

УДК 551

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ПАЛЕОГЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ШЕЛЬФЕ ЗАПАДНОЙ АФРИКИ (БЕНИН)

© 1999 г. Ю. О. Гаврилов, К. Зевуну*, В. Н. Беньямовский, Н. Г. Музылев, Т. А. Садчикова

Геологический институт Российской академии наук

109017 Москва, Пыжевский пер., 7

*Республика Бенин

Поступила в редакцию 10.09.98 г.

Приведены результаты стратиграфического, литолого-минералогического и геохимического изучения разреза палеогеновых отложений Атлантического палеошельфа Бенина. Структура эоценовой толщи, минеральный и геохимический состав отложений зависели от совокупного действия некоторых глобальных, региональных и местных факторов, определявших режим седиментации в Береговом прогибе Бенина. Во время ипрского и лютетского этапов осадконакопления образовались толщи, существенно различные по минеральному составу и спектру характерных для них элементов. Установлено, что чередование периодов седиментации и перерывов контролировалось трансгрессивно-регрессивными циклами, которые были обусловлены эвстатическими колебаниями уровня океана.

Палеоценовые и эоценовые отложения шельфа Западной Африки интересны в различных отношениях. Их накопление происходило на относительно стабильной в тектоническом отношении окраине Африканского континента. На режим седиментации оказывали существенное влияние колебания уровня океана, контролируя, в частности, чередование этапов осадконакопления и его прекращения. Их влияние сказывалось также на глубине шельфовых бассейнов седиментации, что в значительной мере определяло характер образующихся осадков, их минералогический состав, геохимические особенности. Если эвстатические колебания являлись по своей сути глобальным фактором, то существовали также некоторые факторы регионального уровня, которые обусловили формирование на обширных территориях – по крайней мере от Центральной Африки до Испании – в определенные периоды палеоцена–эоцена отложений, содержащих значительные количества магнезиальных силикатов (палыгорскита и сепиолита), а также фосфатоносных горизонтов. Кроме того, некоторые местные, локальные факторы, присутствующие тем или иным районам шельфа, в определенной мере влияли на специфику накапливавшихся осадков. Эоценовые толщи Бенина в этом отношении весьма показательны, так как их образование происходило под влиянием эвстатических колебаний, региональных и некоторых локальных факторов.

В разных геодинамических, палеоклиматических, литолого-фациальных обстановках одно и то же явление – синхронные флуктуации уровня во-

доемов могли приводить к образованию существенно различных по структуре и составу осадочных образований. Ранее нами обсуждалась проблема влияния на осадконакопление колебаний уровня водоемов различного типа на примере обширного эпиконтинентального палеоценового моря юга России и смежных территорий, ранне- и среднеюрского бассейна Большого Кавказа [Гаврилов, 1992; Гаврилов и др., 1997].

Цель настоящей исследования – оценка литолого-геохимических особенностей отложений, накопившихся на фоне эвстатических колебаний в пределах древнего океанского шельфа. Этот вопрос рассматривался на примере палеоцен-эоценовых отложений атлантического шельфа Западной Африки (Бенин). Объектом исследования послужил керновый материал в основном двух скважин – BS-4 (Кпоме) и SM-4 (Сохум), пробуренных в центральной зоне Берегового прогиба Бенина компанией BREDA (Италия) (рис. 1). Образцы были получены К. Зевуну во время полевых работ на территории Бенина в 1989–1990 гг.

Береговой прогиб Бенина расположен на континентальной окраине в северной части Гвинейского залива. История развития стабильной окраины кратона в значительной мере связана с раскрытием Южной Атлантики [Делтейль и др., 1978]. Береговой прогиб Гвинейского залива входит в систему нескольких периконтинентальных прогибов Приатлантической окраины Африки, развивавшихся в целом в сходных тектоническом и седиментационном режимах [Геология..., 1990]. Прогиб Гвинейского залива охватывает прибреж-

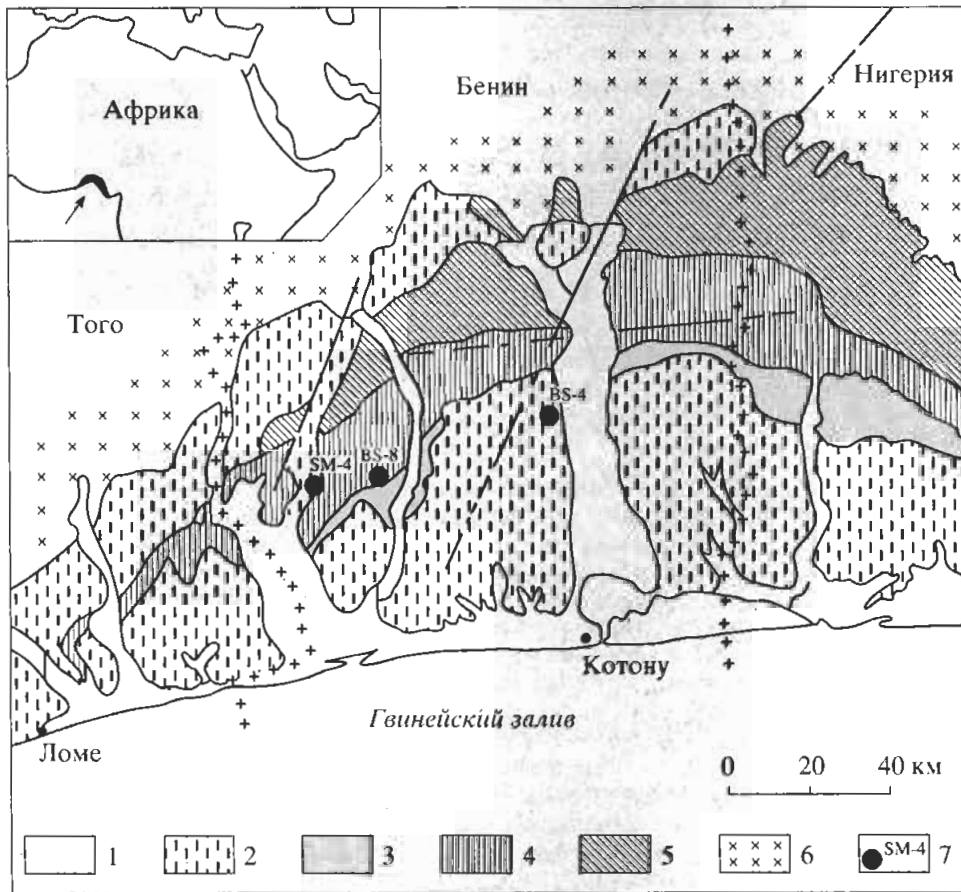


Рис. 1. Геологическая схема Берегового прогиба Бенина по [Slansky, 1962] и его местонахождение на Африканском континенте.

1–6 – возраст отложений: 1 – современные (аллювиальные, озерные, лагунные и др.), 2 – постэоценовые континентальные, 3 – ниже- и среднеэоценовые, 4 – палеоценовые, 5 – верхнемеловые (маастрихт), 6 – докембрийский комплекс; 7 – расположение скважин.

ные области суши и смежные зоны акватории на территории от Камеруна до Кот-д'Ивуара. В пределах прогиба выделяются разделенные поднятиями три впадины: на западе Абиджанская, которая отделена от следующей к востоку Того-Дагомейской впадины разломом Романш; на востоке – впадина дельты р. Нигер. Того-Дагомейский прогиб на суше занимает территорию Юго-Восточной Ганы, Того, Бенина и Юго-Западной Нигерии; под названием Береговой прогиб Бенина рассматривается сегмент этой крупной структуры, достигающей здесь наибольшей ширины (около 150 км), который охватывает южную часть Бенина и прилегающую акваторию. Прогиб разделяется на Западную и Восточную части поперечным поднятием, выраженным как в морфологии дна шельфовой зоны и континентального склона, так и в структуре мезозойско-кайнозойских отложений. Западный прогиб целиком расположен в океанической области, Восточный – как в океанической шельфовой части (сравнительно узкая зона), так и в пределах материковой области. Наши исследования

проводились в пределах восточной части прогиба. В тектонической структуре Берегового прогиба большое значение имеют разломы ССВ–ЮЮЗ и широтного простирания. Разломы ССВ–ЮЮЗ направления разделяют прогиб на 3 части различной ширины (см. рис. 1). Анализ палеоструктурных карт свидетельствует о конседиментационном характере этих разломов.

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕРЕГОВОГО ПРОГИБА БЕНИНА

Стратиграфия береговых прогибов Западной Африки разрабатывалась многими исследователями, в частности в Бенине М. Сланским [Slansky, 1958, 1962]. Наиболее полные данные по стратиграфии региона на основе изучения фораминифер и остракод были приведены К. Когбе и К. Мехесом [Kogbe, Me'hes, 1986]. Вместе с тем современных данных о зональном расчленении кайнозойских отложений района немного. Нами было проведено

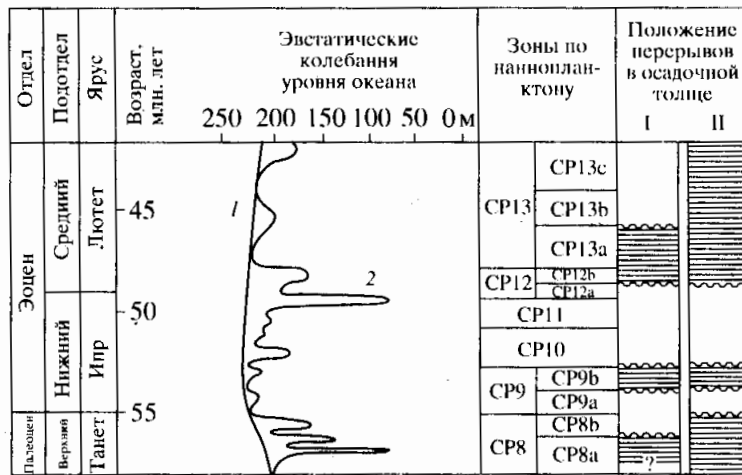


Рис. 2. Схема стратиграфического положения осадочных толщ и перерывов в разрезах Берегового прогиба Бенина (I) и Восточного Пери-Тетиса (II).

