

УДК 551.763.31/32: [550.42:546.027] (477.75)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕНОМАН/ТУРОН ГОРНОГО КРЫМА. СТАТЬЯ 2. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА; УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА¹

Д. П. Найдин, С. И. Кияшко

В разрезе Аксудере на границе сеноман/турон (С/Т) в пачке «черных прослоев» (ПЧП), содержащей повышенные концентрации $C_{орг}$, обнаружен положительный сдвиг значений как $\delta^{13}C_{орг}$, так и $\delta^{13}C_{CaCO_3}$. Сдвиг соответствует установленному во многих зарубежных разрезах на границе С/Т изотопному экскурсу $\delta^{13}C$, отражающему изменение содержания CO_2 в системе океан/атмосфера. Рассматриваются существующие модели развития в морских условиях дефицита кислорода, приводящие к накоплению осадков с повышенным содержанием органического вещества. В эпиконтинентальных морях Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) во время крупной трансгрессии рубежа С/Т в воде и осадках локально проявлялась кислородная недостаточность. В понижениях рельефа дна развивались застойные явления, благоприятствовавшие накоплению и сохранению органического вещества, представленного отмершей биомассой пелагиали, дополненной поступающим с суши микрофитным материалом. Основная фаза ОАЕ2 происходила в самом конце сеноманского века; ей отвечает глобально проявлявшийся позитивный экскурс значений $\delta^{13}C$. Условия дефицита кислорода развивались местами как до, так и после основной фазы.

Изотопный состав углерода и кислорода

При выяснении условий накопления осадков, в той или иной степени обогащенных органическим веществом, большое значение имеют результаты изотопного анализа. Естественно, наибольший интерес представляют значения $\delta^{13}C$, определенные отдельно для $C_{орг}$ и C_{CaCO_3} .

В данном разделе сообщаются результаты изотопных определений разреза Аксудере, в котором повышенное содержание органического вещества характерно для пачки «черных прослоев» (ПЧП), приуроченной к границе сеноман/турон (С/Т) (рис. 1). Приведены также цифры изотопного состава углерода и кислорода отложений верхнего сеномана разреза Сухой Лог.

Материал и методика. Был осуществлен изотопный анализ тех же проб, из которых определялось содержание $C_{орг}$ (ст. 1, табл. 1, рис. 4).

Пробы микритной фракции карбонатов отбирали из куска породы с помощью зубного бора, избегая попадания в них фрагментов макрофосфилий. Затем пробу карбоната разлагали в ортофосфорной кислоте для получения CO_2 по общепринятой методике [2].

Для изотопного анализа углерода органического вещества кусок породы весом несколько граммов растворяли в соляной кислоте, после

¹ Статья 1 «Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов» опубликована в Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 1. С. 28—42.

чего нерастворимый остаток высушивали и навеску, содержащую около 1 мг $C_{орг}$, помещали в ампулу из боросиликатного стекла, смешав с 1—2 г окиси меди. Ампулу вакуумировали, запаивали горелкой, а затем прокаливали при температуре $+590^\circ$ в течение 2—3 ч с последующим медленным охлаждением в течение более 6 ч. Далее ампулу вскрывали в высоковакуумной линии и CO_2 очищали от примесей и воды на криогенных ловушках.

CO_2 анализировали на масс-спектрометре МИ-1201В, модифицированном для одновременного прецизионного определения соотношений $^{13}C/^{12}C$ и $^{18}O/^{16}O$ [2]. Изотопные соотношения углерода и кислорода выражали в виде $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в промилле относительно международного стандарта PDB. Точность определения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в карбонатах и органическом веществе была лучше: $\pm 0,2\%$.

Результаты. В разрезе Аксудере величина $\delta^{18}C_{орг}$ варьирует от $-24,02$ до $-27,97\%$ (ст. 1, табл. 1, рис. 4). Наиболее высокие значения $\delta^{18}C_{орг}$ определены для ПЧП: до $-24,02 \div -24,11\%$, среднее по 10 определениям $-24,34\%$ (рис. 2). Для части



Рис. 1. Пачка «черных прослоев» в разрезе Аксудере (см. рис. 4 в ст. 1). Фото В. С. Венгерцева. Внизу — слой 4, выше — прослои 5—8, несколько выше середины ручки лопаты — светлоокрашенный массивный выход слоя 9. В верхней части фото — щебень слоев 10 и 11

разреза ниже ПЧП среднее значение $\delta^{13}C$ по 4 замерам $-25,49\%$, а для верхней по 6 замерам $-26,24\%$.

Значения $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ изменяются от $+2,57$ до $+4,64\%$, причем для ПЧП они достаточно выдержаны: от $+4,01$ до $+4,64\%$.

В ПЧП Аксудере изотопный состав органического и карбонатного углерода изменяется в пределах всего лишь одного промилле: $-24 \div -25\%$ для $\delta^{13}C_{орг}$ и $+4 \div +5\%$ для $\delta^{13}C_{CaCO_3}$. В разрезе Сухой Лог $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ лежит также в пределах 1% : $+2 \div +3\%$, а значения $\delta^{13}C_{орг}$ меняются более существенно: от -24 до -28% . Среднее значение $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ для отложений, лежащих под пачкой «черных прослоев», по 4 определениям $+3,16\%$, а для лежащих выше по 7 замерам $+3,44\%$. Для ПЧП средняя $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ (10 измерений) $+4,41\%$.

Таким образом, значения дельты углерода как карбоната, так и органического вещества для ПЧП сдвинуты в положительную сторону (ст. 1, рис. 4). Сдвиг для $C_{орг}$ имеет несколько большую амплитуду, чем для карбонатного углерода. Увеличение $\delta^{13}C$ ПЧП по сравнению с подстилающими и покрывающими слоями составляет для органического вещества $1,15—1,90\%$, а для карбоната $-0,97—1,25\%$.

В верхнесенманских отложениях Сухого Лога $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ испыты-

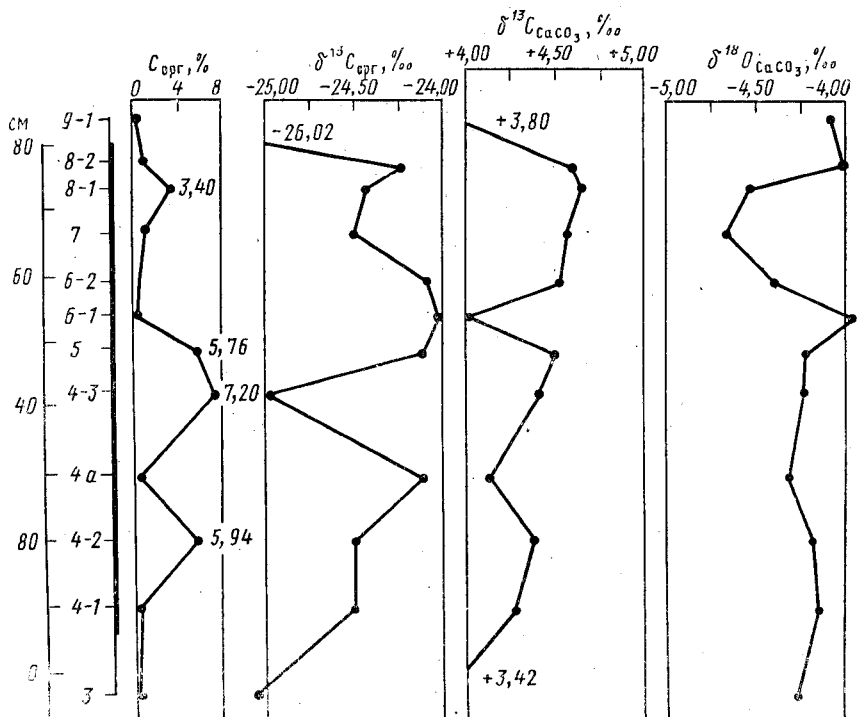


Рис. 2. $C_{\text{орг}}$ и состав изотопов углерода и кислорода пачки «чёрных прослоев» (слои 4—8 см. рис. 4, ст. 1) разреза Аксудере

