

УДК 551.763/3(477.75,470.67)

## ПОЗДНЕСЕНОМАНСКОЕ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ ОАЕ 2 В РАЗРЕЗАХ СЕВЕРНОГО ПЕРИ-ТЕТИСА (КРЫМ, ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ): СТРУКТУРА ОТЛОЖЕНИЙ, ДИНАМИКА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2022 г. Ю. О. Гаврилов<sup>а</sup>, \*, Е. А. Щербинина<sup>а</sup>, Е. В. Щепетова<sup>а</sup>,  
О. В. Голованова<sup>а</sup>, Б. Г. Покровский<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт РАН,  
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: yugavrilov@gmail.com

Поступила в редакцию 11.05.2022 г.

После доработки 20.05.2022 г.

Принята к публикации 07.06.2022 г.

Приведена сравнительная характеристика разрезов отложений палеоэкологического события ОАЕ 2 в пределах Крымско-Кавказской области, расположенных на расстоянии более 1000 км. Показано, что для отложений, накопившихся в это время в разных фациальных условиях, характерна схожая структура. На основе анализа литолого-геохимических и палеоэкологических данных предполагается, что 1) в водах палеобассейна устойчивые обстановки дефицита кислорода не возникали; они могли локально развиваться в маломощном слое наддонной воды в результате окисления накопившегося на дне ОВ, 2) присущие углеродистому горизонту геохимические аномалии прослеживаются в смежных с ним слоях, что позволяет их также относить к палеоэкологическому событию. Образование углеродистых осадков ОАЕ 2 происходило за счет поступления с суши биогенных элементов и резкого роста биопродуктивности планктона во время эвстатической трансгрессии, развитие которой осложнялось частыми флуктуациями моря, связанными с прецессионными циклами Миланковича.

**Ключевые слова:** палеоэкологическое событие ОАЕ 2, Северный Пери-Тетис, Крымско-Кавказская область, углеродистые отложения, геохимия элементов, пиролиз ОВ, аноксия.

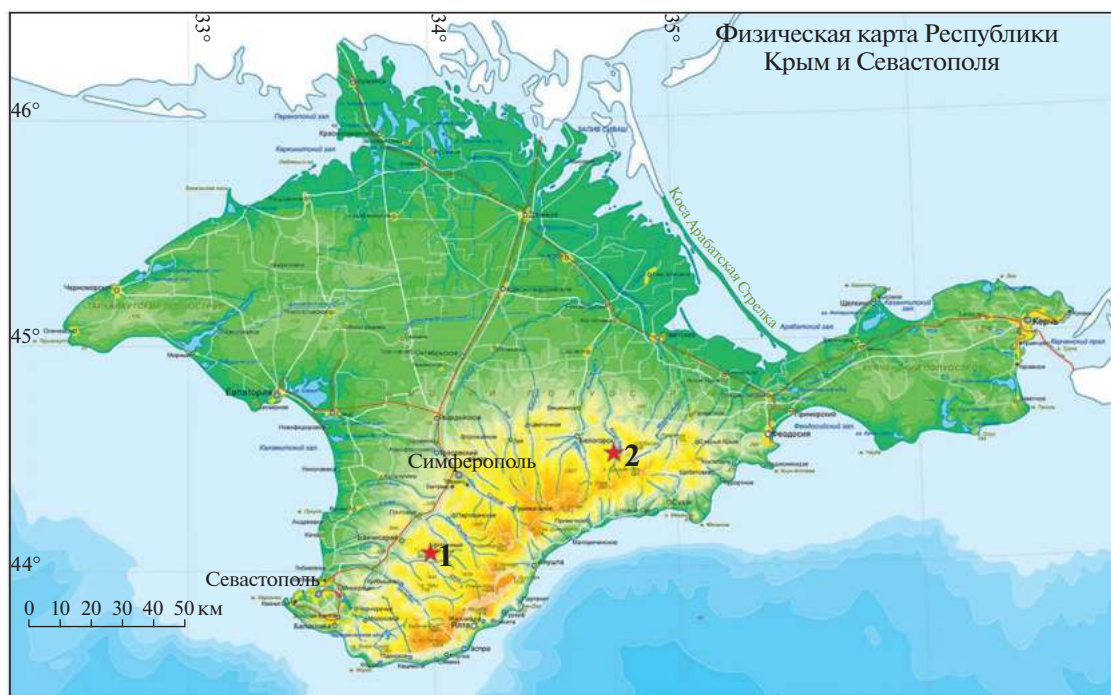
DOI: 10.31857/S0024497X22060039

Переходные от сеномана к турону слои, включающие высокоуглеродистые отложения палеоэкологического события ОАЕ 2, прослеживаются во многих местах Крымско-Кавказской области — от Северо-Восточного Кавказа (Дагестан) до Крыма. В Крыму нами было исследовано 3 разреза этого интервала, в Дагестане — 7 [Гаврилов и др., 2013; Гаврилов, Копаевич, 1996]. По основным литолого-геохимическим характеристикам отложений события ОАЕ 2, таких как высокое содержание в породах органического вещества (ОВ) и многих химических элементов, резкие изменения в поведении изотопов углерода и кислорода, а также по поведению биоты, они проявляют сходство с подавляющим большинством разрезов ОАЕ 2 других районов Мира. Сравнение между собой разрезов отложений события ОАЕ 2 из разных зон обширного палеобассейна (более 1000 км) Крымско-Кавказской области обнаруживает, помимо общих черт их строения и литолого-геохимических характеристик, и ряд существенных

различий, обусловленных накоплением осадков в неодинаковых фациальных обстановках.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе изучения отложений ОАЕ 2, помимо детального описания разрезов и петрографических наблюдений, был выполнен большой объем аналитических исследований, которые проводились преимущественно в лаборатории химико-аналитических исследований и лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН. Определения химических элементов осуществлялись на рентген-флуоресцентном спектрометре S4 Pioneer; C<sub>орг</sub> и CO<sub>2</sub> анализировались химически [Методы ..., 1957]. 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. Разложение проб и стандартов КН-2, IAEA CO-1 и NBS-19



**Рис. 1.** Расположение разрезов ОАЕ 2 в Крыму.

1 — положение группы разрезов ОАЕ 2 в районе г. Бахчисарай; 2 — положение разреза ОАЕ 2 в районе г. Белогорск (по р. Биук-Карасу).

проводилось с помощью  $H_3PO_4$  при  $50^\circ C$ . Значения  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB. Точность (воспроизводимость) определения  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  находится в пределах  $\pm 0.2\%$ . Пиролиз Rock-Eval [Espitalié, Bordenave, 1993; Tissot, Welte, 1984] привлекался для определения в породах содержания органического углерода (ТОС), типа ОВ и степени его зрелости, проводился на анализаторах Rock-Eval 6 на Геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова, в ФГБУ ВНИГНИ и РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина (г. Москва) независимо, и полученные результаты оказались вполне сопоставимыми.

### РАЗРЕЗЫ ОТЛОЖЕНИЙ ОАЕ 2 КРЫМА

В Крыму известны несколько разрезов ОАЕ 2: группа разрезов в юго-западной части полуострова в районе г. Бахчисарай и один разрез в его центральной части — в районе г. Белогорска (рис. 1).

В группу разрезов района г. Бахчисарай входят следующие разрезы: 1) овраг Аксу-Дере, 2) южный склон горы Сельбухра, 3) гора Белая. Вопросы стратиграфического положения и обособления принадлежности верхнесеноманских отложений событию ОАЕ 2, а также ряд литолого-геохимических характеристик пород этого интервала рассмотрен в различных публикациях [Алексеев и др., 1997; Бадулина, 2007; Бадулина, Копаевич, 2007;

Гаврилов, Копаевич, 1996; Кузьмичева, 2001; Найдин, Алексеев, 1980; Найдин, Кияшко, 1994а, б; Левитан и др., 2010; Fisher et al., 2005; Shcherbiniņa, Aleksandrova, 2005 и др.].

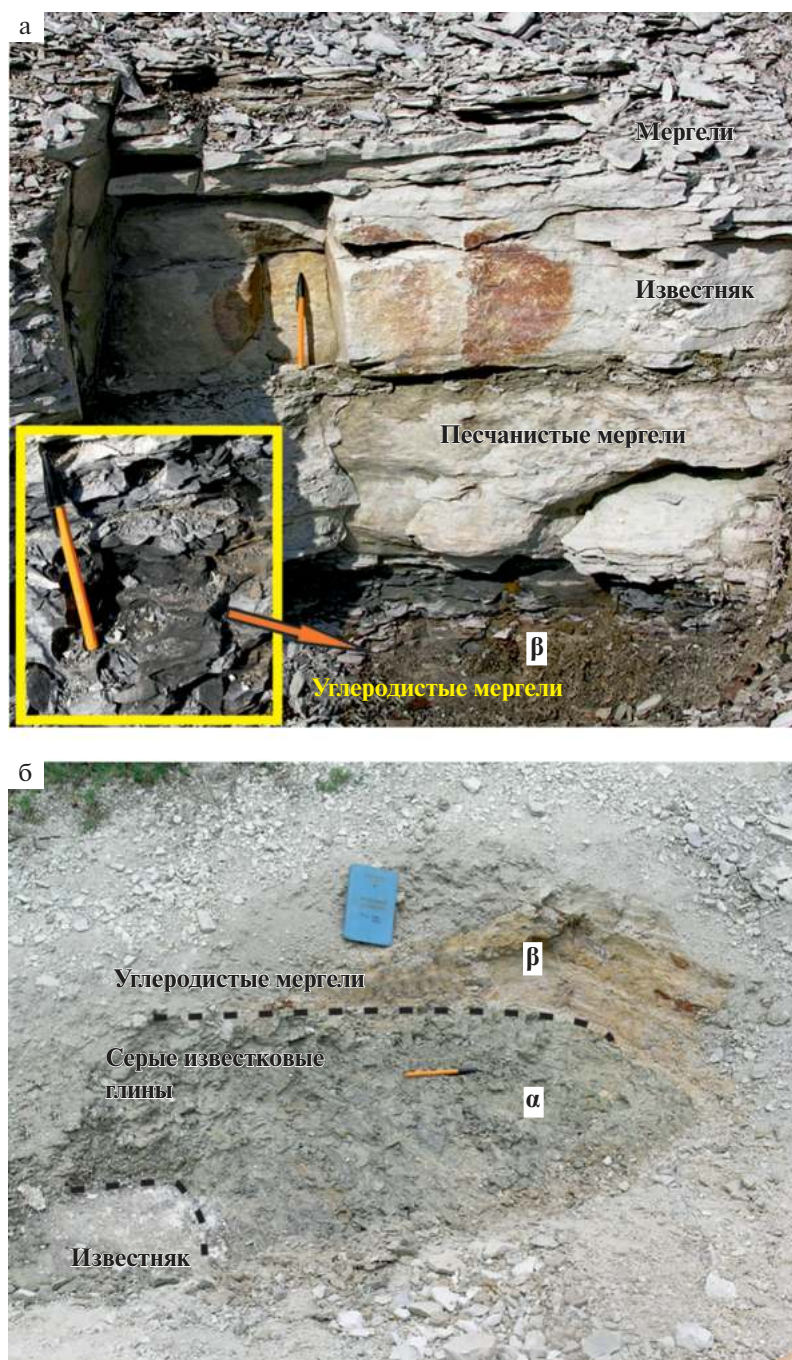
Наиболее известным из юго-западной группы и давно изучаемым разрезом является *разрез Аксу-Дере*. По комплексу литолого-геохимических характеристик он похож на большинство разрезов ОАЕ 2 других регионов.

В этом разрезе для интервала верхнесеноманских отложений характерна следующая структура.

— Плотные светло-серые известняки с прослоями мергелей; верхняя граница известняков представляет собой отчетливо выраженную, слегка неровную (слабобугристую) поверхность, явно эрозионной природы (рис. 2).

— На известняки налегает слой серых глинисто-алевритовых мергелей (мощность 27–30 см) с рыжими пятнышками окисленных мелких сульфидных стяжений (“слой  $\alpha$ ”). Карбонатность пород непостоянная и изменяется внутри слоя. Отмечены следы биотурбации осадков. Верхняя граница слоя — отчетливая, резкая.