Кривая эвстатических колебаний уровня океана приведена по [Haq et al., 1987]; колебания: 1 – долгопериодные, 2 – короткопериодные. Возраст в миллионах лет приведен по [Cande, Kent, 1992]. Зоны по наннопланктону приведены по [Okada, Burky, 1980]. Положение перерывов в осадочных толщах Восточного Пери-Тетиса по [Музылев, 1980, 1996].

стратиграфическое зональное расчленение палеоцен-эоценовых отложений Берегового прогиба Бенина по наннопланктону (К. Зевуну, Н.Г. Музылев) с использованием данных по фораминиферам: скважины SM-4–Сохум, BS-4–Кпоне и BS-8–Баподжи (рис. 2).

Изучение распределения наннопланктона показало следующее.

Верхнепалеоценовые наннофоссилии обнаружены в низах разреза только в одной из пробуренных скважин (BS-8). Они отличаются малочисленностью, низким видовым разнообразием и плохой сохранностью. Ассоциация наннопланктона включает *Discoaster multiradiatus*, *Heliolithus sp.*, *Toweius sp.*, *Coccolithus eopelagicus*, *Chiasmolithus californicus*, *Zygodiscus sigmoides*, *Neochiastorygus distentus*. Наличие *Discoaster multiradiatus* в этой ассоциации и отсутствие каких-либо эоценовых форм указывают на принадлежность вмещающих осадков к зоне CP8 *Discoaster multiradiatus* стандартной наннопланктонной шкалы [Okada, Burky, 1980] и, скорее всего, к ее нижней подзоне CP8a, то есть к верхам танета. В скважине BS-4, керн из которой изучался минералогически и геохимически, в основании разреза также предположительно присутствуют верхнетанетские отложения, однако определенно это не доказано из-за отсутствия в них фауны.

Глины нижнего эоцена бедны фауной. Проводившие в Бенине исследования геологи компании BREDA обнаружили в некоторых интервалах небогатые ассоциации планктонных и бентосных фораминифер. Наннопланктонный комплекс также не очень разнообразен и включает *Tribrachiatulus orthostylus*, *Discoaster binodosus*, *Neococcolithes dubius*,

Sphenolithus radians, *Transversopontis pulcheroides*, *Rhabdosphaera tenuis*, *Pontosphaera bicaveata*, *Discoaster cruciformis* и некоторые другие формы. Такой комплекс характерен для подзоны CP9b *Discoaster binodosus* – нижней части нижнего эоцена, что согласуется с данными по фораминиферам. Отложения зон CP10 и CP11 в изученных разрезах отсутствуют.

Отложения среднего эоцена характеризуются большим разнообразием наннопланктона. В этом интервале выделены две подзоны – подзона CP12b *Rhabdosphaera inflata* зоны *Discoaster sublodoensis* и подзона CP13a *Discoaster strictus* зоны CP13 *Nannotetrina quadrata*. Общая ассоциация включает: *Coccolithus formosus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Heliocostis seminulum*, *Discoaster barbadiensis*, *D. lodoensis*, *D. distinctus*, *D. wemmelensis*, *D. deflandrei*, *D. martini*, *Pemma basquense*, *Pontosphaera gladius*, *Nannotetrina quadrata* и др. К. Перк-Нильсен [Perch-Nielsen, 1981], изучившая небольшую серию образцов из этого же интервала в районе Зонгбодону (западная часть прогиба), обнаружила там практически идентичный комплекс и пришла к таким же стратиграфическим выводам.

Среднеэоценовые отложения Бенина с большим стратиграфическим перерывом перекрываются верхнеолигоцен-миоценовой (в изученных скважинах верхнемиоценовой) толщ.

Таким образом, данные по наннопланктону указывают на присутствие в Береговом прогибе Бенина отложений верхнего палеоцена – подзона CP8a, нижнего и среднего эоцена – подзона CP9b, подзоны CP12b и CP13a [Зевуну, 1992] (см. рис. 2). По фораминиферам (данные Н.С. Оськиной и Н.С. Блюм) и наннопланктону обосновано нали-

чис в прогибе верхнеолигоценовых отложений. Определена продолжительность позднеэоценового (подзона CP8b) – раннеиоценового (подзона CP9a) и позднеиоценового (зоны CP10, CP11 и CP12a) перерывов. Эти перерывы имеют глобальную природу и связаны с эвстатическими регрессиями. Подтверждено отсутствие в прогибе Бенина верхнеэоценовых-среднеолигоценовых осадков, что хорошо коррелирует с данными о перерыве такой же продолжительности в других третичных бассейнах Западной Африки [Ly, Carbonnel, 1987, и др.].

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

В разрезе палеогена Берегового прогиба, вскрытом изученными нами скважинами, выделяются четыре части: палеоценовая, нижнеэоценовая, среднеэоценовая и миоцен-четвертичная.

Отложения верхнего палеоцена, развитые в районе Берегового прогиба, по данным бурения других скважин, представлены толщей темно-серых сланцеватых слабокарбонатных глин с отдельными прослойками известняков, мощность которой достигает 130 м. Видимо, к верхнему палеоцену (верхний танет) относится часть толщи в основании разреза скважины BS-4 в интервале 70–67 м (рис. 3), которая представлена пестрыми комковатыми глинами зеленовато-серой и кофейно-коричневой окраски с отдельными участками ясно прослеживаемой слоистости (в зеленовато-серых глинах), с пятнами мелких карбонатных включений (1–2 мм), скоплениями микроглобулярного пирита (размеры включений до 4.0 мм) и единичными обломками раковин моллюсков. Широко развит аутигенный глауконит, который местами выполняет пространство между зернами других минералов в качестве цементирующей массы. Массовые скопления выделений глауконита прихотливой формы приурочены к интервалу 69.25–69.50 м.

Выше по разрезу до глубины ~48.75–49.0 м залегает толща зеленовато-серых глин (ипр). Преобладают тонкослоистые глины с редкими тонкими прослойками кварцевого алеврита и редкими обрывками растительных тканей, по которым развит микроглобулярный пирит, изредка встречается фауна фораминифер, кремнистые микроорганизмы, единичные обломки раковин моллюсков (возможно, *Cardium*), отпечатки донных микроорганизмов *Crustacea*. Глауконит редкий, рассеян среди глинистой массы в виде мелких зерен.

В глинах залегают прослои известняков двух типов: светло-серых, плотных, мелкозернистых (до пелитоморфных), с включениями немногочисленной фауны, микроконкрециями сульфидов, с участками вторичной перекристаллизации (интервалы

61.25–61.5, 58.25–58.5 м), а также органогенно-глинистых с фауной фораминифер, остракод и других микроорганизмов, с крупнокристаллическим кальцитовым цементом (интервал 52.0–52.25 м). Встречены также прослои мергелей светло-серых, плотных, тонкоплитчатых с включениями кварцевых зерен алевритовой размерности, микроконкрециями сульфидов, отпечатками фауны моллюсков и редкими фораминиферами (интервалы 52.25–52.75, 51.5–51.0 м); к интервалу 52.0–52.25 м приурочен горизонт с фосфатными включениями (рис. 4, фото 1, 2).

На уровне 48.75–49.0 м фиксируются следы перерыва в осадконакоплении.

Среднеэоценовая толща (интервал ~49–20 м) в скв. BS-4 подразделяется на 2 части – нижнюю известняково-мергельную и известковистых глин и верхнюю глинистую с прослоями мергелей, но переход между ними (уровень ~30 м) постепенный, что хорошо видно по распределению в отложениях CaCO₃ (см. рис. 3).

На глубине около 48.0 м залегает горизонт органогенного известняка – плотного, буровато-серого, глинистого, насыщенного фауной фораминифер, фосфоритовыми желвачками (от долей мм до 2.0 мм в поперечнике), растительным детритом и микроконкрециями сульфидов (см. рис. 4, фото 3). Отмечены прослои с большим количеством фосфатных зерен (см. рис. 4, фото 4).

Мергели серые и буровато-серые, плотные, тонкоплитчатые, содержат скопления микроконкреций сульфидов, фауну фораминифер, остатки кремневых организмов; повсеместно встречаются зерна аутигенного глауконита. Мергели преобладают в нижней части пачки (приблизительно до уровня 44.0 м). Буровато-серые известковые глины слагают преимущественно верхнюю часть пачки, где прослой мергелей становятся редки и маломощны. В глинах, так же как и в мергелях, много микроконкреций сульфидов, встречается глауконит, фауна фораминифер и других микроорганизмов.