дает очень малые вариации — от +2,50 до +2,72‰, а $\delta^{13}C_{\text{орг}}$ изменяется более контрастно — от -24,65 до -27,10‰ (рис. 3).

Прямой и четкой зависимости изотопного состава углерода от содержания органического углерода не выявляется: высокому содержа-

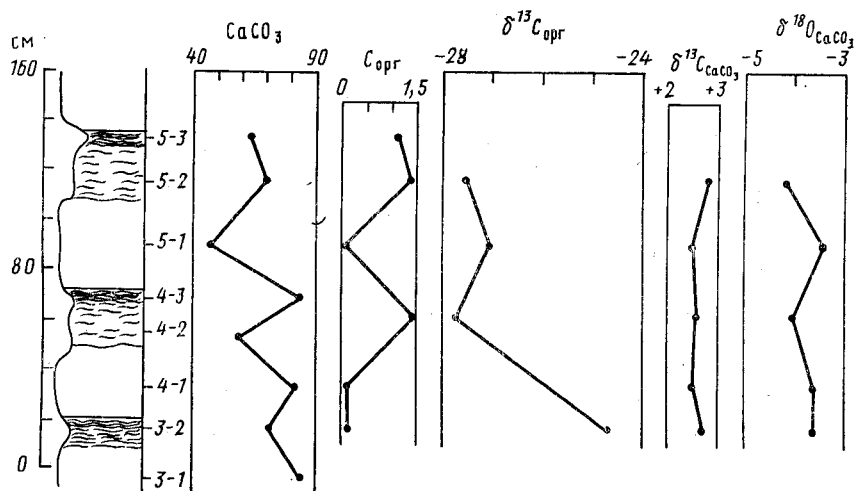


Рис. 3. CaCO_3 , $C_{\text{орг}}$, изотопный состав углерода и кислорода чередования светлоокрашенных известняков и темноокрашенных известняков («мергелей») верхнего сеномана разреза Сухой Лог. Цифры 3-1—5-3 — номера проб

нию $C_{орг}$ может отвечать как «утяжеление» $\delta^{13}C$ (табл. 1, проба 4а), так и ее «облегчение» (проба 4-3); в пробах, заметно различающихся по содержанию органического углерода (4-1 и 4-2), изотопный состав углерода оказывается практически одинаковым.

В целом для ПЧП намечается весьма слабо выраженная тенденция соответствия более высоким концентрациям $C_{орг}$ смещение карбонатной дельты в сторону «+», а $\delta^{13}C_{орг}$, наоборот, в сторону «-». При этом вырисовывается обратная направленность изменения значений $\delta^{13}C_{орг}$ и $\delta^{13}C_{CaCO_3}$: «утяжелению» $\delta^{13}C_{орг}$ отвечает «облегчение» $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ и, наоборот, при снижении значения $\delta^{13}C_{орг}$ значение $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ сдвигается в положительную сторону (рис. 2).

Для сравнения укажем, что по кавказским пробам с высоким содержанием органического углерода получены следующие цифры $\delta^{13}C_{орг}$: для ананурского горизонта ($C_{орг}$ 13,83%) —23,41‰, а для пробы из нижнего туона р. Басс ($C_{орг}$ 15,10‰) —24,81‰.

Изотопный состав кислорода карбонатов разреза Аксудере достаточно стабилен, изменяясь вверх по разрезу от —2,92 ÷ —3,23‰ до —4,18 ÷ —4,47‰, причем в ПЧП значения $\delta^{18}O$ колеблются в пределах от —3,98 до —4,66‰. Средние значения дельты кислорода для ПЧП —4,27‰ (по 10 определениям), подстилающих —3,38‰ (4) и покрывающих —4,39‰ (7) карбонатов (рис. 2). Также незначительно меняется изотопный состав кислорода в разрезе Сухой Лог: от —3,44 до —4,22‰; среднее значение —3,81‰ (рис. 3).

Обсуждение результатов

Зарегистрированный в разрезе Аксудере положительный сдвиг значений $\delta^{13}C$ дополняет опубликованные по различным регионам мира данные об изотопном экскурсе на рубеже С/Т дельты углерода как карбонатов, так и органического вещества [12, 33, 36, 38, 51, 53].

П. Шолле и М. Артур [53] впервые обнаружили «утяжеление» $\delta^{13}C$ пограничных слоев С/Т в ряде регионов мира (в том числе и «пленусовых мергелей» Англии).

В результате преимущественного изъятия легкого изотопа С морским планктоном и погребения его в осадках происходило обогащение тяжелым изотопом С общего растворенного углерода Мирового океана. Положительный изотопный сдвиг («тяжелое событие», heavy event [53]) отражал возрастание продуктивности пелагиали и, как следствие этого, увеличение накопления $C_{орг}$ в осадках. Глобальный характер «тяжелого события» был подтвержден дальнейшими исследованиями [10, 51] и многими другими работами.

Накопление на дне морей и океанов осадков, в той или иной степени обогащенных $C_{орг}$, обеспечивалось действием двух основных факторов: наличием самого органического вещества и его погребением на дне. Наиболее благоприятные условия для действия этих факторов возникали в так называемые политаксонные фазы резкого возрастания продуктивности биоты пелагиали [24] во время эвстатического повышения уровня (следствием которого, в частности, было перемещение высокопродуктивных зон апвеллингов) и расширения акваторий наиболее продуктивных эпиконтинентальных морей, при относительно высокой и равномерной температуре поверхностных вод (что приводило к уменьшению количества растворенного в воде кислорода). Сглаживался температурный градиент экватор/полярные регионы и возрастала галогенная стратификация водной толщи. При вялой ее динамике за-

труднялась доставка кислорода на дно и, как следствие, в придонной зоне развивалась стагнация.

Большинство исследователей связывают происхождение органического вещества морских осадков с жизнью пелагиали, с ее продуктивностью [9—11, 13, 25, 33, 36, 37, 43, 45]. От продуктивности пелагиали зависит количество поступающего на дно $C_{орг}$. Конечно, необходимо иметь в виду, что только небольшая часть первичной продукции органического вещества достигает дна [59, с. 59]. Кроме того, содержание $C_{орг}$ в осадке не обязательно связано с высокой биопродуктивностью и значительным приносом органического материала, а может быть результатом дефицита кислорода на дне [13, с. 48].

