

УДК 551.7633:551.86(234.86/9)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-72-81

ТУРОНСКИЙ И КОНЬЯКСКИЙ ЯРУСЫ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА — БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Людмила Федоровна Копачевич¹✉, Сергей Иванович Бордунов²,
Елена Васильевна Яковичина³, Руслан Рустемович Габдуллин⁴,
Маргарита Рубеновна Латыпова⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lfkopaevich@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0003-3622-8253>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1156-0496>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yakovishina@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1021-565X>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; Gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; margarita.r.latypova@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

Аннотация. Представлены результаты комплексного изучения отложений туронского и коньякского ярусов на территории Восточного Перитетиса. Рассмотрены вопросы изменения палеообстановки и смены сообществ фораминифер на границах ярусов. Показано, что океаническое аноксическое событие ОАЕ 2 на границе сеномана и турона носило достаточно длительный характер и проходило в несколько фаз. Турон-коньякский интервал характеризовался существованием относительно глубоководного открытого морского эпиконтинентального бассейна океана Тетис, где шло карбонатное осадконакопление, преимущественно гемипелагического типа.

Ключевые слова: Перитетис, мел, турон, коньякский ярус, фораминиферы, палеогеография

Для цитирования: Копачевич Л.Ф., Бордунов С.И., Яковичина Е.В., Габдуллин Р.Р., Латыпова М.Р. Туронский и коньякский ярусы на территории Восточного Перитетиса — биостратиграфия и палеогеография // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 72–81.

TURONIAN AND CONIACIAN IN THE TERRITORY OF THE EASTERN PERITHETYS — BIOSTRATIGRAPHY AND PALEO GEOGRAPHY

Lyudmila F. Kopaevich¹✉, Sergei I. Bordunov², Elena V. Yakovishina³,
Ruslan R. Gabdullin⁴, Margarita R. Latypova⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lfkopaevich@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0003-3622-8253>

² Lomonosov Moscow State University, Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1156-0496>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yakovishina@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1021-565X>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; Gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; margarita.r.latypova@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

Abstract. The results of a comprehensive study of the deposits of the Turonian and Coniacian on the territory of the Eastern Perithetys are presented. The issues of changing paleoenvironments and assemblages of foraminifera at the boundaries of the stages are considered. It is shown that the oceanic anoxic event OAE 2 at the boundary of the Cenomanian and Turonian was quite long-term and took place in several phases. The Turonian-Coniacian interval was characterized by the existence of a relatively deep-sea open-sea epicontinental basin of the Tethys Ocean, where carbonate sedimentation, mainly of the hemipelagic type, took place.

Keywords: Perithetys, Cretaceous, Turonian, Coniacian, foraminifera, paleogeography

For citation: Kopaevich L.F., Bordunov S.I., Yakovishina E.V., Gabdullin R.R., Latypova M.R. Turonian and Coniacian in the territory of the Eastern Perithetys — biostratigraphy and paleogeography. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 72–81. (In Russ.).

Введение. Палеоклиматические реконструкции глобальных потеплений вызывают большой интерес, что связано с вступлением Земли в очередной по-

добный интервал. В связи с этим меловой период привлекает к себе особое внимание, причин для этого несколько. Во-первых — это особый период

в истории развития Земли, названный в честь уникального типа горной породы — писчего мела, который похож на современный глубоководный известковый ил. Однако, его накопление в меловом периоде происходило в относительно мелководных эпиконтинентальных бассейнах, которые представляли собой неотъемлемую часть океана. Фронт резкой границы между водной толщей шельфа и континентального склона (shelf break), который присутствует в современных океанах, отсутствовал в позднем мелу из-за более высокого уровня Мирового океана. Благодаря этому, основание перемешанного ветром «слоя Экмана» сместилось на окраины континентов, усложнив расшифровку особенностей осадочного процесса из-за смены направления и скорости придонных течений [Браун, 1978]. Вторая особенность мелового периода — теплый ровный климат. Тропические и полярные температуры были выше, чем в настоящее время, теплый климат был отражением более высоких уровней парниковых газов в атмосфере. Содержания CO_2 и, возможно, CH_4 были усилены высоким содержанием водяного пара, возникшего в ответ на более высокие температуры. Перенос тепла из экваториальных участков к полюсам был примерно на 20% выше, чем сегодня, поэтому и циркуляция мелового океана могла сильно отличаться от современной. Трудно себе представить, чтобы огромные пространства существующего ныне Мирового океана стали бескислородными, тогда как в меловом периоде эпизоды локальной аноксии становились не только региональными, но, подчас, приобретали глобальный характер [Нау, 2008]. Такие условия возникали в эквинных обстановках, где стратифицированные воды с аноксией в придонной части формировались в закрытом или полузакрытом бассейне, такими как были в меловом периоде обширные эпиконтинентальные моря окраин океана Тетис [Савельева, 2010]

Условия осадконакопления на территории Восточного Перитетиса. Туронский и коньякский ярусы изучаемой территории распространены в южной и центральной частях Восточно-Европейской платформы и в некоторых структурах Закаспия. Так, породы данных ярусов прекрасно обнажены на территории п-ва Мангышлак, где они представлены преимущественно карбонатами. С ними вместе обычно рассматриваются и структуры Крымского полуострова и Северного Кавказа, главным образом его западной части, с которыми они имеют много общего (рис. 1). В изученных разрезах Юго-Западного и Центрального Крыма, Северного Кавказа (Шапсугский карьер), Прикаспия выделены микрофации микритовых мадстоунов и мад-вакстоунов, фораминиферо-кокколитовых и питонелло-кокколитовых известняков (рис. 2, 3). Близкие по своему строению карбонатные породы известны в составе разрезов Воронежской антеклизы. Присутствие характерных комплексов известковых диноцист *Pithonella ovalis* (Kaufmann), а также планктонных фораминифер