— Выше залегает слой очень темных, обогащенных органическим веществом мергелей, толщиной около 0.8 м (“слой  $\beta$ ”) (см. рис. 2). Содержание в породах  $C_{org}$  5–6%, но в отдельных прослоях достигает 8%. Распределение ОВ в породах относительно равномерное. Отмечаемые некото-

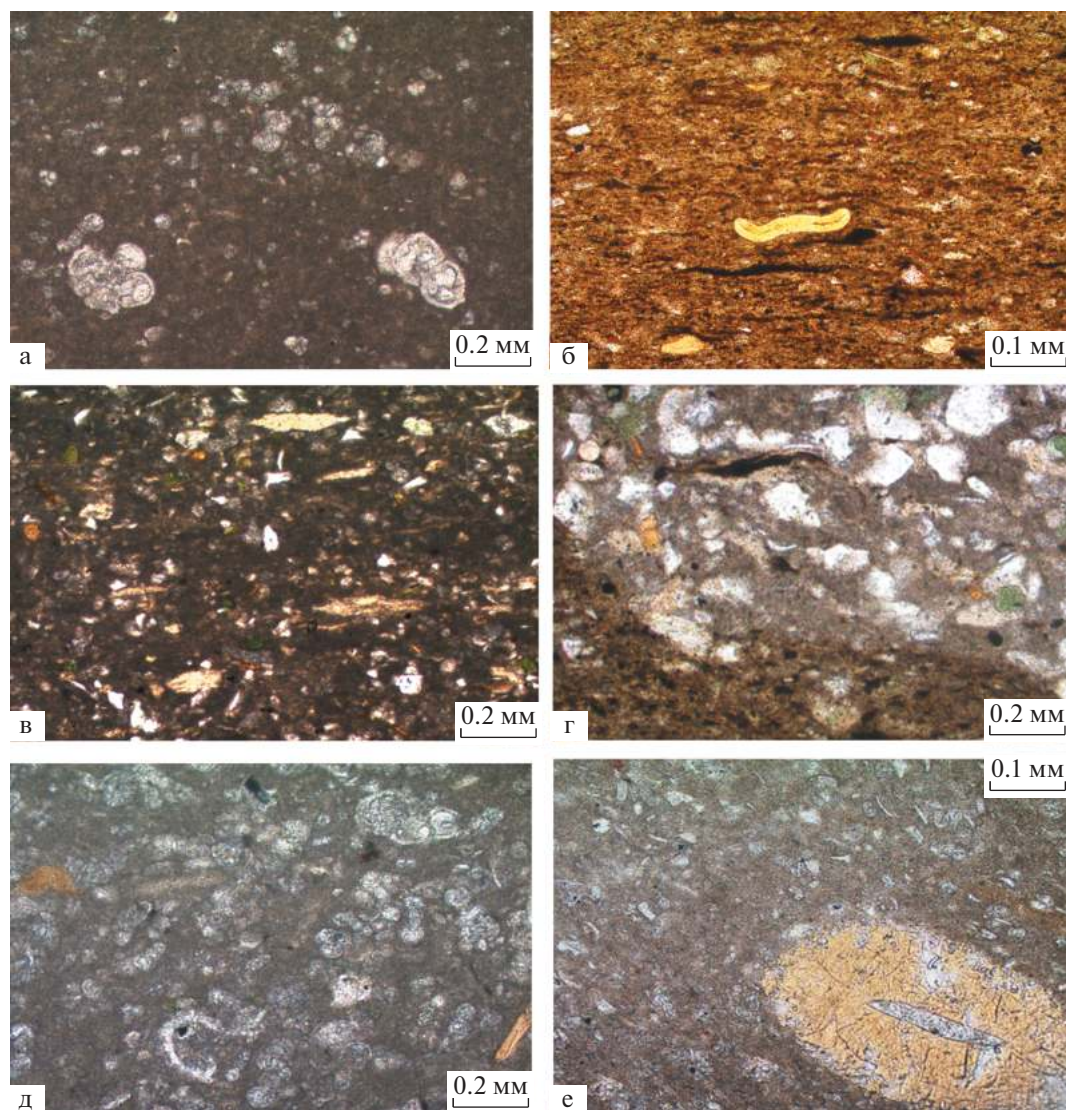


**Рис. 2.** Отложения ОАЕ 2 в разрезе Аксу-Дере.

а – верхняя часть углеродистого горизонта и контакт с перекрывающими его карбонатными отложениями; б – нижняя часть отложений ОАЕ 2 и контакт с подстилающей толщей известняков.

рыми авторами светлые прослои, в действительности имеют линзовидную форму, сменяясь по простиранию фоновыми темными породами. Появление таких “светлых прослоев” связано не с седиментационными, а с гипергенными процессами [Гаврилов, Копаевич, 1996]: окислением в процессе выветривания диагенетических пиритовых конкреций с образованием серной и суль-

фоновой кислот. Эти кислоты распространялись вдоль слоистости по простиранию отложений, взаимодействовали с породами пласта, что приводило к их изменению, и в частности, к осветлению и уменьшению содержания  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  [Перельман, 1972]. Горизонт темных углеродистых мергелей по резкой границе перекрывается пластами песчанистых слоистых известняков



**Рис. 3.** Микрофотографии пород разреза Аксу-Дере.

а – (обр. 46/14, номера и характеристики образцов см. табл. 1, 2) известняк фораминиферо-микритовый (вак-пакстоун) из пачки карбонатных пород, подстилающих отложения ОАЕ 2; б – углеродистый мергель слоя β с включениями палиноморфных компонентов (обр. 47/4); в – алевритистый мергель из верхней приконтактной части слоя β (обр. 45/2); г – песчанистый известняк, перекрывающий углеродистые мергели слоя β, песчаная примесь представлена кварцем, глауконитом, карбонатными биокластами и т.д.; д, е – известняки фораминиферо-микритовые (пакстоуны), с включениями биокластов, в т.ч. спикул кремневых губок, из залегающей над отложениями ОАЕ 2 толщи турона (обр. 45/5-2, 45/5-3).

(несколько дециметров, см. рис. 2), которые, в свою очередь, сменяются туронской толщей известняков с прослоями мергелей. На рис. 3 приведены микрофотографии шлифов пород этого интервала отложений.

Горизонт отложений ОАЕ 2 на южном склоне горы *Сельбухра* характеризуется меньшей мощностью по сравнению с разрезом Аксу-Дере, но структура горизонта почти такая же, и эрозионная бугристая поверхность подстилающих известняков здесь также отчетливо выражена (рис. 4).

На эту поверхность налегает слой серых карбонатных глин (“слой α”, мощность 15 см).

При петрографических наблюдениях видно, что карбонатные глины алевритистые до алевритовых, терригенный обломочный материал в них с заметной примесью глауконита (до 10–20%), содержит мелкий фосфатный костный (рыбный) детрит, а также мелкие фрагменты наземных растений (кутикула) и палиноморфный материал. Содержание и размерность обломочного материала заметно увеличиваются в направлении кровли слоя, где появляется примесь (до 10%) мелкозер-

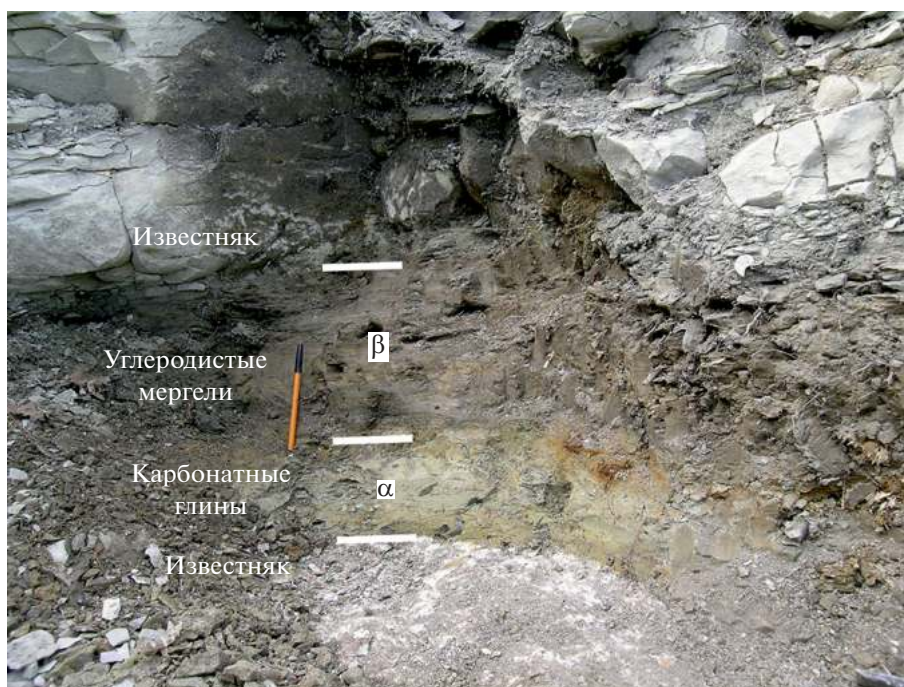


Рис. 4. Отложения ОАЕ 2 в разрезе горы Сельбухра (южный склон).

нистого глауконитово-кварцевого песка с единичными весьма крупными (до 0.5 мм) глауконитовыми глобулями, по-видимому, автохтонными. Глинисто-алевритовые породы биотурбированные, включают мелкие норы илоедов, выполненные алевритовым материалом, частично или полностью пиритизированные (см. рис. 4).

Слой карбонатных алевритовых глин (“слой α”) перекрывается слоем темных, обогащенных ОВ глинистых мергелей (“слой β”, мощностью 22 см).

Петрографические наблюдения (рис. 5) показывают, что темные мергели алевритистые до слабопесчанистых, характеризуются типичной тонколаминированной горизонтальной микротекстурой углеродистых сланцев, подчеркнутой однородным расположением уплощенных микролинзочек (длиной 0.05–0.2 мм) аморфного ОВ. Окраска линзочек варьирует от красновато-коричневой до темно-бурой и черной; присутствует заметное количество желтых палиноморфных компонентов, а также редкие фрагменты детрита наземных растений. Эта микротекстура местами деформирована мелкими ходами и норами зарывающихся организмов.

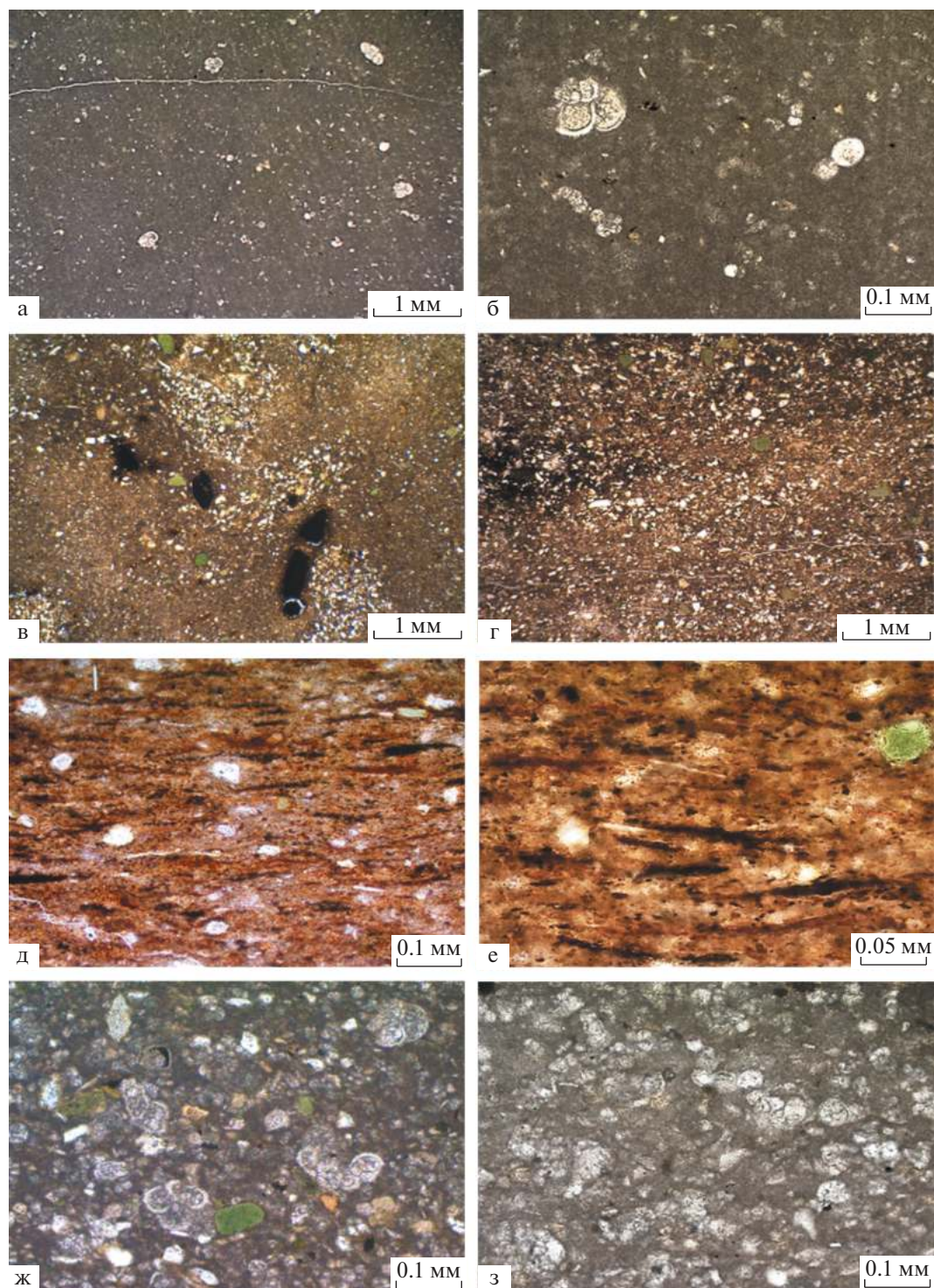
Возможно, верхняя часть слоя углеродистых отложений частично эродирована. Над ними присутствует тонкий (первые см) прослой более грубозернистых отложений – алевролитов песчаных, с глауконитом, практически не содержащих ОВ.