Увеличение $\delta^{13}C$ карбонатов, очевидно, вызвано изменением глобального баланса углерода в результате захоронения в осадках (и, следовательно, изъятия из мирового круговорота) существенного количества изотопически легкого $C_{орг}$, что приводило к обогащению изотопом ^{13}C растворенного в верхних слоях воды океанов неорганического углерода.

Объяснить более заметный сдвиг значений $\delta^{13}C_{орг}$ сравнительно с $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ труднее. Предполагается, что глобальные изменения в балансе углерода на рубеже С/Т могли привести к временному понижению содержания CO_2 в атмосфере и поверхностном слое океанов. Это в свою очередь могло привести к изотопному фракционированию между $CaCO_3$ и $C_{орг}$ в процессе фотосинтетического фиксирования углерода фитопланктоном [10, 33, 37].

По В. Дину и др. [20], углерод органического вещества большинства морских отложений мелового возраста, как вскрытых скважинами DSDP, так и в континентальных разрезах, показывает значения $\delta^{13}C_{орг}$ между -26 и -28‰ ; значения тяжелее -25‰ исключительно редки.

Морской органический углерод миоценового и четвертичного возраста, как и современный морской планктон, в гораздо большей степени обогащен изотопом ^{13}C : от -16 до -23‰ ; в то же время значения $\delta^{13}C$ современного «сухопутного» органического вещества изменяются от -23 до -33‰ [20]. В работе [26] для современного морского фитопланктона умеренных широт приводятся значения $\delta^{13}C_{орг}$ от -13 до -24‰ .

Величины $\delta^{13}C$ современного наземного органического вещества изменяются от -23 до -33‰ . Однако отмечаются исключения: растения типа C_4 (травы) характеризуются дельтой углерода от -12 до -19‰ [20]. По Б. Смиту и С. Эпстайну [56], современная наземная растительность продуцирует органическое вещество с величинами $\delta^{13}C_{орг}$ от -23 до -30‰ . Б. Попп и др. [43] для континентальных осадков мелового возраста установили $\delta^{13}C$, равную -26‰ . В кампанских отложениях провинции Саскачеван (Канада) значения дельты углерода существенно различны для их морского (-32‰) и континентального (-24‰) комплексов [62]. На графиках в статьях Б. Саймонейта [54, 55] граница между морским и континентальными значениями $\delta^{13}C$ проводится по -24‰ .

Обстоятельное изучение изотопного состава С интервала С/Т было проведено для формации Гринхорн Северной Америки [10, 33]. Здесь, как и в разрезе Аксудере, величины $\delta^{13}C_{CaCO_3}$ и $\delta^{13}C_{орг}$ испытывают экскурс в сторону положительных значений, причем амплитуда изменений $\delta^{13}C_{орг}$ также превышает амплитуду отклонений $\delta^{13}C$ карбоната. По изотопному составу углерода не только валового $C_{орг}$, но и геопиринов (фракция органического углерода фитопланктонного проис-

хождения) предположено, что вариации цифр $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ обусловлены изменениями изотопного состава фитопланктона, а не привнесом аллохтонного органического вещества [33].

Обзор публикаций показывает, что автохтонному происхождению морской органики мелового возраста многие авторы отдают ведущую роль. Однако в меловых разрезах океанов обнаружена также значительная доля органического углерода наземного происхождения [28, 54, 55, 60]. Так, среднемеловое органическое вещество на западе Атлантического океана состоит главным образом из растительного детрита, а на востоке Атлантики и в центральной части Тихого океана оно представлено преимущественно остатками фитопланктона [28, 60]. На основе специального изучения состава органического углерода кернов многочисленных скважин DSDP Б. Саймонейт [54, 55] пришел к выводу о том, что органическое вещество в меловые океаны поступало из разных источников и сохранялось в различных эвксинных обстановках. По его заключению, резко преобладал терригенный органический материал, а чисто автохтонный морской углерод имел подчиненное распространение. На палинспастических картах [55, фиг. 9] показано, что в узкой раннемеловой Атлантике накапливался почти исключительно пелагический растительный детрит; автохтонный $\text{C}_{\text{орг}}$ отмечен только в немногих скважинах Тихого океана. В следующую позднемеловую седиментационную фазу в Атлантическом океане после его расширения накапливался как терригенный (он по-прежнему преобладал), так и автохтонный $\text{C}_{\text{орг}}$; чисто морской $\text{C}_{\text{орг}}$ зарегистрирован только в Тихом и Индийском океанах.

Полученные нами цифры $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ лежат в полосе перекрытия опубликованных значений дельты углерода морских и наземных осадков. Следовательно, вынести однозначное суждение о генезисе органического вещества в обогащенных органическим углеродом слоях Крыма по изотопной характеристике не представляется возможным. И по материалам других регионов ряд авторов [9, 20, 27] отмечает, что только по изотопному составу углерода без привлечения других источников информации установить его происхождение затруднительно.

Изотопный состав кислорода. Предполагаемое на рубеже С/Т понижение $p\text{CO}_2$ в атмосфере, приведшее к увеличению фракционирования ^{13}C фитопланктоном, очевидно, должно было привести к глобальному похолоданию [10, 36]. Наши очень небольшие данные по $\delta^{18}\text{O}$ не обнаруживают резких температурных изменений. В разрезе Аксудере отмечается некоторое «облегчение» значений $\delta^{18}\text{O}$ при переходе от сеномана к турону, что осторожно можно интерпретировать как потепление (ст. 1, рис. 4). В разрезе Сухой Лог колебания изотопного состава кислорода очень незначительны и весьма условно их можно связать с температурными колебаниями, происходившими при накоплении чередования темно- и светлоокрашенных прослоев (рис. 3).

Так как $\delta^{18}\text{O}$ в середине мелового периода была на 1,5—2‰ ниже, чем ныне, то П. Л. де Бур [13, с. 57] напоминает о необходимости соблюдать осмотрительность при использовании цифр изотопного состава кислорода для палеотемпературных интерпретаций.

Закljučая этот раздел, напомним, что два основных ограничения использования изотопов для реконструкций течения геологических и биологических процессов прошлого по-прежнему остаются в силе. Это прежде всего «vital effect» при фракционировании изотопов [8]. На эту тему появились новые работы [21, 58]. Не могут быть оставлены без внимания также возможные диагенетические искажения изотопного сигнала и его локальные вариации.

Существующие модели развития дефицита кислорода

Предлагаются различные модели возникновения океанических бескислородных событий вообще и ОАЕ2 в частности [10—12, 15, 19, 34, 38, 40, 41, 48, 51, 57]. Все их разнообразие можно свести к двум основным группам: 1) предполагается развитие дефицита кислорода на дне бассейна и затем постепенное расширение зоны кислородного минимума в толще воды. Некоторые модели этой группы допускают весьма широкое, даже глобальное развитие аноксии; 2) сюда должны быть отнесены модели периодического и локального развития стагнации в толще воды и на дне бассейна.

