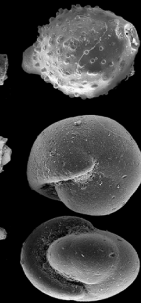
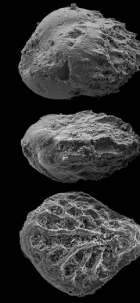
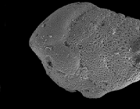
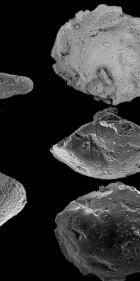
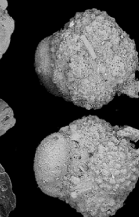
Определение валового содержания CaCO_3 (мас. %) во всех пробах проводилось в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН методом титрования раствора HCl после его взаимодействия с аналитической навеской образца.

Минеральный состав глинистой фракции был изучен методом рентгенофазового анализа в ориентированных и неориентированных препаратах в лаборатории седиментологии и геохимии осадочных бассейнов ГИН РАН. Ориентированные препараты — стеклянные пластинки, равномерно покрытые выделенным из проб глинистым материалом. Для их изготовления глинистый материал (размер < 0.002 мм) был получен методом отмучивания в дистиллированной воде

[Берхин и др., 1957]. Неориентированные препараты (порошки) пород были получены с помощью истирателя XRD-Mill McCrone. Рентгенодифракционное изучение препаратов проводилось на дифрактометре D8 Advance Bruker ($\text{CuK}\alpha$ излучение). Ориентированные препараты были сняты в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и после прокаливания при $T = 550^\circ\text{C}$ в течение 2 ч.

Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II (оператор Б.Г. Покровский). Разложение карбонатов проводилось в 100%-ной ортофосфорной кислоте при 50°C . Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ даны в промилле относительно стандарта V-PDB. Для привязки результатов анализов к V-PDB использовался стандарт IAEA C-O-1. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах ± 0.2 и $\pm 0.1\text{‰}$ соответственно.

Материалом для палеоэкологического анализа комплексов фораминифер послужили 45 проб, отмывка которых проводилась стандартным методом флотации в лаборатории микропалеонтологии Геологического института РАН. Пелитовая составляющая удалялась методом отмучивания с использованием пирофосфата натрия ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$). Полученные порошки фракционировались на сите с диаметром ячейки 0.063 мм. Бентосные фораминиферы (БФ) изучены И.П. Рябовым под бинокляром Bresser Advance ICD, планктонные фораминиферы (ПФ) — П.А. Прошиной под бинокляром Motic SMZ-161. Детальное изучение раковин фораминифер проведено на сканирующих микроскопах TESCAN MIRA 2 LMU в лаборатории диагностики наноматериалов и структур СГУ им. Чернышевского и TESCAN VEGA-III в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка РАН. Коллекция № 263/(БФ) насчитывает более двух тысяч экземпляров и хранится на кафедре Исторической геологии и палеонтологии СГУ им. Чернышевского, г. Саратов; коллекция № 4926 содержит 1809 экземпляров ПФ и хранится в лаборатории микропалеонтологии ГИН РАН. Палеоэкологический анализ сообществ фораминифер основан на определении таксономического разнообразия (количество родов), численности (фораминиферового числа), соотношения раковин БФ секреторного и агглютинированного типа, соотношения планктонных и бентосных фораминифер. Также выполнен морфофункциональный анализ

Индекс	Морфология раковин	Характерные представители	Образ жизни	Условия обитания
CH-A 3		Robulus Angulogavelinella gracilis	эпифауна/ мелкая инфауна	внутренняя сублитораль и верхняя батталь
CH-A 5		Frondicularia	нетлубокая инфауна	внешняя сублитораль и верхняя батталь
CH-B 1		Laevidentalina Dentalina Nodosaria	эпифауна/ нетлубокая инфауна	сублитораль и средняя- верхняя батталь
CH-B 3		Pullenia Lagena Quadrinorphina	эпифауна/ нетлубокая инфауна	сублитораль и средняя- верхняя батталь
CH-B 4		Pseudouvirgina Bulimina midwayensis Praebulimina Praeglobobulimina Bolivinoidea	глубокая инфауна	средняя- внешняя сублитораль и средняя- верхняя батталь
CH-B 5		Coryphostomma	глубокая инфауна	средняя- внешняя сублитораль и средняя- верхняя батталь
CH-B 7		Osangularia	эпифауна	средняя- внешняя сублитораль и средняя- верхняя батталь
pf		Globigerinidae Heterohelicidae	планктон	

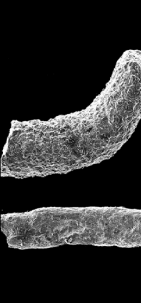
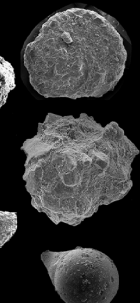
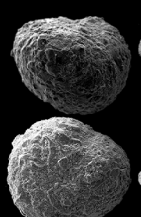
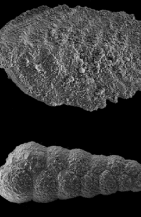
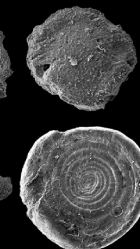
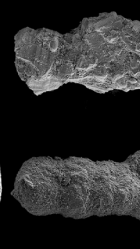
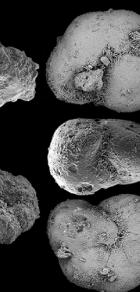
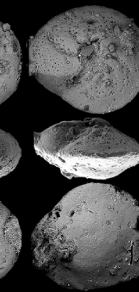
Индекс	Морфология раковин	Характерные представители	Образ жизни	Условия обитания
M1		Bathysiphon Rhizammina	вертикально стоячая эпифауна	батталь (континентальный склон) и абиссаль, слабые течения низкое содержание органического вещества
M2a		Psammospira Saccamina Caudammia	эпифауна/ мелкая инфауна	батталь абиссаль
M2b		Ataxophragmium	эпифауна	глубоководный шельф
M2c		Spiroplectammina Spiroplectinella	эпифауна	прибрежно- морские условия
M3a		Ammodiscus Rzehakina	эпифауна	от лагуны до абиссали
M4b		Remessella varians Dorothia Ammodaculites Nothia Verneuilina Reophax Ammonomarginulina Psammospirionella Karerrullina	глубокая инфауна	Весь шельф и верхняя батталь с повышенным содержанием органического вещества
CH-A1		Gyrogonoides turgida Globorotalites michelianus	эпифауна	сублитораль и верхняя батталь
CH-A2		Anomalinoidea pinguis Gavelinella Cibicides Stenstroemia pommerana	эпифауна	сублитораль и верхняя батталь

Рис. 4. Морфогруппы верхнемеловых бентосных фораминифер (по [Koutsoukos, Hart, 1990; Frenzel, 2000; Cetean et al., 2011; Setoyama et al., 2017 и др.]), выявленные в разрезе горы Клементьева.

сообществ БФ — по [Koutsoukos, Hart, 1990; Nagy et al., 1995; Frenzel, 2000; Reolid et al., 2008; Cetean et al., 2011; Setoyama et al., 2017]. Выявленные морфогруппы фораминифер, как предполагается [Koutsoukos, Hart, 1990 и т.д.], связаны с различной стратегией добывания пищи, т.е. дают представление об образе жизни таксонов (рис. 4).

Зональное подразделение клементьевской свиты по комплексам агглютинирующих бентосных фораминифер (БФ) ранее было выполнено В.Н. Беньямовским [Кобаевич и др., 2007]. И.П. Рябовым в обнажении “Б” (см. ссылку на рис. 3) прослежены те же зоны: *Caudamina ovulum* в интервале обр. 1–8, *Remessella varians* в интервале обр. 9–22 и *Spiroplectamina spectabilis* в интервале обр. 23–39 (см. рис. 3). Слои с *Dorothia* aff. *pupa* — *Charoides trilatera* нами в пачке IV не установлены. И.П. Рябовым проанализированы комплексы бентосных фораминифер с раковинами секреторного типа. В обнажении “А”, в пачке I (интервал обр. н-1–н-2) выявлена зона *Coryphostoma incrassata*/*Bolivinoidea miliaris* LC16 (верхний кампан), а в обр. н-4 — зона *Falsoplanulina multipunctata* (= *Brotzenella complanata*) LC20 (нижний маастрихт) зональной схемы по бентосным фораминиферам [Беньямовский, 2008]. В обнажении “Б”, комплекс БФ в пачках II–IV (интервал обр. 1–39) сопоставлен со слоями с *Gavelinella sahlstroemi* второй половины верхнего маастрихта, которые ранее были установлены в верхней части разреза Бешкош ЮЗ Крыма [Прошина, Рябов, 2023] (см. рис. 3).

Ранее в разрезе Бешкош по планктонным фораминиферам П.А. Прошиной были выделены слои с *Laeviheterohelix glabrans* (верхний кампан–нижний маастрихт) и слои с *Guembelitra cretacea* (верхний маастрихт) [Прошина, Рябов, 2023]. Слои с *Lv. glabrans* и слои с *Gu. cretacea* прослежены и в разрезе г. Клементьева, здесь виды-индексы появляются в основании обнажений “А” (пачка I, с уровня обр. н-1) и “Б” (пачка II, с уровня обр. 1) соответственно. Вместе с тем, в подошве пачки II (с уровня обр. 1), совместно с *Gu. cretacea* встречается вид-индекс *Racemiguembelina fructicosa* (Egger) одноименной верхнемаастрихтской зоны [Huber et al., 2008; Coccioni, Premoli Silva, 2015]. Его постоянная встречаемость установлена вплоть до кровли пачки IV (до уровня обр. 39), что позволяет

ограничить возраст вмещающих отложений не древнее зоны *R. fructicosa*. В пачке IV (с уровня обр. 24) появляется вид-индекс терминальной зоны маастрихта *Pseudoguembelina hariaensis* [Nederbragt, 1991; Huber et al., 2008], что говорит о принадлежности вмещающих отложений (интервал обр. 24–39) к верхней части верхнего маастрихта (см. рис. 3).

Изучение наннопланктона из пород обнажения “Б”, проведенное В.А. Мусатовым, подтвердило их позднемаастрихтский возраст. В основании пачки II (обр. 1) и выше по разрезу, вплоть до уровня обр. 24, определены типичные, хотя и весьма обедненные, позднемаастрихтские комплексы с единичными *Nephrolithus frequens* в основании этого интервала и достаточно обильными — в его верхней части, что соответствует нижней части подзоны CC26a (UC20b) [Sissingh, 1977; Barnet, 1998]. В пачке IV (с уровня обр. 25) появляются единичные экземпляры *Cribrosphaerella daniae*, что позволяет отнести данную часть разреза к верхней половине подзоны CC26b [Barnet, 1998] или основанию подзоны UC20d [Sissingh, 1977]. В пачке V (на уровне обр. 40) появляются характерные, но весьма обедненные, раннедатские комплексы, включающие очень редкие *Cruciplacolithus primus* и *Cruciplacolithus intermedius*, что позволяет отнести данную часть разреза к зоне NP2 [Martini, 1971] нижней части датского яруса (см. рис. 3).

Обращает на себя внимание резкое увеличение видового разнообразия комплексов на уровне обр. 24–25 в два–три раза. Если в нижней части разреза количество видов не превышает 9–15, то в указанных образцах достигает 24–25 видов. К этому же уровню приурочено и появление единичных *Cribrosphaerella daniae* (обр. 25). Не исключено, что нижняя граница подзоны UC20d соответствует уровню обр. 24, но вследствие плохой сохранности и ограниченного количества раковин данный вид на этом уровне не был обнаружен.