Верхняя пачка (выше 30.0 м) в основном глинистая, мергельные, и известняковые прослои немногочисленны. Глины преимущественно серые, зеленовато-серые, участками буровато-серые за счет слабого ожелезнения, плотные, слоистые, с микроконкрециями сульфидов (часто развиты по карбонатным раковинкам), встречается фауна моллюсков и фораминифер, повсеместно отмечаются зерна аутигенного глауконита (см. рис. 4, фото 5), которые наиболее многочисленны на глубине 24.0 м. В породах интервала 29.25–29.50 м обнаружены призматические кристаллы аутигенного гипса. В интервале 25.0–25.5 м залегает мергельный прослой. Два горизонта фосфоритовых микроконкреций приурочены к интервалам 27.0–27.5 и 23.5–23.75 м; схожие горизонты на этом уровне

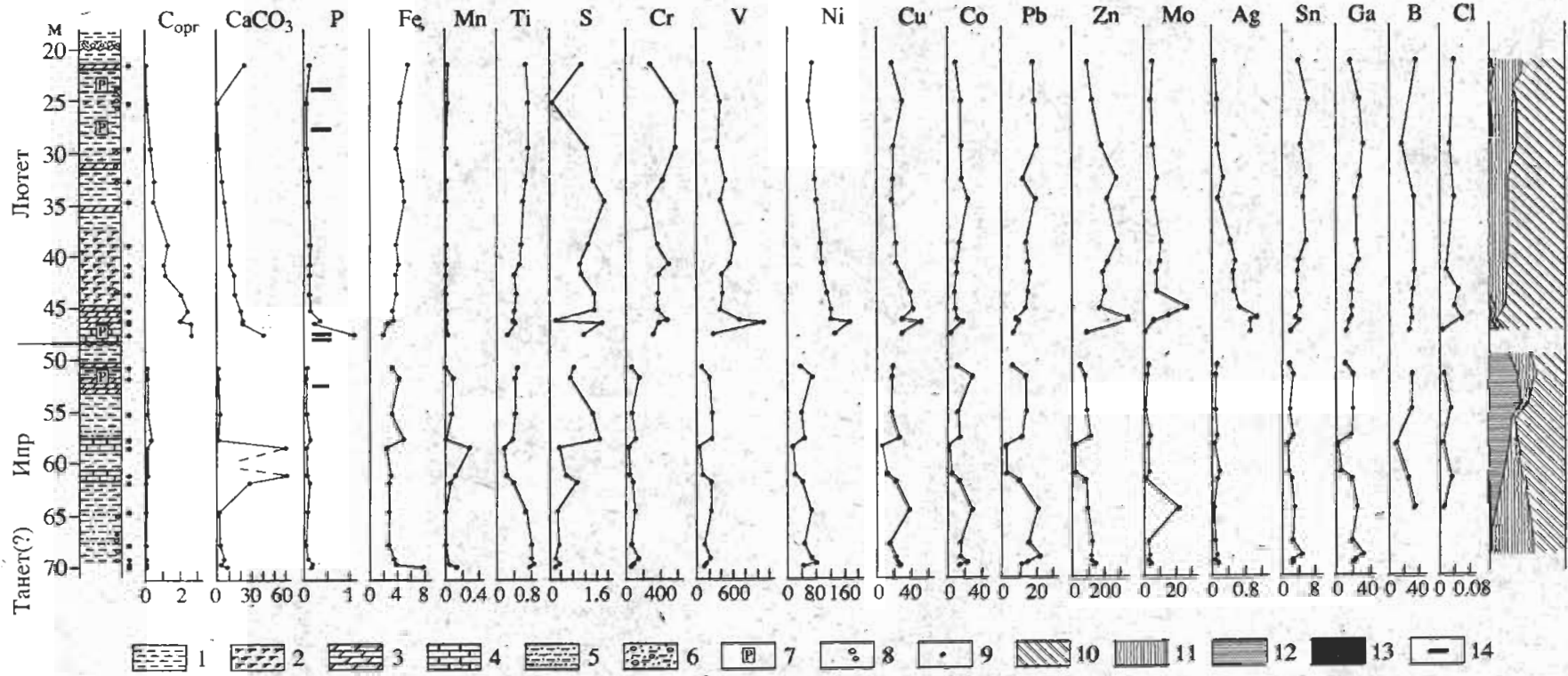


Рис. 3. Распределение химических элементов и глинистых минералов в скважине BS-4 Берегового прогиба Бенина.

Sorp, CaCO₃, Fe, Mn, Ti, P, S, Cl – в %, остальные элементы – в ppm.

1 – глина, 2 – глина известковистая, 3 – мергель, 4 – известняк, 5 – алевроит, 6 – песок алевроитовый с галькой, 7 – фосфориты, 8 – аутигенный глауконит, 9 – точки отбора образцов, 10 – смектит, 11 – каолинит, 12 – палыгорскит, 13 – гидрослюда, 14 – обогащенные фосфатами горизонты.

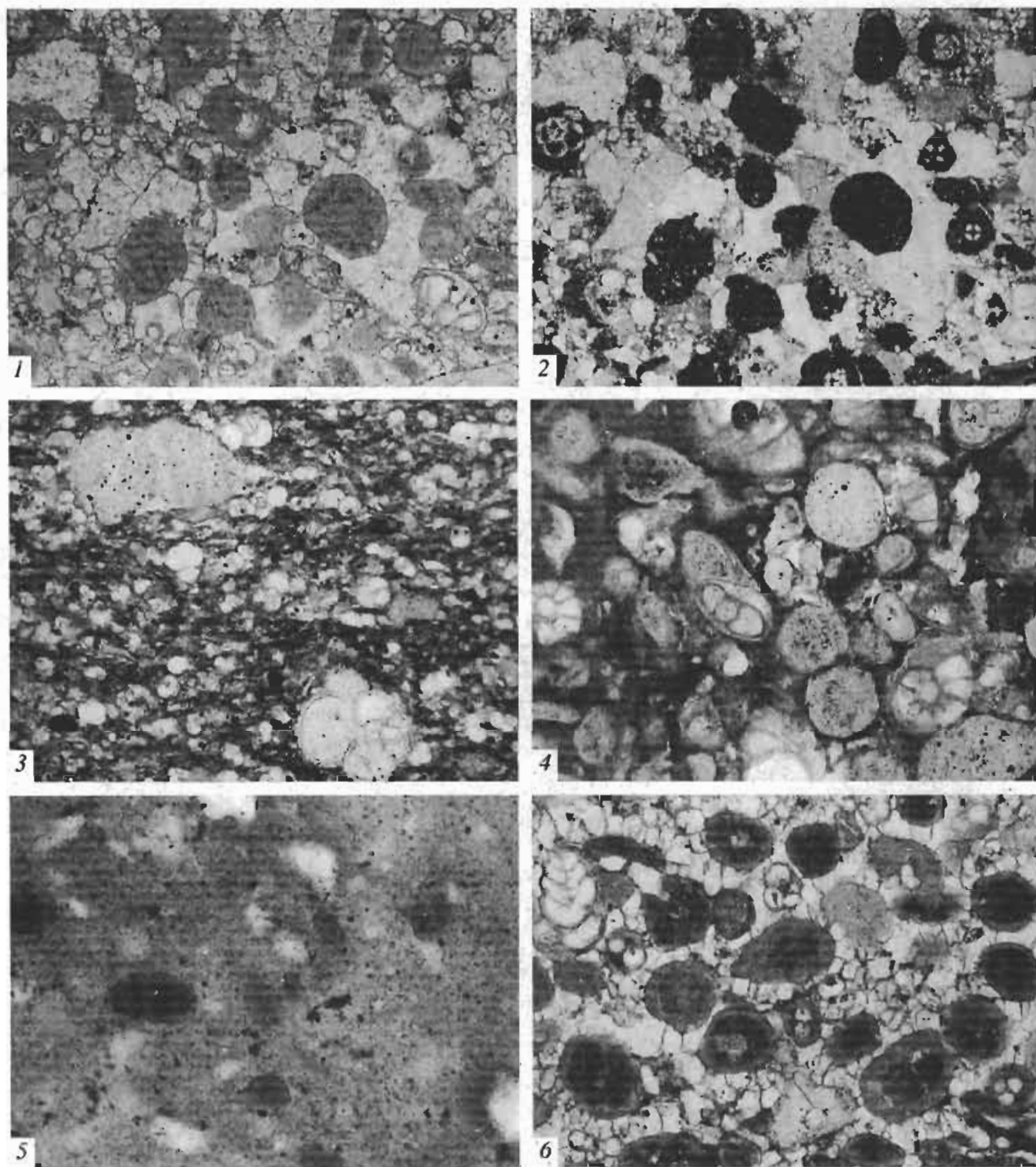


Рис. 4. Микрофотографии шлифов образцов из отложений скважин BS-4 и SM-4.

1, 2 – известняк с включениями зерен фосфатов (ипр, скважина BS-4, интервал 52.0–52.25 м): 1 – при одном николе, 2 – при скрещенных николях; 3 – органогенная карбонатная порода с включениями многочисленных мелких и редких крупных фораминифер, в верхнем левом углу – фосфатное зерно (лютет, скважина BS-4, интервал 47.5–47.75 м); 4 – мергель с многочисленными включениями фосфатных зерен, внутри которых встречаются раковинки фораминифер (основание лютетской толщи, скважина SM-4, интервал 31.5–31.75 м); 5 – глинистая порода с примесью зерен кварца (светлые) и глауконита (темные) (лютет, скважина SM-4, интервал 24.25–24.50 м); 6 – известняк с включениями фосфатных зерен из верхней части лютетской толщи (скважина SM-4, интервал 7.0–7.25 м). Длина горизонтальной рамки фотографий – 2 мм.

залегают также в отложениях скв. SM-4 (см. рис. 4, фото 6).

На среднеэоценовые отложения на глубинах ~20 м в скв. BS-4 и 6.5 м в скв. SM-4 по резкой гра-

нице с размывом налегает миоценовая толща, представленная конгломератами, гравелитами, песками с подчиненными глинистыми прослоями. Эти отложения – континентальные по происхож-

деню, видимо, из-за их проницаемости и неглубокого залегания несут на себе следы вторичных, в том числе гипергенных, процессов и нами в работе не рассматривались.

Минеральный состав эоценовых отложений. Осадки, как уже отмечалось, сложены в основном глинистым и карбонатным материалом, присутствуют также глауконит, фосфатные минералы, сульфидные стяжения. Карбонатные минералы представлены в основном кальцитом, в меньшей мере доломитом.