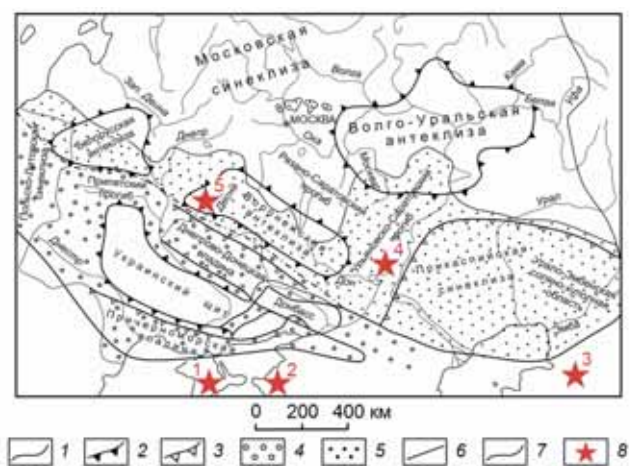


Рис. 1. Тектоническая схема юга Восточно-Европейской платформы (по [Олферьев, Алексеев, 2018] с изменениями). 1 — граница Восточно-Европейской платформы; 2 — границы щитов и антеклиз; 3 — границы прогибов; 4 — Центрально-Европейская палеогеографическая субпровинция; 5 — Центрально-Российская палеогеографическая субпровинция; 6 и 7 — границы современного расположения меловых отложений; 8 — места расположения изученных разрезов (цифры со звездочкой): 1 — Горный Крым; 2 — Северо-Западный Кавказ; 3 — Мангышлак; 4 — Поволжье; 5 — Воронежская антеклиза

(ПФ) родов *Heterohelix*, *Whiteinella*, *Marginotruncana*, *Globigerinelloides*, кокколиты *Watznaueria barnesiae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Manivitella pemmatoidea* является характерной особенностью всех разрезов данного возраста на изучаемой территории. Присутствующие в разрезах микрофации соотносятся с такими фациальными зонами как глубокий шельф, характерным для морского дна с умеренным наклоном в сторону бассейна (рампы), и подножье карбонатного шельфа, где отложения формируются за счет сносимого с него материала. Глубина, положение базиса действия волн и насыщенность кислородом близки к фациям глубокого шельфа [Flügel, 2010]. Вверх по разрезу нижнего турона карбонатность увеличивается, глинистая составляющая практически исчезает, известняки становятся мелоподобными. Появляются разноцветные кремневые конкреции, отдельные прослои известняков замещаются кремнием. Граница между нижним и верхним туроном хорошо трассируется по массовому появлению известковых диноцист *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Ниже данные микроорганизмы встречаются спорадически и в малых количествах.

Это позволяет сделать вывод, что турон-коньякские толщи известняков формировались в условиях дистального шельфа либо открытого морского бассейна (пелагические и гемипелагические отложения), при медленной или умеренной гидродинамике и достаточно медленной седиментации [Яковишина и др, 2022; 2024]. Другая возможность формирования подобных отложений могла осуществляться в обстановке погруженной карбонатной платформы в условиях быстрой трансгрессии, что способствовало увеличению глубины бассейна [Flügel, 2010].

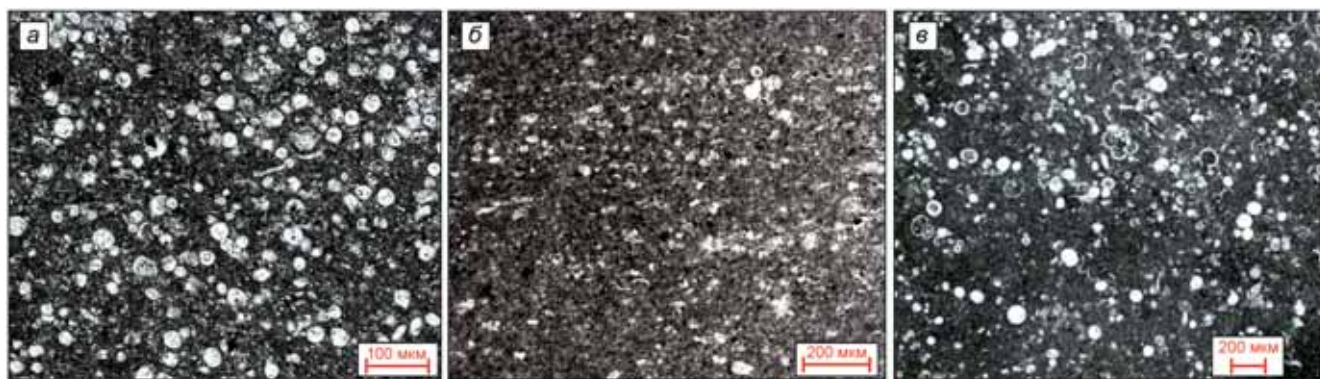


Рис. 2. Фото петрографических шлифов: а — фораминиферо-питонелловый мад-вакстоун, обр. 7, о. Аксудере, Крым; б — фораминиферо-питонелловый мадстоун, обр. 14/2, Шапсугский карьер, Северо-Западный Кавказ; в — фораминиферо-питонелловый мад-вакстоун, обр. 3, скв. Астраханская, Прикаспий