Общим для многих концепций возникновения аноксии является признание глобального развития в океаносфере вялой циркуляции, замедления, ослабления и даже временами полного прекращения вертикального перемешивания водной толщи. Такие условия могли возникнуть при теплом климате во время эвстатических трансгрессий, приводивших к расширению эпиконтинентальных морей и общему углублению. Стагнация в большинстве моделей непосредственно связывается с развитием плотностной стратификации воды, препятствующей поступлению O_2 на глубину. В некоторых моделях стагнация объясняется распространением теплых вод, в которых снижается растворимость O_2 . Основной источник $C_{орг}$ — отмершая биомасса планктонных организмов (сапропелевый источник). Следовательно, развитие аноксии требует достаточно высокой продуктивности пелагиали, но локально $C_{орг}$ может накапливаться за счет приноса материала с суши (гумусовый источник).

Ряд моделей первой группы допускает развитие в прошлом обширных эвксинных бассейнов, в которых стагнация развивалась снизу вверх. Существование в прошлом таких бассейнов возможно, но оно должно быть доказано не только признаками дефицита кислорода, но и другими данными.

Материалы крымских разрезов подтверждают высказанное ранее мнение [7, с. 72] о том, что в ЕПО на рубеже С/Т не было протяженного эвксинного бассейна. ПЧП разреза Аксудере по простиранию не прослеживается в других, рядом расположенных разрезах перехода С/Т.

В поддержку концепции постепенного развития в толще воды зоны кислородного минимума привлекается предложенная М. Хартом [30] модель обитания различных представителей планктона в ходе их онтогенеза на разных глубинах. В наиболее разработанном варианте концепции предполагается последовательная элиминация по мере непрерывного расширения зоны кислородного дефицита сначала наиболее «глубоководных» роталипор, затем дикаренеллид и, наконец, «мелководных» хедбергелл [41, фиг. 7].

Высказываются возражения против принимаемой оценки изменения глубины обитания различных представителей планктона в ходе их развития и подчеркивается, что локальные вымирания планктона и бентосных фораминифер, а также макрофауны не проявляют ясной связи с предполагаемым расширением зоны кислородного минимума на границе С/Т [18].

Против применения к рубежу С/Т модели последовательного и непрерывного расширения по вертикали дефицита кислорода свидетельствуют материалы эпиконтинентальных разрезов. Так, крымская сеноман-туронская карбонатная секвенция, несомненно, формировалась в условиях непрерывного существования нормального по своим

основным параметрам моря. Лишь на отдельных участках в придонной зоне развивалась пониженная аэрация, местами достигавшая почти полной аноксии.

По И. Джарвису и его соавторам [38], в изученном ими разрезе перехода С/Т окрестностей Дувра (Кент, юго-восток Англии) «бескислородному событию» отвечает интервал мощностью 4,3 м. Нижние 2,4—2,5 м интервала составляет пачка «пленусовых мергелей»². Граница С/Т проводится по появлению *Mutilus* spp. в верхней части интервала «бескислородного события» несколько выше кровли «пленусовых мергелей» [38, фиг. 3]. Граница фораминиферовых зон *Rotalipora cushmani*/*Hedbergella* (*Whiteinella*) *archaeocretacea* проводится в работе И. Джарвиса и др. [38, фиг. 6 и другие фигуры] в верхней части пачки «пленусовых мергелей», а в статье П. Лири и др. [41, фиг. 2] — по кровле «пленусовых мергелей». «Бескислородное событие» намечается положительным сдвигом значений $\delta^{13}\text{C}$: +2,59‰ внизу и +3,40‰ вверху с максимумом в верхней части «пленусовых мергелей» +4,67 ÷ +4,74‰. Ниже интервала (в сеномане) $\delta^{13}\text{C}$ порядка +2,4‰, а выше (в туроне) +2,8‰.

Данные о содержании органического углерода в кентском разрезе не приводятся. Значительно севернее (разрез Саут Ферриби, Линкольншир) так называемый «Black Band», сопоставляемый с верхней частью «пленусовых мергелей», содержит 1—1,5% $C_{\text{орг}}$ и к нему приурочен положительный сдвиг значений $\delta^{13}\text{C}$ [51]. Разрез Саут Ферриби упоминает Р. Джефферис [39], который полагал, что «Black Band» формировался в условиях стагнации.

По мнению Д. Ханкока [29, с. 580], в Англии вообще нет разрезов, которые формировались бы в условиях полной аноксии. Как он подчеркивает, все без исключения слои «пленусовых мергелей» заключают остатки макро- и микрофауны. Даже «Black Band» разреза Саут Ферриби содержит фораминиферы. Д. Ханкок напоминает, что такого же мнения придерживаются И. Джарвис и др. [38].

Очень важной особенностью «пленусовых мергелей», отмеченной еще Р. Джефферисом [39], является то, что они представляют конденсированную последовательность слоев, начинающуюся с перерыва и содержащую перерывы внутри.

Позытому приложение модели непрерывного развития дефицита кислорода к разрезам Англии нам представляется сомнительным.

Наиболее веским доводом против постепенного заполнения бассейна водами с недостатком O_2 является существование разрезов, в которых по вертикали неоднократно повторяются прослои, в той или иной мере обогащенные органикой. Распространение по вертикали таких прослоев в целом подчиняется ритмичному строению толщ. Сеноман на огромных пространствах (Северная Америка, Западная Европа, Крым) представлен ритмично построенными известняково-мергельными толщами [6, 7]. Ритмичность проявления слоев с повышенными концентрациями $C_{\text{орг}}$ устанавливается как в разрезах континентов, так и океанов [7, 25, 34—36, 48, 51].

Б. Сейджман [48] пришел к заключению о непригодности наиболее распространенной концепции длительно развивавшегося «бассейна стагнации» для объяснения аноксии. Должна быть предложена более тонкая модель. В частности, по его наблюдениям, в сеноманском бассейне Гринхорн (Северная Америка) дизаэробные и анаэробные условия развивались эпизодически вследствие менявшегося притока прес-

² Plenus Marls [29, 46], Plenus Marl Formation или просто Plenus Marl [38].

ных вод и динамики бассейна (штормы). Заметим, что даже показательная модель эвксинизации Черного моря подвергается критике. Так, по Д. Саузгеу и его соавторам [57], стагнация в Черном море развивалась не снизу, не со дна, как это обычно предполагается, а сверху, из толщи воды.

Можно предполагать, что событие ОАЕ2 sensu Schlanger et Jenkins [52] состояло из нескольких фаз дефицита кислорода. Основная фаза происходила в самом конце сеноманского века. Ей соответствуют «пленусовые мергели» Англии, «горизонт Бонарелли» Северной Италии [42], «горизонт Томеля» Франции [19], ПЧП разреза Аксудере. Как до, так и после основной фазы возникали условия, благоприятствовавшие развитию дефицита кислорода в придонных участках моря. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, слои, в различной степени обогащенные $C_{орг}$, верхнего сеномана (разрез Сухой Лог), а с другой — прослой с высоким содержанием $C_{орг}$ в нижнем туроне Кавказа (ананурский горизонт южного склона Бол. Кавказа, разрез Басс в Чечне).