По данным рентгеновской дифрактометрии, преобладающими минералами во фракции <0.001 мм являются диоктаэдрический смектит, каолинит, палыгорскит и слюдистый минерал, фиксируемый в виде незначительной примеси в отдельных образцах.

Диоктаэдрический смектит ($d_{(060)} = 1.497 \text{ \AA}$) идентифицирован по интенсивному отражению 001 с $d = 13.6\text{--}14.2 \text{ \AA}$ и слабому рефлексу 003 с $d = 4.87 \text{ \AA}$ (в воздушно-сухом состоянии). При насыщении образцов глицерином на дифрактограммах появляется близкая к целочисленной серия отражений 001 с $d_{(004)} = 17.7 \text{ \AA}$, при этом значение $d_{(002)} = 9.1 \text{ \AA}$ свидетельствует о наличии в структуре минерала до 20% межслоев слюдистого типа; после прогрева при 550°C остаются рефлексы $d = 9.7; 4.8; 3.18 \text{ \AA}$, соответствующие обезвоженной структуре смектита.

Каолинит диагностирован на дифрактограммах ориентированных препаратов по интенсивным рефлексам $d_{(001)} = 7.15 \text{ \AA}$ и $d_{(002)} = 3.56 \text{ \AA}$, не меняющим своего положения при насыщении образца глицерином и исчезающим после прокаливании при 550°C .

Палыгорскит установлен по наличию на дифрактограммах воздушно-сухого и насыщенного глицерином препаратов базальных отражений $hk\ell$ 110, 200, 130, 230, 150, 400 с соответствующими значениями 10.5; 6.3; 5.34; 3.65; 3.45 и 3.22 \AA .

Присутствие в некоторых образцах слюдистого минерала устанавливается по слабым рефлексам с $d_{(001)} = 9.8 \text{ \AA}$ и $d_{(002)} = 4.97 \text{ \AA}$ только на дифрактограммах насыщенного глицерином препарата. Качественную характеристику минерала (его однородность или смешанослойность) определить невозможно из-за перекрытия в воздушно-сухом препарате слюдистого рефлекса $d_{(001)}$ и мощного малоугольного отражения смектита.

Соотношение глинистых минералов в разных частях разреза неодинаково (см. рис. 3). Смектит и каолинит присутствуют в отложениях всего разреза в достаточно значительном количестве, в то время как палыгорскит, являясь одним из основных породообразующих компонентов в глинах нижнего эоцена, выше границы между толщами на глубине 48.5–49.0 м практически исчеза-

ет, появляясь в виде незначительной примеси только в интервалах 46.25–47.75 и 23.5–23.75 м.

Таким образом, наиболее контрастные различия существуют между разрезами ипра и лютета (см. рис. 3): для отложений ипра характерна смектит-каолинит-палыгорскитовая ассоциация с незначительным количеством слюды в некоторых пробах, в то время как для лютетской толщи типична каолинит-смектитовая ассоциация с присутствием в единичных образцах незначительного количества слюды и палыгорскита, то есть основным различием между толщами является присутствие значительного количества палыгорскита в нижнеэоценовых отложениях.

В свою очередь внутри разрезов ниже- и среднеэоценовых отложений прослеживаются изменения в составе глинистых минералов, но уже в их количественных соотношениях. Так, в ипрских отложениях снизу вверх по разрезу существенно меняется содержание палыгорскита – от почти полного отсутствия в основании до значительных содержаний в верхней части; в том же направлении уменьшается содержание каолинита, смектит же распределяется более равномерно. В нижней части разреза, там, где содержание каолинита максимальное, отмечена незначительная примесь слюды.

В разрезе лютета снизу вверх происходит закономерный рост количества каолинита и соответственно уменьшение содержаний смектита. Следы слюды отмечены в самых низах разреза и в некоторых образцах его верхней части; так же ведет себя и палыгорскит (см. рис. 3).

Такой закономерный характер изменения по разрезу эоцена как минеральных ассоциаций, так и количественных соотношений минералов внутри ассоциаций свидетельствует о существенно различных обстановках осадконакопления в ипрское и лютетское время, а также о направленных изменениях условий седиментации во время существования каждого из этих бассейнов.

Геохимические особенности эоценовых отложений. Наряду с изменениями минерального состава отложений в разных частях разреза наблюдаются также существенные вариации их геохимических характеристик. Сравнивая ниже- и среднеэоценовые части разреза (см. рис. 3, таблица), видим, что выделяются группы элементов, заметно различающиеся по их содержанию в породах. Если в нижнеэоценовых отложениях содержания ряда элементов относительно невелики, то при переходе к среднеэоценовым они значительно возрастают. К этой группе относятся $S_{\text{орг}}$, P, Cr, V, Ni, Cu, Zn, Mo, Ag; гораздо менее отчетливо проявляются различия в распределении таких элементов, как Fe, Ti, Ga, B, Be, As. Совершенно обособленно ведет себя Mn, который в нижней толще присутствует повсеместно, хотя и в небольших количествах, тогда как в лютетских

Результаты химических анализов эоценовых отложений скважин BS-4 и SM-4 Берегового прогиба Бенина

	№ п/п	Скважина BS-4										
		Интервал (м)	C _{орг}	CO ₂	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V
Л Ю Т Е Т	1	21.5-21.75	<0.1	10.25	5.78	0.02	0.61	0.11	1.06	330	65	240
	2	25.0-25.50	<0.1	<0.4	4.57	<0.01	0.78	0.02	0.09	670	56	375
	3	29.5-29.75	0.27	0.40	4.05	<0.01	0.70	0.05	1.22	670	77	330
	4	32.5-32.75	0.51	2.0	4.94	<0.01	0.62	0.09	1.43	480	72	460
	5	34.5-34.75	0.47	2.95	5.43	<0.01	0.53	0.08	1.82	315	80	370
	6	38.5-38.75	1.36	4.50	4.08	<0.01	0.51	0.1	1.30	665	86	610
	7	40.75-41.0	1.16	5.15	4.27	<0.01	0.52	0.1	1.02	585	92	550
	8	41.5-41.75	1.15	6.40	3.97	<0.01	0.36	0.10	1.04	425	98	410
	9	43.5-43.75	2.04	6.85	4.05	<0.01	0.42	0.13	1.48	435	107	420
	10	45.0-45.25	2.52	8.85	3.61	<0.01	0.37	0.17	1.47	442	15	360
	11	46.0-46.25	1.96	9.40	3.67	<0.01	0.34	0.33	0.20	550	115	720
	12	46.25-46.5	2.70	9.55	3.84	<0.01	0.35	0.24	1.68	440	170	990
	13	47.50-47.75	2.68	17.60	2.08	0.03	0.21	1.34	1.11	370	125	270
И П Р Танет (?)	14	50.75-51.0	<0.1	<0.4	3.70	0.04	0.50	0.01	0.83	76	31	92
	15	51.75-52.0	<0.1	0.25	4.47	0.11	0.41	0.04	0.73	192	63	230
	16	55.0-55.25	<0.1	0.60	3.34	0.09	0.41	0.04	1.44	80	37	250
	17	57.5-57.75	0.27	<0.4	5.08	0.03	0.38	0.14	1.67	124	44	245
	18	58.25-58.5	<0.1	36.50	2.61	0.30	0.16	0.03	0.31	37	11	30
	19	61.25-61.5	0.14	26.5	3.22	0.12	0.23	0.04	0.59	49	17	83
	20	61.75-62.0	<0.1	12.0	2.97	0.07	0.38	0.11	0.93	93	38	220
	21	64.5-64.75	<0.1	0.40	3.0	0.02	0.67	0.06	0.28	118	62	220
	22	67.75-68.0	<0.1	1.00	2.96	0.03	0.83	0.03	0.36	95	42	128
	23	69.25-69.5	<0.1	2.0	3.70	<0.01	0.84	0.07	0.25	165	60	208
	24	69.5-69.75	<0.1	1.40	3.88	0.06	0.84	0.16	0.37	118	72	140
25	69.75-70.0	<0.1	3.80	8.35	0.14	0.81	0.13	0.23	88	38	112	
	№ п/п	Скважина SM-4										
		Интервал (м)	C _{орг}	CO ₂	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V
Л Ю Т Е Т И П Р	1	9.25-9.50	0.27	4.00	4.60	<0.01	0.55	0.30	He опр.	230	115	470
	2	10.5-10.75	1.36	12.70	1.40	<0.01	0.33	1.71	1.12	125	45	220
	3	11.0-1.25	0.42	30.55	1.21	0.10	0.16	1.82	He опр.	130	42	40
	4	11.5-11.75	0.43	16.35	1.14	0.01	0.38	0.18	1.04	110	26	105
	5	14.75-15.0	0.68	4.60	4.36	<0.01	0.50	0.26	He опр.	285	50	260
	6	15.5-15.75	0.42	5.85	3.94	<0.01	0.46	0.37	»	335	54	200
	7	16.25-16.5	0.68	9.35	1.70	<0.01	0.20	5.61	»	290	65	120
	8	20.5-20.75	1.22	8.4	3.33	<0.01	0.33	0.09	»	410	80	560
	9	26.25-26.5	3.25	15.50	2.58	<0.01	0.24	0.32	»	455	150	550
	10	31.0-31.25	2.15	22.65	1.29	0.02	1.17	2.08	»	295	70	340
	11	31.5-31.75	1.23	21.15	1.12	0.04	0.10	1.45	»	165	60	120
12	35.0-35.25	<0.1	<0.4	3.63	0.06	0.38	0.01	»	88	40	110	
13	37.75-38.0	<0.1	<0.4	3.91	0.06	0.44	0.02	»	87	50	155	
14	42.5-42.75	<0.1	0.50	5.30	0.05	0.61	0.05	»	110	45	220	

Примечание. C_{орг}, CO₂, Fe, Mn, Ti, P, S, Cl - в %, остальные элементы - в ppm.