Начатое Г.Н. Александровой (ГИН РАН) палинологическое изучение пород из обнажения “А” показало присутствие в нем разнообразного в видовом отношении комплекса диноцист, в целом близкого к позднекампанским–раннемаастрихтским комплексам Бельгии, Франции [Slimani, 2000, 2001]. С учетом распространения руководящих видов, эта часть разреза может быть

отнесена к интервалу позднекампанской диноцистовой зоны *Samlandia mayi* (обр. н-1–н-2) – раннемаастрихтской подзоны *Alterbidinium varium* (обр. 3) шкалы [Slimani, 2001]. Комплекс диноцист в пачке II обнажения “Б” (обр. 3–1 и 3–3) на основании совместной встречаемости видов *Cerodinium speciosum* и *Isabelidinium cooksaniae* может быть сопоставлен с диноцистовым интервалом ДН-8 разреза Бешкош, выявленного в средней части пачки XXI–пачке XXII, датированного верхним маастрихтом [Барабошкин и др., 2020].

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез вскрывается в юго-западном склоне горы Клементьева, имеет общую видимую мощность примерно 100 м, его отдельные составные части хорошо прослеживаются в глубоких промоинах (см. рис. 2). В основании склона наблюдается изолированный выход мергелей – обнажение “А” (45°00'17"N, 35°15'14"E), видимой мощностью 4.5 м (см. рис. 2б, 2в). Взаимоотношения с выше- и нижележащими породами неясные. Выше по склону (45°00'21"N, 35°15'15"E) вскрывается непрерывная глинисто-карбонатная толща с общим горизонтальным залеганием – обнажение “Б”. Видимая мощность толщи 45 м, она отчетливо подразделяется на слои, которые могут быть сгруппированы в литологические пачки. Из них три пачки (всего около 30 м) образованы переслаиванием серых известняков и мергелей с плитчатой отдельностью, сформировавшейся при выветривании (см. рис. 2г, 2д). Выделение этих пачек обусловлено видимыми в разрезе текстурными различиями известняков и мергелей. Венчается разрез четвертой пачкой (15 м), образованной переслаиванием желто-серых песчаников и глин (см. рис. 2е).

По результатам биостратиграфического анализа по фораминиферам разрез отнесен к пограничному интервалу мела и палеогена. В обнажении “А” установлена граница между кампаном и маастрихтом, а в обнажении “Б” установлен верхнемаастрихтский–датский возраст отложений.

В разрезе, вскрываемом в обнажении “А”, выделена пачка I, которая сложена субгоризонтальными тонкоплитчатыми светло-серыми мергелями. Мощность слоев мергеля с разным характером плитчатой отдельности колеблется от 0.2 до 0.8 м. Характер границы с вышележащими отложениями не установлен (в обнажении не вскрывается). Мощность пачки I – 4.5 м.

Скрытый стратиграфический перерыв на рубеже кампана и маастрихта, установленный по фораминиферам, литологически не выражен.

Разрез, изученный в обнажении “Б”, сложен более молодыми по возрасту верхнемеловыми породами и подразделяется на 4 литологические пачки.

Пачка II – глауконитсодержащий песчанисто-алевритовый планктоногенно-детритовый известняк-вакстоун (CaCO_3 60–65%). Слоистость горизонтальная, мощность выделяемых слоев варьирует от 0.2 до 5.5 м. Отложения пачки II существенно биотурбированы, вплоть до полного нарушения первоначальной текстуры (см. рис. 2а). При петрографическом наблюдении видно, что карбонатный материал представлен незначительным количеством биокластов (до 3%), состоящих из фораминифер и обломков раковин более крупных моллюсков. Биокласты погружены в биомикротово-спаритовый матрикс, сформированный остатками наннопланктона и кристаллами перекристаллизованного кальцита. Терригенная примесь представлена фракцией от крупного алеврита до мелкозернистого песка (0.05–0.15 мм), с незначительным количеством глинистого материала. Весь обломочный материал средне- и хорошо окатанный, хорошо сортированный; состоит из кварца (35–40%), глауконитовых глобуль и их обломков (2–5%), редко встречаются зерна кислого плагиоклаза (<1%). Глауконит, судя по той же размерности зерен, что и у терригенного кварца, скорее всего является переотложенным из других фациальных обстановок палеобассейна и транспортировался вместе с терригенным обломочным материалом. Глинистый материал состоит из смектита, каолинита и хлорита. Такой минеральный состав глинистой фракции характерен для всех типов пород изученного разреза.

Видимая мощность пачки II – 8.25 м. По биостратиграфическому возрасту она соответствует нижней части верхнего маастрихта.

Граница между пачками II и III горизонтальная и трассируется слоем (0.01 м) темно-серой глины.

Пачка III сложена переслаивающимися серыми глауконитсодержащими песчанистыми планктоногенно-детритовыми известняками-пакстоунами (CaCO_3 48–52%) и светло-серыми глауконитсодержащими мергелями (CaCO_3 30–45%). Мощность выделенных слоев известняков и мергелей варьирует от 0.6 до 2.25 м, между слоями прослеживаются

горизонтальные границы, иногда трассируемые тонкими (до 0.01 м) прослойками серых глин. Как известняки, так и мергели значительно биотурбированы. При петрографическом наблюдении видно, что карбонатный материал представлен биокластами фораминифер и обломками крупных раковин моллюсков (до 1%), которые погружены в биомикриво-спаритовый цемент, сложенный остатками наннопланктона и продуктами его частичной перекристаллизации — кристаллами кальцита (см. рис. 2б). Терригенная примесь представлена тонкопесчаным (0.1–0.2 мм) обломочным материалом, окатанным и хорошо сортированным; присутствует незначительная примесь глинистого материала. Минеральный состав обломочного материала такой же, как в пачке III.

Видимая мощность пачки III — 5.75 м. По возрасту она отнесена к верхней части верхнего маастрихта. Граница между пачками III и IV отчетливая, субгоризонтальная.

Пачка IV — глауконитсодержащий песчанисто-алевритовый планктоногенно-детритовый известняк-вакстоун (CaCO_3 52–55%) с редкими маломощными прослойками мергелей (CaCO_3 35–40%). Пачка IV литологически схожа с пачкой II (см. рис. 2в), но отличается более редкими прослойками мергелей; вверх по разрезу она полностью переходит в мергели (верхние 6 м) с многочисленными вертикальными ходами илоедов и прослойками желто-серых глин. Известняки тонкослоистые, мощность выделенных слоев от 0.02 до 0.2 м. Вверх по разрезу постепенно уменьшается содержание терригенной примеси (от 35% у подошвы до 15% у кровли).

Видимая мощность пачки составляет около 31 м, кровля пачки представляет собой бугристую эрозионную поверхность. Пачка IV по биостратиграфическому возрасту отнесена к терминальному маастрихту.

Пачка V — переслаивание серо-желтых мелкозернистых известковистых (CaCO_3 8–20%) полевошпат-кварцевых песчаников с глауконитом и серо-желтых известковистых глин. Мощность слоев колеблется от 0.25 до 1.8 м, границы четкие, горизонтальные; какой-либо закономерности в изменении мощности слоев обнаружено не было. В песчаниках, как правило, наблюдаются горизонтальные ходы илоедов, которые выполнены порошкообразной массой гидроксидов железа. Но в целом отложения пачки V биотурбированы в меньшей степени, чем нижележащие породы, в них сохраняются реликты первичной микрослоистости). Содержание

терригенного материала в песчаниках составляет от 65 до 85 об. % и уменьшается вверх по разрезу. Местами песчаники приобретают зеленовато-желтый оттенок из-за увеличения содержания глауконита (до 5–7 об. %), что особенно отчетливо вблизи основания пачки по появлению зеленой пятнистости. Глины, напротив, практически лишены примеси глауконита и алеврито-песчаного терригенного материала. При петрографическом исследовании песчаников установлено, что субпараллельные микрослойки, состоящие из обломочного материала (0.1–1 мм) разделяются тонкими (0.05–0.15 мм) прослойками глинистого материала (см. рис. 2г). Песчаники состоят преимущественно из кварца (75–80%), в значительных количествах присутствует кислый плагиоклаз (до 5%). Помимо них присутствует аутигенный глауконит (до 4%) в виде мелких (0.1–0.15 мм) глобуль, и единичные удлиненные чешуйки гидрослюды. Обломки плохо- и среднеокатаны, но при этом хорошо сортированы. Размер обломков 0.15–0.4 мм. Встречаются карбонатные биокласты, представленные фораминиферами (до 1%). Обломочный материал цементируется глинисто-карбонатным веществом, при этом карбонатная часть цемента преимущественно спаритовая. Глинистый материал распределен неравномерно, в основном он разделяет песчаные слойки, но также присутствует в смеси с карбонатным веществом.

Мощность пачки — 16.6 м. Пачка V отнесена к нижнему данию.

Таким образом, пачки I–IV сложены карбонатными породами, которые, начиная с пачки II, заметно обогащены переотложенным глауконитом. По структуре в основном это вакстоуны и пакстоуны. Содержание терригенного обломочного материала в них колеблется от 35 до 50%, однако в верхней части (5 м) пачки IV отмечается постепенное уменьшение содержания терригенной примеси с 35 до 15% вверх по разрезу. Во всех типах карбонатных пород при петрографическом изучении наблюдается значительная биотурбация. Минеральный состав обломочного материала в отложениях пачек I–IV не изменяется.

Пачка V принципиально отличается от нижележащих. Она сложена мощными пластами серо-желтых известковистых песчаников с горизонтальными ходами илоедов, с прослойками серо-желтых глин. Карбонатность песчаников не превышает 25%. Степень биогенной переработки песчаных осадков была значительно ниже, вследствие чего в них сохранилась первичная

горизонтальная микрослоистость, обусловленная присутствием в них очень тонких (0.1 мм) слоев глин. В песчаниках обычно присутствуют аутигенные зерна глауконита, размерность которых (до 0.5 мм) заметно превышает размерность терригенных обломков, такие глобулы не были встречены в нижележащих отложениях.

Граница кампанского и маастрихтского ярусов в изученном разрезе литологически не выражена, а мел-палеогеновая проявляется в виде размыва, представленного бугристой эрозионной поверхностью.

Особенности строения разрезов, текстурно-структурных характеристик и минерального состава изученных маастрихтско-датских отложений позволяют выделить следующие литотипы.

1. Известняки-вакстоуны с микропаритовым цементом. Содержание карбонатного вещества 55–65%. Количество обломочного материала не превышает 35% и представлено алевритовой и мелкопесчаной фракцией преимущественно кварцевого состава, с примесью глауконита и незначительной примесью плагиоклаза; биокластов не более 2–5%. Глауконит, судя по размерности и форме зерен, является переотложенным. Обломочный материал преимущественно среднесортированный и среднеокатанный. В основном этим литотипом сложены пачки II и III.

2. Песчанистые известняки-пакстоуны с микропаритовым цементом. Имеют ряд общих черт с литотипом 1, но отличаются меньшим содержанием карбонатного материала (48–52%), более высоким содержанием терригенной примеси (35–50%) и меньшим количеством биокластов (1%). Терригенная примесь того же состава, что и в литотипе 1 (в т.ч. переотложенный глауконит), но обломки отличаются лучшей сортировкой. Литотип 2 участвует в строении исключительно пачки III.

3. Переслаивающиеся известковистые полевошпат-кварцевые песчаники с глауконитом и известковистые глины. Характеризуются в целом невысоким содержанием карбонатного вещества (до 25%) и преобладанием терригенного обломочного материала (до 85%). В минеральном составе, в отличие от литотипов 1 и 2,

увеличивается количество плагиоклаза (до 5%) и появляется аутигенный глауконит (2–5%). Литотип 3 соответствует пачке V.