Горизонт ОАЕ 2 по резкой границе перекрывается известняками турона (см. рис. 4). Нижняя часть известняков (не менее 10–15 см) заметно обогащена алевритовым материалом (до 25–30%). Выше залегают известняки биомикритово-фораминиферовые (пакстоуны); они отличаются от верхнесеноманских известняков заметно более высоким содержанием остатков фораминифер, среди которых существенно преобладают раковинки преимущественно мелких размеров (0.1 мм), а также повышенным содержанием глинистого и мелкоалевритового материала.

Разрез горы *Белой* выделяется тем, что над горизонтом углеродистых мергелей залегает интервал пород с многочисленными следами подводного оползания осадков (рис. 6). Результатом воздействия оползания отложений на подстилающие слои было некоторое нарушение их первоначальной седиментационной слоистости в виде субгоризонтальной трещиноватости, способствовавшей окислению пород на стадии выветривания.

Сравнение между собой разрезов района г. Бахчисарай позволяет заключить следующее: изменение мощности горизонта ОАЕ 2 на относительно небольшом расстоянии, а также свидетельства оползневых процессов могут указывать на образование этих отложений в зоне палеобассейна с относительно высокой степенью расчлененности рельефа дна.

Другой изученный нами разрез ОАЕ 2 расположен в 60 км к северо-востоку от Бахчисарай-



**Рис. 5.** Микрофотографии пород разреза Сельбухра.

а, б – известняк фораминиферо-микритовый (вакстоун) из толщи, подстилающей отложения ОАЕ 2 (верхний сеноман, обр. 1, номера образцов см. рис. 11); в – мергель алевритистый (слой  $\alpha$ ) неравномерно биотурбированный, с мелкими ходами зарывающихся организмов, выполненными алевритовым материалом, частично или полностью пиритизированными (обр. 4); г – мергель алевритовый, интенсивно биотурбированный (обр. 5); д, е – мергели углеродистые алевритистые (слой  $\beta$ ); красновато-коричневые и темно-бурые линзочки – морское ОВ (обр. 7); ж – известняк фораминиферо-микритовый, песчанисто-алевритовый (турон, обр. 11); з – известняк биомикритово-фораминиферовый (пакстоун), глинистый, слабоалевритистый (турон, обр. 12).



Рис. 6. Отложения ОАЕ 2 в разрезе горы Белая и перекрывающие их карбонатные отложения с подводно-оползневыми структурами.

ских разрезов — в районе г. Белогорска в береговых уступах реки Биюк-Карасу (рис. 7).

Верхнесеноманский комплекс наннопланктона разреза Биюк-Карасу отличается бедностью как численного, так и видового состава, полностью исчезая на отдельных уровнях. Крайняя скудность руководящих видов весьма затрудняет детальное расчленение этой части разреза, хотя его корреляция с переходным сеноман-туронским интервалом несомненна. Относительно более богатая ассоциация основания разреза (обр. 1–2) сменяется очень бедным комплексом, который продолжает существовать до начала турона, демонстрируя небольшие вариации численности отдельных видов.

Непосредственно перед интервалом углеродистых отложений (обр. 20с) отмечается резкая вспышка численности тепловодных *Rhagodiscus*, хотя сама ассоциация становится чрезвычайно бедной по численности и видовому составу. В основании темного горизонта наннопланктон отсутствует (обр. 20–23), но в его верхней части обнаружена ассоциация, в которой широко доминируют высокорезистентные к палеоэкологическим изменениям *Watznaueria*. В то же время, в ней очень мала численность тепловодных *Rhagodiscus*, но в значительно большем количестве, чем в подстилающих породах присутствуют холодноводные *Erolithus*, что позволяет предполагать эпизод относительного похолодания во второй половине этого события. Это обстоятельство уже было отмечено нами в разрезах Восточного Кавказа и Западного Крыма [Shcherbinina, Aleksandrova, 2005; Гаврилов и др., 2013].

После завершения события ОАЕ 2 численность и видовое разнообразие наннопланктона возрастают, хотя в комплексе продолжают доминировать *Watznaueria*, численность тепловодных и холодноводных видов в комплексе примерно

одинакова и остается стабильной на всем интервале.

В 5-метровом интервале переходных от сеномана к турону отложений выделяются 4 части, различающиеся по литолого-геохимическим характеристикам (рис. 8, 9).

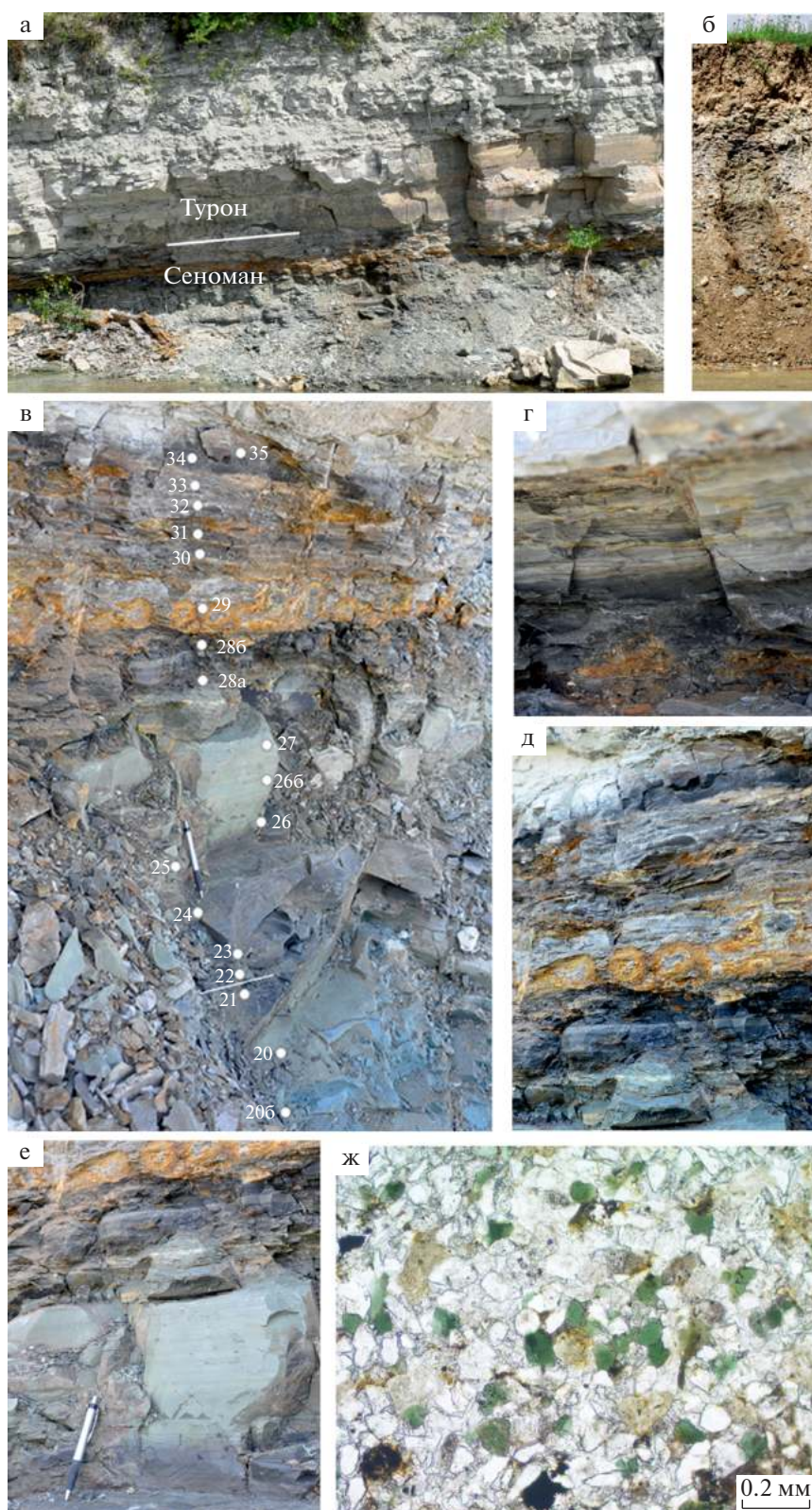
1) Переслаивание пластов (10–20 см) плотных белых известняков и мергелей светло-серых с голубоватым оттенком; в верхней части пачки мергели приобретают более темную, серую окраску. Отмечен тонкий (2–3 см) прослой глауконитсодержащего песчаника с известковым цементом.

По петрографическим наблюдениям, белые известняки фораминиферо-микритовые с рассеянными раковинками радиолярий (вакстоуны). Светло-серые мергели — алевритистые до алевритовых и песчаных; для них характерно присутствие обильных мелких (до 0.2 мм) уплощенных глинистых литокластов, сложенных агрегатами минералов группы смектита (бентониты?); помимо остатков микрофауны (фораминифер и радиолярий), в мергелях часто встречаются фрагменты и детрит раковин иноцерамов.

В кровле этого интервала залегает пласт плотного известняка (0.2 м), отличающегося от нижележащих известняков существенно более высоким содержанием остатков радиолярий.

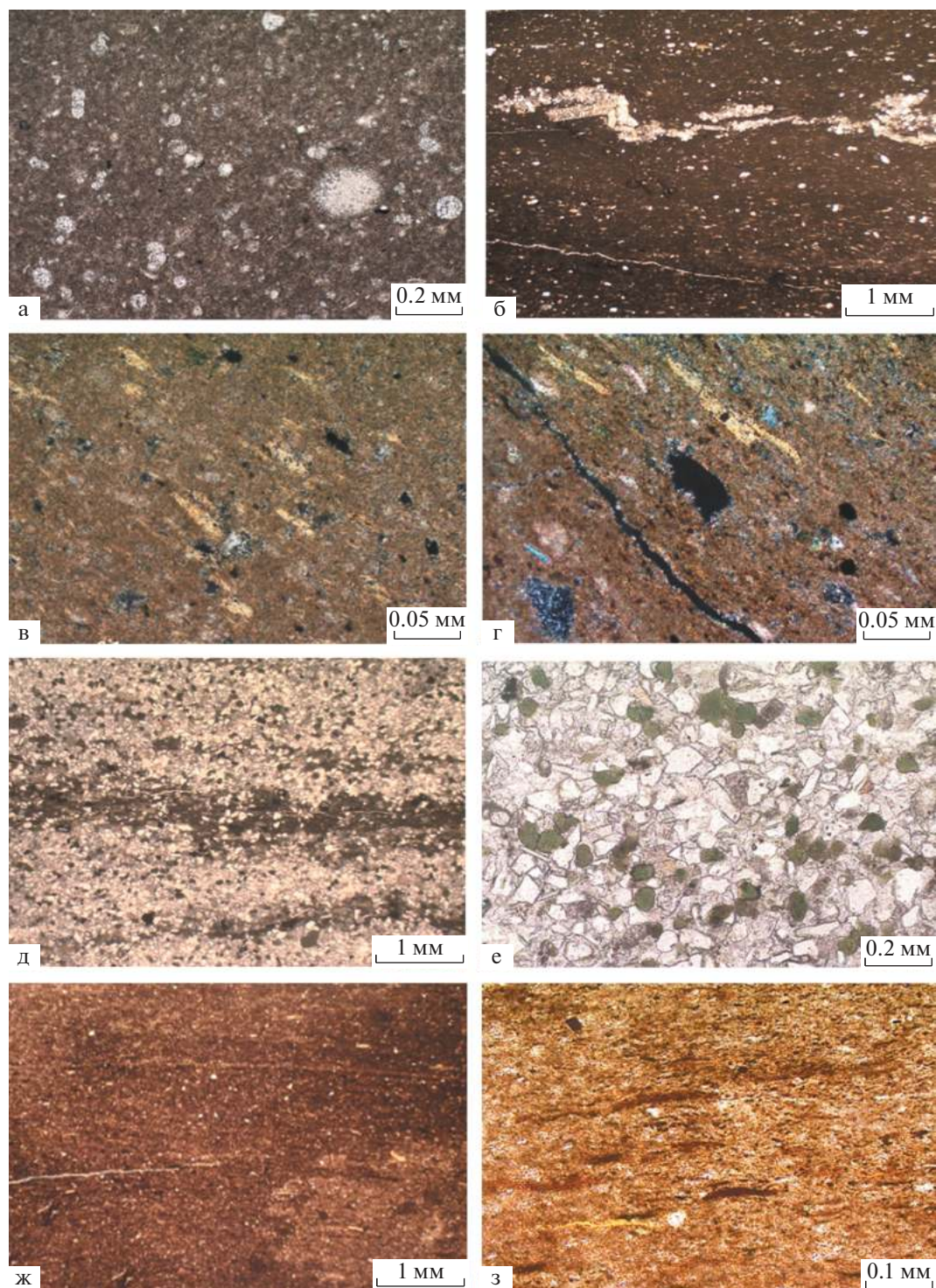
Видимая мощность 1.6–1.8 м.