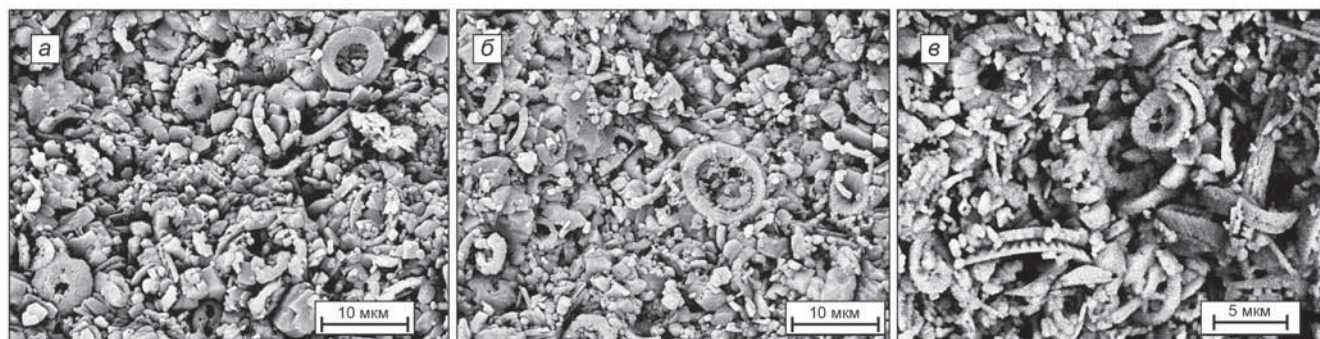


Рис. 3. СЭМ-изображения верхнетуронских известняков: а — микритовый известняк, обр. 3, о. Аксудере, Крым; б — микритовый известняк, обр. 7, о. Аксудере; в — пелитоморфный известняк, Воронежская антеклиз (по Савко, Иванова, 2009)

Значительное влияние на процессы осадконакопления, особенно в раннем туроне оказывали эвстатические колебания моря, а также флуктуации инсоляции, определяющие тепловое состояние земной поверхности по типу циклов Миланковича, формируя ритмичный характер разреза [Яковишина и др, 2022; 2024].

Биостратиграфическая характеристика.

Как уже указывалось выше, значительную часть подобных отложений составляют остатки микрофоссилий: известковых водорослей (кокколитофорид), диноцист, фораминифер, некоторые из которых обладают высоким стратиграфическим потенциалом. Благоприятные параметры водных масс на протяжении туронского и коньякского веков привели к повышению таксономического разнообразия не только микро-, но и макрофоссилий. Присутствие раковин и ядер двустворчатых моллюсков иноцерамид и головоногих моллюсков аммонитов достигала здесь высоких значений. Данные по изменениям изотопных характеристик $\delta^{13}\text{C}$ для серии опорных разрезов как для нижней, так и для верхней границ туронского яруса позволили установить присутствие нескольких глобальных уровней. Нижние границы туронского и коньякского ярусов к настоящему времени утверждены Международной комиссией по стратиграфии после соответствующих обобщающих публикаций [Kennedy, et al., 2005; Walaszczyk, et al., 2022]. Однако, при практической

работе приходится сталкиваться с определенными трудностями. Существуют они и для территории Восточного Перитетиса, в состав которого входят Восточно-Европейская платформа (ВЕП) — преимущественно южная и центральная части, Крым, Северный Кавказ и Предкавказье, а также территория Прикаспия и Закаспия (см. рис. 1). Заключаются эти трудности в следующем.

Нижняя граница туронского яруса. К границе сеноманского и туронского ярусов приурочены карбонатные породы, часто содержащие прослой или несколько прослоев так называемых «черных сланцев», которые являются отражением проявившегося практически глобально события “Bonarelli” — “Ocean Anoxic Event 2» или кратко «ОАЕ 2». Эти прослой имеют субглобальное распространение. Вышележащие породы представлены карбонатными циклитами или массивными толщами писчего мела [Яковишина и др., 2022, 2024]. Их накопление происходило в условиях обширной морской трансгрессии, что подтвердилось изучением пород и шлифов с территорий Юго-Западного Крыма (разрез Аксудере), Шапсугского карьера (Северо-Западный Кавказ), скважины с территории в районе Астрахани. Породы рассматриваемого интервала представлены здесь микритовыми мадстоунами, мад-вакстоунами, фораминиферо-кокколитофоридовыми и питонелло-кокколитофоридовыми известняками (рис. 2).