4. Тонкослоистые мергели. Содержание карбонатного вещества 30–40%, обломочного материала 20–35%. Минеральный состав обломочного материала такой же, как в литотипе 1, однако доминируют обломки алевритовой размерности. Пачка I полностью сформирована литотипом 4; вместе с тем, он присутствует в пачках II и IV в виде отдельных слоев, мощностью от 0.25 до 5 м.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФОРАМИНИФЕР ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЫ КЛЕМЕНТЬЕВА

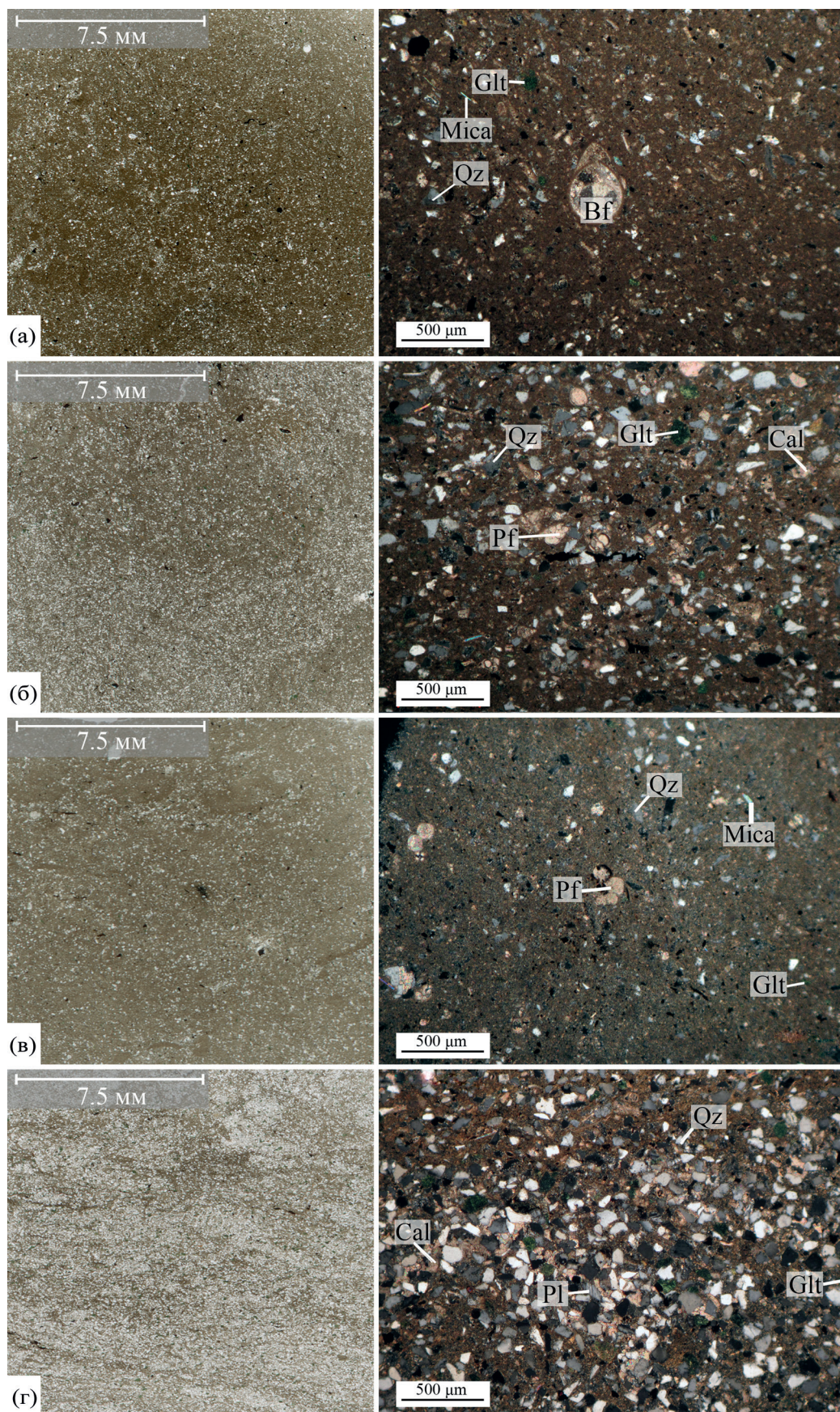
Бентосные фораминиферы

В разрезе горы Клементьева сообщества бентосных фораминифер представлены видами с раковиной секретионного и агглютинированного типа. Анализ вариаций родового разнообразия по разрезу позволил оценить гидрологические характеристики палеобассейна, а также оценить степень влияния глобальных и локальных событий на закономерности распространения сообществ БФ в позднемаастрихтском палеобассейне.

Установленные в разрезе горы Клементьева сообщества БФ отличаются высокими разнообразием (в среднем по изученному стратиграфическому интервалу 10–15 родов) и численностью (в среднем 500–2000 раковин/г). Низкие значения фораминиферного числа характерны лишь для пачки IV (40–110 раковин/г) (рис. 6). Изученные в разрезе БФ принадлежат к семействам как агглютинирующих Rhabdamminidae, Rhizamminidae, Psammosphaeridae, Saccaminidae, Hormosinellidae, Ataxophragmiidae, Spiroplectamminidae, Ammodiscidae, Globotextulariidae, Eggerellidae, Lituolidae, Verneuillinae, Reophaeidae, так и секретирующих Globorotalitidae, Cancrisidae, Cibicidae, Anomalinidae, Vaginulinidae, Gavelinellidae, Vaginulinidae, Nodosariidae, Pulleniidae, Quadrimorphinidae, Turritulinidae, Buliminidae, Bolivinoidea, Bolivinitidae, Alabaminidae, Rzehakinidae форм. Раковины из нижней части обнажения “Б” (пачки II–IV) характеризуются

Рис. 5. Микрофотографии петрографических шлифов маастрихтских и датских пород разреза горы Клементьева (слева — при параллельных николях, справа — в скрещенных николях, с увеличением).

а — известняки-вакстоуны пачки II (обр. 6); б — известняки-пакстоуны пачки III (обр. 17); в — мергели (вакстоуны) верхней части пачки IV (обр. 37); г — глауконитсодержащий полевошпат-кварцевый песчаник пачки V (обр. 42). Bf — бентосные фораминиферы, Pf — планктонные фораминиферы, Qz — кварц, Glt — глауконит, Mica — гидрослюда, Pl — плагиоклаз.



хорошей сохранностью. Плохая сохранность раковин из пачки V, вероятно, связана с их перетолжением и/или активной гидродинамикой в исследуемой части палеобассейна.

По морфологии раковины выявлены морфогруппы БФ [Setoyama et al., 2017] секретирующих и агглютинирующих форм (см. рис. 4). Морфогруппы выделялись на основе морфофункционального анализа: форма раковины, как предполагается, связана со стратегией добывания пищи (типом питания) [Koutsoukos, Hart, 1990; Nagy et al., 1995; Frenzel, 2000; Cetean et al., 2011; Setoyama et al., 2017 и др.]. Представители морфогрупп M1, M2b, M2c, M3a, СН-А 1, СН-А 2 и СН-В7 относятся к эпифауне, M2a, СН-А 3, СН-А 5, СН-В1, СН-В3 — к эпифауне или мелкой инфауне, M4b, СН-В4, СН-В5 — к глубокой инфауне. Доминирующий практически в каждом образце морфотип M4b (семейства Globotextulariidae, Eggerellidae, Lituolidae, Verneuillinidae, Reophacidae) характеризует нормальную аэрацию осадка, т.е. исключает эвтрофную, застойную обстановку.

Анализ доминирования различных морфогрупп в отложениях изученного разреза позволил выделить несколько этапов развития сообщества БФ.

Первый этап (пачка II — основание пачки IV, обр. 1–17) отвечает началу позднего маастрихта. Породы характеризуются преимущественно низкой численностью БФ (в среднем 760 раковин/г) и относительно невысоким видовым разнообразием (в среднем 8–12 родов). Отмечается два аномальных эпизода: ранний, с высоким разнообразием (на уровне обр. 1, 22 рода), и поздний, с высокой численностью (в интервале обр. 11–13, 970–2890 раковин/г породы), средним разнообразием (11–12 родов).

Комплекс примерно в равной степени представлен секретирующими и агглютинирующими БФ, с незначительным увеличением числа первых в обр. 4. Среди агглютинирующих преобладает морфогруппа M4b (59–100%). На уровне обр. 2, 7 и 12 увеличивается содержание M2a (до 55%). Секретирующие формы представлены следующими морфогруппами: СН-А1, СН-А2, СН-А3, СН-А5, СН-В1, СН-В3, СН-В4, СН-В5 (см. рис. 4, 6). В сообществах отчетливо проявлены три фазы: первая (обр. 1–8) без доминантов, вторая (обр. 9–13) с доминированием СН-В1 (семейство *Nodosariidae*, до 67%) и третья (обр. 14–17) с доминированием СН-А2 (*Cancrisidae*, *Cibicididae* и *Anomalinidae* до 42–48%). Первый этап отличается низкой долей эпифауны (роды

Gavelinella, *Brotzenella*, *Cibicidoides*, *Alabamina*, *Stensioeina*). При этом, в начале этапа наблюдается ее снижение с 25% (интервал обр. 1–3) до 3% (интервал обр. 4–13), с последующим восстановлением до 24–27% (обр. 14–17). Преобладают (73–97%) сообщества инфауны, среди которых значительную часть составляют представители глубокой инфауны: *Remessella*, *Gaudryina*, *Dorothia*, *Tritaxia*, *Marssonella*, *Arenobulimina*, *Gerochammina*, *Hormosina*, *Reophax*, *Subreophax*, *Bulbobaculites*, *Ammobaculites*.

Второй этап (пачка IV, обр. 18–39) соответствует второй половине позднего маастрихта. На его ранней стадии (интервал обр. 18–27) численность БФ значительно увеличивается (до 1220 раковин/г). Начало поздней стадии ознаменовано их высоким обилием (до 2000 раковин/г), которое постепенно уменьшается (до 340 раковин/г, обр. 37). Аналогичный тренд демонстрирует видовое разнообразие: в целом увеличивается на ранней стадии и затем постепенно снижается. Исключением является аномальный эпизод (интервал обр. 28–29), когда на фоне максимальной численности наблюдается минимальное разнообразие. В целом, комплекс примерно в равной степени содержит агглютинирующие и секретирующие раковины с доминированием представителей инфауны морфогруппы M4b.

Примечательно, что на уровнях обр. 18, 20, 21, 27, 34 и 39 доминант M4b меняется на эпифаунных фораминифер агглютинирующего типа *Rhizammina* (морфогруппа M1) до 81–89%. Морфогруппа M1 объединяет прямостоящие трубчатые раковины, которые характерны для континентального склона и его подножья с постоянными (контурные) или периодическими (турбидитные) течениями и низким содержанием органического вещества вблизи морского дна [Kaminski et al., 2005]. В конце этапа (обр. 32–39) доля эпифауны увеличивается до 36–48% за счет секретиционно-известковых представителей (морфогруппа СН-2).

Соответственно, интервалы с доминированием инфауны (морфогруппы M4b, СН-В4, СН-В5) показывают нормальный уровень кислорода и олиготрофную обстановку во время формирования пачки IV; в то время как уровни с доминированием эпифауны — рост трофности и дизоксидную обстановку.

Третий этап (пачка V, обр. 40–45) соответствует нижнему данию, и выделен по наименьшему разнообразию и численности БФ. Следует отметить, что в обр. 40 численность БФ

максимальна (1840 раковин/г). В обр. 41 доля агглютинирующих возрастает до 93% за счет глубокой инфауны морфогруппы М4b и мелкой инфауны М2а (*Psammospaera*), последняя составляет до 29–45%. Среди секретирующих в обр. 39 и 45 доминируют представители морфотипа СН-В7 (инфаунный *Osangularia*, до 37%), а в обр. 41 и 42 – СН-А3 (эпифауна/мелкая инфауна, до 14%).

Представители рода *Psammospaera* обладают способностью повторно заселять нарушенную поверхность субстрата [Kaminski, 1985; Kaminski et al., 1988, 1995]. Поэтому сообщества, в которых они преобладали, могли существовать в условиях активной гидродинамики вод (например, волновое воздействие или подводные течения).