2) “Слой  $\alpha$ ” (около 0.6 м) представлен голубовато-серыми глинами, на отдельных уровнях переходящими в мергели. Отмечены тонкие (первые см) прослой более темной окраски, обусловленной примесью ОВ. Часто встречаются мелкие пиритовые стяжения. Породы тонкоплитчатые, неяснослоистые, в целом относительно слабо биотурбированные; местами наблюдаются небольшие текстуры подводного оползания осадков.



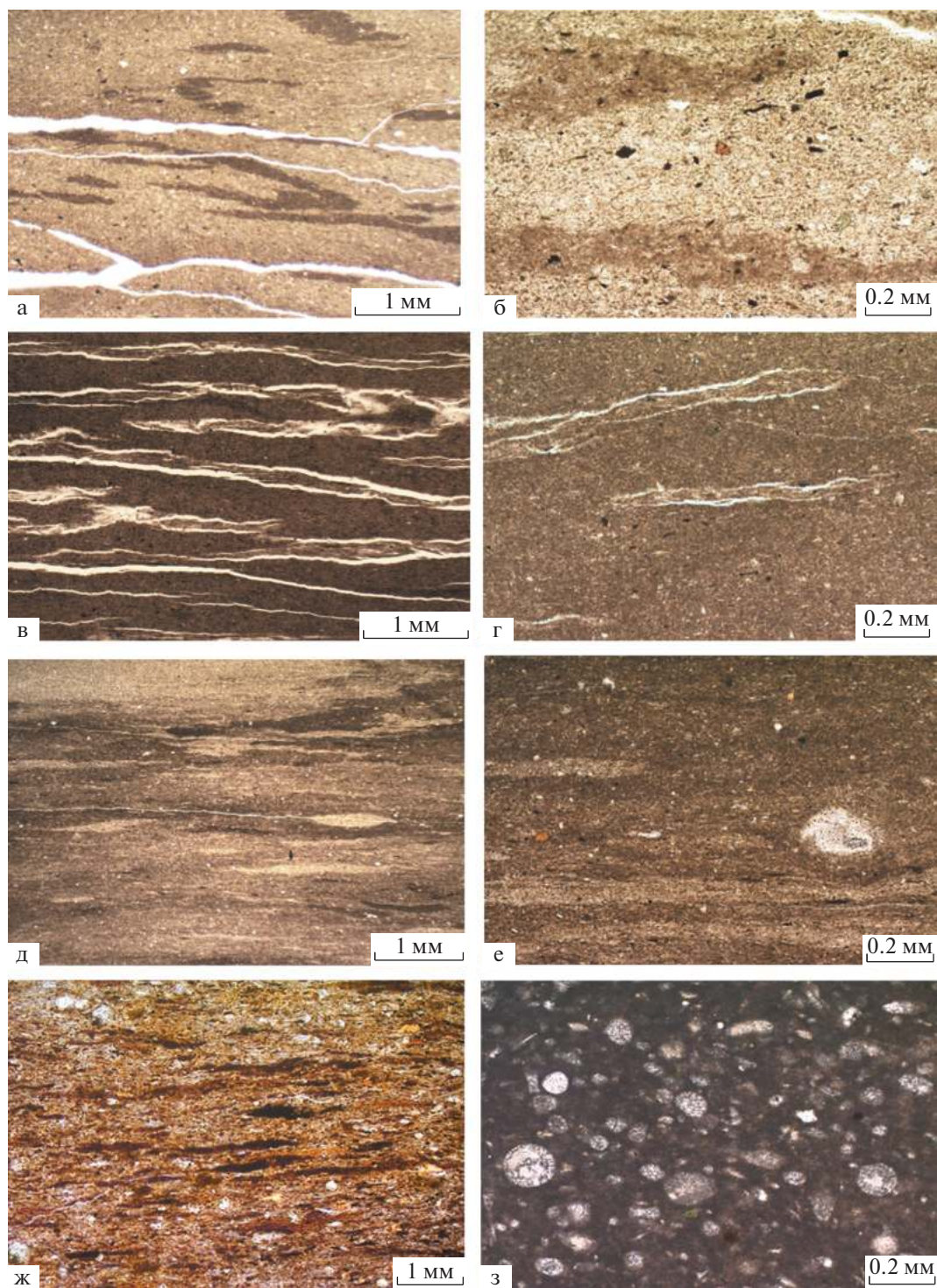
**Рис. 7.** Отложения ОАЕ 2 в разрезе р. Биук-Карасу (район г. Белогорска). а – общий вид обнажения в уступе правого берега; б – нижняя часть разреза ( $\alpha$ ) в уступе левого берега; в – верхняя часть разреза с углеродистыми породами ( $\beta$ , обр. 22-35); г – контакт с перекрывающими отложениями турона; д, ж – пласт мелкозернистых кварц-глауконитовых песчаников (ж – микрофото) с многочисленными выделениями гидроксидов Fe – продуктов окисления пиритовых стяжений; е – наиболее крупный циклит (снизу углеродистый слой, сверху серый карбонатный, контакт между ними нерезкий).





**Рис. 8.** Микрофотографии пород нижней части разреза Биук-Карасу.

а – известняк фораминиферово-микритовый с радиоляриями (вакстоун) из нижней части слоя  $\alpha$  (обр. 2, номера образцов см. рис. 12); б – известняк глинистый, алевритистый, с остатками иноцерамов из нижней части слоя  $\alpha$  (обр. 3); в, г – известняк глинистый, алевритистый, с включениями однородно ориентированных уплощенных глинистых литокластов, представленных агрегатами минералов группы смектита (обр. 3, в скрещенных николях в положении с максимальным двупреломлением); д, е – песчаник мелкозернистый с глауконитом, с тонкослоистой микротекстурой из нижней части слоя  $\alpha$  (обр. 5); ж, з – фрагмент слойка мергеля углеродистого, залегающего среди песчано-алевритовых пород в нижней части слоя  $\alpha$  и существенно деформированного, практически разрушенного в результате биотурбации, коричневые линзочки – морское ОВ (обр. 7).



**Рис. 9.** Микрофотографии пород верхней части разреза Биук-Карасу.

а, б – глина светлая известковистая, умеренно биотурбированная (обр. 10); в, г – глина темная, известковистая, биотурбированная (обр. 11); д, е – чередование слоев светлых и темных глин в разной степени известковистых, нарушенное при биотурбации (обр. 18); ж – углеродистый мергель (обр. 31); з – известняк с примесью глинистого и алевроитового материала, содержит многочисленные раковинки фораминифер и радиоларий (обр. 40).

В шлифах видно, что глины тонкоотмученные, преимущественно слабоизвестковистые; карбонатный материал в них представлен остатками

известкового наннопланктона, в породах рассеяны редкие раковинки радиоларий (фораминиферы практически отсутствуют). Неясная слоистость в

глинах обусловлена чередованием светлых, практически бескарбонатных, и темных глин и мергелей — с более высоким содержанием планктонного карбонатного материала. Глины биотурбированы в основном мелкими, однообразными ходами космополитных ихноидов *Zoophycos*, *Chondrites*, *Planolites* (см. рис. 9).

В целом этот интервал свидетельствует об усилении поступления тонкодисперсного терригенного материала в исследуемую часть палеобассейна, что, по-видимому, привело к возрастанию мутности вод и, возможно, некоторому нарушению нормальной солености, а соответственно и к ухудшению палеоэкологических условий для обитания морского планктона.

3) “Слой β” — интервал глинисто-мергельных отложений с преобладанием темно-серых, обогащенных ОВ пород (см. рис. 7, 9), которые чередуются с тонкими (~0.5–1 см) прослоями светло-серых разновидностей известково-глинистых пород. Наиболее мощный светло-серый прослой толщиной 20 см (см. рис. 7в, е) связан постепенным переходом с подстилающими темными углеродистыми породами, в то время как верхняя граница — отчетливая, резкая. В этом отношении отмеченная пара слоев, состоящая из темных и светлых пород сходна с циклитами, отчетливо выраженными в горизонтах ОАЕ 2 Дагестана [Гаврилов и др., 2013]. В смежных участках горизонта, где толщина светлых прослоев не более первых см, циклическое строение отложений выражено менее отчетливо.

По петрографическим данным, нижняя часть “слоя β” представлена слабокарбонатными глинами, похожими на глины “слоя α”. Однако в верхней части “слоя β” (начиная с обр. 28) в породах заметно увеличивается содержание автохтонного бассейнового материала: карбонатных остатков микрофауны (известковый наннопланктон, раковинки фораминифер), фосфатного биогенного детрита; возрастает содержание алевритового и мелкопесчаного материала с заметной (до 20%) долей глауконита, увеличивается содержание аморфного ОВ (коллоальгинита) и палиноморфных компонентов. Тонкоотмученные, практически бескарбонатные глины, в разрезе “слоя β” сменяются мергелями алевритовыми и песчанистыми.

В верхней части “слоя β” залегает пласт (10 см) мелкозернистых кварцевых песчаников — обр. 29 (см. рис. 7в, д) с большим количеством (до 25–30%) зерен глауконита. Породы этого пласта окрашены рыжими пятнами гидроксидов железа, возникшими за счет окисления многочисленных мелких пиритовых стяжений. Появление в слое песчаника подобных стяжений произошло в результате миграции в диагенезе сульфидов из

смежных, обогащенных ОВ осадков [Гаврилов, 2010].

Выше пласта песчаника залегают мергели углеродистые, с характерной тонколаминированной текстурой, подчеркнутой субгоризонтальным расположением мелких, уплощенных красновато-коричневых линзочек аморфного ОВ.

По достаточно резкой границе отложения сеномана перекрываются толщей серых плотных известняков турона.

4) В нижней части разреза турона преобладают известняки радиоляриево-микритовые с фораминиферами (вак- и пакстоуны), в которых раковинки радиолярий плохо сохранились и в основном замещены аутигенным кальцитом (см. рис. 9з). В толще также присутствуют тонкие прослои известняков фораминиферо-микритовых песчанисто-алевритовых, в которых радиолярии обычно отсутствуют или содержатся в существенно меньших количествах. Раковинки фораминифер в биомикритовом матриксе таких известняков распределены крайне неравномерно, отдельными пятнами, в которых концентрированные скопления фораминифер тесно ассоциируют со скоплениями глауконитсодержащего песчано-алевритового материала. Возможно, что эти пятна относительно грубозернистого материала, не характерного для вмещающих известняков, представляют собой дистальные темпеститы, тонкие слои которых позднее были деформированы в результате биотурбации.

Из приведенного описания структуры верхнесеноманских отложений Крыма и их литологических особенностей следует, что в основном они построены одинаково. Во всех разрезах в основании этого интервала, т.е. в кровле залегающей ниже толщи известняков, фиксируется отчетливо выраженная эрозионная поверхность. На нее налегает слой серых мергелей или мергелистых глин (“слой α”), который, в свою очередь, по отчетливой границе сменяется горизонтом высокоуглеродистых мергелей (“слой β”). Выше залегает толща известняков турона (в разрезе Аксу-Дере нижний пласт этой толщи, по данным Е.А. Щербининой, датируется сеноманом).

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ОАЕ 2 И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ПОРОД

В отложениях ОАЕ 2 исследовались следующие геохимические характеристики: 1) содержание и распределение в них различных элементов,  $C_{орг}$ ,  $CaCO_3$ , 2) пиролитические параметры ОВ, 3) поведение изотопов углерода и кислорода.