Биостратиграфическое положение этой границы утверждено в соответствии со следующими событиями. 1. Появление аммонитов *Watinoceras devonense* Wright et Kennedy и иноцерамов *Mytilodes pueblonensis* Walaszczyk et Cobban [Kennedy, et al., 2005, fig. 2, 5, 6, 8]. Оба таксона описаны с территории Северной Америки, при этом их географическое распространение ограничено практически этим континентом. 2. Распространение планктонных фораминифер (ПФ) показывает, что граница между ярусами попадает в среднюю часть зоны *Whiteinella archaeocretacea*, а зональный вид нижнего турона *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) появляется выше утвержденной границы [Kennedy, et al., 2005, fig.1]. Следует отметить весьма ограниченное территориальное распространение и этого вида, в том числе на изучаемой территории. Здесь он отмечен только в разрезах Кавказа [Маслакова, 1978; Tur, et al., 2001], зафиксирован в одном разрезе оврага Аксудере Юго-Западного Крыма [Кораевич, Walaszczyk, 1990; Fisher, et al., 2005], однако его изображение в этих публикациях отсутствует. В разрезах ВЕП и Закаспия этот вид не встречен [Алексеев и др., 2005а, б; 2007; Walaszczyk, et al., 2013; 2022; Кораевич, Vishnevskaya, 2016]. Одновременно с этим ограничением следует отметить благоприятный фактор, так как в ряде участков Восточного Перитетиса только к турон-коньякскому интервалу всегда приурочены карбонатные отложения. Такая ситуация существует, к примеру, в Западном Заволжье [Александрова и др., 2012]. Это сказалось на комплексах микрофоссилий, которые именно здесь приобретают наибольшее сходство с западными и южными районами Перитетиса, что позволяет в значительной мере уточнять корреляционные уровни.

Аноксия океана и захоронение углерода, связанные с увеличением потока органического вещества и последующего содержания CO_2 перед ОАЕ 2, долгое время считались одноразовым процессом. Однако, изотопные характеристики нижней границы туронского яруса, связанные непосредственно с этим событием, показали более сложную картину его развития. Возможные многократные изменения углеродного цикла на протяжении ОАЕ 2 были отмечены еще в относительно ранних геохимических исследованиях донных осадков из Северной Атлантики [Bentum, et al., 2012]. Современные данные уверенно подтверждают проявление нескольких импульсов выброса и захоронения углерода. Так, для проверки этой гипотезы анализировались изотопы в биомаркерах морского и наземного происхождения внутри территории Западного бассейна США [Boudinot, et al., 2021]. Авторами был сделан анализ углеродной биохимии молекул из растений, водорослей и бактерий, которые жили в обстановке ОАЕ 2 и сохранились в породах из разрезов на территории штата Юта (Северная Америка). Полученные данные использовались для понимания углеродного цикла во время этого события, включая

состав углерода в океанах, а также концентрацию атмосферного CO_2 . Результаты показали, что процесс увеличения атмосферного CO_2 был многократным. Об этом свидетельствует неоднородное строение обогащенного органическим веществом слоя или присутствие нескольких прослоев на этом уровне, как это зафиксировано в разрезе по р. Биюк-Карасу в Центральном Крыму [Латыпова и др., 2019].

Понимание реакции экосистемы на выбросы и захоронение CO_2 на протяжении ОАЕ 2 помогает расшифровать его влияние на биологическую динамику. Так внутри события «Bonarelli» было выделено несколько фаз [Coccioni, Luciani, 2004], к которым приурочены изменения в составе комплексов микрофоссилий, в данном случае планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ). Это нашло свое подтверждение и на изучаемой территории, в частности на территории Горного Крыма, где проявление ОАЕ 2 меняется от разреза к разрезу [Кораевич, Kuzmicheva, 2002]. В последнее время эти представления нашли подтверждение геохимическими, биостратиграфическими и седиментологическими данными на обширных пространствах Мирового океана. Если обобщить все имеющиеся данные, процесс этот выглядит следующим образом.

Фаза I: относительно стабильные условия. Водная толща была стратифицирована, существовало много различных экологических ниш, для каждой из которых был характерен свой комплекс ПФ. К концу I фазы начали возникать обстановки нестабильности и эвтрофные условия чередовались с обстановками низкого содержания кислорода. Сущность процесса эвтрофии заключалась в увеличении продуктивности водных сообществ и отставании от них процессов разложения, в результате чего органическое вещество скапливалось в водной толще.

Фаза II: условия стресса. Низкое разнообразие и присутствие видов-оппортунистов чередуется со спорадически встречающимися переходными и олиготрофными глубоководными формами, указывая на увеличение эвтрофии и редукцию стратификации водных масс. Внутри фаз II и III отмечается общее для всех таксонов уменьшение размеров раковин, когда в популяции необходимо преобладание видов с быстрой способностью к репродукции, что было подмечено достаточно давно [McLeod, et al., 2013].

Фаза III: экстремально стрессовые обстановки. В то же время высокое обилие радиолярий предполагает присутствие высокой продуктивности эвфотической зоны. Отсутствие известкового планктона может быть связано с растворением раковин в условиях восстановительной среды.

Фаза IV: стрессовые обстановки. ПФ начинают оправляться от кризиса, но система еще остается в кризисном состоянии. На это указывают низкое таксономическое разнообразие с преобладанием таксонов, предпочитающих поверхностные воды, а также присутствие морфотипов ПФ с вытянутыми

камерами последнего оборота [Копачевич, Горбачик, 2017]. Следует отметить, что подобное явление типично не только для ОАЕ 2. В раннем мелу присутствие раковин *Leopoldina* и *Clavibergella* совпадало с наиболее интенсивными проявлениями ОАЕ 1 [Coccioni, Luciani, 2004], что неоднократно отмечалось и на изучаемой территории [Горбачик, 1986; Копачевич, 2011; Vishnevskaya, Kopaevich, 2020].

Фаза V: частичное восстановление. ПФ увеличили таксономическое разнообразие, возвращаясь к значениям фазы I. Высокое содержание хедбергеллид и гетерогелицид, присутствие раковин с вытянутыми камерами последнего оборота убеждают в том, что даже 150 тыс. лет спустя после формирования слоев, обогащенных C_{org} условия события «Бонарелли» не закончились полностью.