Согласно проведенному морфофункциональному анализу выделенные 3 этапа развития бен-тосных фораминифер связаны с разными палео-экологическими обстановками. Агглютинирующие раковины в пачках II–V составляют около 40–60% от общего количества БФ и отличаются относительно высоким видовым разнообразием, что согласуется с результатами предыдущих исследователей [Кобаевич и др., 2007]. Такие сообщества обычно ассоциируются с обстановками континентального склона [Sliter, Baker, 1972; Kaminski, 1988; Kaminski et al., 2005]. Исходя из видового состава комплексов, сообщества БФ из кlementьевской свиты можно отнести к “ассоциации *Marssonella*”, выделяемой Д. Хейгом [Haig, 1979] в пределах открытого континентального шельфа или более широко – для глубин шельфа и континентального склона. Значительное содержание представителей секретирующих форм *Nodosariidae*, *Turrilinae*, *Buliminidae* (морфотипы СН-В-1, СН-В-4, глубокая инфауна) и агглютинирующих *Rhabdamminidae*, *Verneuillinae*, *Reophacidae* (морфотип М4b, глубокая инфауна) указывает на обстановку внешнего шельфа–верхней батиали [Haig, 1979; Cetaan et al., 2011].

Принципиальные отличия в сообществах БФ второго (IV пачка) и третьего этапов (V пачка) напрямую связаны с мел-палеогеновым событием (глобальная регрессия) [Coccioni, Marsili, 2007]. В раннем дании реконструируется мелководный бассейн (по полному исчезновению планктонных фораминифер) с активной гидродинамикой (по доминированию *Psammospaera*).

Планктонные фораминиферы

Таксономическое разнообразие и численность планктонных фораминифер из обнажения “А” (обр. н-1 н-4) весьма схожи с нижней

частью слоев с *Laeviheterohelix glabrans*, которые ранее были выделены нами в кудринской и бешкошской свитах в пачках XIX–XX (по [Алексеев, 1989]) разреза Бешкош ЮЗ Крыма [Прошина, Рябов, 2023].

Анализ планктонных фораминифер из кlementьевской свиты (обнажение “Б”) основан на видовом разнообразии и численности, а также на количественном соотношении морфогрупп планктонных фораминифер и отношении ПФ к БФ (см. рис. 3). Здесь важно отметить, что в исследованных отложениях в целом преобладают крайне мелкие раковины (обычно до 0.1 мм) спирально-винтовых ПФ. Разнообразии было подсчитано для фракции >0.063 мм на основании определения первых отобранных 300 раковин из каждого образца, вне зависимости от их сохранности (см. рис. 3). Следует отметить, что сохранность фораминифер часто средняя, что выражено присутствием обломков раковин ПФ без следов их перекристаллизации, а наннопланктона – и вовсе плохая. Можно сделать предположение об автохтонности раковин и их фрагментов, но сохранение зональной последовательности (и фораминифер, и наннопланктона) в изученном разрезе указывает только на придонный перемыв осадка без существенного перемешивания.

Разнообразие планктонных фораминифер и их численность в верхнем маастрихте Восточного Крыма оказались на порядок выше, чем в Юго-Западном [Прошина, Рябов, 2023]. Спирально-винтовые формы представлены 9 родами: двухрядных *Pseudoguembelina* Brönnimann et Brown, *Planoheterohelix* Georgescu et Huber, *Laeviheterohelix* Nederbragt, *Hartella* Georgescu et Abramovich, *Praegublerina* Georgescu, Saupe et Huber, *Braunella* Georgescu, *Pseudotextularia* Rzehak, и многорядных *Planoglobulina* Cushman и *Racemiguembelina* Montanaro Gallitelli. На фоне постоянного присутствия во всех образцах трехрядного вида-оппортуниста терминального мела *Guembelitra cretacea* Cushman [Keller et al., 2018], в комплексах ПФ преобладают гетерогелициды (см. рис. 3), и вверх по разрезу их разнообразие растет за счет постепенного появления многорядных таксонов и планомерного развития рода *Pseudoguembelina*. Второстепенное значение в комплексах имеют соразмерные им спирально-плоскостные формы *Planohedbergella* Boudagher-Fadel, Banner, Whittaker, et McCarthy и спирально-конические глобигерины родов *Archaeoglobigerina* Pessagno, *Rugoglobigerina* Brönnimann, *Rugotruncana* Brönnimann et Brown и *Trinitella* Brönnimann, а также мелкие раковины

Globotruncanella Reiss. Этим родам сопутствуют редкие, но типичные для маастрихтских отложений Тетической области глоботрунканы *Abathomphalus Bolli*, *Loeblich, et Tappan*, *Globotruncana Cushman*, *Contusotruncana Korchagin* и *Globotruncanita* Reiss.

Прогрессирующее развитие планктонных фораминифер в позднем маастрихте (пачки II–IV, обр. 1–39) указывает на стабильные условия осадконакопления и благоприятную палеоэкологическую обстановку, которая определялась значительной удаленностью от берега, довольно значительными глубинами и высокой биопродуктивностью фотического слоя, что наиболее близко соответствует переходной зоне континент–океан. Кратковременные резкие флуктуации численности ПФ можно объяснить изменением содержания карбонатного вещества, но не перестройкой комплексов планктонных фораминифер. Нужно отметить, что нижняя часть обнажения (пачка II) насыщена только мелкими раковинами плохой сохранности, что может указывать на протекающие процессы переотложения.

Выявленные в пачках II–IV комплексы ПФ близки к позднемаастрихтским ассоциациям, типичным для тропических/субтропических пелагических карбонатов Северной Атлантики [Huber et al., 2022]. Разнообразие гетерогелицид в клементьевской свите сопоставимо с установленным в классическом пелагическом разрезе Губбио, Италия [Premoli Silva, Sliter, 1995; Coccioni, Premoli Silva, 2015]. Тем не менее, в разрезе горы Клементьева численность раковин глоботрунканид на порядок меньше. В терминальной части пачки IV не выявлена зона терминальной части маастрихта *Plummerita hantkeninoides* [Pardo et al., 1996] по ПФ, а также не установлены признаки кризиса планктонных сообществ рубежа мела–палеогена [Keller, MacLeod, 1995; Keller, 2002; Abramovich, Keller, 2003; Keller et al., 2018 и др.]. В пачке V (начиная с уровня обр. 40) планктонные фораминиферы не были встречены, и в ней авторами установлена зона NP2 (нижний даний) по известковому наннопланктону. Таким образом, нами выявлено отсутствие терминальной части маастрихта и базальных горизонтов дания в разрезе горы Клементьева, в объеме не менее интервала зон P. *hantkeninoides* (по ПФ) и NP1 (по наннопланктону).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЫ КЛЕМЕНТЬЕВА

Анализ содержания основных петрогенных и рассеянных элементов в верхнемеловых породах,

и их распределение по разрезу горы Клементьева указывают на нормальный химический состав всех представленных в разрезе литотипов по сравнению с усредненным составом континентальной коры (по [Wedepohl, 1995]), а небольшие отклонения в поведении отдельных элементов не имеют существенного индикаторного значения. Так, по результатам расчета коэффициента обогащения EF для основных петрогенных элементов (Si, Fe, Ti, Mn, K, Al), значения попадают в диапазон 0.5–5 и являются нормальными показателями для большинства осадочных пород [Turgeon, Brumsack, 2006]. С другой стороны, элементы P, Cu, Ni и Zn, которые прямо или косвенно связаны с биопродуктивностью [Bruland, 1980; Coleman, 1998; Cárdenas, Harries, 2010; Sweere et al., 2023]), демонстрируют положительные аномалии (EF от 6 до 100), что является нормальным для биогенных карбонатных отложений. В связи с тем, что использование значений EF, характеризующих степень обогащения или обеднения осадка тем или иным элементом, в большинстве случаев не дает полной информации об условиях осадконакопления, мы использовали также и геохимические параметры Zr/Al, Ti/Al, Si/Al и Fe/Mn (рис. 7).

Ti и Zr — химически инертные элементы, которые обычно накапливаются в устойчивых минералах тяжелой фракции осадков (циркон, анатаз, рутил, брукит и т.д.), кроме того, Ti часто входит в состав глинистых минералов. Эти элементы, как правило, попадают в осадок вместе с терригенным материалом [Wagreich, Koukal, 2020 и мн. др.]. Обычно используют нормированные на алюминий значения, которые позволяют пренебречь влиянием на химический состав автохтонного бассейнового материала (биогенных карбонатов и кремнезема, а также ряда аутигенных минеральных образований). Таким образом, Ti/Al и Zr/Al — показатели интенсивности привноса терригенного материала в ту или иную часть палеобассейна. и в определенной степени индикаторы палеоклиматических обстановок, так как количество сносимого с суши обломочного материала зависит от интенсивности разрушения материнских пород, что контролируется климатическими факторами. Параметр Ti/Al, по сравнению с Zr/Al, в большей степени зависит от материала источников сноса и от климатических особенностей площади сбора [Лисицын, 1978; Юдович, Кетрис, 2011; Енгальчев, Панова, 2011; Wagreich, Koukal, 2020].

Известняки пачки II характеризуется минимальными значениями Zr/Al, в известняках и мергелях пачек III и IV он несколько

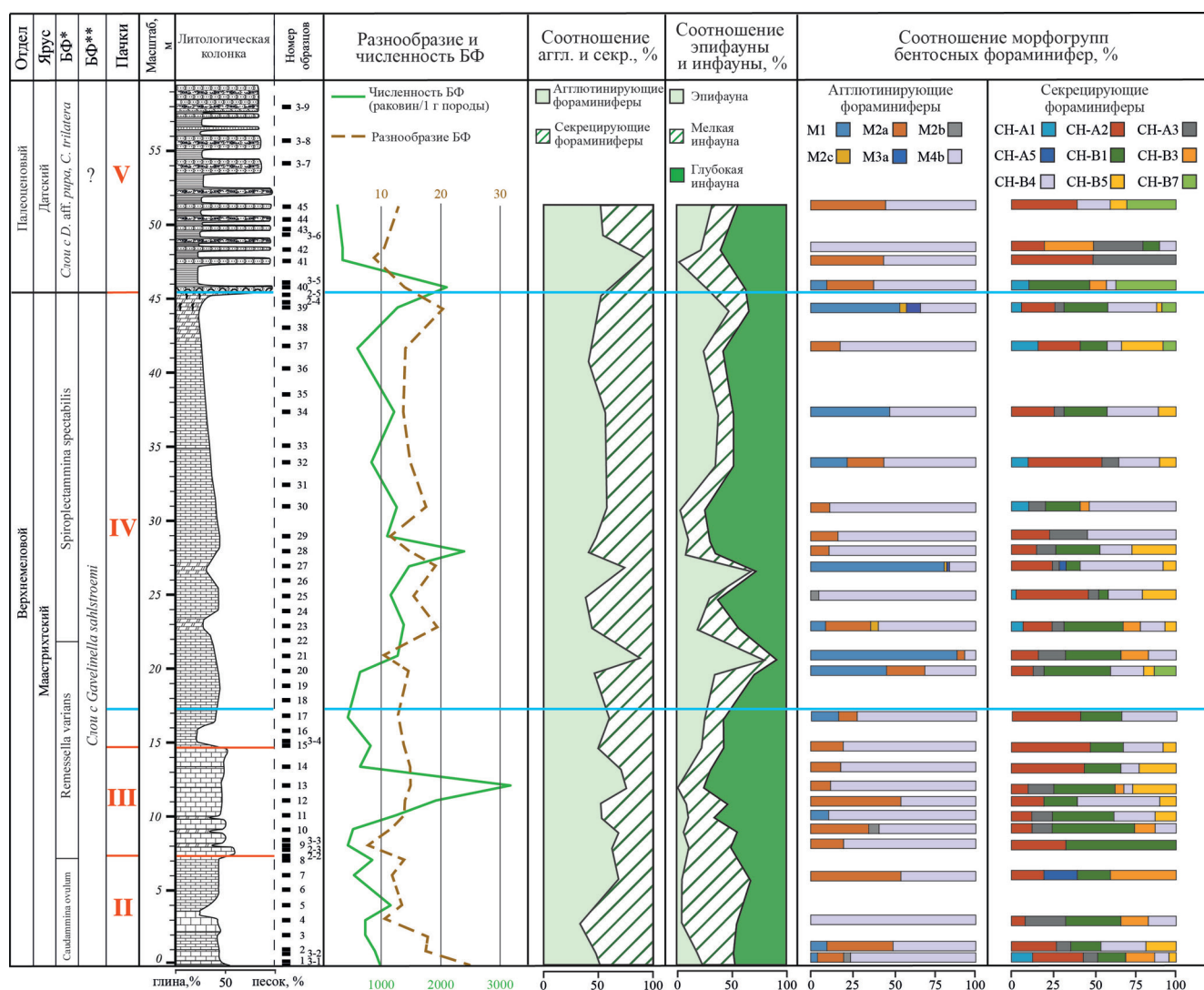


Рис. 6. Изменения в структуре сообществ бентосных фораминифер разреза горы Клементьева. Графики разнообразия и численности бентосных фораминифер, динамики соотношения агглютинирующих (аггл.) и секретирующих (секр.) бентосных фораминифер, количественные изменения морфогрупп бентосных фораминифер. D. = *Dorothia*, C. = *Charoides*. Синими линиями показаны границы этапов развития сообществ БФ. Условные обозначения см. рис. 3.