Таблица. Продолжение

Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Sn	Ag	As	Be	Cl	B
20	9	18	16	1.3	6.0	100	3.5	0.06	7	He onp.	0.04	40
32	16	19	28	<1.0	4.7	128	6.1	0.12	5	2.3	He onp.	He onp.
24	16	21	32	<1.0	5.6	190	4.2	0.15	8	2.0	0.03	19
22	17	17	29	1.0	7.9	290	5.1	0.30	8	3.2	He onp.	He onp.
20	24	20	22	1.0	5.8	235	4.8	0.16	7	He onp.	0.04	33
24	14	14	25	1.0	11.5	278	5.4	0.46	8	1.8	He onp.	He onp.
24	11	15	26	<1.0	9.5	235	3.9	0.58	8	2.1	»	»
33	11	17	20	1.0	7.6	195	3.5	0.50	7	He onp.	0.02	35
40	9	16	18	1.0	7.3	210	3.5	0.55	7	»	0.04	33
44	9	14	18	1.0	27.0	178	4	0.65	7	»	0.04	30
31	10	8	17	<1.0	16	345	3.0	1.10	28	2.4	He onp.	He onp.
55	18	10	14	1.0	6.0	350	4.0	0.94	7	He onp.	0.06	30
30	5	7	10	<1.0	<1.0	88	1.8	0.94	7	»	<0.01	27
20	12	6	10	<1.0	2.5	50	1.7	0.11	6	2.3	He onp.	He onp.
19	29	14	24	<1.0	2.0	78	2.5	0.08	5	He onp.	»	32
18	12	15	18	1.3	1.0	90	1.8	0.09	6	»	0.03	30
27	14	12	17	1.2	3.5	118	2.6	0.14	6	2.0	He onp.	He onp.
5	<5	<5	<3	<1.0	2.3	25	1.4	0.06	<1	He onp.	0.01	10
12	6	<5	5	<1.0	2.7	25	1.5	0.17	4	2.3	He onp.	He onp.
22	15	11	17	1.0	<1.0	78	2.1	0.14	6	He onp.	0.03	26
40	30	22	23	1.0	21.5	100	3.0	0.06	He onp.	»	<0.01	35
16	16	16	18	<1.0	2.2	125	2.4	0.09	7	2.5	0.03	26
23	16	23	31	1.0	2.4	120	4.7	0.11	17	2.8	He onp.	He onp.
24	24	16	22	<1.0	2.5	122	2.4	0.1	8	3.0	»	»
27	15	12	18	<1.0	3.2	140	2.4	0.14	8	3.2	»	»
Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Sn	Ag	As	Be	Cl	B
33	<5	21	21	1.6	6.0	520	2.7	0.55	He onp.	He onp.	He onp.	He onp.
22	6	8	8	1.0	12.5	150	1.2	0.35	»	»	»	»
15	<5	6	4	1.0	5.7	65	1.2	0.28	»	»	»	»
16	7	5	6	<1.0	10.0	55	1.2	0.10	»	»	»	»
25	9	17	26	<1	9.0	210	5.5	0.16	»	»	»	»
20	<5	14	16	1.3	6.1	110	3.5	0.09	»	»	»	»
26	<5	8	6	1.0	20	85	1.5	0.45	»	»	»	»
33	7	17	24	1.0	17.7	195	6	0.37	»	»	»	»
40	<5	9	10	1.0	1.3	240	2.7	1.10	»	»	»	»
25	5	<5	<5	<1	7.5	80	1.6	0.80	»	»	»	»
20	<5	<5	<5	<1	3.2	43	<1	0.55	»	»	»	»
15	11	13	19	<1	4.5	65	3.3	0.05	»	»	»	»
18	16	14	14	<1.0	<1.0	110	1.8	0.05	»	»	»	»
18	18	21	17	1.3	<1.0	80	3.0	0.05	»	»	»	»

отложениях его концентрации в подавляющем большинстве анализировавшихся проб исчезающе малы (см. таблицу).

Характер распределения большей части элементов в значительной мере связан с распределением в разрезе $C_{орг}$ и $CaCO_3$. Влияние $C_{орг}$ на поведение элементов в осадках связано с его геохимической активностью, а $CaCO_3$ действует обычно как разбавитель – при увеличении карбонатности осадков содержания большинства химических элементов в них снижаются. Обращает на себя внимание сходство в распределении $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в изученных разрезах. Так, в породах нижнего эоцена (за исключением отдельных прослоев глинистых известняков в середине толщи) содержания этих компонентов минимальны, в низах среднего эоцена их количество резко возрастает, а затем постепенно уменьшается к верхним частям разрезов. Эта тенденция нарушается лишь в отдельных карбонатных прослоях. Такое сходство поведения $C_{орг}$ и $CaCO_3$ может свидетельствовать о единых причинах, обусловивших их накопление в осадках, которыми, по всей вероятности, являлись вариации в биопродуктивности (в частности, известкового планктона) эоценового водоема на разных стадиях его существования.

Распределение ряда элементов (P, V, Ni, Mo, Zn, Ag), как отмечалось выше, сходно с распределением $C_{орг}$. Однако только для Ag характерна высокая степень корреляции с $C_{орг}$ в обших частях эоценового разреза.

На поведение других элементов наряду с $C_{орг}$ влияют и другие факторы, что усложняет картину их распределения в разрезе. Так, содержания Ti, Fe, Ga, Co, Pb в отложениях ипрской и лютетской толщ существенно не различаются. Вместе с тем для Ti наблюдается тенденция снижения его содержания вверх по разрезу нижнего эоцена и, напротив, повышения к верхним частям среднего эоцена (см. рис. 3). Распределение Ti имеет прямую корреляцию с количеством в породах терригенной алевритовой примеси и обратную – с содержанием $CaCO_3$. Обращает на себя внимание сходное с Ti поведение в разрезе каолинита, который, видимо, также отражает изменения в поставке в водоем терригенного материала.

Видимо, в основном с этими же причинами связано поведение в разрезах Ga и Fe. Однако распределение железа в разрезах более прихотливо благодаря активному его участию в процессах диagenетического минералообразования и вхождение в состав таких аутигенных минералов, как глауконит и пирит. Аномально высокое содержание Fe (8.5%) в основании толщи в скв. BS-4 связано с присутствием в породе прослоя, обогащенного гидроксидами Fe.

Содержание фосфора в породах разреза представляет особый интерес, так как время накопле-

ния эоценовой толщи соответствует позднеэоцено-палеогеновой эпохе фосфатонакопления в Аравийско-Африканском регионе [Покрышкин, 1980, 1991; Slansky, 1962, 1980, и др.]; в некоторых районах скопления фосфоритов имеют промышленное значение.

Как было отмечено выше, в эоценовом разрезе фосфор в целом ведет себя схожим образом с $C_{орг}$: в ипрской части – низкие фоновые содержания, в лютетской – общее увеличение концентраций в низах и постепенное их уменьшение в верхах разреза (см. рис. 3). Однако фоновое распределение P в эоценовых отложениях осложняется появлением нескольких горизонтов, в которых петрографическими и химическими методами фиксируется повышенное содержание фосфатов.

Фосфатосодержащие прослои встречаются как в ипрских, так и лютетских отложениях. В разрезе скв. BS-4 установлено по крайней мере 4 интервала с повышенным содержанием P. В разрезе скв. SM-4 также отмечено повышенное содержание P в основании разреза лютета и наличие не менее двух обогащенных фосфором уровней в его верхней половине (см. таблицу; рис. 4, фото 4, 6).

В разрезе ипра в одном из прослоев доломитизированного микрита и залегающем несколько ниже прослое с фосфатными желвачками и фосфатизированными копролитами содержание P_2O_5 составляет соответственно 16.8 и 5.5% (по данным компании BREDA). Фосфатонесные породы ипрского возраста в большой степени развиты в восточной части прогиба [Slansky, 1962].

В отложениях лютета выделяются несколько фосфатонесных слоев. Фосфатом обогащены базальные горизонты толщи. В скв. BS-4 этот интервал представлен слоем светло-коричневого песчаника (несколько см) с фосфатными желвачками и копролитами. Фосфатонесные слои внутри лютетской толщи обычно представлены песчано-мергельной породой с копролитами. Содержание P_2O_5 в них колеблется от первых процентов до 15–17%, редко больше. Обращает на себя внимание присутствие в фосфатонесных прослоях песчаного материала, содержание которого по площади прогиба (в разных скважинах) меняется. В центральных частях прогиба некоторые из этих прослоев представлены брекчиевидными известняками. В северной части прогиба количество фосфатонесных прослоев сокращается. Мощность этих прослоев обычно не превышает первых дециметров.

Таким образом, данные по фоновому распределению фосфора в изученных разрезах скважин и имеющиеся данные по распределению обогащенных P_2O_5 слоев свидетельствуют о том, что в целом при невысоком содержании P в эоценовом бассейне периодически возникали обстановки,

благоприятные для образования в осадках повышенных содержаний фосфатов.

Весьма схожая картина распределения изученных элементов в обоих разрезах (см. таблицу, скв. BS-4 и SM-4) свидетельствует о том, что установленные тенденции объективно отражали изменение условий осадконакопления в этой части шельфа.

Палеоэкологическая обстановка в эоценовом водоеме. Для оценки палеоэкологической обстановки в эоценовом водоеме Берегового прогиба Бенина проведено изучение распространения и соотношения различных форм бентосных и планктонных фораминифер, других организмов (определения В.Н. Беньямовского).