К вопросу о поведении химических элементов в отложениях ОАЕ 2 разреза Аксу-Дере исследователи обращались неоднократно. Первые дан-

**Таблица 1.** Содержание  $C_{орг}$ ,  $CaCO_3$  и химических элементов в отложениях ОАЕ 2 и вмещающих породах в разрезе Аксу-Дере

№ п/п	№ пробы		$C_{орг}$ , %	$CaCO_3$ , %	Fe, %	Mn, %	S, %	P, %	Co, ppm	Ni, ppm	Cu, ppm	Zn, ppm	V, ppm	Ba, ppm
1	46/14-1		0.16	86.26	0.29	0.06	0.06	0.04	3	18	7	24	19	2153
2	46/14-2		<0.1	83.88	0.49	0.05	0.07	0.05	2	24	12	40	24	2741
3	47/1		0.46	72.19	0.87	0.03	0.08	0.04	1	21	26	47	34	3279
4	47/2	$\alpha$	0.23	65.83	1.08	0.03	0.09	0.05	3	33	50	178	53	4007
5	47/3	$\beta$	4.60	57.20	1.18	0.02	0.53	0.04	2	105	69	264	170	6312
6	47/4	$\beta$	4.50	63.56	0.92	0.02	0.83	0.04	9	58	45	133	120	4585
7	47/4-1	$\beta$	4.20	57.09	0.99	0.02	0.58	0.05	4	89	51	115	120	5296
8	47/4-2	$\beta$	5.50	58.57	1.00	0.02	0.87	0.05	5	80	50	132	140	6225
9	45/1	$\beta$	3.60	65.83	0.84	0.02	0.62	0.03	6	59	95	155	210	4296
10	45/2	$\beta$	1.42	50.17	1.31	0.02	0.17	0.06	11	49	81	294	120	3559
11	45/3		0.53	59.36	0.96	0.04	0.11	0.06	8	39	45	45	42	2895
12	45/4		<0.1	72.00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
13	45/5		<0.1	75.00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

ные на эту тему были опубликованы в работе [Найдин, Кияшко, 1994а]. Было показано, что в породах углеродистого горизонта содержание  $C_{орг}$  может достигать 5–7%, при этом происходит заметное увеличение концентраций таких элементов, как Ni, Cu, V, Cr, Ag, Zn, Mo, Ba, в незначительной степени – Pb, закономерное понижение концентраций показывает Mn. Сходные закономерности были отмечены в работах [Гаврилов, Копаевич, 1996; Левитан и др., 2010]. Особенности поведения некоторых элементов в отложениях ОАЕ 2 иллюстрируют аналитические данные, приведенные в табл. 1.

В работе [Найдин, Кияшко, 1994б] было рассмотрено поведение изотопов углерода и кислорода в отложениях ОАЕ 2 разреза Аксу-Дере. В породах углеродистого пласта был установлен положительный сдвиг значений как для  $\delta^{13}C_{орг}$ , так и  $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ . Причем по сравнению с вмещающими отложениями увеличение  $\delta^{13}C$  составляет для органического вещества 1.15–1.90‰, а для карбоната 0.97–1.25‰. Изотопный состав кислорода карбонатов в этом разрезе меняется вверх по разрезу от –2.92...–3.23‰ до –4.18...–4.47‰; среднее значение для углеродистого пласта –4.27‰ (по 10 определениям), для подстилающих слоев – –3.38‰, для перекрывающих –4.39‰.

Вопросу поведения стабильных изотопов в отложениях разреза Аксу-Дере была также посвящена работа [Fisher et al., 2005], в которой в основном были подтверждены установленные закономерности: существование в углеродистом пласте положительного сдвига значений  $\delta^{13}C$  и отрицательного – для  $\delta^{18}O$ .

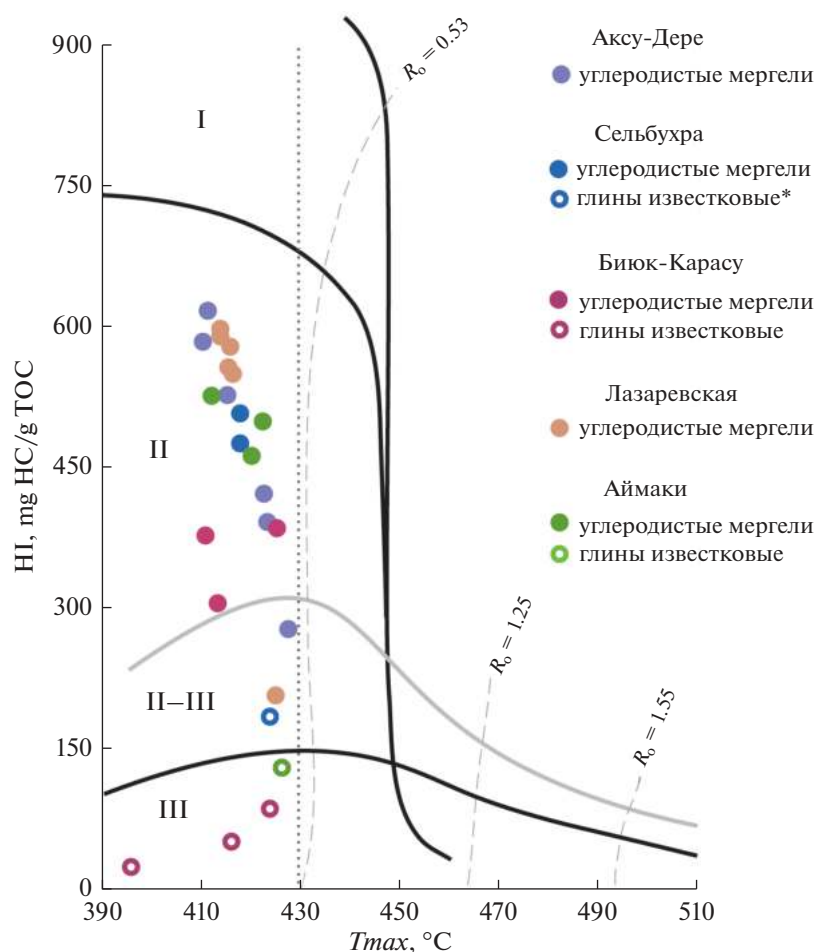
В табл. 2 приведены результаты Rock-Eval пиролиза образцов, отобранных из отложений пограничного сеноман-туронского интервала, соответствующего проявлению глобального события ОАЕ 2 в исследованных нами разрезах.

В разрезе Аксу-Дере проведенные ранее пиролитические исследования трех образцов пород углеродистого пласта (“слой  $\alpha$ ”) позволили определить для ОВ величины водородного индекса (HI) 387, 427, 458 мг УВ/г ТОС [Баженова, Соболева, 1997]. Данные Rock-Eval пиролиза обогащенных ОВ пород этого пласта, приведенные в работе [Fisher et al., 2005], указывают на вариации HI в интервале от 142 до 321 мг УВ/г ТОС, при этом было показано, что водородный индекс возрастает с увеличением содержания в породах органического углерода. В обоих работах для отложений события ОАЕ 2 приведены температуры максимального извлечения углеводородов ( $T_{max}$ ), не превышающие 430°C, которые свидетельствуют о низкой термической зрелости ОВ. Полученные нами для нескольких образцов (см. табл. 2) значения  $T_{max}$  (<428°C) вполне подтверждают эти оценки.

Содержание органического углерода в известковых глинах “слоя  $\beta$ ” очень низкое (ТОС < 0.2%), для них характерен низкий выход пиролизуемых углеводородов (S1, S2), поэтому корректная оценка  $T_{max}$  и HI по нашим данным затруднена. В темных мергелях “слоя  $\beta$ ” установлены повышенные концентрации органического углерода (ТОС 1.23– 8.06%) и соответственно высокие величины водородного индекса ОВ (HI составляет 272–578 мг УВ/г ТОС), что в целом соответствует ранее установленным пиролитическим характеристикам этих пород, позволяющих относить ке-

Таблица 2. Результаты Rock-Eval пиролиза ОВ в отложениях ОАЕ 2 Крымско-Кавказской области

№ п/п	Название разреза	№ образца	S1 mg HC/g rock	S2 mg HC/g rock	S3 mg CO/g rock	PI индекс продуктивности (S1/S1 + S2)	Tmax °C	ТОС мас. %	НИ водородный индекс S2/ТОС*100	ОИ кислородный индекс S2/ТОС*100
1	Сельбухра	СБ-9	1.61	35.99	6.21	0.04	418	7.55	476	82
2	Сельбухра	СБ-8	1.80	37.79	5.5	0.05	418	7.43	508	74
3	Сельбухра	С-3	0.16	0.52	0.83	0.24	424	0.28	185	296
4	Аксу-Дере	47/3	0.7	17.26	4.4	0.04	423	4.47	386	98
5	Аксу-Дере	47/4	1.18	37.69	3.2	0.03	410	6.51	578	49
6	Аксу-Дере	47/4-1	0.37	18.41	3.14	0.02	422	4.41	417	71
7	Аксу-Дере	47/4-2	1.00	49.27	2.41	0.02	411	8.06	611	29
8	Аксу-Дере	45/1	0.68	26.87	3.05	0.02	415	5.16	520	59
9	Аксу-Дере	45/2	0.12	3.65	1.71	0.03	427	1.34	272	127
10	Биюк-Карасу	Блг 16	0.07	3.34	0.79	0.02	425	2.33	143	34
11	Биюк-Карасу	Блг 22в	0.01	0.42	0.23	0.03	416	0.8	52	29
12	Биюк-Карасу	Блг 24	0.03	0.85	0.47	0.04	424	0.98	87	48
13	Биюк-Карасу	Блг 28	0.01	0.08	0.28	0.09	396	0.32	25	88
14	Биюк-Карасу	Блг 30	0.29	36.26	4.75	0.01	411	9.6	378	49
15	Биюк-Карасу	Блг 34	0.17	21.39	4.88	0.01	414	7.05	303	69
16	Лазаревское	04-12-10	2.75	132.83	5.38	0.02	414	22.5	590	23
17	Лазаревское	04-12-15	0.05	3.62	1.13	0.01	425	1.76	205	64
18	Лазаревское	04-12-20	2.53	110.75	7.19	0.02	416	20.11	550	35
19	Лазаревское	04-12-22	1.77	96.65	5.75	0.02	416	16.69	579	34
20	Лазаревское	04-12-26	2.14	101.65	5.7	0.02	414	16.99	598	33
21	Лазаревское	04-12-36	2.58	150.5	7.28	0.02	415	26.99	557	26
22	Аймаки	321г	0.26	12.06	2.19	0.02	420	2.6	463	84
23	Аймаки	324св	0.11	0.84	0.71	0.12	426	0.64	131	110
24	Аймаки	324г	0.57	40.41	3.64	0.01	412	7.66	527	47
25	Аймаки	325	1.26	35.43	4.43	0.03	422	7.08	500	62



**Рис. 10.** Диаграмма соотношения водородного индекса (HI) и температуры максимального извлечения углеводородов в ходе Rock-Eval пиролитиза ( $T_{max}$ ), показывающая тип керогена и степень его термической зрелости в породах интервала ОАЕ 2 (слой “ $\beta$ ”) в разрезах Крымско-Кавказской области (\* – образец из подстиляющего слоя “ $\alpha$ ”, приведенный для сравнения).

$R_0$  – коэффициент отражательной способности витринита; точечным пунктиром показана  $T_{max} = 430^\circ\text{C}$ , определяющая степень термической зрелости керогена.

роген к типам II и III, и отражающих наилучшую сохранность морского ОВ, обусловленную анаэробными условиями его накопления и преобразования в наиболее высоко обогащенных органическим углеродом (ТОС 4.41–8.06%) разновидностях мергелей (рис. 10).

В отложениях разреза ОАЕ 2 на южном склоне г. Сельбухры основные геохимические закономерности схожи с установленными для разреза Аксу-Дере. На рис. 11 показаны геохимические параметры пород: распределение в отложениях  $C_{орг}$ ,  $CaCO_3$ , ряда химических элементов (Fe, Mn, P, S, Ba, V, Ni, Cu, Zn), а также изменение значений  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$ . Как видим, для большинства элементов характерно увеличение концентраций в углеродистом пласте, за исключением Mn, который демонстрирует отчетливую тенденцию к уменьшению его содержания по сравнению с вмещаю-

щими отложениями – известняками. Если конфигурация кривой для  $\delta^{13}C$  выглядит вполне закономерно (положительный шифт), то кривая, отображающая отрицательный сдвиг для  $\delta^{18}O$ , осложнена резкими флуктуациями в нижней части горизонта, которые могут быть связаны с диagenетическими процессами в позднеэоценовых осадках.

В разрезе Сельбухра нами проанализированы три представительных образца: все они, судя по значениям температуры максимального выхода углеводородов в процессе пиролитиза ( $T_{max}$  418–424°C), также характеризуются низкой степенью термической зрелости ОВ.