Как отмечалось выше, А. Фишер и М. Артур [24] связали формирование осадков, в той или иной степени обогащенных органическим веществом («black sediments»), с крупными трансгрессиями, вызывавшими повышение уровня океана. С. Шлангер и Г. Дженкинс [52], впервые наметившие уровни ОАЕ, также связывали их возникновение с глобальными трансгрессиями.

По И. Джарвису и др. [38], событие ОАЕ2 происходило во время крупного эвстатического импульса. Развивавшиеся апвеллинги привели к резкому возрастанию поверхностной продуктивности, что в свою очередь повлекло за собой распространение зоны дефицита кислорода в водной толще.

Анализ имеющихся палеогеографических материалов показывает, что в конце сеномана — начале турона в ЕПО развивалась обширная трансгрессия. На западе ЕПО, как указывает Д. Ханкок [29], «пленусовые мергели» формировались во время трансгрессивного пика зоны *Metoicoceras geslinianum* (*Actinosatax plenus*). В их основании прослеживается эрозионная поверхность. Признаки «допленусовой регрессии» (*sub-plenus Regression*), сменившейся затем «пленусовой трансгрессией», хорошо выражены восточнее на склонах Богемского массива в Саксонии [61] и в Южной Саксонии [23]. «Пленусовая трансгрессия» прослежена на Восточно-Европейской платформе, на Мангышлаке и в Колетдаге. Ее следы установлены за пределами ЕПО в Таджикистане. Масштаб трансгрессии и ее импульсивный характер подчеркиваются распространением *Actinosatax plenus* (Blainv.)³ в очень узком стратиграфическом интервале от Англии на западе до Таджикистана на востоке [5]. В Таджикистане ростры вида найдены вместе с *Metoicoceras geslinianum* (d'Orb.), *Sciponoceras gracile* (Schum.) и другими аммонитами ниже слоев с *Mytiloides ex gr. labiatus* (Schloth.) [1].

Наименование трансгрессии «пленусовой» вполне оправдано. Под «пленусовой трансгрессией» предлагается понимать не только трансгрессивный лик *Actinosatax plenus*, но более широкий интервал времени, отвечающий «пленусовому эволюционному событию» (*Plenus — Eustatoevent*) Г. Эрнста и его соавторов [23, с. 544, фиг. 3], начавше-

³ Сеноманские и туронские представители рода *Actinosatax* Miller обособлены в подрод *Praeactinosatax Naidin* (Найдин Д. П. Верхнемеловые белемниты Русской платформы и сопредельных областей. Актинокамаксы, гониотейтисы и белемнеллокамаксы. М., 1964. 190 с.).

мусья в позднем сеномане (зоны *Actinocamax plenus* и *Neocardioceras juddii*) и продолжавшемуся в раннем туроне (митилоидные зоны). Подобный характер развития эвстазии отражен на кривых П. Вейла [32]. При этом крайне интересным является то, что наиболее значительное продвижение берегового перекрытия в сторону суши и самый высокий уровень эвстазии в мезозое и кайнозое приходится именно на этот интервал. Правда, Д. Ханкок [29, с: 586—587] подвергает критике (как нам представляется, во многом заслуженной) построения П. Вейла и его коллег. Тем не менее палеогеографический обзор позволяет согласиться с их обобщенной интерпретацией эвстазии на рубеже С/Т. «Пленусовая трансгрессия» осложнялась локальными регрессиями, в частности, в ряде регионов востока ЕПО [7]. В Англии, по Д. Ханкоку, после трансгрессивного пика *Metoicoceras geslinianum* происходило падение уровня, отвечавшее зоне *Neocardioceras juddii* и достигавшее максимума уже в зоне *Mammites nodosoides*. Следовательно, здесь собственно на границу С/Т приходится не трансгрессия, а регрессия [29, фиг. 11].

С «пленусовой трансгрессией» связаны многие биологические, геохимические и седиментологические события глобального масштаба [47]. Именно во время этой трансгрессии конца сеномана — начала турона на огромных пространствах ЕПО возникли условия, благоприятствовавшие развитию стагнации. Стагнация была «скользящей» от места к месту, охватывая лишь отдельные участки дна. Бассейнов собственно эвксинного типа не было. Уже отмечалось [7, с. 74], что вслед за П. Чепеком и Э. Кемпером [17], возникавшие обстановки застоя нельзя отнести к типу собственно анокии (когда развивались условия полного дефицита кислорода), а более правильно классифицировать их как условия кенoксии (частично анаэробные).

Таким образом, стратиграфически непрерывно прослеживаемые горизонты, отвечающие фазам дефицита кислорода, не формировались. Горизонты выражены, так сказать, пунктирно, что отражало локальный характер возникновения условий стагнации. Локальность была обусловлена особенностями дна бассейна и характером динамики водной среды [6]. Но развитие подобных условий обеспечивалось глобальным фоном общей вялой циркуляции океаносферы.

Условия накопления осадков, обогащенных S_{org} , в Крыму

В общих чертах условия накопления сеноман-туронской толщи Горного Крыма были набросаны в статье Д. П. Найдина и А. С. Алексеева [6, с. 9—13]. Было предположено, что глубины моря не превышали нескольких сотен метров, а его некоторое углубление наметилось с середины сеномана. Берег суши (островов?) располагался восточнее района исследований. Кроме вдольбереговых течений проявлялись также донные течения, временами сильно ослаблявшиеся. Дно моря было неровным, с неглубокими западинами. В придонной зоне при ослаблении течений количество растворенного O_2 уменьшалось, что приводило к сокращению разнообразия и численности бентосной фауны.

Новые данные позволяют продолжить реконструкцию палеогеографических условий рубежа С/Т. В своей основе ПЧП сложена планктоногенным тонкомикритовым кальцитом — скелетными остатками кокколитофорид, кальцисферулид и в меньшей степени планктонных фораминифер. К окончанию сеномана — началу турона было приурочено развитие «планктонного взрыва», вызвавшее резкое увеличение биомассы в результате роста биопродуктивности пелигиали [7, с. 100—

103]. Возросла биомасса как фораминифер и кокколитофорид, так и кальцисферулид (известковистых динофлагеллат) [16, 31]. Основной объем биомассы, как и ныне, продуцировали автотрофы — кокколитофориды, динофлагеллаты, диатомеи, а из гетеротрофных организмов — фораминиферы. Уже к этому времени в продуцировании биомассы участвовали бесскелетные автотрофы и гетеротрофы, также вносящие $C_{орг}$ в осадок [5, с. 42].

Д. Хабиб [28] убедительно показал, что при массовом цветении динофлагеллат открытого океана в осадок поступает аморфный (бесформенный) органический материал, являющийся обычным компонентом «черных сланцев» середины мела.

Участие бесскелетных автотрофных и гетеротрофных организмов в накоплении $C_{орг}$ ПЧП нам представляется вполне реальным. О морском генезисе органики (во всяком случае части ее) ПЧП свидетельствуют высокие концентрации биофильных металлов.