В нижней – ипрской части разреза фораминиферы крайне редки. В подавляющем большинстве изученных проб они вообще отсутствуют, лишь в образцах с глубин 67.25; 57.25; 52 и 51.75 м обнаружены раковинки довольно многочисленных планктонных и единичных бентосных фораминифер. Определены представители родов *Subbotina*, *Acarinina*, *Pseudohastigerina* (*Globanomalina*), *Chiloguembelina* и, вероятно, *Morozovella*. Наиболее часто встречаются раковинки субботин, более редкими, но постоянными являются акаринины и псевдохастигерины. Хилогуембелины и морозовеллы (?) встречены только в пробе с глубины 52 м. Бентосные фораминиферы, вероятно, относятся к родам *Bolivina*, *Bulimina* и *Robulus* (?).

В среднеэоценовой части разреза присутствуют как планктонные, так и бентосные фораминиферы. Планктонные фораминиферы принадлежат к родам *Subbotina*, *Acarinina* и *Morozovella*. Среди них обнаружены: *Subbotina* sp., *S. eocaenica*, *S. inaequispira*, *S. pseudoeocaena pseudoeocaena*, *S. pseudoeocaena trilobata*, *S. hevensis*, *S. aequensis*, *Acarinina* sp., *A. cf. convexa*, *A. ex gr. multicamerata*, *A. marksi*, *Morozovella* sp., *M. cf. subbotinae*. Бентосные фораминиферы: *Robulus*? sp., *Uvigerina* sp., *Bulimina* sp., *Bolivina* sp., *Rotalia* sp., *Nonion* sp.

В породах интервала 24.25–27.50 м фораминиферы весьма редки. На уровнях 25.50–26.0 и 24.75–25.0 м встречаются единичные раковинки планктонных фораминифер рода *Subbotina*? spp. плохой сохранности.

В образцах интервала 24–24.25 м фораминиферы отсутствуют, но обнаружены довольно многочисленные остракоды.

По соотношению бентос/планктон выделяются три разновидности палеоценозов: 1 – бентосный палеоценоз с доминированием бентосных фораминифер (>90%), 2 – планктонно-бентосный (планктон достигает 20%), 3 – с равным соотношением планктонных и бентосных фораминифер. Обращает на себя внимание незначительное количество планктонных фораминифер. По соотношению представителей планктонных родов

Subbotina и *Acarinina* палеоценозы подразделяются на четыре типа: 1 – субботиновые (составленные видами рода *Subbotina*), 2 – акаринино-субботиновые (с доминированием представителей рода *Subbotina*), 3 – субботино-акарининовые (с преобладанием акаринин), 4 – с равным соотношением видов этих двух родов.

Малочисленность, угнетенность и мелкие размеры планктонных фораминифер свидетельствуют о неблагоприятной среде их обитания, связанной, вероятно, с мелководностью и, видимо, дефицитом кислорода в водной толще.

По бентосным фораминиферам выделены четыре типа палеоценозов: 1 – роталиевый; 2 – нонион-роталиевый, 3 – роталия-нонионовый, 4 – нонион-булиминовый. В роталиевом ценозе основная часть комплекса представлена *Rotalia*, доля которого колеблется от 77 до 96%. Остальная часть комплекса состоит из *Bolivina* (2–10%), *Bulimina* (8%), *Uvigerina* (1–5%). В нонион-роталиевом палеоценозе участие *Rotalia* снижается до 66–70%, появляется значительное количество *Nonion* (25–34%), единичны *Bolivina* (2%). Дальнейшее увеличение *Nonion* составляет 72%, а остальная часть комплекса (28%) принадлежит *Rotalia*. Также высоко содержание *Nonion* (72%) в нонион-булиминовом палеоценозе, остальная часть которого принадлежит *Bulimina* (25%) и *Rotalia* (3%).

Приведенный материал по бентосным фораминиферам показывает резкое преобладание либо *Rotalia*, либо *Nonion*. Такие обедненные в систематическом отношении ассоциации бентосных фораминифер с преобладанием некоторых видов, приспособившихся к неблагоприятной среде обитания, также свидетельствуют в пользу относительной мелководности бассейна и дефицита кислорода в его водах.

Характер распределения фауны по разрезу и ее состав указывают на существенные изменения палеоэкологических условий в водоеме Берегового прогиба Бенина на разных этапах его существования. Отсутствие фауны в большей части разреза ипра и появление ее лишь в отдельных горизонтах свидетельствуют о крайне неблагоприятных условиях для обитания организмов, что нарушалось только эпизодически во время проникновения сюда нормальных морских вод и сопровождалось повышением биопродуктивности бассейна. В лютетское время условия для обитания организмов были лучше, что обусловило довольно высокую биопродуктивность водоема. Однако в целом черты угнетенности фауны отмечаются и здесь. В некоторые моменты формирования верхней части лютетской толщи происходило, видимо, изменение солевого режима водоема, в результате чего фораминиферы почти полностью исчезали, но появлялись в большом количестве остракоды.

Возникновение неблагоприятных для обитания организмов обстановок в этом регионе, видимо, не было редкостью. Так, анализ распределения фораминифер в верхнемеловых отложениях смежного района – впадины Бенуэ – показал преобладание здесь осадков маршей, мелководных опресненных водоемов, а также таких водоемов, где существовали аноксидные условия [Petters, 1983].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Эоценовые отложения Бенина представляют большой интерес в различных аспектах. Прежде всего обращает на себя внимание структура эоценовой толщи. Характерным для нее является непостоянство режимов осадконакопления: периоды аккумуляции осадков сменялись периодами прекращения седиментации и частичного размыва накопленных ранее отложений. Так, установлено, что после этапа позднепалеоценового (позднететского) осадконакопления, соответствующего подзоне CP8a по наннопланктону (материал из более низких горизонтов у нас отсутствовал), наступил этап, когда аккумуляции осадков не происходило – в разрезе отсутствуют подзоны CP8b и CP9a. Продолжительность перерыва составляет около 2 млн. лет. Затем наступил этап ипрского осадконакопления, продолжавшийся, судя по сохранившимся в разрезе отложениям, около 1 млн. лет. Однако последовавший затем сравнительно длительный перерыв обусловил, видимо, частичный размыв накопившихся осадков, и потому ипрский этап седиментации мог быть несколько более продолжительным. Перерыв охватил средний и поздний ипр и самое начало лютета.

Лютетский этап седиментации (подзоны CP12b и CP13a) длился, видимо, не менее 2,5 млн. лет. Несомненно, что он закончился несколько позже, так как во время последовавшего затем длительного перерыва часть толщи была эродирована. Этот перерыв продолжался до позднего олигоцена, то есть не менее 17–18 млн. лет.

Как видим, осадконакопление на палеошельфе этой части Атлантического океана носило дискретный характер, прерываясь периодами, когда море отступало и седиментация прекращалась.

Для установления причин такого прерывистого режима накопления осадочной толщи важно отметить следующее. Биостратиграфические исследования палеогеновых отложений юга России и сопредельных территорий позволили в палеоцен – эоценовой части разреза выявить те же этапы осадконакопления и перерывов, что и в разрезе Бенина (см. рис. 2) [Музылев, 1980, 1996]. Схожая картина наблюдается также в разрезах палеогена на значительной территории Западной Европы [Aubry, 1985, 1986; Romerol, 1989], а также Турции [Varol, 1989]. В разрезах палеогена Атлантичес-

кого побережья США фиксируется предлютетский перерыв [Poag, Ward, 1987], который рассматривается как один из перерывов, прослеживающихся в глобальном масштабе [Vail et al., 1977].

Таким образом, учитывая сходное строение эоценовых толщ в существенно удаленных друг от друга разрезах, можно вполне обоснованно считать, что динамика накопления отложений контролировалась эвстатическими колебаниями уровня водоемов. Учитывая их продолжительность, можно говорить о флуктуациях третьего порядка.

Обстановки осадконакопления на разных этапах формирования эоценовой толщи существенно различались, о чем свидетельствуют практически все характеристики отложений: минеральный состав, геохимические параметры, распределение фауны по разрезу.

Ипрский этап был весьма специфичен. Для этого времени был характерен аридный климат. Как было показано, в отложениях обычно отсутствует фауна; сравнительно бедный комплекс фораминифер появляется только в некоторых карбонатных прослоях. С последними пространственно ассоциируют единичные горизонты, обогащенные фосфатами. Минеральный состав отложений характеризуется присутствием в них больших количеств палыгорскита.

Отсутствие в большей части разреза ипра как бентосных, так и планктонных организмов скорее всего свидетельствует о затрудненных связях этой части шельфового бассейна с открытым океаном и, возможно, о существовании лагунно-морских обстановок. Внедрение в эту область нормальных океанических вод происходило, видимо, эпизодически, что сопровождалось накоплением на фоне слабокарбонатных отложений карбонатных осадков и появлением в них морского комплекса организмов, хотя и несколько обедненного.

Учитывая изложенные данные, можно предполагать, что в Береговом прогибе Бенина в области расположения изученных скважин существовали обстановки мелководного, интенсивно прогреваемого водоема с повышенной соленостью вод. В этих неблагоприятных для жизни организмов условиях аридного водоема мог формироваться аутигенный палыгорскит [Милло, 1968; Ратеев, 1964; Страхов, 1962, и др.], происходила частичная доломитизация карбонатных пород. В пользу того, что палыгорскит был аутигенным, а не привнесенным с денудировавшихся участков суши, свидетельствует то, что в ипре и лютете источники терригенного материала оставались в целом одними и теми же, но минеральный состав осадков в бассейнах седиментации существенно различался. Неблагоприятная экологическая обстановка в водоеме обусловила низкую биопродуктивность, отсутствие или минимальные содержания

органического вещества в осадках и, соответственно, низкие концентрации ряда элементов, как правило, имеющих тесную корреляцию с $C_{орг}$. Содержание той группы элементов, которая связана с терригенной примесью, в целом не превышает фоновых. В определенной мере такой трактовке условий седиментации противоречит сравнительно низкое содержание в породах хлора (см. таблицу). Однако, учитывая его высокую подвижность в различных постседиментационных процессах, можно предполагать удаление хлора из осадков в процессе их диагенетического уплотнения с отжимаемыми иловыми водами (или техногенное при бурении скважин).