В серых карбонатных глинах “слоя  $\alpha$ ” (обр. С-3) содержание органического углерода очень низкое (ТОС – 0.28%) при невысокой сохранности углеводородной части ОВ в процессах окисления

(НІ – 185 мг УВ/г ТОС), тогда как в темных мергелях “слоя β” (обр. СБ-8 и СБ-9) количество органического углерода существенно возрастает (ТОС составляет 7.43 и 7.55% соответственно), одновременно увеличивается доля углеводородной части в составе ОВ, что приводит к повышенному выходу фракции S2 (см. табл. 2) и, соответственно, к высоким значениям НІ – 476 и 508 мг УВ/г ТОС, характерным для морских высокоуглеродистых сланцев в целом. На модифицированной диаграмме Ван-Кревелена (см. рис. 10) ОВ темных мергелей попадает в область керогенов типа II, в которых преобладает ОВ морского происхождения, относительно хорошо сохранившееся от окисления. Эти результаты согласуются с петрографическими наблюдениями форм ОВ в темных мергелях, в которых оно представлено в основном своей аморфной разновидностью – полупрозрачными до слабопросвечивающих, уплотненными коричневыми линзочками (коллоальгинитом, по [Гинзбург, 1991]), и реже – очень темными, непрозрачными (пиритизированными и/или полуокисленными) разновидностями, а также содержит заметную примесь палиноморфных компонентов (лейптинита), присутствие которых, вероятно, тоже вносит свой вклад в повышение значений водородного индекса. Фигуративная точка керогена серых карбонатных глин на диаграмме Ван-Кревелена (см. рис. 10) попадает в область керогенов типа III. При практически полном отсутствии частиц наземного растительного детрита в исследованных отложениях, это позволяет предполагать в них присутствие в основном продуктов неполной окислительной деструкции морского ОВ. Однако примесь палиноморфного материала как наземного (фрагменты кутикулы, спороморфный материал), так и морского (диноцисты, остатки микроводорослей) происхождения, которая постоянно присутствует в этих породах и устанавливается при петрографических наблюдениях, возможно также несколько “повышает” значение водородного индекса, за счет селективного накопления в общем составе ОВ богатых липидами, резистентных к окислению палиноморфных компонентов. Это предположение не противоречит результатам работы [Dodsworth, 2004], указавшего на присутствие остатков одноклеточных зеленых водрослей – празиофитов и тасманитид и их существенное преобладание над морскими диноцистами в палинокомплексах из обогащенных ОВ темных мергелей (“слоя β”) разреза Аксу-Дере, что он считал индикатором дефицита кислорода в придонных слоях воды палеобассейна в этом районе.

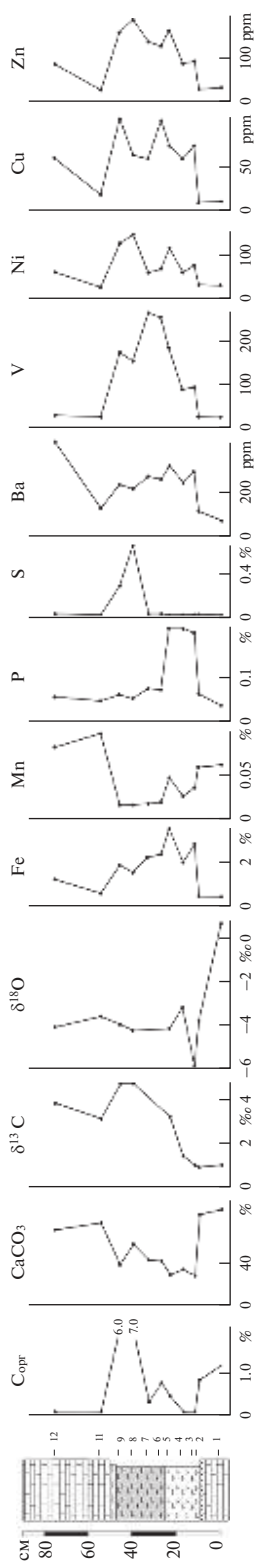
*Разрез ОАЕ 2 по р. Биюк-Карасу* в районе г. Белогорска по осадочной структуре и ряду геохимических характеристик отличается от Бахчисарайских разрезов. Как видно из рис. 12, основные

закономерности распределения элементов в отложениях ОАЕ 2 аналогичны наблюдаемым в Бахчисарайских разрезах, хотя существуют некоторые особенности в поведении ряда элементов. Наиболее ярко выраженным отличием этого разреза является характер распределения в его отложениях  $\delta^{13}\text{C}$ . Если кривая значений  $\delta^{18}\text{O}$  демонстрирует характерный для этого интервала отрицательный шифт, то  $\delta^{13}\text{C}$  – вместо ожидаемого положительного сдвига, показывает его относительно равномерное распределение в породах ОАЕ 2 и вмещающих отложениях.

В разрезе по р. Биюк-Карасу содержание ОВ в фоновых глинах “слоя β” (обр. 22в, 24, 28а) сравнительно невелико (ТОС 0.32–0.98%), хотя иногда почти достигает 1%, которое можно считать повышенным. В отдельных темных прослоях верхней половины этого слоя, в которых при биотурбации сохранились реликты тонких (первые мм) углеродистых слойков (обр. 16), содержание органического углерода заметно повышено (ТОС – 2.33%), тогда как в темных плитчатых углеродистых мергелях “слоя β” (обр. 30 и 34), концентрации органического углерода существенно возрастают (ТОС – 9.6 и 7.05%). Величина водородного индекса меняется от 25–87 в глинах, до 143 в глинах с реликтами углеродистых слойков, и достигает 303–378 мг УВ/г ТОС в темных, наиболее высокообогащенных ОВ мергелях верхней части “слоя β”. Значения *Tmax* лежат в пределах 411–425°C, что также, как и во всех других исследованных разрезах этого интервала, свидетельствует о низкой зрелости ОВ. На модифицированной диаграмме Ван-Кревелена (см. рис. 10) видно, что ОВ высокоуглеродистых мергелей из самой верхней части “слоя β” относится к керогену типа II, тогда как в известковых глинах, чередующихся с мергелями, в т.ч. содержащих реликты высокоуглеродистых слойков, первоначальное ОВ подверглось более интенсивной окислительной деструкции и в настоящее время представлено типом III керогена.

В работе [Латыпова и др., 2019] приведены результаты Rock-Eval пиролиза 5 образцов пород интервала ОАЕ 2 в том же разрезе: ТОС – от 0.1 до 4.14%, значения НІ – 48–92, и только в одной пробе – до 148 мг УВ/г ТОС.

Сравнение значений НІ в отложениях Бахчисарайских разрезов и р. Биюк-Карасу указывает на близость параметров керогена в обогащенных ОВ породах юго-западного и центрального Крыма, свидетельствующую о его преимущественно морском происхождении и деструкции первоначальной биомассы в условиях дефицита кислорода, что способствовало хорошей сохранности углеводородной составляющей. В породах “слоя β” обоих типов разрезов ОАЕ 2 Крыма, для керогена характерна заметная примесь палиноморфного



**Рис. 11.** Распределение в отложениях ОАЕ 2 разреза горы Сельбухра химических элементов и  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ .



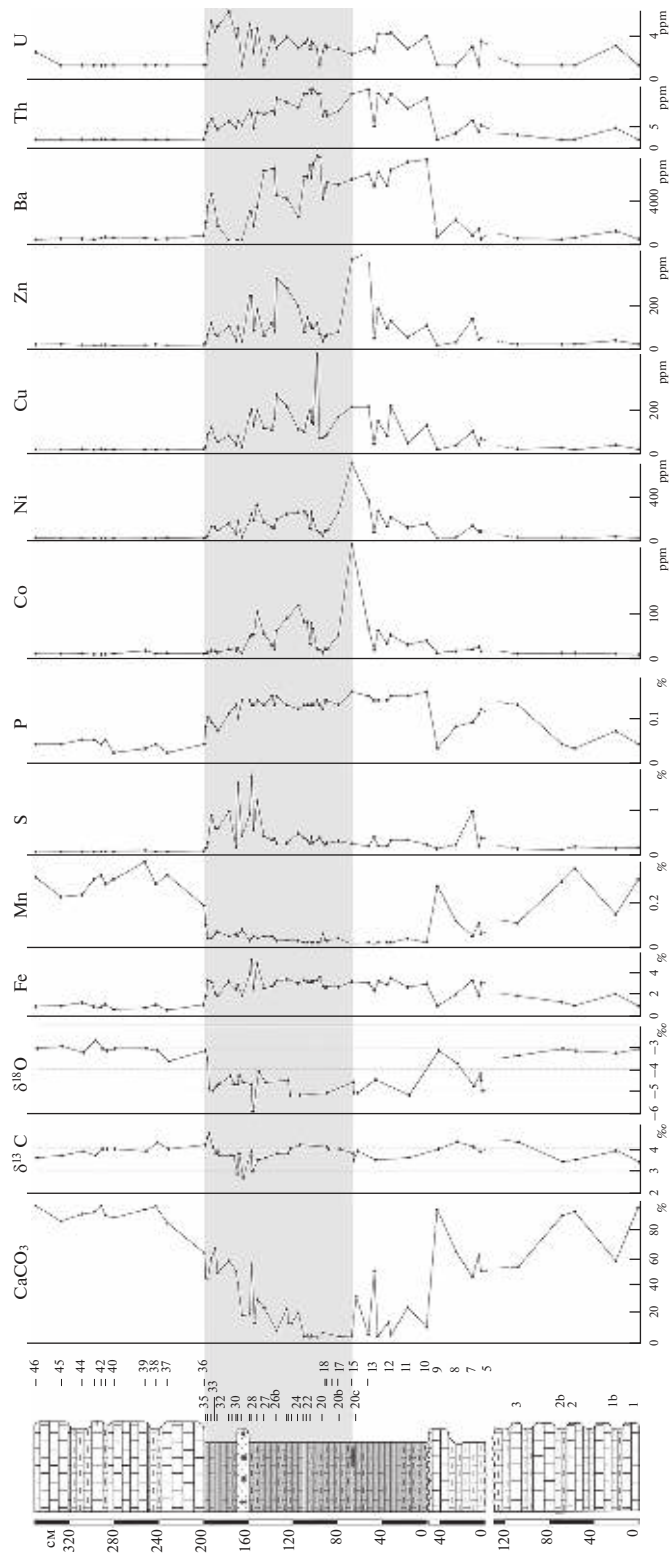


Рис. 12. Распределение в отложениях ОАЕ 2 разреза р. Биюк-Карау химических элементов и  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ .

материала и практически полное отсутствие частиц наземного растительного детрита.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из описания разрезов ОАЕ 2 Крыма, в них наблюдается сходство общей структуры этого интервала и вмещающих его отложений. Как правило, достаточно отчетливо выражена эрозионная поверхность в кровле подстилающих этот горизонт толщ известняков. Над ней залегает слой, мощностью в несколько дециметров (или более), глинисто-карбонатных пород (“слой  $\alpha$ ”, по [Гаврилов и др., 2013]). Перекрывается он пластом отложений, обогащенных органическим веществом, (“слой  $\beta$ ”), который обычно и рассматривается как наиболее яркое выражение ОАЕ 2. На углеродистый горизонт по резкой эрозионной границе, как правило, налегает пачка известняков и мергелей. Важно отметить, что такая же структура позднеэоценового события ОАЕ 2 была нами выявлена в большинстве разрезов Восточного Кавказа (Дагестан, рис. 13). То есть одинаковое строение терминальных отложений верхнего сеномана прослеживается на расстоянии около 1100 км несмотря на то, что их накопление в ряде случаев происходило в различных фациальных обстановках.

Обычно к отложениям, соответствующим событию ОАЕ 2, относят горизонт углеродистых отложений. Однако результаты изучения отложений этого интервала в разных районах Крымско-Кавказской области позволяют считать, что признаки наступления палеоэкологического кризиса появились еще до начала накопления углеродистых осадков, а его завершение произошло заметно позже образования углеродистого пласта.

Начало кризисных явлений следует связывать с накоплением осадков серого глинисто-мергельного “слоя  $\alpha$ ”, и уже в его породах повсеместно — в крымских и дагестанских разрезах — наблюдаются признаки появления изотопных аномалий, которые достигают максимума в углеродистом “слое  $\beta$ ” (см. разрез ОАЕ 2 Сельбухры и дагестанского разреза Аймаки, рис. 14). Помимо изотопных вариаций, в “слое  $\alpha$ ” обнаруживаются изменения биоты, о чем свидетельствуют результаты анализа изменений в поведении наннопланктона в разрезе Аймаки [Гаврилов и др., 2013]. Учитывая эти обстоятельства, имеются основания рассматривать “слой  $\alpha$ ” в составе комплекса отложений, соответствующих событию ОАЕ 2.

Если отложения, соответствующие началу события ОАЕ 2, представлены и хорошо выражены практически во всех разрезах Крыма и Восточного Кавказа, то вопрос о верхней границе отложений этого события далеко не прост.