возрастает, однако в верхней части пачки IV, в слое мергелей, вновь опускается до практически минимальных значений. Для песчаников пачки V характерны наибольшие значения Zr/Al в разрезе, причем у основания пачки фиксируются максимальные значения.

Для Ti/Al выявлены характерные изменения, которые коррелируются с литологическими изменениями, положенными в основу выделения пачек.

В известняках и мергелях пачки II наблюдается высокая вариабельность значений Ti/Al (от 0.24 до 0.52), а выше по разрезу в известняках и мергелях пачки III и в нижней части пачки IV

(вплоть до слоя 13, см. рис. 7) значения Ti/Al в целом уменьшаются, вместе с этим уменьшается разброс значений (0.15–0.29). В верхней части пачки IV (мергели слоя 14) среднее значение и диапазон вариабельности продолжают уменьшаться (0.13–0.23). В пачке V установлены минимальные значения Ti/Al (0.11–0.15).

Для оценки гидродинамической активности и относительной глубины осадконакопления были рассчитаны отношения Si/Al и Fe/Mn (см. рис. 7). При отсутствии породообразующих кремневых организмов и постоянных источниках сноса терригенного материала, можно считать, что колебания значений Si/Al обусловлены изменениями гидродинамического режима

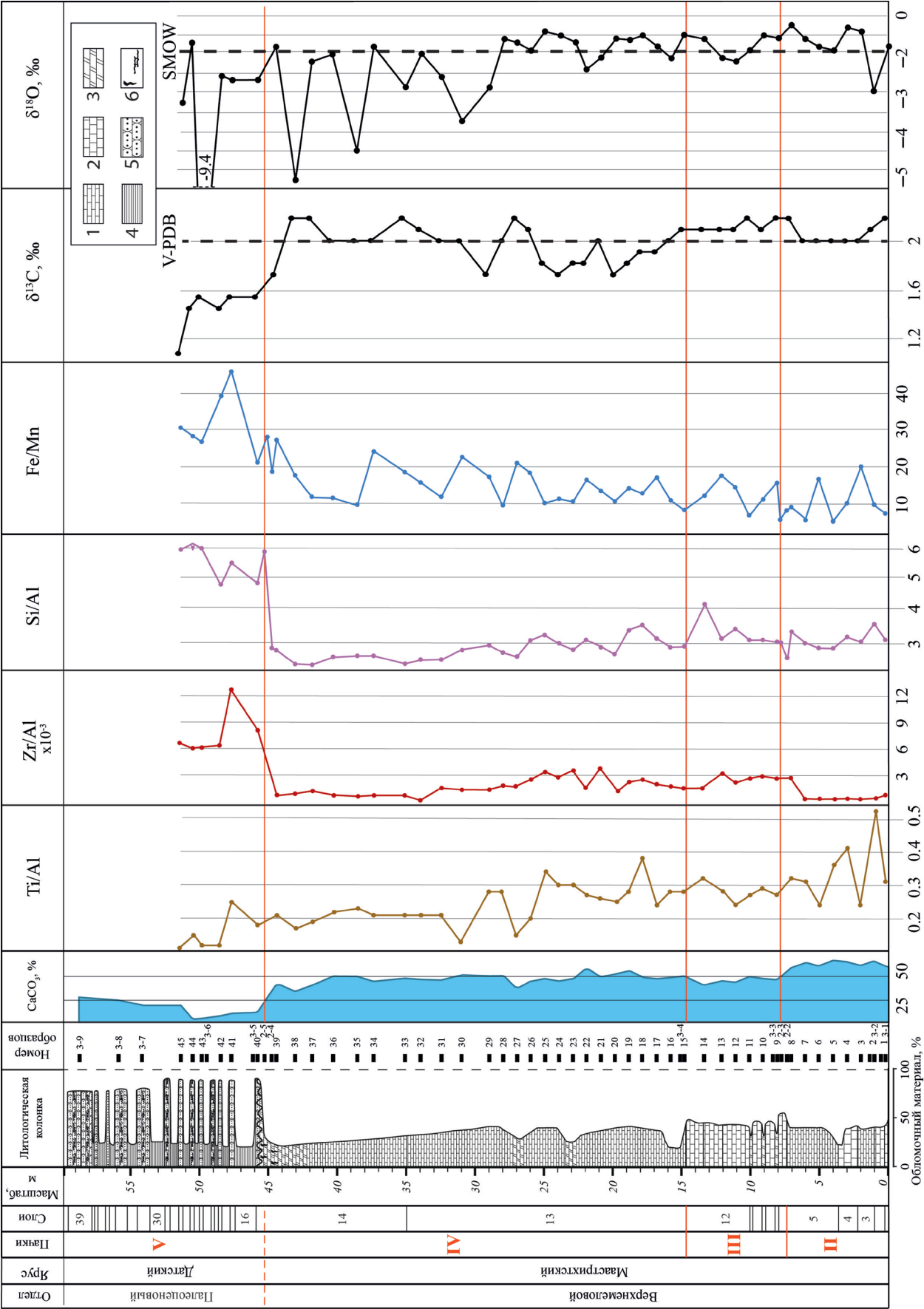


Рис. 7. Распределение величин геохимических показателей Ti/Al, Zr/Al, Si/Al, Fe/Mn и значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (в карбонатах) в маастрихтско-датских породах разреза горы Клементьева. Условные обозначения см. рис. 3.

в морских обстановках осадконакопления, т.е. чем шире диапазон колебаний этого показателя, тем выше гидродинамическая активность. Fe/Mn — показатель глубины осадконакопления, основанный на изменении валентностей этих элементов и, следовательно, перехода из растворимой формы в нерастворимую [Резников, 1962; Юдович, Кетрис, 2011]. Чем ниже это отношение, тем в более глубоководном бассейне происходило накопление осадков.

В пачках II–IV значения Si/Al почти не изменяются, но отмечается относительно небольшой разброс значений (2.85–4.26), за исключением верхней части пачки IV (слой 14), где они слабо изменяются (2.71–3.62). На границе пачек IV и V (обр. 2–4 и 2–5, см. рис. 7) значения Si/Al резко увеличиваются до 5.88 и остаются приблизительно на этом уровне вплоть до кровли пачки V.

Тренд изменений отношения Fe/Mn близок к Si/Al. Несмотря на вариации этого показателя, в разрезе можно выделить два геохимических интервала с разным уровнем его значений: первый — пачки II–IV, где Fe/Mn колеблется в диапазоне 7.39–21.26; и второй — пачка V, где значения Fe/Mn более высокие, а изменения происходят в диапазоне 22.60–56.93.

Как было установлено петрографически и рентгеноструктурными методами, минеральный состав обломочного материала один и тот же в гранулометрически различных отложениях всего изученного разреза, поэтому можно считать, что источники сноса не менялись на протяжении всего времени накопления пачек II–V. Таким образом, по-видимому, установленные колебания Ti/Al могли быть обусловлены изменениями интенсивности привноса терригенного материала, флуктуациями климата или изменяться под влиянием обоих факторов. В работе М. Вагрейха и В. Кьюкал, посвященной геохимии меловых пелагитов [Wagreich, Koukal, 2020], было отмечено, что уменьшение значений Ti/Al происходит также и при переходе от прибрежно-морских к мелководным и глубоководным морским обстановкам.

Так как и Zr/Al, и Ti/Al характеризуют терригенный материал, особенности их распределения по разрезу можно объяснить сходными факторами. На протяжении формирования пачки II накопление терригенного материала

практически не происходило, а начиная с пачки III привнос его несколько активизировался. Такой режим сохранялся до окончания накопления средней части пачки IV (слоя 13), после чего количество поступающего терригенного материала постепенно уменьшалось до окончания формирования этой пачки. Начало формирования пачки V характеризовалось резко возросшей интенсивностью терригенного сноса, которая позднее уменьшалась. Значение параметра Ti/Al постепенно уменьшается от основания пачки II до кровли разреза, что можно интерпретировать как свидетельство аридизации климата в пределах территории источников сноса, увеличения глубины осадконакопления или изменения скорости накопления карбонатного вещества. Стоит отметить, что значения Ti/Al, рассчитанные для отложений пачки V, не могут напрямую сравниваться со значениями в нижележащих отложениях.

С учетом данных петрографических исследований, анализа размерности и степени сортированности обломочного материала, поведение геохимического показателя Si/Al можно объяснить следующим образом. Пачки II–IV накапливались в спокойной гидродинамической обстановке, однако для пачки III реконструируется относительно более активная гидродинамическая среда. Осадконакопление слоя 14 пачки IV протекало в наиболее гидродинамически спокойных условиях, в то время как пачка V — при заметно более активном гидродинамическом режиме.

Анализ распределения значений Fe/Mn по разрезу позволил подтвердить разделение отложений, накапливавшиеся в глубоководных условиях (пачки II–IV) и в мелководных обстановках (пачка V), которое было выполнено по литологическим и палеоэкологическим признакам.

Таким образом, изменения значений выбранных геохимических показателей, величин содержания карбонатного вещества и количества обломочного материала в отложениях позволили подразделить разрез на два литостратиграфических и, соответственно, геохимических интервала, сложенных генетически различными морскими отложениями: нижний — пачки II–IV и верхний — пачка V. Нижний формировался в глубоководных условиях, при слабой динамике водных масс, верхи пачки IV по геохимическим

параметрам являются наиболее “глубоководными” и, по видимому, накапливались в спокойной гидродинамической обстановке на фоне низких скоростей поступления терригенного материала. Верхний интервал (пачка V), напротив, формировался в обстановках мелководья с заметно более высокой гидродинамической активностью.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ОТЛОЖЕНИЯХ ГОРЫ КЛЕМЕНТЬЕВА

Изотопный состав углерода и кислорода был проанализирован в 45 образцах, отобранных в верхней части разреза (обнажение горы Клементьева. Общий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ находится в интервале от 1.0 до 2.2‰, а значений $\delta^{18}\text{O}$ — от –9.5 до –1.3‰.

Профиль кривой изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ по разрезу, вскрывающемуся в обнажении “Б”, разбивается на четыре отрезка (см. рис. 7).

В нижних 15 м (известняки и мергели пачки II и III) величины $\delta^{13}\text{C}$ (2.0–2.2‰) изменяются незначительно, диапазон колебаний лежит в пределах аналитической ошибки. В нижней части пачки IV и значения $\delta^{13}\text{C}$ снижаются до 1.7...1.8‰ и остаются такими на протяжении 10 м разреза, возвращаясь к 2.0...2.2‰ в верхних 20 м пачки IV. С подошвой дания (основание пачки V) совпадает следующий, более значительный по амплитуде сдвиг значений изотопно-углеродной кривой, связанный с уменьшением величин $\delta^{13}\text{C}$ до 1.4–1.7‰, с минимальным значением 1.0‰. На границе маастрихта и дания, как было показано выше, происходит резкое уменьшение карбонатности пород.

Установлено, что корреляция между изотопным составом углерода и кислорода отсутствует. В нижней части изученного разреза доминирующая часть образцов (обр. 1–28) ограничена величинами $\delta^{18}\text{O} = -2.2...-1.2\text{‰}$. Выше по разрезу (интервал обр. 28–45), на фоне этого плато, в пределах которого разброс точек носит хаотический характер, отмечаются резкие отрицательные экскурсы $\delta^{18}\text{O}$, амплитуда которых увеличивается в верхней части разреза, достигая минимума (–9.3‰), в пачке V.