Присутствие в ипрских отложениях Бенина и Того значительных содержаний палыгорскита отмечалось ранее [Viss, 1954; Slansky et al., 1959; Slansky, 1962]. М. Сланским выделялся также еще один максимум развития палыгорскита в верхнем палеоцене. В дальнейшем было установлено, что палыгорскит и местами (Сенегал, Кот-д'Ивуар) сепиолит в палеоцен-среднеэоценовых отложениях распространены весьма широко в западно-африканских осадочных бассейнах [Милло, 1968], а также третичных бассейнах Испании [Galán, 1984; Adatte et al., 1998], Армориканского массива [Esteoule-Choux, 1984].

Ж. Милло, основываясь на результатах исследования глинистых минералов, отмечал, что в последовательности каолинит–монтмориллонит–палыгорскит–сепиолит первый минерал имеет обломочное происхождение и характерен для прибрежных отложений, а остальные преобладают в областях, удаленных от берега. Закономерное распределение глинистых минералов в нижней (танет(?)-ипрской) части разреза скважины BS-4 может свидетельствовать о миграции береговой линии в течение этого периода осадконакопления, то есть о трансгрессивно-регрессивном цикле. В нем отчетливо прослеживается вначале уменьшение вверх по разрезу содержания каолинита и увеличение содержания палыгорскита, а в верхней части намечается обратная тенденция. Самые верхи разреза ипра размыты, и, вероятно, поэтому мы не видим здесь преобладания содержаний каолинита. Как отмечал Ж. Милло [Милло, 1968], крупная эоценовая трансгрессия осложнялась двумя регрессивными эпизодами – перед ипрским и между ипрским и лютетским временем, которые отразились в распределении магнезиальных слоистых алюмосиликатов.

Интересно отметить, что эпохи развития палыгорскитовых глин на Африканском континенте совпадают по времени с появлением палыгорскита в глубоководных океанических осадках Центральной Атлантики [Тимофеев и др., 1982, и др.]. Установленные закономерности в распределении магнезиальных силикатов подтверждаются последними

данными по глубоководному бурению в непосредственной близости от Бенина – в районе континентального склона на севере Гвинейского залива (рейс 159 “ДЖОЙДЕС Резолюшн”, 1995 г.). Здесь в разрезе скважин 959–962, вскрывших осадочную толщу кайнозоя, на уровне нижнеэоценовых отложений отмечается появление в составе минеральной ассоциации глин заметного количества палыгорскита [Masclé et al., 1996].

По поводу происхождения эоценовых палыгорскитовых глин Восточной Атлантики высказывалась точка зрения, согласно которой эти глины формировались в результате изменения тонкодисперсного щелочно-базальтового витрокластического материала с участием термальных Mg-растворов [Ломова, 1979]. Однако с этой гипотезой трудно согласиться и, в частности, потому, что она не объясняет связи между близким по времени накоплением палыгорскитовых глин в океане и на континенте при том, что эта связь, несомненно, существует.

Нам представляется, что синхронность процессов накопления магнезиальных глин в существенно различных в фациальном отношении обстановках обуславливалась следующими причинами. Накопление палыгорскитовых и местами сепиолитовых глин изначально происходило на континенте в условиях аридного климата (ипр) в неглубоких шельфовых водоемах и некоторых внутренних бассейнах Западной Африки. Здесь происходило аутигенное образование магнезиальных силикатов. Однако режим осадконакопления, видимо, был нестабильным и относительно небольшие по амплитуде колебания уровня моря приводили к тому, что местами участки шельфа осушались и накопившиеся осадки подвергались эрозии. Флювиальная эрозия постоянными и временными водотоками, возможно, имела место, но в условиях аридного климата ее роль была, видимо, незначительной. Гораздо более мощным денудирующим фактором была ветровая эрозия. Не закрепленные растительностью отложения, незадолго перед этим бывшие субаквальными осадками, легко выдувались из мест их формирования и постоянно дувшими здесь восточными ветрами выносились в Атлантический океан. В конце ипра, когда уровень океана упал почти на 100 м [Наг et al., 1987] (см. рис. 2) и осушились обширные области шельфа, процесс ветровой эрозии палыгорскитовых глин достиг, видимо, огромных масштабов и значительные массы магнезиальных алюмосиликатов были перемещены в океан. Карты и количественные оценки современного эолового переноса материала с территории Африки в Атлантику, приводимые А.П. Лисицыным [1978], показывают, что масштаб этого процесса и сейчас весьма велик. Что же касается рубежа ипра и лютета, то сочетание масштабной эвстатической регрессии

с аридным климатом способствовало особенно интенсивному проявлению эоловой эрозии осадков; наступившая затем лютетская трансгрессия и гумидизация климата существенно ослабили процесс эолового переноса осадочного материала. Отложившийся в океане палыгорскитовый пелитовый материал в дальнейшем в новых условиях мог подвергаться диагенетической переработке, в результате чего появлялись некоторые признаки аутигенных новообразований.

Постипрский этап развития Берегового прогиба характеризуется рядом интересных особенностей. Аридный климат сменился гумидным. Видимо, именно на этом этапе произошла некоторая геологическая перестройка района и в южной части территории возникло поднятие субширотного простирания. Так же как и регрессия, лютетская трансгрессия была быстрой и масштабной по амплитуде. Уровень моря быстро и существенно повысился, и на территории Бенина образовался водоем, частично отгороженный поднятием в рельефе от открытой части океана. Глубина этого бассейна оценивается в несколько десятков метров. Увеличение вверх по разрезу лютета алевритистости отложений и содержания в них каолинита может, видимо, рассматриваться как свидетельство постепенного обмеления бассейна в результате его компенсационного заполнения осадками. На поздних этапах существования лютетского бассейна временами происходили изменения в палеоэкологической обстановке, что приводило к резкому сокращению количества фораминифер и появлению многочисленных остракод.

Образовавшийся водоем характеризовался вначале высокой биопродуктивностью, что обусловило накопление карбонатных илов, а стабильные условия седиментации способствовали сохранению в осадках органического вещества. По мере компенсационного заполнения бассейна осадками и уменьшения его глубины происходило, видимо, ухудшение экологических условий, что вело к снижению фоновой биопродуктивности и уменьшению карбонатности осадков и содержания в них $C_{орг}$. Только эпизодически во время формирования верхней части толщи происходил всплеск карбонатонакопления и образовывались прослой известняков.

Для подавляющего большинства малых элементов в лютетское время по сравнению с ипрским отмечено заметное повышение их концентраций в осадках. Поведение по крайней мере некоторых из них (V, Ag, Mo, Ni и др.) было тесно связано с поведением $C_{орг}$. Поэтому падение концентраций $C_{орг}$ вверх по разрезу лютета обусловило понижение также и их содержаний в осадках. Поведение другой группы элементов, таких, как Ti, Ga, Fe, Cr, Pb (возможно, и некоторых других) в основном контролировалось поступлением в водоем терригенного материала, в связи с чем

их содержание (в отличие от предыдущей группы элементов) вверх по разрезу увеличивается.

Особо следует рассмотреть поведение в эоценовых бассейнах марганца. В разрезах обеих скважин установлена схожая картина распределения в породах Mn – в целом фоновые на уровне кларковых содержания марганца в ипрских отложениях сменяются минимальными, иногда исчезающе малыми концентрациями в подавляющем большинстве проб из лютетских отложений. Такой характер распределения Mn скорее всего является отражением смены обстановок седиментации в водоемах; при этом нет оснований связывать изменение его содержания с составом осадочного материала, поступавшего в бассейн Берегового прогиба с суши.

Известно, что Mn^{2+} обладает высокой подвижностью и удаляется из морских илов в условиях восстановительного диагенеза. По всей вероятности, это было одной из причин отсутствия Mn по крайней мере в нижней части толщи, содержащей заметные количества $C_{орг}$. В самом верху лютетского разреза содержания $C_{орг}$ очень незначительны, но присутствие в породе мелких выделений сульфидных минералов свидетельствует в пользу существования восстановительной обстановки в осадках также и этой части толщи.

Вместе с тем даже в осадках, обогащенных органическим веществом, но накопившихся в условиях открытого шельфа с активным гидродинамическим режимом, содержания Mn заметно выше, чем в рассматриваемых лютетских отложениях Бенина [Brongersma-Sanders et al., 1980; Лукашин и др., 1994; и др.].

Дополнительным фактором, затруднявшим попадание Mn в осадки, был, видимо, аномальный газовый режим в лютетском водоеме Берегового прогиба. То обстоятельство, что здесь в это время существовал водоем, отгороженный поднятием от открытого океана, могло быть причиной слабой гидродинамической активности, появления температурной и плотностной стратификации вод и возникновения обстановок с аномальным газовым режимом (понижение содержания O_2 в придонных слоях водной толщи). В пользу этого предположения свидетельствуют приведенные выше данные о существовании в лютетских отложениях обедненного и угнетенного комплекса бентосных и планктонных фораминифер, что было обусловлено, видимо, субокисными обстановками в водоеме.

В.Н. Холодов и Р.И. Недумов показали, что соотношение содержаний в породах Mn и Mo может быть использовано для анализа характера газового режима в водах бассейна седиментации [Холодов, Недумов, 1991]. Такой подход дает вполне удовлетворительные результаты для выявления аноксидных обстановок в древних бассейнах

осадконакопления [Гаврилов и др., 1997; Недумов, 1994]. Как видно из приведенных данных (см. таблицу, рис. 3), в лютетских отложениях при минимальных концентрациях Мп отмечается повышение содержания Мо, что в совокупности с палеоэкологическими данными, полученными по бентосным и планктонным организмам, говорит в пользу аномального (субоксидного) газового режима в лютетском водоеме Берегового прогиба.