В то же время, несомненно, существовал наземный источник поступления органического углерода в «черные прослой» крымских разрезов. Для позднего альба и первой половины сеноманского века В. А. Красилов [3, с. 109] реконструирует в Горном Крыму два типа ландшафтов: низменные морские побережья, занятые папоротниковыми маршами, выше которых росли микрофильные хвойные леса. Колебания уровня моря приводили к чередованию то одного, то другого типа ландшафта. В результате отмеченного выше общего углубления моря его береговая линия, как мы полагаем, сместилась из нашего района к востоку. Принос растительного материала сократился, но не прекратился совсем. Это подтверждается содержанием в ПЧП, распознаваемого в шлифах, большого количества мельчайшего растительного детрита.

Мы полагаем, что основная доля органического материала ПЧП — пелагического происхождения, но и наземный компонент принимал участие в его образовании. Сохранность органического материала полностью контролировалась локальными условиями. На отдельных участках дна в западинах-«ямах» при ослаблении донных течений возникали застойные условия почти полной стагнации — «кислородного голодания», при которых и накапливались «черные прослой».

Попытаемся оценить степень недостатка кислорода при их формировании. По содержанию растворенного кислорода в водной толще выделяются следующие зоны [49, 50]: аэробная (содержание O_2 больше 1,0 мл/л), дизаэробная (O_2 0,1—1,0 мл/л) и анаэробная (O_2 меньше 0,1 мл/л).

Оценка меры недо насыщения кислородом придонных вод основывается на степени биотурбации осадка: чем она меньше, тем больший дефицит O_2 . Л. Пратт [44] так оценивает количество O_2 при накоплении различных прослоев формации Гринхорн: много O_2 — развиты как горизонтальные, так и вертикальные следы жизнедеятельности; умеренная недостаточность кислорода — хорошо развиты горизонтальные ходы, а вертикальные короткие и их мало; мало O_2 — присутствуют лишь слабо выраженные трубочки диаметром менее 1 мм; кислород отсутствовал — образуются ламинированные прослой с тончайшей слоистостью, не нарушенной следами жизнедеятельности.

Разработаны и другие более дробные шкалы оценки развития кислородного дефицита по ихнологическим данным. В одной из таких шкал [14, фиг. 2] по присутствию в осадке следов жизнедеятельности талассиноидов, Planolites, Zoophicos и Chondrites предлагается различать шесть степеней от хорошо аэрируемых условий, при которых

ихнологические следы разнообразны, а биотурбация осадка полная (1-я степень), до почти полностью бескислородных, при которых обитали только Chondrites, а осадок почти не биотурбирован (6-я степень). Седьмую степень в этой шкале занимают осадки без Chondrites и полностью лишенные следов биотурбации.

По этой шкале пачка «черных прослоев» аксудеринского разреза относится к 6-й степени, где имеются следы Chondrites (слои 5, 6, 8) (рис. 4), и к 7-й, где ихнологические следы не замечены.

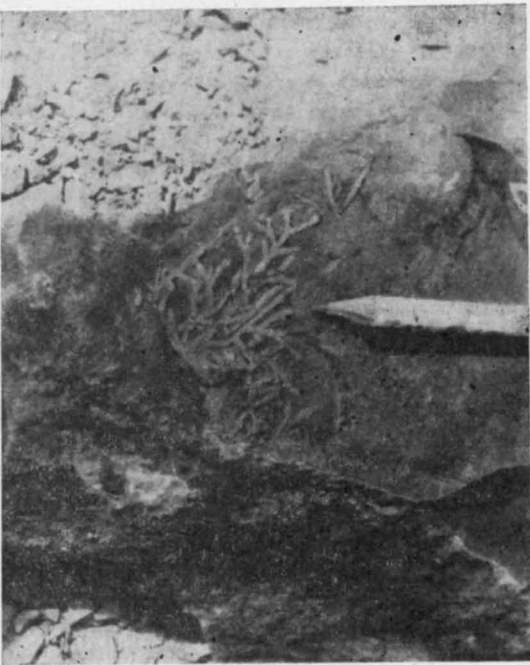


Рис. 4. Chondrites, слой 8 ПЧП разреза Аксудере

флуктуации, изменялись соленость и температура, в мелководном эпиконтинентальном бассейне, расширявшемся при трансгрессии, менялся приток питательных веществ с суши, а на его шельфовых участках — в результате деятельности апвеллингов.

Предположено, что биопродуктивность пелагиали контролировалась циклами прецессии (продолжительность цикла прецессии порядка 21 000 лет) и наклона эклиптики (продолжительность цикла порядка 41 000 лет). Однако предположение пока еще не подтверждено расчетами. Т. Герберт и А. Фишер [34] в разрезе верхнего альба Умбрии (Италия) распознают циклы прецессии и орбитального эксцентриситета. По их подсчетам, цикл наклона эклиптики в верхнеальбском разрезе Умбрии не прослеживается.

Циклы Миланковича сказывались не только на продуцировании органического вещества, но контролировали также действие факторов, обеспечивающих его сохранность на дне. Из факторов, перечисленных выше, одним из наиболее активных в условиях Крыма была вялая динамика водной массы.

По материалам крымских разрезов, дополненным литературными данными, предлагаемая модель развития кислородной недостаточности графически представлена на рис. 2 в статье Д. П. Найдина [5].

Проявления дефицита кислорода приурочены к сеноманской толще чередования пластов известняков и мергелей. Ритмичность толщи⁴ обусловлена периодическими изменениями продуктивности пелагиали: при высокой продуктивности на дно поступало больше отмершей биомассы, при низкой — меньше. Меняющаяся продуктивность была связана с флуктуациями климата. В настоящее время общепринято объяснять ритмичность циклами Миланковича (циклы прецессии, наклона эклиптики, орбитального эксцентриситета) [4, 34]. Под воздействием этих циклов происходили климатические

⁴ Ритмичность крымского сеномана — тема отдельной статьи.

Заключение

1. Во время «пленусовой трансгрессии» окончания сеномана — начала турона в эпиконтинентальных морях ЕПО продуцировалась как планктоногенная биомасса (в том числе производимая бесскелетными формами), так и накапливалось органическое вещество, поступавшее с суши. Местами и временами возникали условия придонного дефицита кислорода (вялая динамика, стратификация толщи воды, неровности рельефа дна и т. п.), что благоприятствовало накоплению и сохранению на дне органического вещества. Развитие и характер этих условий контролировались климатическими флуктуациями, вызванными циклами Миланковича.

2. Один из наиболее четко выраженных эпизодов локального недонасыщения кислородом в Крыму происходил в самом конце сеноманского века. Ему в разрезе Аксудере соответствует пачка «черных прослоев», образовавшаяся в пределах планктонной зоны *Whiteinella arghaeocretacea* до появления *Inoceramus* (*Mytiloides*) ex gr. *labiatus*. С ПЧП связаны высокие концентрации биофильных металлов (Cu, Ni, Zn, V, Ba и др.); содержание $C_{орг}$ в ней достигает 7,2%.