Наличие в подавляющем большинстве изученных разрезов Крымско-Кавказской области резкой литологической (и, по всей вероятности, эрозионной) границы, перекрывающей углеродистый горизонт, позволяет предполагать, что верхние части отложений ОАЕ 2 были размывы в результате эвстатического регрессивного эпизода. Только в одном дагестанском разрезе Аймаки сохранились отложения (горизонт “ $\gamma$ ”), соответствующие периоду выхода палеоэкологических обстановок из кризисного состояния, что отразилось на их литолого-геохимических и биотических характеристиках. Как видно из рис. 14, значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в отложениях над углеродистым пластом еще довольно долго сохраняют аномально высокие величины и снижаются до предкризисного состояния только вблизи границы с туронном; аналогичным образом ведет себя Ва. Причем углеродная изотопная аномалия заканчивается несколько раньше, чем кислородная. Наиболее отчетливо выраженная часть углеродной аномалии прослеживается до кровли “слоя  $\gamma$ ” (обр. 329, см. рис. 14), и здесь же происходит восстановление предкризисного соотношения таксонов наннопланктона. По-видимому, этот уровень и следует на данном этапе исследований рассматривать как завершение палеоэкологического события ОАЕ 2 [Гаврилов и др., 2013].

При общем сходстве структуры верхнесеноманских отложений в разрезах Крымско-Кавказской области, между ними существуют и отчетливо выраженные различия, что прежде всего касается цикличности, наблюдаемой в углеродистом горизонте. Наиболее отчетливо циклическая структура углеродистых отложений выражена в разрезах Восточного Кавказа — Дагестана и Чечни [Гаврилов и др., 2013; Тур, 1996]. На рис. 15 показана циклическая структура отложений ОАЕ 2 в разрезе Цудахар Дагестана. Здесь выделяется 11–12 циклитов, в каждом из которых нижний слой представлен углеродистой породой, а верхний — светло-серой с высоким содержанием  $\text{CaCO}_3$ ; в некоторых разрезах толщина циклитов снизу вверх возрастает. Такая структура углеродистого горизонта характерна для подавляющего большинства разрезов. Образование цикличности такого типа, по нашему мнению, связано с короткими преллационными циклами Миланковича (~21 тыс. лет). Такое же количество осадочных циклов (11) приводится в работе [Kuhnt et al., 1997, 2005].

Подобная седиментационная цикличность в Бахчисарайских разрезах отчетливо не выражена. В разрезе Аксу-Дере отложения углеродистого горизонта сравнительно гомогенны, а отмечаемые в нем светлые прослои имеют линзовидную форму и возникли вследствие окисления сульфидов и



Рис. 13. Структура отложений ОАЕ 2 в разрезе Левашы Горного Дагестана (отчетливо выделяются интервалы отложений α и β).

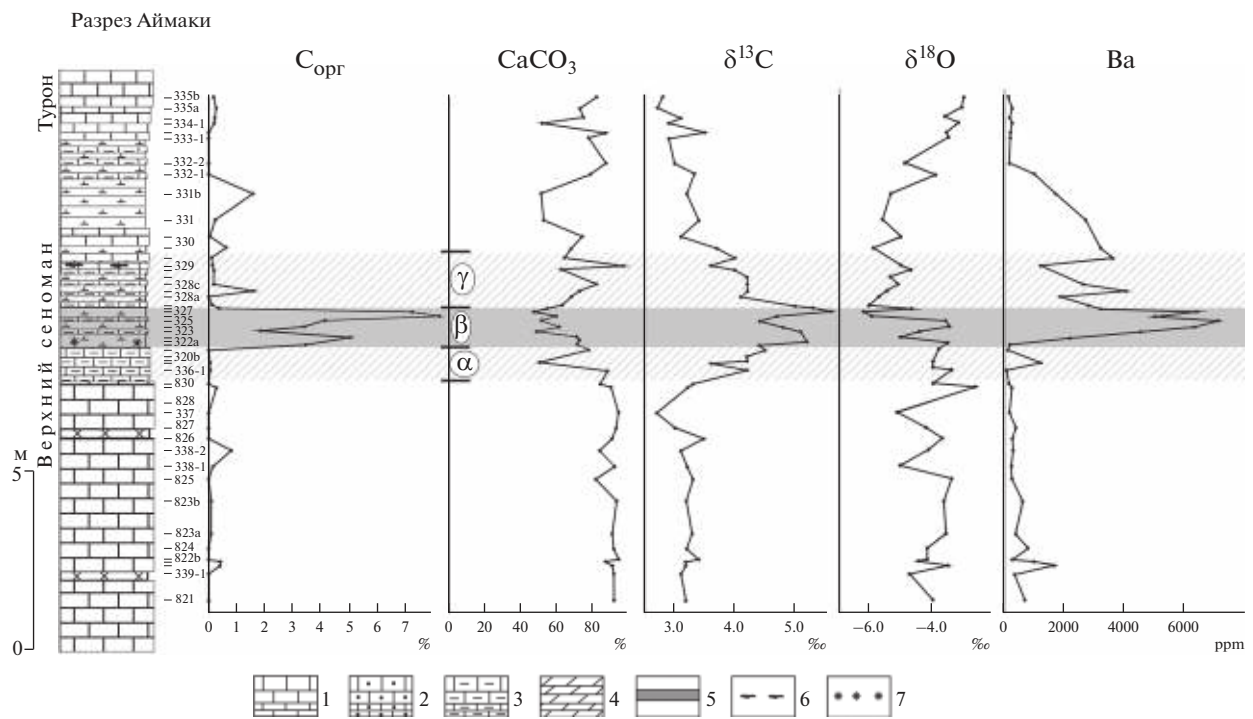


Рис. 14. Строение отложений переходного интервала верхний сеноман–турон в разрезе Аймаки Горного Дагестана и распределение в них  $C_{org}$ ,  $CaCO_3$ ,  $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$  и  $Ba$ , по [Гаврилов и др., 2013].  
 Цифры – номера образцов, α, β, γ – различные части отложений ОАЕ 2.  
 1 – известняки, 2 – песчанистые известняки, 3 – глинистые известняки, 4 – мергели, 5 – горизонт углеродистых отложений, 6 – бентонитовые прослой, 7 – кремневые конкреции.



Рис. 15. Циклическая структура отложений ОАЕ 2 в разрезе Цудахар Горного Дагестана.

вторичного осветления породы (см. выше). Чем же был обусловлен равномерный характер распределения в породах ОВ? Как отмечалось выше, накопление позднесеноманских осадков в этом районе происходило в условиях достаточно сильно расчлененного рельефа морского дна. Это была зона повышенной гидродинамической активности. Видимо, накапливавшиеся углеродистые осадки течениями и волновой деятельностью размывались, взмучивались и переотлагались (в том числе в результате гравитационных процессов), теряя при этом свою первоначальную слоистую структуру.

В разрезе Биюк-Карасу признаки циклической структуры существуют, но расположение циклитов закономерно — соседствуют циклиты толщиной в несколько дециметров и тонкие — в первые см (см. рис. 7в–е). Такой характер циклическости, видимо, обусловлен накоплением осадков в относительно мелководных и нестабильных условиях седиментации.

## ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В БАССЕЙНЕ КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

Палеоэкологическое событие ОАЕ 2 — одно из наиболее ярко выраженных глобальных событий, во время которого могли развиваться аноксидные обстановки в наддонных водах морей, что — по мнению многих исследователей — было причиной накопления углеродистых осадков [Arthur et al., 1987; Jenkyns, 1980; Schlanger et al., 1987 и др.]. Однако, результаты наших работ по изучению отложений ОАЕ 2 в Крымско-Кавказской области не дают оснований для подтверждения предположения о развитии устойчивых обстановок дефицита кислорода в бассейне этого региона в конце сеноманского времени. Поскольку происходило накопление обогащенных ОВ осадков, то в них, конечно, возникали восстановительные условия, о чем свидетельствуют сульфидные конкреции; на отсутствие биотурбации илов указывает часто наблюдаемая тонкая седиментационная слоистость. Окисление накапливавшегося на дне ОВ часто приводило к дефициту кислорода в придонных водах, что объясняет уменьшение количества или полное исчезновение бентосной фауны, скудные следы жизнедеятельности, в т.ч. Chondrites, которые могут существовать в бескислородных условиях.

Препятствовать возникновению стабильной аноксии в палеоводоеме мог циклический режим седиментации, т.е. относительно частая смена эпизодов накопления углеродистых осадков и карбонатных светлых осадков с относительно невысокими — вплоть до нулевых — содержаниями  $S_{org}$ . Соответственно, геохимические обстановки, как в осадках, так и в наддонных водах могли периодически меняться от аноксидных или субоксидных до нормальных оксидных, что, естественно, не благоприятствовало развитию стабильных аноксидных условий в водах палеобассейна.

Достаточно надежным методом оценки окислительно-восстановительных условий в древних бассейнах является расчет коэффициента стагнации, который основан на соотношении величин содержания в породах таких элементов как Mn и Mo. Выбор этих элементов связан с их диаметрально противоположным поведением в водах бассейнов с  $H_2S$ -заражением вод: соответственно в отложениях этих водоемов Mn демонстрирует понижение концентраций, в то время как Mo, напротив, интенсивно в них накапливается [Холодов, Недумов, 1991; Недумов, 1998; Gavrillov et al., 2021 и др.]. Например, в палеоцен/эоценовых высокоуглеродистых отложениях, накопившихся во время события РЕТМ в зонах развития в палеобассейне аноксидных обстановок, содержания Mo достигают 300–400 ppm, а в некоторых

образцах 1700 ppm и даже более [Гаврилов, Щербинина, 2004], в отложениях аптского аноксидного водоема Русской плиты (событие Селли) – до 130 ppm [Гаврилов и др., 2002].

Анализ распределения Mn и Mo в углеродистых породах ОАЕ 2 Крыма и Дагестана показывает, что по сравнению с вмещающими отложениями их содержания изменяются – уменьшаются у Mn и возрастают у Mo; однако, эти изменения сравнительно невелики (для Mo максимум 15 ppm в крымских разрезах и 40 ppm в дагестанских) и не могут свидетельствовать о развитии масштабных и устойчивых аноксидных обстановок в позднеэоценоманском палеобассейне. Следует также учитывать сравнительно небольшую глубину этого эпиконтинентального моря в Крымско-Кавказском регионе и его достаточно активную гидродинамику, что должно было ограничивать процесс развития анокиии.

Как ранее уже отмечалось [Гаврилов и др., 2013], если аноксидные обстановки в наддонных водах морей этого региона и возникали, то, во-первых, они охватывали сравнительно небольшую – придонную часть столба воды, во-вторых, в связи с циклическим характером седиментации степень дефицита кислорода должна была существенно варьировать на протяжении времени формирования углеродистого горизонта, и, наконец, вследствие относительной мелководности водоема анокиии должна была ослабевать в периоды усиления его гидродинамической активности.

Не исключено, что относительно стабильные аноксидные обстановки могли возникать в глубоководном флишевом трое Западного Кавказа (разрез Лазаревское), в котором для отложений ОАЕ 2 характерны очень высокие содержания ОВ (ТОС до 20–25%, см. табл. 2), а также повышенные содержания Mo – 21–96 ppm, Se – 11–33 ppm, и, напротив, пониженные – для Mn.

#### ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОАЕ 2 В КРЫМСКОМ- СЕВЕРОКАВКАЗСКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ

Как было показано выше, характерной чертой разрезов ОАЕ 2 Крыма и Восточного Кавказа является отчетливо выраженная эрозионная поверхность, венчающая разрез карбонатной толщи, накопившейся в предшествующий ОАЕ 2 период. Этот размыв некоторой части известняков, несомненно, был связан с произошедшей в это время регрессией моря, скорее всего имевшей эвстатическую природу. На существование этого регрессивного эпизода в других регионах Земли указывается в работах [Ernst et al., 1983; Schlanger et al., 1987; Hancock, 1993; Voight et al., 1992 и др.]. Причем, поскольку она проявилась в разрезах отложений, образованных в разных палеогеографи-

ческих обстановках, амплитуда падения уровня моря была, очевидно, значительной – не менее нескольких десятков метров. Вполне реально допустить, что в некоторых районах имела место субэаральная экспозиция и выветривание карбонатных пород. Снос с палеоподнятий возникшего в результате эрозии материала обусловил образование “слоя  $\alpha$ ” – серых глинисто-мергельных с алевритовой примесью осадков. Впрочем, этот материал мог возникать и в результате подводного размыва слаболитифицированных отложений предыдущего этапа осадконакопления вследствие резко возросшей гидродинамики вод при падении уровня моря.

Масштабная глобальная регрессия существенно увеличила площади наземных прибрежных ландшафтов, обусловила их палеоэкологические изменения, повлияла на климатические флуктуации; в морях Пери-Тетиса должна была существенно измениться система циркуляции вод, поскольку некоторые мелководные проливы закрылись. Эти изменения не могли не оказать влияние на геохимические характеристики отложений – с ними, в частности, очевидно, было связано начало изотопных аномалий  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , наблюдаемых в “слое  $\alpha$ ”.