Для расчета температур образования карбонатов использовалась формула [Epstein et al., 1953]:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 16.5 - 4.3(\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}}) + 0.14(\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}})^2,$$

где $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ — измеренная величина в карбонате, а $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}} = -1.1\text{‰}$ — изотопный состав воды в “ice

free” Меловом океане, который, согласно современным представлениям [Grossman, Joachimski, 2020] был обеднен по сравнению с современным на 1.1‰ ввиду отсутствия покровных ледников в Антарктиде и Гренландии.

Для большинства проб из обнажения “Б” на уровне плато рассчитанные температуры образования карбонатов составляют $20 \pm 2^{\circ}\text{C}$, что указывает на субтропические/тропические палеообстановки в бассейне. Резкие уменьшения значений не подлежали температурной интерпретации, так как они не дают достоверных результатов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточного Крыма имеют долгую историю изучения, однако работы предшественников выполнены с разной степенью детальности и в некоторых выводах противоречат друг другу.

В работе Н.И. Маслаковой [1959] маастрихтские и датские отложения восточного Крыма описаны в обнажениях горы Коклюк, горы Клементьева и Белый Яр (Феодосия). Маастрихтские отложения залегают преимущественно на кампанских породах или на более древних. Разрезы маастрихта сложены в основании известняками и мергелями, переходящими в известковистые песчаники. Согласно Н.И. Маслаковой, датские отложения восточного Крыма согласно залегают на маастрихтских, сложены песчанистыми мергелями с прослоями известковистых песчаников и насыщены глауконитом. В работе А.С. Алексеева с коллегами [2005] маастрихтская часть разреза горы Клементьева упоминается как ритмично чередующаяся толща мергелей и алевроитов с прослоями, насыщенными глауконитом, которая залегает на отложениях альба.

Наиболее полно разрез горы Клементьева описан в работе Е.В. Яковишиной, Л.Ф. Копачевич с коллегами [Яковишина и др., 2008]. Согласно этой работе, маастрихтские отложения залегают на альбе, в основании разреза установлены мергели, которые вверх по разрезу сменяются переслаивающимися алевроитовыми и глинистыми известняками. Вблизи кровли маастрихтских отложений в толще известняков появляются прослои известковистых песчаников и увеличивается содержание глауконита. Датские отложения отделяются от маастрихтских поверхностью отчетливо выраженного несогласия и представлены чередующимися мшанково-криноидными известняками и мергелями.

Е.В. Яковишина с соавторами [Яковишина и др., 2008] выделяет в разрезе горы Клементьева пять литотипов: 1) иловый известняк (мадстоун), 2) зернисто-иловый известняк (вак-мадстоун), 3) алевролитистый известняк (вакстоун), 4) песчанистый известняк (пакстоун), 5) кварц-глауконитовый песчаник. С учетом структурно-текстурных особенностей пород и анализа фораминиферных сообществ в работе были реконструированы обстановки седиментации. Так, по данным Е.В. Яковишиной с соавторами [Яковишина и др., 2008], маастрихтская часть разреза формировалась в обстановках глубоководного шельфа, которые к рубежу маастрихта—даня постепенно сменились на верхнюю часть континентального склона. Датские отложения накапливались в условиях мелководного шельфа.

Полученные нами данные о структурно-текстурных особенностях и минеральном составе отложений, а также выводы из анализа сообществ фораминифер несколько отличаются от приведенных в работах предшественников.

По результатам биостратиграфического исследования клементьевская свита залегает на глинисто-карбонатных отложениях пограничного интервала кампана-маастрихта, хотя соотношение между обнажениями “А” и “Б” установить не удалось. Нужно отметить, что так же, как и в Ю-З Крыму, рубеж кампана и маастрихта ознаменован здесь скрытым стратиграфическим перерывом в объеме не менее двух зон по БФ [Барабоскин и др., 2020; Прошина, Рябов, 2023], который не проявлен литологически.

В разрезе клементьевской свиты нами установлены четыре литотипа. Обнажение “А” представлено верхнекампанскими и нижнемаастрихтскими мергелями (литотип 4), подошва и кровля которых скрыта осыпями. Выше в верхнемаастрихтском обнажении “Б” (пачки II–IV) снизу—вверх последовательно сменяют друг друга известняки-вакстоуны (литотип 1), известняки-пакстоуны (литотип 2), известняки-вакстоуны (литотип 1) с прослоями мергелей (литотип 4). В основании датской части разреза трассируется явно видимая эрозионная поверхность, а пачка V представлена переслаиванием известковистых глауконитосодержащих полевошпат-кварцевых песчаников и известковистых глин (литотип 3).

По результатам морфофункционального анализа бентосных фораминифер, в верхнемаастрихтской части разреза (пачки II–IV) практически в каждой пробе превалирует морфотип M4b, характерный для обстановок батиаля

с нормальной аэрацией осадка. На отдельных уровнях в пачке IV доминируют представители морфогруппы M1, более типичной для обстановок континентального склона и его подножья с постоянными (контурные) или периодически (турбидитные) течениями, с низким содержанием питательных веществ в водах на значительных глубинах до 600–1200 м [Kaminski et al., 2005]. Такая смена доминантов во время формирования верхней части пачки IV, вероятно, отражает флуктуации уровня моря. Нами не были обнаружены следы оползневых процессов или каких-либо других структурно-текстурных признаков гравитационного перемещения осадка, как непосредственно в обнажении, так и при петрографическом исследовании образцов.

Результаты литолого-геохимического анализа позволили выявить в разрезе обнажения “Б” (пачки II–V) два резко отличающихся интервала, граница которых совпадает со стратиграфическим перерывом на рубеже маастрихта и даня. Литологические особенности, содержание карбонатного вещества, размерность обломочного материала и значения Zr/Al , Ti/Al , Si/Al , Fe/Mn , полученные для нижнего интервала (пачки II–IV) указывают на накопление осадка в глубоководных условиях с малоинтенсивным сносом терригенного материала и при слабой гидродинамике. При этом в верхней части пачки IV (см. рис. 7) отмечается наиболее низкое содержание обломочного материала, характерны минимальные значения геохимических показателей, а также незначительные вариации в сообществах бентосных и планктонных фораминифер. Эти признаки прямо указывают на значительную удаленность от берега, слабую гидродинамическую активность. Верхний интервал (пачка V) резко отличается по строению, литологическим особенностям отложений, значениям геохимических показателей и таксономическому составу бентосных фораминифер, а также характеризуется отсутствием планктонных фораминифер. Пачка V накапливалась в мелководных обстановках внутреннего шельфа с терригенной седиментацией и высокой гидродинамической активностью (по [Рединг, 1990]).

По комплексу литологических признаков [Селли, 1989; Stow, Tabrez, 1998 и др.], верхнемаастрихтская часть разреза, представленная практически монотонной толщей известняков, соответствует пелагическим обстановкам накопления: 1) карбонатные породы состоят главным образом из планктона; 2) отложения интенсивно биотурбированы вплоть до полного разрушения

первоначальной текстуры; 3) размерность обломочного материала 0.05–0.15 мм; 4) среди бентосных фораминифер доминантом является морфогруппа M4b, обитающая в гидродинамически спокойных условиях на значительных глубинах; 5) комплексы ПФ близки к позднемаастрихтским ассоциациям, которые характерны для тропических/субтропических пелагических карбонатов Северной Атлантики [Huber et al., 2022], а разнообразие спирально-винтовых ПФ является сопоставимым с ранее установленным в классическом пелагическом разрезе Губбио, Италия [Premoli Silva, Sliter, 1995; Coccioni, Premoli Silva, 2015].

Следует отметить, что в пачке III, по сравнению с пачками II и IV, несколько возрастает содержание обломочного материала. Вероятно, это было обусловлено уменьшением глубины морского бассейна, как это показано на примерах пелагических меловых разрезов в работе М. Вагрейха и В. Кьюкал [Wagreich, Koukal, 2020].

Пелагиты (по [Stow, Tabrez, 1998]) определяются как донные отложения морских бассейнов, накопившиеся в результате медленного осаждения тонкодисперсных частиц взвеси в толще воды, вдали от побережья. Карбонатные разновидности пелагитов обычно состоят из раковин фораминифер или наннопланктона [Селли, 1989]. Отложение и состав пелагических осадков контролируются следующими факторами: 1) биопродуктивностью водной толщи, которая контролирует количество биогенных частиц, вырабатываемых преимущественно планктонными организмами в поверхностных водах; 2) расстоянием от береговой линии, что определяет степень разбавления осадка терригенным материалом; 3) глубиной морского бассейна, которая является фактором, контролирующим сохранение биогенных частиц в процессе оседания на дно; 4) контурными и придонными течениями, перераспределяющими донные осадки [Birgenheier, Moore, 2018].

В работе М. Santantonio [1994] было показано, что карбонатные пелагические осадки встречаются на различных глубинах ниже базиса волнового воздействия и располагаются как в абиссальной части, так и в специфических участках морского дна, сформированных в основном тектоническими процессами (депрессии, глубоководные желоба или трог). Так, для карбонатных пелагитов или гемипелагитов необходимыми условиями накопления являются слабонаклонная (до 1°) поверхность дна морского бассейна, отсутствие или минимальная гидродинамическая

активность. В работах М. Santantonio локализация карбонатных пелагитов объясняется тектоническим обособлением выровненных площадок во время формирования системы горстов и грабенов на дне палеобассейна, обусловленного рифтингом, или сдвиговыми движениями при образовании пассивных океанических окраин.

Существование таких условий в позднемеловое время для восточной части Горного Крыма вполне вероятно. Согласно палеотектоническим реконструкциям А.М. Никишина и его коллег [Nikishin et al., 2012, 2015], активный рифтинг в Черноморском бассейне существовал с апта по альб, и сопровождался активным вулканизмом и широко проявленными процессами перестройки морского бассейна в северной части Черноморского региона, включая Крым. Этими авторами было показано существование погружающихся грабенов и в Восточном Крыму в сантонское время. Таким образом, маастрихтские отложения района горы Клементьева могли формироваться в грабенообразных унаследованных структурах, что объяснило бы накопление глубоководных пелагических осадков. Вместе с тем, в исследованных нами пробах часто присутствуют пыльца и споры растений, обломочный материал имеет различную сортировку и степень окатанности, эти факты свидетельствуют о том, что терригенный материал не претерпевал длительную транспортировку. Вероятно, осадконакопление происходило в обстановках пространственно-ограниченной относительно глубоководной структуры, таких же, как погруженная часть внешнего шельфа внутри грабенообразной унаследованной структуры Судакского трога [Nikishin et al., 2012, 2015].

На основании детальных геохимических исследований в глубоководных осадках маастрихта–дания установлены проявления двух глобальных изотопно-углеродных событий [Cramer, Jarvis, 2020]: среднемаастрихтский положительный экскурс (ММЕ – Mid-Maastrichtian Event) с амплитудой около 1‰, возраст которого 68–69 млн лет, и близкий по амплитуде мел-палеогеновый отрицательный экскурс (КРгЕ – Cretaceous-Paleogene Event), который связывается с массовым вымиранием и сокращением общей биопродуктивности на рубеже мезозоя и кайнозоя. Событие ММЕ в изученном разрезе горы Клементьева не выявляется, а незначительное понижение величин $\delta^{13}\text{C}$, очевидно, имеет локальное распространение. Более значительное уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ в V пачке приурочено к осадкам раннего дания.