3. Весьма важной особенностью ПЧП является приуроченность к ней позитивного экскурса значений $\delta^{13}C$: до 2‰ для $\delta^{13}C_{орг}$ и порядка 1—1,25‰ для $\delta^{13}C$ карбонатов. Тем самым разрез Аксудере вписывается в картину изменения изотопного состава углерода на рубеже С/Т, намеченную рядом авторов по многим разрезам (по «пленусовым мергелям» юго-востока Англии, «горизонту Бонарелли» Северной Италии, «горизонту Томеля» юго-востока Франции и др.). Сход изменения изотопного состава углерода и кислорода, очевидно, отражал глобальные тенденции баланса атмосферной и океанической углекислоты.

4. Предполагается, что положительный сдвиг значений $\delta^{13}C$ отвечает основной фазе ОАЕ2. Как до (еще в сеномане), так и после (уже в туроне) происходили дополнительные фазы ОАЕ2. Слои, в той или иной степени обогащенные органическим веществом (в том числе и слои основной фазы), не образуют стратиграфически выдержанные горизонты. Это отражает общий палеогеографический характер ЕПО: эвксинные бассейны в ней не развивались. Условия полной аноксии, если и возникали, были строго локальными, и в целом развивавшаяся кислородную недостаточность в придонных зонах следует относить не к аноксии, а к кеноксии.

5. набросанная картина развития дефицита кислорода, основанная на ограниченном материале, естественно, весьма эскизна. При интерпретации крымских разрезов авторы для сравнения привлекали значительно более обильные материалы других исследователей по палеогеографически различным регионам. Выяснилось, что действующие силы и факторы, параметры и обстановки — тектонические события и эвстазия, климатические колебания и динамика океаносферы, CO_2 и O_2 в системе океан/атмосфера, соленость и температура, поступление питательных веществ и продуктивность пелагиали — завязаны в сложный клубок, в котором почти не действовали прямолинейные векторы. Здесь, как заметили П. Шолле и М. Артур [53], множество «петель обратной связи» (feedback loops). Чем глубже проводится историко-геологический анализ, тем этих петель становится все больше и больше. «Чем дальше в лес, тем больше дров».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Джалилов М. Р., Атабекян А. А., Корчагин О. А. и др. О крайнем восточном пункте находок позднемеловых белемнителлид в южных районах СССР//ДАН ТаджССР. 1986. Т. 29, № 10. С. 619—621.
2. Игнатъев А. В., Княшко С. И. Методы изучения изотопного состава скелетного вещества//Физ. и хим. методы в палеонтологии. М., 1988 (Тр. ПИН. Т. 230). С. 78—90.
3. Красилов В. А. Альб-сеноманская флора междуречья Качи и Бодрака (Крым)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 4. С. 104—112.
4. Найдин Д. П. Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Ст. 2//Иzv. вузов. Геол. и разведка. 1990. № 6. С. 29—43.
5. Найдин Д. П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 2. События рубежей сеноман/турон и маастрихт/даний//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 33—53.
6. Найдин Д. П., Алексеев А. С. Значение данных океанического бурения для интерпретации условий накопления сеноманских отложений Горного Крыма//Эвол. орг. и биостратигр. середины мел. периода. Владивосток, 1981. С. 7—21.
7. Найдин Д. П., Похиалайнен В. Н., Кац Ю. И. и др. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М., 1986. 262 с.
8. Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., 1973. 255 с.
9. Arthur M. A., Dean W. E., Claypool G. E. Anomalous ^{13}C enrichment in modern marine organic carbon//Nature. 1985. Vol. 315, N 6016. P. 216—218.
10. Arthur M. A., Dean W. E., Pratt L. M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary//Nature. 1988. Vol. 335, N 6192. P. 714—717.
11. Arthur M. A., Jenkyns H. C., Brumsack H.-J. et al. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences//Cretaceous Resources, Events and Rhythms. (R. N. Ginsburg, B. Beaudoin, eds), 1990. P. 75—119.
12. Arthur M. A., Schlanger S. O., Jenkyns H. C. The Cenomanian—Turonian oceanic anoxic event. II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation//Mar. Petrol. Source Rocks. (J. Brooks, A. J. Fleet, eds). Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. N 26. P. 401—420.
13. De Boer P. L. Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in southern Europe: production and storage of organic matter, stable isotopes and astronomical influences//Geol. Ultraectina. 1983. Vol. 31. P. 1—112.
14. Bromley R. G., Ekdale A. A. Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments//Science. 1984. Vol. 224, N 4651. P. 872—874.
15. Brumsack H.-J., Thurow J. The geochemical facies of Black Shales from the Cenomanian/Turonian boundary event (CTBE)//Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Universität Hamburg. 1986. Hf. 60. S. 247—265.
16. Bujak J. P., Williams G. L. Dinoflagellate diversity through time//Mar. Micropaleontology. 1979. Vol. 4. P. 1—12.
17. Čepek P., Kemper E. Der Blättertonstein des nordwestdeutschen Barrême und die Bedeutung des Nannoplanktons für die fein laminierten anoxisch entstandenen Gesteine//Geol. Jahrbuch. 1981. Bd A58. S. 3—13.
18. Corfield R. M., Hall M. A., Brasier M. D. Stable isotope evidence for foraminiferal habitats during the development of the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event//Geology. 1990. Vol. 18, N 2. P. 175—178.
19. Courtinat B., Schaaf A. Les kystes de dinoflagellés enregistrent les variations d'oxygénation dans la zone photique. Les cas du Cénomaniens—Turonien du bassin vocontien//C. R. Acad. Sci. Paris, 1990. Sér. 2, t. 311. P. 699—704.
20. Dean W. E., Arthur M. A., Claypool G. E. Depletion of ^{13}C in Cretaceous marine organic matter: source, diagenetic or environmental signal?//Mar. Geol. 1986. Vol. 70, N 1/2. P. 119—157.
21. Dudley W. C., Nelson C. S. The $\delta^{13}\text{C}$ content of calcareous nannofossils as an indicator of Quaternary paleoproductivity in the Southwest Pacific region//New Zealand J. Geol. Geophys. 1988. Vol. 31, N 1. P. 111—116.
22. Ekdale A. A., Mason T. R. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments//Geology. 1988. Vol. 16, N 8. P. 720—723.
23. Ernst G., Schmid F., Seibertz E. Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland//Zitteliana. 1983. Bd 10. S. 531—554.
24. Fischer A. G., Arthur M. A. Secular variations in the pelagic realm//Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1977. N 25. P. 19—50.
25. Fischer A. G., Herbert T. D., Napoleone G. et al. Albian pelagic rhythms (Piobbico core)//J. Sed. Petrology, 1991. Vol. 61, N 7. P. 1164—1172.