Не менее интересным представляется и поведение БФ в этом интервале в свете новых данных. Международная экспедиция программы глубоководного бурения дна океана IODP 369 «Меловой климат и тектоника» провела изучение океанического бескислородного события на территории Северо-Восточного побережья Австралии и в бассейне Ментелле Индийского океана в дистальной внешней неритовой и верхней батинальной обстановках [Petrizzo, et al., 2022]. В данной статье задокументированы состав и изменения комплексов БФ в период сеноман-туронского перехода к событию ОАЕ 2. В соответствии с вариациями в комплексах БФ были идентифицированы четыре существенно разных интервала, названных «до ОАЕ», «до максимума CIE» (экскурса изотопов углерода), «низкий $CaCO_3$ » и «пост низкий $CaCO_3$ ». В течение этих интервалов были задокументированы:

1. Снижение плотности и таксономического богатства комплекса БФ, палеоэкологическая обстановка с их исчезновением во время основной фазы ОАЕ 2, и событие репопуляции после последующего затем снижения содержания углерода.

2. Космополитные таксоны БФ, зарегистрированные с описываемой в работе территории, могут быть сопоставлены в глобальном масштабе с другими местонахождениями. При этом обнаруживаются сходные палеоэкологические условия в придонных водах на протяжении события ОАЕ 2.

3. На изученном участке были идентифицированы два разных типа скоплений донных БФ. Комплекс «А» иллюстрирует обедневшее сообщество с малым количеством БФ на грамм сухого осадка. Напротив, комплекс «В» дает более высокое таксономическое разнообразие, а также большее количество особей. Оба комплекса «А» и «В» отражают сообщества с низкой толерантностью к кислороду, которые, вероятно, контролировались доступностью питательных веществ. Время изменения комплекса фораминифер позволяет предположить, что изменения окружающей среды, зарегистрированные в придонных водах, просто прерываются высоким значением содержания CO_2 , нашедшим отражение

в максимальном экскурсе изотопов углерода, но не способствуют их полному уничтожению.

4. По мнению авторов статьи на палеоэкологические изменения, проиллюстрированные комплексом БФ, более активно влияли запасы питательных веществ, а не колебания доступности кислорода [Petrizzo, et al., 2022].

Нижняя граница коньякского яруса. С установлением границы туронского и коньякского ярусов также связаны определенные трудности. Она была утверждена Международной стратиграфической комиссией после многолетней работы коллектива авторов, результаты которой были опубликованы в статье Walaszczuk, et al., 2022. В качестве стратотипа нижней границы коньякского яруса был утвержден разрез в стенке карьера Salzgitter-Salder (Зальцгиттер-Зальдер), расположенного на территории Северной Германии в Нижней Саксонии. Однако, в связи с содержащимися в этом разрезе незначительными перерывами, расположенными как раз на уровне границы, были дополнительно включены еще три разреза. Разрез Słupia Nadbrzeżna расположен на территории Центральной Польши, а разрез Střeleč — на территории Чехии. Еще один дополнительный разрез Эль-Росарио расположен в Мексике на территории Национального парка Сьерра-дель-Кармен, Коауила. В этих разрезах практически единственным биостратиграфическим маркером границы является таксон иноцерамов *Cremnoceramus deformis erectus* (Meek). Он установлен и на территории Восточного Перитетиса. Его находки зафиксированы на территории Юго-Западного Крыма в разрезе Аксудере, где он был описан как *Inoceramus rotundatus* [Kopaevich, Walaszczuk, 1990], признанный синонимом *Cremnoceramus deformis erectus*. Позднее присутствие этого вида зафиксировано в нескольких разрезах Восточно-Европейской платформы: на Воронежской антеклизе [Walaszczuk, et al., 2004], в пределах Ульяновско-Саратовской синеклизы [Pervushov, et al., 2019], на территории Закаспия в разрезах п-ва Мангышлак [Walaszczuk, et al., 2013; Kennedy, Walaszczuk, 2023].

Изотопная стратиграфия на основе кривой изменений значений $\delta^{13}C$ на протяжении позднего мела достаточно хорошо разработана, и изотопные события могут быть прослежены на значительные расстояния [Jarvis, et al., 2006; Walaszczuk, et al., 2022]. В турон-коньякском разрезе Шапсугского карьера по изменениям изотопной кривой и абсолютным значениям $\delta^{13}C$ были определены изотопные зоны, которые можно сопоставить с рядом изотопных событий, выделенных в европейских разрезах соответствующего возраста (рис. 4) [Walaszczuk, et al., 2022]. Смену тенденций изменения кривой значений $\delta^{13}C$ в верхней части верхнего турона связывают с границей туронского и коньякского ярусов. Данное событие на границе туронского и коньякского ярусов называют «навигационным событием» (Navigation Event). Локальный минимум значений $\delta^{13}C$ соот-