Построенная нами изотопная кривая $\delta^{13}\text{C}$ по разрезу горы Клементьева подобна кривым из маастрихт-датских разрезов сопредельных территорий. В разрезе маастрихта—дания горы Кошак (Мангышлак, Западный Казахстан) [Найдин, Кияшко, 1989; Найдин, 1993] выявлены схожие тренды: повышение значений $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части маастрихта (обр. 1—16), а затем негативный сдвиг значений $\delta^{13}\text{C}$ в терминальном маастрихте (2.3—2.4‰) (обр. 17—36) и в нижнем дании (до 1.4‰) (обр. 37—45). В разрезах Северо-Восточного Кавказа (Горный Дагестан [Гаврилов и др., 2019]) значения изотопов углерода показывают близкий тренд: в верхней части маастрихтских отложений наблюдается возрастание величины $\delta^{13}\text{C}$ от 2.3 до 3‰, а при переходе от маастрихтских к датским происходит постепенное уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ от 3 до 1.5‰. Наши данные хорошо согласуются с выявленной в разных регионах Земного Шара динамикой изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ на маастрихт—датском рубеже в хорошо изученных разрезах, например Губбио (Италия) [Coccioni, Promoli, 2015], а также с обобщенной планетарной схемой [Saltzman, Thomas, 2012].

В разрезе горы Клементьева на позднемаастрихтских карбонатных отложениях с разрывом залегают палеоценовые переслаивающиеся песчаники и глины (пачка V). Их формирование происходило в мелководных условиях внутреннего шельфа. Резкая смена обстановок была обусловлена глобальным регрессивным мел-палеогеновым событием [Cramer, Jarvis, 2020], выявленном и в Крыму [Копаевич, 2007; Барабошкин и др., 2020; Алексеев, 1989; Лыгина и др., 2019]. В раннем дании (пачка V) полностью исчезают ПФ, и резко снижаются разнообразие и численность БФ; состав ассоциации наннопланктона соответствует зоне NP2 [Martini, 1971]. Мелководность бассейна подтверждается периодическим проявлением доминанта морфогруппы M2a в сообществах БФ.

Полученные результаты подтверждают региональную модель развития Черноморского бассейна в маастрихт—датское время, предложенную А.М. Никишиным с соавторами [Nikishin et al., 2015], а также хорошо согласуются с существующими палеогеографическими схемами для Черноморского региона [Атлас ..., 1992; Иванников, 2005; Leren et al., 2007; Баскакова, Никишин, 2018]. Известно, что по крайней мере территория современного Горного Крыма на рубеже маастрихта и дания претерпевала обмеление, и до конца раннего дания глубина морского

бассейна не превышала первых десятков метров [Копаевич и др., 2010; Барабошкин и др., 2020].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного изучения опорного разреза горы Клементьева уточнены условия осадконакопления верхнемаастрихтских—нижнедатских отложений. Сообщества бентосных фораминифер из клементьевской свиты отнесены нами к “ассоциации *Marssonella*”, которая характерна для глубин открытого шельфа и континентального склона (морфотипы СН-В-1, СН-В-4 и М4b). По данным морфофункционального анализа, накопление осадка происходило на глубинах 600—1200 м при спокойном гидродинамическом режиме. Прогрессирующее развитие планктонных фораминифер в позднем маастрихте указывает на стабильные условия осадконакопления и благоприятную палеоэкологическую обстановку, которая определялась довольно значительными глубинами и высокой биопродуктивностью фотического слоя. Комплексы ПФ близки к позднемаастрихтским ассоциациям, типичным для тропических/субтропических пелагических карбонатов Северной Атлантики.

Принципиальные различия сообществ БФ позднего маастрихта и раннего дания напрямую связаны с глобальной регрессией. Доминирование *Psammosphaera* в пачке V (нижний даний) указывает на обстановки с активной гидродинамикой вод (волновое воздействие или подводные течения). В раннем дании полное исчезновение планктонных фораминифер подтверждает предположение о мелководном бассейне с активной гидродинамикой. В этом интервале выявлена только зона NP2 (нижний даний) по наннопланктону, что свидетельствует об отсутствии в разрезе горы Клементьева терминальной части маастрихта и базальных горизонтов дания в объеме не менее чем интервал зон P. hantkeninoides по ПФ и NP1 по наннопланктону.

Изменения содержания карбонатного вещества и количества терригенного обломочного материала, колебания значений Ti/Al, Zr/Al, Si/Al и Fe/Mn в отложениях, прослеживающиеся по разрезу, позволили выявить два принципиально отличающихся интервала: нижний — пачки II—IV и верхний — пачка V. Пачки нижнего интервала накапливались в глубоководных условиях при слабой гидродинамике водных масс, отложения верхов пачки IV по геохимическим параметрам являются

наиболее “глубоководными” и, по-видимому, соответствуют наиболее спокойным гидродинамическим обстановкам, с минимальным привносом терригенного материала. Верхний интервал (пачка V), напротив, формировался в обстановках мелководья с высокой гидродинамической активностью.

По данным изотопных исследований карбонатов маастрихта–дания в разрезе горы Клементьева, положительный экскурс ММЕ (Mid-Maastrichtian Event), возраст которого оценивается 68–69 млн лет, не установлен, а близкий по амплитуде отрицательный экскурс КРgЕ (Cretaceous–Paleogene Event) не выявляется из-за размыва отложений.

Все вышеизложенное свидетельствует в пользу пелагических палеообстановок накопления пачек II–IV. В позднем маастрихте осадконакопление происходило в грабенообразной унаследованной структуре Судакского трога [Никишин и др., 2015], в глубоководных обстановках на погруженной части внешнего шельфа. В раннем дании (пачка V) осадки формировались в мелководных обстановках внутреннего шельфа с терригенной седиментацией и высокой гидродинамической активностью.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Елене Владимировне Щепетовой (ГИН РАН) за неоднократные обсуждения палеоэкологии маастрихта Крыма, а также за редактирование части рукописи, касающейся литологии и геохимии; Галине Николаевне Александровой (ГИН РАН) за предоставление результатов палеоэкологического и биостратиграфического анализов комплексов диноцист из разреза горы Клементьева, а также за участие в дискуссиях по реконструкции условий осадконакопления на заключительном этапе работы. Отдельную благодарность выражаем Евгению Юрьевичу Барабошкину (МГУ, ГИН РАН) за конструктивную критику, которая позволила значительно улучшить рукопись.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00556, <https://rscf.ru/project/22-27-00556/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Копаевич Н.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюлл. МОИП. Отделение геол. 2005. Т. 80. № 4. С. 30–44.
- Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. А.О. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: МГУ, 1989. С. 123–157.
- Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 2. Карты. Масштаб 1 : 7500000 и 1 : 5000000 / Под ред. М.Н. Алексеева. М.: ГИН АН СССР, Великобритания: Робертсон Групп плк. Лландидно, Гвинедд (Paleogeographic atlas of the shelf regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic / Ed. M.N. Alekseev. United Kingdom: Robertson Group plc. Gwynedd.), 1992. 104 с.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н. и др. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана–маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 125–170.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Прошина П.А. и др. Новые данные о стратиграфии кампан–маастрихтских отложений бассейна р. Бодрак (юго-западный Крым) // Материалы LXIX сессии Палеонтологического общества при РАН “Био- и геособытия в истории Земли. Этапность эволюции и стратиграфическая корреляция”, Санкт-Петербург, 3–7 апреля 2023 г. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2023. С. 10–11.
- Баскакова Г.В., Никишин А.М. Особенности строения района Керченско-Таманской зоны на основе палеорекострукции регионального разреза // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2018. № 4. С. 23–29.
- Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 62–74.
- Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Детальная схема зонального деления кампана–маастрихта Европейской палеобиогеографической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 65–79.
- Берхин С.И., Викулова Н.Ф., Звягин Б.Б. и др. Принципы изучения тонкодисперсных минералов // Методы изучения осадочных пород. Т. 1 / Под ред. Н.М. Стрехова. М.: Государственное научно-техническое издательство, 1957. С. 380–457.
- Богаец А.Т. Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позднекембрийского комплекса юга СССР // Геотектоника. 1976. № 6. С. 33–44.
- Борисов Д.Г., Де Вегер В., Иванова Е.В. и др. Полевые геохимические и минералогические исследования

ния миоценовых отложений в контуритовом канале на севере Марокко // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 1. С. 162–164.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Щепетова Е.В. и др. Граница мела и палеогена в разрезах северо-восточного Кавказа (Дагестан): седиментология, геохимия, биота // *Литология и полез. ископаемые*. 2019. № 6. С. 497–517.

Геологическая история Бахчисарайского района Крыма / Под ред. А.М. Никишина. М.: Изд-во МГУ, 2006. 60 с.

Гуров Е.П., Гурова Е.П. Космическая катастрофа на границе мела и палеогена и ее следы в породах Горного Крыма // *Геологический журнал*. 1994. № 2. С. 23–32.

Енгальцев С.Ю., Панова Е.Г. Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // *Литосфера*. 2011. № 5. С. 16–29.

Заклинская Е.Д., Найдин Д.П. К палинологической характеристике верхнемаастрихтских отложений Крыма // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1985. Т. 60. Вып. 1. С. 80–87.

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

Копеевич Л.Ф., Алексеев А.С., Никишин А.М. и др. О позднемаастрихтских водных массах, литологических и фораминиферных комплексах в тектонически различных зонах Горного Крыма // *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*. 2007. № 3. С. 42–49.

Копеевич Л.Ф., Лыгина Е.А., Яковичина Е.В. и др. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*. 2010. № 5. С. 12–20.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В. и др. Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) — верхнее ограничение возраста по результатам U-Pb изотопного датирования плагиоориолитов (скала Монах) // *Записки Горного института*. 2022. Т. 255. № 3. С. 435–447.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лыгина Е.А., Устинова М.А., Габдуллин Р.Р. и др. Пограничные маастрихт–датские отложения Центрального Крыма: новые данные о известковом нанопланктоне // *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*. 2019. № 1. С. 68–79

Муратов М.В. Основные черты строения мегантиклинория Горного Крыма и его ограничения // *Геология СССР. Т. VIII. Крым* / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1969. С. 343–391.

Маслакова Н.И. Верхнемеловые отложения горного Крыма // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1959. № 4(XXXIV). С. 67–75.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 165 с.

Маслакова Н.И., Липник Е.С. Экскурсия “D” / Путеводитель экскурсий. XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум. Часть 1. Крым. М.: Ротапринт Гос. библиотеки им. В.И. Ленина, 1971. С. 95–113.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*. 1984. № 5. С. 13–15.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных осадков пограничного интервала маастрихт/даний на Мангышлаке // *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*. 1989. № 6. С. 55–66.

Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 2. События рубежей сеноман/турон и маастрихт/даний // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1993. Т. 68. № 3. С. 33–53.

Очерки геологии Крыма. Вып. 1 / Под ред. Е.Е. Милановского. М.: Изд-во Геол. факультета МГУ, 1997. 269 с.

Прошина П.А., Рябов И.П. Биостратиграфия верхнего кампана–маастрихта разреза Бешкош (юго-западный Крым) по фораминиферам // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2023. Т. 31. № 6. С. 72–91.

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

Резников А.Н. К вопросу о геохимических условиях осадконакопления в верхнемеловую эпоху в пределах некоторых районов Восточного Предкавказья по данным спектрального анализа // *Тр. Грозн. нефтяного института*. 1962. № 1. С. 154–160.

Рябов И.П. Биостратиграфический анализ комплекса секретирующих бентосных фораминифер разреза г. Климентьева (Восточный Крым) // *Материалы одиннадцатого Всероссийского совещания с международным участием “Меловая система России и Ближнего Зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии”*, Томск, 18–24 сентября 2022 г. Томск: Изд-во ТГУ, 2022. С. 234–237.

Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 295 с.

Стратиграфия верхнего протерозоя та фанерозоя України у двох томах. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозоя, палеозоя та мезозоя України / Головний редактор П.Ф. Гожик. Київ: ІГН НАН України, Логос, 2013. 637 с. (Стратиграфія верхнього протерозоя і фанерозоя України в двох томах. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозоя, палеозоя і мезозоя / Под ред. П.Ф. Гожик. Київ: ІГН РАН України, Логос, 2013. 637 с.)

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1 : 200000. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009.