26. Fry B., Sherr E. $\delta^{13}\text{C}$ measurements as indicators of carbon flow in marine and freshwater ecosystems//Contrib. Marine Sci. 1984. Vol. 27. P. 13—47.
27. Gilmour I. Changing weight of photosynthesis in the ocean//Nature. 1985. Vol. 315, N 6016. P. 184.
28. Habib D. Sedimentary supply origin of Cretaceous black shales. Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies. (S. O. Schlanger, M. Cita, eds). London, 1982. P. 113—127.
29. Hancock J. M. Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous//Proc. Geol. Ass. London. 1989. Vol. 100, pt 4. P. 565—594.
30. Hart M. B. A water depth model for the evolution of the planktonic foraminifera//Nature. 1980. Vol. 286. P. 252—254.
31. Hart M. B. The Late Cenomanian calcisphere global bioevent. 5th Intern. Conference on Global Bioevents (Göttingen 1992). Abstracts Volume, 1992. P. 45.
32. Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic//Science. 1987. Vol. 235, N 4793. P. 1156—1166.
33. Hayes J. M., Popp B. N., Takigiku R. et al. An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation//Geochim. et cosmochim. acta. 1989. Vol. 53, N 11. P. 2961—2972.
34. Herbert T. D., Fischer A. G. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy//Nature. 1986. Vol. 321, N 6072. P. 739—743.
35. Herbin J. P., Magniez-Jannin F., Miller C. Mesozoic organic rich sediments in the South Atlantic: distribution in time and space//Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Universität Hamburg. 1986. Hf. 60. S. 71—97.
36. Hilbrecht H., Hoefs J. Geochemical and palaeontological studies of the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly in Boreal and North Tethyan Cenomanian-Turonian sediments in Germany and adjacent areas//Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1986. Vol. 53, N 2—4. P. 169—189.
37. Hollander D. J., McKenzie J. A. CO_2 control on carbon-isotope fractionation during aqueous photosynthesis: a paleo- pCO_2 barometer//Geology, 1991. Vol. 19, N 9. P. 929—932.
38. Jarvis I., Carson G. A., Cooper M. K. E. et al. Microfossil assemblages and the Cenomanian—Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event//Cretaceous Research. 1988. Vol. 9, N 1. P. 3—103.
39. R. Jefferies. The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin//Proc. Geol. Ass. London. 1963. Vol. 74, pt 1. P. 1—34.
40. Kuhnt W., Thurow J., Wiedmann J. et al. Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian/Turonian boundary and the response of the biota//Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Universität Hamburg. 1986. Hf. 60. S. 205—246.
41. Leary P. N., Carson G. A., Cooper M. K. E. et al. The biotic response to the Late Cenomanian oceanic anoxic event: integrated evidence from Dover, SE England//J. Geol. Soc. London. 1989. Vol. 146, N 2. P. 311—317.
42. Marcucci Passerini M., Bettini P., Dainelli J. et al. The “Bonarelli Horizon” in the central Apennines (Italy): radiolarian biostratigraphy//Cretaceous Research. 1991. Vol. 12, N 3. P. 321—331.
43. Popp B. N., Takigiku R., Hayes J. M. et al. The post-Paleozoic chronology and mechanism of ^{13}C depletion in primary marine organic matter//American J. Sci. 1989. Vol. 289, N 4. P. 436—453.
44. Pratt L. M. Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in Middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado//Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 1984. Vol. 68, N 9. P. 1146—1159.
45. Rau G. H., Takahashi T., Des Marais D. J. Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}\text{C}$: implications for CO_2 and productivity in past oceans//Nature. 1989. Vol. 341, N 6242. P. 516—518.
46. Rawson P. F., Curry D., Dilley F. C. et al. A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles//Geol. Soc. London. Spec. Report. 1978. N 9. 70 p.
47. Robaszynski F., Amedro F. La “zone à plenus”: un événement majeur à la fin des temps cenomaniens//12e Réunion. Sci. Terre (Lille 1988). Paris, 1988. 117.
48. Sageman B. B. The benthic boundary biofacies model: Hartland Shale Member, Greenhorn Formation (Cenomanian), Western Interior, N. America//Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1989. Vol. 74, N 1/2. P. 87—110.
49. Savdra C. E., Bottjer D. J. The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies//Nature. 1987. Vol. 327, N 6117. P. 54—56.
50. Savdra C. E., Bottjer D. J. Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado//Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1989. Vol. 74, N 1/2. P. 49—74.

51. Schlanger S. O., Arthur M. A., Jenkyns H. C. et al. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event. I. Stratigraphy and distribution of organic-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion//Mar. Petrol. Source Rocks. (J. Brooks, A. J. Fleet, eds) Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. N 26. P. 371—399.
52. Schlanger S. O., Jenkyns H. C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences//Geol. Mijnbouw. 1976. Vol. 55. P. 179—184.
53. Scholle P. A., Arthur M. A. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool//Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 1980. Vol. 64, N 1. P. 67—87.
54. Simoneit B. R. T. Organic geochemistry of Black Shales from the Deep Sea Drilling Project, a summary of occurrences from the Pleistocene to Jurassic//Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Universität Hamburg. 1986. Hf. 60. S. 275—309.
55. Simoneit B. R. T. Biomarkers geochemistry of Black Shales from Cretaceous oceans — an overview//Mar. Geology. 1986. Vol. 70, N 1/2. P. 9—41.
56. Smith B. N., Epstein S. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plant//Plant Physiol. 1971. Vol. 47, N 3. P. 380—384.
57. Southam J. R., Peterson W. H., Brass G. W. Dynamics of anoxia//Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1982. Vol. 40, N 1—3. P. 183—198.
58. Spero H. J., Williams D. F. Extracting environmental information from planktonic foraminifera $\delta^{13}\text{C}$ data//Nature. 1988. Vol. 335, N 6192. P. 717—719.
59. Stein R. Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean//Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Universität Hamburg. 1986. Hf. 60. S. 55—70.
60. Summerhayes C. P. Organic facies of mid-Cretaceous Black Shales in the deep North Atlantic//Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 1981. Vol. 65, N 11. P. 2364—2380.
61. Voigt T., Pohl T., Tröger K.-A. Geological evidence for the sub-plenus Regression in Saxony//4th Intern. Cretaceous Symposium (Hamburg 1992). Abstracts, 195—198.
62. Whittaker S. G., Kyser T. K. Effect of sources and diagenesis on the isotopic composition of carbon and sulfur in Cretaceous shales//Geochim. et cosmochim. acta. 1990. Vol. 54, N 10. P. 2799—2810.

Московский
государственный университет
Ин-т биологии моря ДВО РАН,
Владивосток

Поступила в редакцию
20.06.93

GEOCHEMISTRY OF CENOMANIAN/TURONIAN BOUNDARY DEPOSITS IN MOUNTAIN CRIMEA. 2. ISOTOPIC COMPOSITION OF CARBON AND OXYGEN; ENVIRONMENT OF ORGANIC CARBON ACCUMULATION

D. P. Naidin, S. I. Kiyashko

In Aksudere section at the Cenomanian/Turonian boundary in "black" member with rised content of C_{org} the positive anomaly of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ have been discovered. This shift coincide with global excursion of $\delta^{13}\text{C}$ at the Cenomanian/Turonian boundary. The event reflect change in CO_2 content in ocean-atmosphere system. The models of marine anoxic events with storage of C_{org} in sediments are considered. In shallow seas of European Paleobiogeographic Province in the major transgression time in bottom basin the euxinic starved environment was originated. The main phase of OAE2 with global positive anomaly of the $\delta^{13}\text{C}$ coincides with latest Cenomanian time, but minor anoxic events sometimes were established before and later of major event.