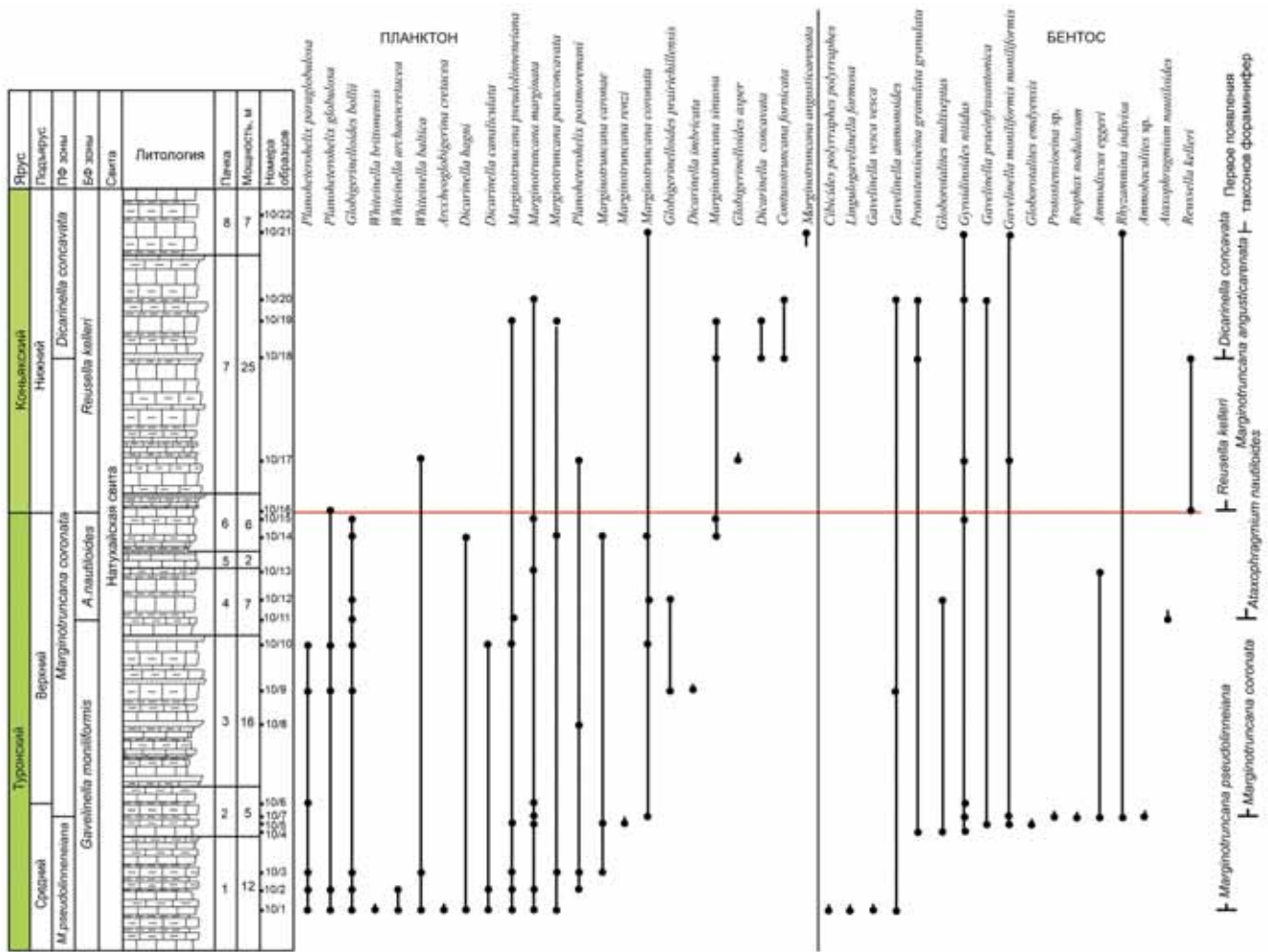


Рис. 5. Стратиграфическое распространение фораминифер в турон-коньякских отложениях разреза Шапсугского карьера (Северо-Западный Кавказ)

ветствует самым верхам верхнего турона. Данное событие Международной стратиграфической комиссией выбрано в качестве вспомогательного маркера при установлении точки глобального стратотипа (лимитотипа) границы, так называемого «золотого гвоздя» (GSSP) — нижней границы коньякского яруса [Walaszczyk, et al., 2022].

Соотношение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ показывает (рис. 4), что накопление осадков происходило в морском бассейне с нормальной соленостью [Huber, et al., 1995]. Экспериментальные результаты на основе кривой распределения значений палеотемператур показали, что на протяжении турон-коньякского интервала они варьировали от 16 до 33 °C. Среднее значение температуры для изученного интервала 23 °C. Максимальное значение палеотемператур наблюдалось в конце позднего турона.

Данному событию предшествовала минимальная величина температуры. Возможно, это связано с апвеллингом глубинных водных масс, что резко увеличило биопродуктивность и нашло отражение в зафиксированном максимуме значения $\delta^{13}\text{C}$.

В коньякское время количество эпизодов понижения температур увеличилось, что соответствует

общей тенденции некоторого понижения температуры в этом интервале [Huber, O'Brien, 2020].

В целом экскурсы величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ хорошо согласуются с литологическими особенностями пород и изменениями в составе микробиоты вмещающих их отложений.