- Яковишина Е.В. Литологическая характеристика и условия формирования верхнемаастрихтских отложений Крыма. Геология и разведка // Известия вузов. 2005. № 4. С. 18–24.
- Яковишина Е.В., Копеевич Л.Ф., Беньямовский В.Н. и др. Генетические типы верхнемаастрихтских отложений горного Крыма // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2008. № 3. С. 11–23.
- Яковишина Е.В., Гречихина Н.О., Бордунов С.И. и др. Маастрихтский разрез Кыз-Кермен (горный Крым): биостратиграфия и условия седиментации // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 57–67.
- Abramovich S., Keller G., Stuben D. et al. Characterization of late Campanian and Maastrichtian planktonic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2003. V. 202. P. 1–29.
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique Sciences de la Terre. 1997. V. 67. P. 103–118.
- Birgenheier L.P., Moore S.H. Carbonate mud deposited below storm wave base: A critical review // The Sedimentary Record. 2018. V.16(4). P. 4–10.
- Brouwer J. Agglutinated foraminiferal faunas from some turbiditic sequences I, II // Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen series B. 1995. V. 68. P. 309–334.
- Bruland K.W. Oceanographic distributions of cadmium, zinc, nickel, and copper in the North Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47(2). P. 176–198.
- Burnett J. Upper Cretaceous // Calcareous nannofossil biostratigraphy / Ed. P.R. Bown. Cambridge: Chapman & Hall, 1998. P. 132–199.
- Cárdenas A.L., Harries P.J. Effect of nutrient availability on marine origination rates throughout the Phanerozoic eon // Nature Geoscience. 2010. V. 3(6). P. 430–434.
- Cetean C.G., Bălc R., Kaminski M.A. et al. Integrated biostratigraphy and palaeoenvironments of an upper Santonian – upper Campanian succession from the southern part of the Eastern Carpathians, Romania // Cretaceous Res. 2011. V. 32(5). P. 575–590.
- Coccioni R., Marsili A. The response of benthic foraminifera to the K–Pg boundary biotic crisis at Elles (northwestern Tunisia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 225. P. 157–180.
- Coccioni R., Premoli S.I. Revised upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newsl. Stratigr. 2015. V. 48. P. 47–90.
- Coleman J.E. Zinc enzymes // Current Opinion in Chemical Biology. 1998. V. 2(2). P. 222–234.
- Cramer B.D., Jarvis I. Carbon Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 11. P. 309–344.
- Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks / Ed. W.E. Ham // American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1962. V. 1. P. 108–121.
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A. et al. Revised Carbonate-Water Isotopic Temperature Scale // GSA Bulletin. 1953. V. 64. № 11. P. 1315–1326.
- Frenzel P. Die Benthischen Foraminiferen der Rügener Schreibkreide (Unter-Maastricht, NE-Deutschland) // Neue Paläontologische Abhandlungen. 2000. Band 3. P. 1–361.
- Geroch S., Nowak W. Proposal of Zonation for the late Tithonian – late Eocene, based upon arenaceous foraminifera from the outer Carpathians, Poland // Benthos '83; 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera Pau (France) / Ed.H. Oertli // Elf Aquitaine, Esso Rep and Total cfp, Pau and Bourdeaux. 1984. P. 225–239.
- Grossman E.L., Joachimski M.M. Oxygen Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 10. P. 279–307.
- Haig D.W. Global distribution patterns for mid-Cretaceous foraminiferids // Jour. Foram. Res. 1979. V. 9. P. 29–40.
- Haliuc A., Bonk A., Longman J. et al. Challenges in Interpreting Geochemical Data: An Appraisal of Analytical Techniques Applied to a Karstic Lake Sediment Record // Water. 2022. V.14(5). 16 p.
- Huber B.T., Tur N.A., Self-Trial J. et al. Calcareous plankton biostratigraphic fidelity and species richness during the last 10 m.y. of the Cretaceous at Blake Plateau, subtropical North Atlantic // Cretaceous Res. 2022. V. 131. 42 p.
- Kaminski M.A., Boersma A., Tyszká J. et al. Response of deep-water agglutinated foraminifera to dysoxic conditions in the California Borderland Basins // Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera / Eds M.A. Kaminski, S. Geroch, M.A. Gasinski // Grzybowski Foundation Special Publication. 1995. V. 3. P. 131–140.
- Kaminski M.A., Filipescu S. Proceedings of the Eighth International Workshop on Agglutinated Foraminifera // Grzybowski Foundation Special Publication. 2011. V. 16. P. 71–106.
- Kaminski M.A., Gradstein F.M., Bäckström S. et al. The “Flysch-Type” agglutinated foraminiferal biofacies // Atlas of Paleogene Cosmopolitan Deep Water Agglutinated Foraminifera / Eds M.A. Kaminski, F.M. Gradstein // The Grzybowski Foundation, Kraków. 2005. P. 17–30.
- Kaminski M.A., Gradstein F.M., Berggren W.A. et al. Flysch-type agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad: Taxonomy, Stratigraphy and Paleobathymetry // Proceedings of the Second Workshop on Agglutinated

- Foraminifera, Vienna, 1986 // *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*. 1988. P. 155–228.
- Keller G. *Guembelitra*-dominated late Maastrichtian planktic foraminiferal assemblages mimic early Danian in central Egypt // *Mar. Micropaleontol.* 2002. V. 47. P. 71–99.
- Keller G., Li L., MacLeod N. The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype section at El Kef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction? // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1995. V. 119. P. 221–254.
- Keller G., Mateo P., Punekar J. et al. Environmental changes during the Cretaceous-Paleogene mass extinction and Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for the Anthropocene // *Gondwana Research*. 2018. V. 56. P. 69–89.
- Koutsoukos E.A.M., Hart M.B. Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 1990. V. 81(3). P. 221–246.
- Kuhnt W., Kaminski M.A. Cenomanian to Lower Eocene Deep-Water Agglutinated Foraminifera from the Zumaya Section, Northern Spain // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 1997. V. 67. P. 257–270.
- Kuhnt W., Moullade M., Kaminski M.A. Upper Cretaceous, K/T boundary, and Paleocene Agglutinated Foraminifera from Hole 959D (Côte d'Ivoire – Ghana transform Margin) // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1998. V. 159. P. 389–411.
- Leren B.L., Janbu N.E., Nemec W. et al. Late Cretaceous to early Eocene sedimentation in the Sinop–Boyabat Basin, north-central Turkey: a deep-water turbiditic system evolving into littoral carbonate platform // *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend* / Eds G. Nichols, E. Williams, C. Paola. N. Y.: John Wiley & Sons, 2007. P. 401–456.
- Nagy J., Gradstein F.M., Kaminski M.A. et al. Foraminiferal morphogroups, paleoenvironments and new taxa from Jurassic to Cretaceous strata of Thakkhola // *Proceedings of the Fourth IWAFF* / Eds M.A. Kaminski, S. Geroch, M.A. Gasinski // *Grzybowski Foundation Special Publication*. 1995. V. 3. P. 181–209.
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to Recent Geological History of Southern Crimea and the Eastern Black Sea Region // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2015. № 1(428). P. 241–264.
- Nikishin A., Ziegler P., Bolotov S. et al. late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A view from the Russian Platform // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2012. V. 21. № 5. P. 571–634.
- Pardo A., Ortiz N., Keller G. Latest Maastrichtian and Cretaceous-Tertiary boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost, Spain // *Cretaceous-Tertiary mass extinctions: biotic and environmental changes* / Eds N. MacLeod, G. Keller. N. Y.: W.W. Norton & Co, 1996. P. 139–171.
- Premoli S.I., Sliter W.V. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacione section, Gubbio, Italy // *Palaeontographia Italica*. 1995. V. 82. P. 1–89.
- Reolid M., Nagy J., Francisco J. et al. Foraminiferal assemblages as palaeoenvironmental bioindicators in Late Jurassic epicontinental platforms: Relation with trophic conditions // *Acta Palaeontologica Polonica*. 2008. V. 53(4). P. 705–722.
- Saltzman M.R., Thomas E. Carbon Isotope Stratigraphy // *Geologic Time Scale 2020* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier BV, 2020. P. 221–246.
- Santantonio M. Pelagic Carbonate Platforms in the Geologic Record: Their Classification, and Sedimentary and Paleotectonic Evolution // *AAPG Bulletin*. 1994. V. 78. P. 122–141.
- Setoyama E., Kaminski A.M., Tyszká J. Cretaceous–Paleogene foraminiferal morphogroups as palaeoenvironmental tracers of the rifted Labrador margin, northern proto-Atlantic // *Proceedings of the Ninth International Workshop on Agglutinated Foraminifera* / Eds M.A. Kaminski, L. Alegret // *Grzybowski Foundation. Special Publication 22*. 2017. P. 179–220.
- Sissingh W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // *Geol. Mijnbouw*. 1977. V. 56. P. 37–56.
- Slimani H. Les kystes de dinoflagellés du Campanien au Danien dans la région de Maastricht (Belgique et Pays-Bas) et de Turnhout (Belgique): biozonation et corrélation avec d'autres régions en Europe occidentale // *Geol. Palaeontol.* 2001. V. 35. P. 161–201.
- Slimani H. Nouvelle zonation aux kystes de dinoflagellés du Campanien au Danien dans le nord et l'est de la Belgique et dans le sud-est des Pays-Bas // *Mem. Geol. Surv. Belgium*. 2000. V. 46. P. 1–88.
- Sliter W.V., Baker R.A. Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifera // *J. Foram. Res.* 1972. V. 2. P. 167–183.
- Stow D., Tabrez A.R. Hemipelagites: processes, facies and model // *Geol. Soc. Spec. Pub.* 1998. V. 1(129). P. 317–337.
- Sweere T.C., Dickson A.J., Vance D. Nickel and zinc micronutrient availability in Phanerozoic oceans // *Geobiology*. 2023. № 3(21). P. 310–322.
- Tribovillard N., Algeo T., Lyons T. et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update // *Chem. Geol.* 2006. № 1–2(232). P. 12–32.
- Tucker M.E. *Sedimentary Rocks in the Field: a practical guide*. N. Y.: John Wiley & Sons, 2011. V. 38. 304 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous)

in the Umbria–Marche Basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. № 3–4(234). P. 321–339.

Wagreich M., Koukal V. The pelagic archive of short-term sea-level change in the Cretaceous: a review of proxies linked to orbital forcing // *Geol. Soc. Spec. Pub.* 2020. V. 1(498). P. 39–56.

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. № 7(59). P. 1217–1232.

Young K.E., Evans C.A., Hodges K.V. et al. A review of the handheld X-ray fluorescence spectrometer as a tool for field geologic investigations on Earth and in planetary surface exploration // *App. Geochem.* 2016. V. 72. P. 77–87.

LITHOLOGY AND SEDIMENTATION CONDITIONS OF THE LATEST CRETACEOUS OF THE KLEMENTYEVA MOUNTAIN SECTION (EASTERN CRIMEA)

**D. M. Korshunov^{1, *}, P. A. Proshina^{1, **}, I. P. Ryabov²,
B. G. Pokrovsky¹, V. A. Musatov³**

¹*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Chernyshevsky Saratov State University, Astrakhan str., 83, Saratov, 410012 Russia*

³*Lower Volga Research Institute of Geology and Geophysics,
Moscovskaya str., 70, Saratov, 410012 Russia*

**e-mail: dmit0korsh@gmail.com*

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

Overall study of the boundary Maastrichtian–Danian deposits of Klementyeva Mountain section (Eastern Crimea) was carried out. The lithological characteristics of carbonate, carbonate-argillaceous and clastic rocks were described in detail, the dynamic of changes in foraminifera assemblages was analyzed. For the first time, geochemical and isotopic data were obtained for this section. The stratigraphic complement of the Upper Maastrichtian and Lower Danian has been specified. Late Campanian – Early Maastrichtian age of the underlying deposits was established, for the first time. The Klementyevskaya Formation was formed in deep-sea pelagic paleoenvironments on the submerged part of the outer shelf, and the overlying Lower Danian sediments were formed in shallow waters of the inner shelf with terrigenous sedimentation and high hydrodynamic activity.

Keywords: lithology, sedimentation conditions, paleoecology, Upper Cretaceous, Maastrichtian, Danian, Crimean Mountains, pelagic sediments