Следующим этапом в формировании комплекса отложений ОАЕ 2 было накопление осадков, интенсивно обогащенных ОВ. Ранее, рассматривая вопрос о причинах образования углеродистого горизонта, нами предлагалась следующая принципиальная схема развития событий [Гаврилов, Щербинина, 2004; Гаврилов и др., 2013].

В результате предшествовавшей ОАЕ 2 регрессии обнажились обширные пространства морского дна по периферии морей и вокруг архипелагов, которые были покрыты нелитифицированными или слабо литифицированными отложениями. На этих площадях возникали многочисленные заболоченные территории и озера, где накапливалось ОВ (в твердом и растворенном виде). Кислая среда торфяников способствовала переводу в раствор многих элементов, в том числе биофильных. Таким образом, во время регрессии возникали специфические прибрежные геохимически активные ландшафты, в пределах которых находились скопления реакционноспособных веществ (ОВ, фосфатов, железа и др.).

Позднее, когда регрессию сменяла быстро развивавшаяся трансгрессия, наступающее на сушу море активно взаимодействовало с этими ландшафтами, что сопровождалось выносом в морской водоем значительных масс ОВ и биофильных элементов – P, N, Fe и др. Их вовлечение в биологический цикл приводило к интенсивному цветению фито- и бактериопланктона и обогащению осадков ОВ (смешанного типа). В некоторых гидродинамически спокойных зонах вследствие

окисления больших масс ОВ в придонных водах возникал дефицит кислорода, т.е. развивались аноксидные обстановки.

После завершения трансгрессии и прекращения поступления биофильных элементов в водоем интенсивное цветение разнообразных форм фитопланктона постепенно заканчивалось и, соответственно, прекращалось обогащение илов ОВ.

Следует отметить, что развитие трансгрессии не было линейным процессом — она осложнялась флуктуациями уровня моря более мелкого порядка, т.е. процесс имел пульсационный характер, что обусловило циклическое строение отложений ОАЕ 2. Представляется вполне допустимым связать пульсации уровня моря и, соответственно, образование в этих отложениях серии циклитов с короткопериодными циклами Миланковича (~21 тыс. лет). На основе установленного количества циклитов в отложениях ОАЕ 2 общая продолжительность события была оценена в ~370–410 тыс. лет, из них накопление углеродистых осадков в 230–250 тыс. лет [Гаврилов и др., 2013].

Рассмотренный сценарий формирования углеродистых отложений вполне удовлетворительно объясняет происхождение относительно маломощных горизонтов углеродистых отложений, распространенных на значительной территории, а также некоторых толщ, представленных чередованием пластов углеродистых и безуглеродистых отложений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Установлено, что литолого-геохимические и фаунистические признаки позднеэоценового палеоэкологического события ОАЕ 2 фиксируются в серии разрезов морских отложений Северного Пери-Тетиса на огромной территории от Крыма до северо-восточного Кавказа — на расстоянии около 1100 км.

2. Показано, что отложениям, накопившимся в это время, присуща схожая структура: снизу и сверху они ограничены эрозионными поверхностями (ЭП), между которыми залегают два пласта — нижний ( $\alpha$ ) сложен серыми глинистыми мергелями, верхний ( $\beta$ ) — высокоуглеродистыми породами. Поскольку уже в нижнем пласте отмечено начало изотопных сдвигов  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , характерных для ОАЕ 2, оба пласта следует рассматривать в составе этого события. В единичных — стратиграфически наиболее полных разрезах выделяется еще третий уровень (горизонт “ $\gamma$ ”) безуглеродистых отложений, в которых сохраняется ряд геохимических аномалий, характерных для “слоя  $\beta$ ”.

3. Нижняя ЭП соответствует регрессии — короткой по продолжительности, значительной по амплитуде ( $n \times 10$  м) падения уровня моря. В результате были эродированы верхние слои ранее

накопленных карбонатных осадков; материал этой эрозии участвовал в накоплении осадков пласта “ $\alpha$ ”.

4. Регрессия привела к формированию обширных прибрежных озерно-болотных ландшафтов, на территории которых происходило накопление больших масс ОВ в твердом и растворенном виде, а также биофильных элементов. Последующая быстрая трансгрессия взаимодействовала с этими ландшафтами, что приводило к поступлению в море ОВ и биофильных элементов и, как следствие, резкому росту биопродуктивности органического планктона и накоплению углеродистых осадков. Данные пироллиза ОВ свидетельствуют о его смешанном характере — наземном и бассейновом, что подтверждает предложенную модель формирования углеродистого горизонта.

5. Трансгрессия не была линейным процессом, а осложнялась частыми флуктуациями уровня моря, которые были, видимо, отражением коротких прецессионных циклов Миланковича. Результатом таких флуктуаций явилась наблюдаемая во многих разрезах углеродистого горизонта отчетливо выраженная седиментационная цикличность.

6. На большей территории Крымско-Кавказской области в водах позднеэоценового палеобассейна устойчивые аноксидные обстановки не возникали, о чем свидетельствуют литолого-геохимические и палеоэкологические данные. Условия дефицита кислорода, помимо углеродистых осадков, как правило, развивались в относительно маломощном слое наддонной воды в связи с окислением накапливавшегося на дне ОВ; относительно стабильные обстановки аноксии могли возникать локально — в глубоководных морских трогах.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с госзаданием Геологического института РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Венгерцев В.В., Кузьмичева Т.А.* Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана и турона Юго-Западного Крыма // Очерки геологии Крыма. М.: Изд-во Геологического факультета МГУ, 1997. Вып. 1. С. 54–73.
- Бадулина Н.В.* Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза г. Сельбухра (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2007. № 5. С. 26–31.
- Бадулина Н.В., Копаевич Л.Ф.* Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза Аксу-Дере (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2007. № 1. С. 22–28.
- Баженова О.К., Соболева Е.В.* Органическая геохимия мезозойских отложений междуречья Бодрака и Качи //

- Очерки геологии Крыма. М.: Изд-во Геологического факультета МГУ, 1997. Вып. 1. С. 74–87.
- Гаврилов Ю.О. Диагенетическая миграция сульфидов в отложениях различных обстановок седиментации // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 3. С. 133–150.
- Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. № 4. С. 3–14.
- Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Раннемеловой аноксический бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии / Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Д. Хуторского. М.: Наука, 2004. С. 493–531.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское палеоэкологическое событие (ОАЕ 2) в восточно-кавказском бассейне Северного Перитетиса // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 6. С. 522–551.
- Гинзбург А.И. Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991. 116 с.
- Кузьмичева Т.А. Распределение фораминифер в пограничных отложениях сеномана и турона в разрезе горы Белой (Юго-Западный Крым, Украина) // Вестник МГУ. Сер. геол. 2001. № 4. С. 27–35.
- Латыпова М.Р., Копаевич Л.Ф., Калмыков А.Г. и др. Новые данные об океаническом бескислородном событии (ОАЕ2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Биюк-Карасу (Центральный Крым) // Вестник МГУ. Сер. геология. 2019. № 3. С. 21–27.
- Левитан М.А., Алексеев А.С., Бадулина Н.В., Гирич Ю.П., Копаевич Л.Ф. и др. Геохимия пограничных сеноман-туронских отложений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа // Геохимия. 2010. № 6. С. 570–591.
- Методы изучения осадочных пород. Т. 2 / Отв. ред. Н.М. Страхов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 564 с.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С. Разрез отложений сеноманского яруса между речьями Качи и Бодрака (Крым) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 4. С. 11–25.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман-турона Горного Крыма. Ст. 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994а. Т. 69. Вып. 1. С. 28–42.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман-турона Горного Крыма. Ст. 2. Изотопный состав и содержание кислорода; условия накопления органического углерода // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994б. Т. 69. Вып. 2. С. 59–74.
- Недумов Р.И. Об изменениях уровня сероводородного заражения наддонных вод майкопского бассейна // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 371–382.
- Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
- Arthur M.A., Schlanger S.O., Jenkyns H.C. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, II. Paleoceanographic controls on organic matter production and preservation // Marine Petroleum Source Rocks / Eds J. Brooks, A. Fleet // Geol. Soc. Spec. Pub. 1987. V. 26. P. 401–420.
- Dodsworth P. The palynology of the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) boundary succession at Aksudere in Crimea, Ukraine // Palynology. 2004. V. 28. P. 129–141.
- Ernst G., Schmid F., Seibertz E. et al. Event stratigraphy of the Cenomanian and Turonian of Northwest Germany // Zitteliana. 1983. V. 10. P. 531–554.
- Espitalie J., Bordenave M.L. Rock-Eval pyrolysis // Applied Petroleum Geochemistry / Ed. M.L. Bordenave. Paris: Technip ed., 1993. P. 237–361.
- Fisher J.K., Price G.D., Hart M.B., Leng M.J. Stable isotope analysis of the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event of the Crimea // Cretac. Res. 2005. V. 26(6). P. 853–863.
- Gavrilov Yu., Nedumov R., Shchepetova E. et al. Stratigraphy, sedimentology and geochemistry of the Oligocene – Lower Miocene Maikop group in Dagestan, NE Caucasus // J. Pet. Geol. 2021. V. 44(3). P. 385–412.
- Hancock J.M. Sea-level changes around the Cenomanian-Turonian boundary // Cretac. Res. 1993. V. 14(4–5). P. 553–562.
- Jenkyns H.C. Cretaceous anoxic events: From continent to oceans // J. Geol. Soc. 1980. V. 137. P. 171–188.
- Kuhnt W., Nederbragt S., Leine L. Cyclicity of Cenomanian-Turonian organic-carbon-rich sediments in the Tarfaya Atlantic Coastal Basin (Morocco) // Cretac. Res. 1997. V. 18(4). P. 587–601.
- Kuhnt W., Luderer F., Nederbragt S. Orbital scale record of the late Cenomanian Turonian oceanic anoxic event (OAE 2) in the Tarfaya Basin (Morocco) // Int. Earth Sci. 2005. V. 94. P. 147–159.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences // Geologie En Mijnbouw. 1976. V. 55. P. 179–184.
- Schlanger S.O., Arthur M.A., Jenkins H.C., Scholle P.A. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event / Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and marine  $\delta^{13}\text{C}$  excursion // Marine Petroleum Source Rocks / Eds J. Brooks, A. Fleet // Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. V. 26. P. 371–399.
- Shcherbinina E., Aleksandrova G. Nannofossil and dinocyst record across the Cenomanian/Turonian transition of the Crimea, Ukraine // Scientific Program and Abstracts of 7<sup>th</sup> International Symposium on the Cretaceous, 5–9 September 2005. Neuchatel, Suisse, 2005. P. 200–201.
- Tissot B.P., Welte D.H. Petroleum formation and occurrence / 2nd edition. Berlin, Heidelberg, Germany: Springer-Verlag, 1984. 538 p.
- Tur N.A. Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian-Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus // Biotic recovery from mass extinction events / Ed. M.B. Hart // Geol. Soc. Spec. Pub. 1996. V. 102. P. 259–264.
- Voigt T., Pohl T., Trager K.A. Geological evidence for the sub-Plenus regression in Saxony / Abstr. 4th int. Cretaceous Symp. Hamburg, 1992. Abstracts. P. 195–198.

## **Late Cenomanian Paleocological Event OAE 2 in the Sections of the Northern Peri-Tethys (Crimea, Eastern Caucasus): Sediment Structure, Dynamics of Formation**

**Yu. O. Gavrilov<sup>1, \*</sup>, E. A. Shcherbinina<sup>1</sup>, E. V. Shchepetova<sup>1</sup>, O. V. Golovanova<sup>1</sup>, B. G. Pokrovsky<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

*\*e-mail: yugavrilov@gmail.com*

The comparative characteristics of the sediment sections of the paleocological event OAE 2 within the Crimean-Caucasian region, located at a distance of more than 1000 km, are given. It is shown that the deposits accumulated at this time in different facies conditions are characterized by a similar structure. Based on the analysis of lithological-geochemical and paleocological data, it is assumed that 1) stable conditions of oxygen deficiency did not occur in the waters of the paleobasin; they could have developed locally in a low-power layer of above-bottom water as a result of oxidation of the accumulated sediment at the bottom, 2) geochemical anomalies inherent in the carbonaceous horizon can be traced in adjacent layers, which also allows them to be attributed to a paleocological event. The formation of carbonaceous sediments of OAE 2 occurred due to the arrival of biophilic elements from the land and a sharp increase in the bioproductivity of plankton during eustatic transgression, the development of which was complicated by frequent fluctuations of the sea associated with the precession cycles of Milankovich.

*Keywords:* paleocological event OAE 2, Northern Peri-Tethys, Crimean-Caucasian region, carbonaceous deposits, geochemistry of elements, Rock-Eval pyrolysis, anoxia.