Распределение фораминифер в утвержденных стратотипических разрезах не уточняет положения границы туронских и коньякских отложений [Walaszczyk, et al., 2022]. Таксономическое разнообразие ПФ невелико, зарегистрировано немногим более 20 видов, которые типичны для умеренной климатической зоны и обладают относительно продолжительным временным распространением. Тетические, морфологически продвинутые таксоны либо очень редки, либо отсутствуют. В составе комплексов преобладают многочисленные представители рода *Marginotruncana*, в число которых входят: *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. coronata* (Bolli), *M. marginata* (Reuss), *M. sinuosa* Porthault, *M. renzi* (Gandolfi), *M. paraconcovata* Porthault. Представители рода *Dicarinella* встречаются реже, они представлены видами *Dicarinella imbricata* (Mornod) и *D. hagni* (Sheibnerova), характерными как для ту-



Рис. 6. Палеогеографическая карта для позднетуронского времени с расположением лимитотипов нижней границы коньякского яруса и изученных разрезов (по [Walaszczyk, et al., 2022] с изменениями)

ронских, так и для коньякских отложений. Вид *Dicarinella primitiva* (Dalbiez) встречается в единичных экземплярах в самых верхних образцах из туронских отложений. *D. concavata* (Brotzen), индекс-вид одноименной зоны, приуроченный к подошве коньяка, а также *Heterohelix huberi* Georgescu, исчезновение которого было признано показателем этой границы, либо отсутствуют, либо их распространение расходится с представлениями других исследователей. Не дают ясной картины фораминиферы из дополнительного разреза Эль-Розарио, о чем свидетельствует [Walaszczyk, et al., 2022, fig. 16]. Аналогичные сложности с распространением ПФ встречены и на территории Восточного Перитетиса (рис.5) [Яковишина и др., 2022; Кораевич, Vishnevskaya, 2016; Vishnevskaya, Koraevich, 2020].

Для биостратиграфической характеристики турон-коньякского интервала менее активно задействованы БФ. В тоже время их комплексы достаточно представительны и характеризуются активным развитием видов рода *Stensioeina* Brotzen. Эволюционные изменения и таксономическое разнообразие этого таксона привлекает к себе внимание уже давно, в том числе и для изучаемой

территории [Беньямовский, 2008; Вишневская и др., 2018; Pervushov, et al., 2019; Walaszczyk, et al., 2013]. Однако общего взгляда на таксономию и стратиграфическую значимость видового состава этой группы пока не появилось.

Выводы. 1. На протяжении турона-коньяка изучаемая территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской эпиконтинентальный бассейн обширной окраины океана Тетис, где шло карбонатное осадконакопление преимущественно гемипелагического типа (рис. 6). Территория находилась под воздействием развивающейся трансгрессии, которая достигла максимума в позднетуронское и раннеконьякское время.

2. Значительное влияние на процессы осадконакопления, особенно в раннем туроне оказывали эвстатические колебания моря, а также флуктуации инсоляции, определяющие тепловое состояние земной поверхности по типу циклов Миланковича, формируя ритмичный характер разреза.

3. В позднем туроне и коньяке палеогеографические условия были относительно стабильны во время максимума трансгрессии, когда шло формирование микритового мелоподобного материала.

4. Изотопное событие “Navigation” фиксируется именно на рубеже ярусов. Оно хорошо прослеживается как в разрезах стратотипа границы, так и в материалах по разрезам Восточного Перитетиса [Кораевич, et al., 2024]. Этот показатель необходимо использовать при изучении новых и пересмотре старых материалов.

5. Сходство палеогеографических обстановок затрудняет определение границы туронского и коньякского ярусов. Нижняя граница туронского яруса связана с глобальным событием ОАЕ 2 (Bonarelli event), которое в разных акваториях, или даже внутри них могло иметь разную продолжительность. Граница туронского и коньякского ярусов совпадает с одним значимым биособытием — появление иноцерамов подвила *Cremnoceramus deformis erectus*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Застрожных А.С. Новые данные по биостратиграфии верхнего мела Нижнего Поволжья // Стратигр., Геол. коррел. 2012. Т. 20, № 5. С. 25–64.

Алексеев А.С., Копяевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Введение и стратиграфическая основа // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. геол. 2005а. Т. 80, вып. 2. С. 80–92.

Алексеев А.С., Копяевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Палеогеографическая обстановка // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. геол. 2005б. Т. 80, вып. 4. С. 30–44.

Алексеев А.С., Копяевич Л.Ф., Никишин А.М. и др. Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. 2007. Отд. геол. Т. 82, вып. 3. С. 3–29.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сеноман–коньяк // Стратигр., Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 3. С. 36–46.

Браун Р.А. Аналитические методы моделирования планетарного пограничного слоя. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 144 с.

Вишневская В.С., Копяевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных шкал Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 26–35.

Горбачик Т.Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М.: Наука, 1986. С. 3–239.

Копяевич Л.Ф. Планктонные фораминиферы позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: зональная биостратиграфия, смена на главных рубежах, палеоокеанологические реконструкции: Дисс. ... докт. геол.-мин. наук в виде научного доклада. М., 2011. С. 3–59.

Копяевич Л.Ф., Горбачик Т.Н. Морфология раковины меловых планктонных фораминифер как инструмент для моделирования палеообстановок // Палеонт. журнал. 2017. № 1. С. 3–15.

Латыпова М.Р., Копяевич Л.Ф., Калмыков А.Г. и др. Новые данные об океаническом бескислородном событии

Других заметных изменений на этой границе не зафиксировано [Walaszczyk, et al., 2022]. Этот раздел требует дополнения за счет более широкого применения уже известных эволюционных изменений БФ, о чем уже говорилось выше.

Перечисленные признаки указывают на необходимость продолжения региональных исследований для установления общности и различий этих границ в разных участках Земного шара.

Благодарности. Авторы искренне благодарны рецензентам В.С. Вишневской и А.Г. Матулю за ценные критические замечания, которые помогли существенно улучшить текст.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-27-00139.

(ОАЕ-2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Биюк-Карасу (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3. С. 26–31.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 168 с.

Савельева О.Л. Меловые океанские аноксические события: обзор современных представлений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 45–55.

Савко А.Д., Иванова Е.О. Фациальная характеристика верхнемеловых отложений юго-западной части Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2009. № 2. С. 61–78.

Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Копяевич Л.Ф. и др. Климатические флуктуации и условия седиментации турон-коньякских отложений Северо-Западного Кавказа // Страт. Геол. корреляция. 2022. Т. 30, № 3. С. 41–61.

Яковишина Е.В., Копяевич Л.Ф., Бордунов С.И. Палеогеографические условия формирования туронских и коньякских отложений Юго-Западного Крыма // Ломоносовские чтения. Сер. Геология. М.: МГУ, 2024. С. 6–9.

Bentum van E. C., Reichert G.-J., Forster A., Sinninghe Damste J.S. Latitudinal differences in the amplitude of the OAE-2 carbon isotopic excursion: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and paleo productivity // Biogeosciences. 2012. No. 9. P. 717–731.

Boudinot F.G., Kopf S., Dildar N., Sepúlveda J. Carbon cycling during Oceanic Anoxic Event 2: Compound-specific carbon isotope evidence from the Western Interior Seaway // Paleoceanogr. and Paleoclimat. 2021. Vol. 36, No. 9.

Coccioni R., Luciani V. Planktonic foraminifera and environmental changes across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian) in its type area: a high-resolution study from the Tethyan reference Bottaccione section (Gubbio, central Italy) // Journ. of Foram. Res. 2004. Vol. 34. P. 109–129.

Fisher J.K., Price G. D., Hart M.B., Leng M. Analysis of the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event in the Crimea // Cretaceous Research. 2005. Vol. 26. No 6. P. 853–863.

Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 929 p.

Hay W.W. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation // Cretaceous Research. 2008. Vol. 29. No. 5–6. P. 725–753.

Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton C.P. Middle — Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isoto-

pic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1995. Vol. 107. P. 1164–1191.

Huber B.T., O'Brien C.L. Cretaceous climate // *Encyclopedia of Geology*. 2nd Edition. Elsevier Inc., 2020. P. 1–7.

Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) // *Geol. Mag.* 2006. Vol. 143. P. 561–608.

Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. // *Episodes*. 2005. Vol. 28, No. 2. P. 93–104.

Kennedy W.J., Walaszczyk I. The Upper Turonian–Lower Coniacian (Upper Cretaceous) ammonites from the condensed phosphate beds of Mangyshlak, NW Kazakhstan // *Acta Geologica Polonica*. 2023. Vol. 73, No. 4. P. 635–660.

Kopaevich L., Kuzmicheva T.A. The Cenomanian–Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: foraminifera and palaeogeographic implications // *Aspects of Cretaceous Stratigraphy*. Proceed. the 6th International Cretaceous Symposium / Ed. by M. Wagreich. 2002. Vol. 15. P. 129–149.

Kopaevich L.F., Vishnevskaya V. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2016. Vol. 441. P. 493–515.

Kopaevich L., Yakovishina E., Bordunov S. Integrated study on the base of the Coniacian Stage in the Caucasus // *Cretaceous Research*. 2024. Vol. 158. P. No 105827.

Kopaevich L.F., Walaszczyk I. An integrated inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in south-western Crimea, Soviet Union // *Acta Geologica Polonica*. 1990. Vol. 40, No. 1–2. P. 83–96.

MacLeod K. G., Huber B. T., Jiménez Berrocoso Á., Wendler I. A stable and hot Turonian without glacial $\delta^{18}\text{O}$ excursions is indicated by exquisitely preserved Tanzanian foraminifera // *Geology*. 2013. Vol. 41, No. 10. P. 1083–1086.

Pervushov E.M., Ryabov I.P., Guzhikov A.Yu., et al. Turonian–Coniacian Deposits of the Kamennyi Brod-1 Section (Southern Ulyanovsk-Saratov Trough) // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2019. Vol. 27, No. 7. P. 804–839.

Petrizzo M.R., Amaglio G., Watkin, D.K., et al. Biotic and paleoceanographic changes across the Late Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 in the southern high latitudes (IODP sites U1513 and U1516, SE Indian Ocean) // *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2022. Vol. 37, e2022PA004474. <https://doi.org/10.1029/2022PA004474>

Tur N.A., Smirnov J.P and Huber B. T. Late Albian-Coniacian planktic foraminifera and biostratigraphy of the northeastern Caucasus // *Cretaceous Research*. 2001. Vol. 122. P. 719–734.

Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F. Microfossil assemblages as key to reconstruct sea-level fluctuations, cooling episodes and palaeogeography: The Albion to Maastrichtian of Boreal and Peri-Tethyan Russia // *Cretaceous Climate Events and Short-Term Sea-Level Changes* / Eds. M. Wagreich, M.B. Hart, B. Sames, I.O. Yilmaz // *Geological Society. London: Special Publications*, 2020. Vol. 498. P. 165–187.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Olferiev A.G. Inoceramid/foraminiferal succession of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Briansk region (Central European Russia) // *Acta Geologica Polonica*. 2004. Vol. 54 (4). P. 569–581.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Beniamovski V.N. Inoceramid and foraminiferal record and biozonation of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Mangyshlak MTS., Western Kazakhstan // *Acta Geologica Polonica*. 2013. No. 4. P. 469–487.

Walaszczyk I., Čech S., Crampton J. S., Dubicka Z., et al. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Ślupia Nadbrzeżna, central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico) // *Episodes*. 2022. Vol. 45, No. 2. P. 181–220.

Статья поступила в редакцию 18.07.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025