Если такой сценарий развития осадконакопления верен, то можно предполагать, что в краевых частях бассейна – в зоне мелководья и более активного гидродинамического режима – накапливавшийся в водах лютетского водоема Мп мог осаждаться, образуя повышенные концентрации в осадках. Не исключено также, что Мп мог образовывать скопления в более высоких горизонтах лютетского разреза, сформированных на заключительных этапах существования эоценового водоема, но которые в дальнейшем – во время длительного перерыва в осадконакоплении – были эродированы.

Ограниченность имеющихся в нашем распоряжении фактических данных по распространению фосфатосодержащих горизонтов на площади не позволяет детально рассмотреть вопрос об их происхождении. Вместе с тем характер распределения фоновых содержаний фосфора и залегания обогащенных фосфатами горизонтов позволяет наметить наиболее предпочтительные гипотезы их образования.

Распределение рассеянных содержаний фосфора в эоценовых отложениях показывает устойчивую корреляцию с S_{org} и $CaCO_3$ – компонентами, имеющими биогенное происхождение. Это показывает, что поступление Р в илы эоценового бассейна происходило в результате захоронения в осадках планктонных и бентосных организмов и напрямую было связано с биопродуктивностью водоема: рост или падение биопродуктивности приводили соответственно к увеличению или уменьшению содержаний соединений Р в осадках. Эта тенденция особенно рельефно проявляется в среднеэоценовых отложениях. Здесь на фоне быстро развивавшейся трансгрессии существенно возросла биопродуктивность водоема, которая в дальнейшем, после стабилизации уровня моря, постепенно уменьшилась. Уместно заметить, что пример среднеэоценовой трансгрессии демонстрирует справедливость заключения о тесной связи некоторых быстрых трансгрессий с биопродуктивностью водоема и накоплением при этом в осадках повышенного количества органического вещества [Hallam, Bradshaw, 1978; Гаврилов и др., 1997; и др.]. При этом в зависимости от фациальной обстановки, но в целом синхронно, в одних случаях могут формироваться высокоуглеродистые осадки, в других – фосфатоносные, а местами они залегают совместно.

Как отмечалось выше, распределение обогащенных фосфором прослоев в разрезе эоцена неравномерное. Так, в лютетских отложениях помимо прослоев, обогащенных фосфатами и приуроченных к самым низам разреза лютета (в подошве и несколько выше), скопления фосфатных выделений на отдельных уровнях отмечены также в верхней половине толщи. Причем в этих прослоях часто наблюдается повышенное содержание алевритового или даже песчаного материала; если скопления фосфатов приурочены к карбонатным прослоям, то в последних нередко наблюдается брекчирование. Таким образом, фосфатоносные прослои приурочены к отложениям, накопившимся на ранних стадиях развития лютетской трансгрессии, и на той стадии, когда происходило постепенное обмеление возникшего в результате трансгрессии водоема (верхи толщи). Уместно заметить, что лютетская эвстатическая трансгрессия, на фоне которой возникали фосфатопоявления в Бенине, обусловила сравнительно крупные масштабы фосфатопоявления на обширных территориях Западной Африки – в Сенегальском, Того-Нигерийском и Мали-Нигерском бассейнах [Покрышкин, 1987; Slansky, 1980], а также в Среднеазиатском регионе [Бойко, 1987; Бойко и др., 1982] и некоторых районах Северного Кавказа (данные Н.Г. Музылева). Таким образом, лютетская эвстатическая трансгрессия не только определила начало нового этапа осадконакопления на океаническом шельфе и в эпиконтинентальных морях, но и обусловила сходство минералого-геохимического состава накапливавшихся при этом осадков.

Увеличение алевритистости фосфатоносных горизонтов Бенина, иногда их брекчирование, видимо, позволяют предполагать некоторую активизацию гидродинамического режима во время их формирования. Учитывая это, можно заключить, что одним из возможных механизмов их образования являются перемыывы осадков, содержащих в общем фоновые для этих отложений фосфатные выделения (микростяжения, фосфатизированные копролиты и раковинки организмов), и концентрация их в некоторых маломощных прослоях.

Другим вариантом, который учитывает специфические условия газового режима лютетского водоема Бенина, является следующий. Развитие восстановительного диагенеза в осадках бассейна и субоксидных обстановок по крайней мере в части водной толщи могло создавать благоприятные условия для мобилизации фосфора из осадков и накопления его избыточных количеств в наддонной воде. Как отмечал Г.Н. Батурич [1978], распределение фосфатов в юго-восточной Атлантике противоположно распределению кислорода: максимальное содержание отмечается в водах, обедненных кислородом. В лютетском водоеме в случаях, когда происходило усиление

гидродинамической активности, перемешивание вод и обогащение их кислородом, могло интенсифицироваться поступление фосфора в осадки (различными путями). Механизмы фосфатонакопления в водоемах с аномальным газовым режимом рассматривались В.С. Бойко [1987], В.Н. Холодовым [1997] и др. Поскольку лютетский бассейн Бенина был относительно мелководным, а степень аноксии не столь велика, обогащение илов фосфором во время таких эпизодов не было значительным. Возможно, что оба механизма действовали одновременно.

Следует заметить, что эпизодичность образования фосфатоносных прослоев, их тяготение к определенным частям среднеэоценового разреза (к основанию и к верхней части), а также некоторая ограниченность в эоцене связи бассейна осадконакопления в Береговом прогибе с открытым океаном делают, как нам кажется, маловероятным участие в формировании фосфатоносных осадков механизма апвеллинга. Рассмотрение условий образования современных фосфатоносных осадков на континентальном шельфе Северо-Западной Африки также показывает отсутствие связи с апвеллингом [Summerhayes et al., 1972].

Условия седиментации в ипрское время отличались от лютетских, но и здесь фосфатоносные отложения тяготеют к интервалу с прослоями мергелей и связаны с изменением режима осадконакопления, которое, видимо, было обусловлено относительными колебаниями уровня моря достаточно высокого порядка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеоцен-эоценовое осадконакопление на Африканском шельфе в районе Гвинейского залива было процессом, зависевшим от комплекса факторов, проявлявшихся в разных масштабах. Дискретный характер накопления отложений, выраженный в чередовании периодов седиментации и перерывов, был обусловлен развитием трансгрессий и регрессий. Существование сходных закономерностей в строении осадочных толщ того же возраста ряда районов Европы, Азии и Северной Америки позволяет считать, что трансгрессивно-регрессивные циклы были отражением эвстатических колебаний уровня океана.

Вещественный (минеральный и геохимический) состав отложений ипрских и лютетских толщ Бенина, образовавшихся во время разных трансгрессивно-регрессивных циклов, существенно различался, что было обусловлено особенностями бассейнов седиментации (в частности, их глубинами, характером связи с открытым океаном, климатическими вариациями), влиянием некоторых местных факторов.

Обогащенность ипрских (и танетских [Slansky, 1962]) отложений Бенина палыгорскитом являлась отражением специфических условий осадконакопления, характерных для обширного Африканско-Аравийского региона и некоторых смежных территорий. Фосфатонакопление в эоценовое время в районе Бенина, хотя и проявилось в ограниченном масштабе, было связано с синхронными и гораздо более интенсивными процессами фосфоритообразования на обширной территории того же региона, а также ряда районов Средней Азии и Северного Кавказа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-65733.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батулин Г.Н.* Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Бойко В.С.* Условия образования среднеэоценовых фосфоритов Средней Азии // Геологические проблемы фосфоритонакопления / Под ред. Соколова А.С. М.: Наука, 1987. С. 57–63.
- Бойко В.С., Кудряшов Н.С., Журавлев Ю.П., Шабоница Н.В.* Литологическая характеристика среднеэоценовых фосфатоносных отложений Центральных Кызылкумов // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 6. С. 71–82.
- Гаврилов Ю.О.* К геохимии терригенных отложений в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря (нижняя и средняя юра, Северный Кавказ) // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 57–70.
- Гаврилов Ю.О.* О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Проблемы эволюции биосферы / Под ред. Розаиова А.Ю., Семихатова М.А. М.: Недра, 1994. С. 305–311.
- Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г.* Позднепалеоэоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.
- Геология и полезные ископаемые Африки / Под ред. Долгинова Е.А. М.: Недра, 1990. 407 с.
- Делтейль Ж.Р., Валери П., Монтадер Л., Фондьё К., Патриа Ф., Макль Ж.* Континентальная окраина в северной части Гвинейского залива // Геология континентальных окраин. Т. 1 / Под ред. Берка К., Дрейка Ч. М.: Мир, 1978. С. 329–345.
- Зевуну К.* Геология, некоторые вопросы биостратиграфии и фосфоритоносности кайнозойских отложений Берегового прогиба Бенина (Западная Африка) / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во УДН, 1992. 18 с.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Ломова О.С. Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 210 с.

Лукашин В.Н., Исаева А.Б., Иванов Г.В. О геохимии донных осадков вблизи устья реки Конго // Геохимия. 1994. № 4. С. 548–563.

Милло Ж. Геология глин. М.: Недра, 1968. 358 с.

Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. 94 с.

Музылев Н.Г. Вспышки эруптивной деятельности в раннем палеогене Восточного Перитетиса и их возможное влияние на морскую микробиоту // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеогеографии фанерозоя / Под ред. Кузнецовой К.И., Музылева Н.Г. М.: ГЕОС, 1996. С. 128–132.

Недумов Р.И. Геохимические признаки изменения газового режима поддонных вод Восточного Паратетиса в позднемайкопское время // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1 / Под ред. Розанова А.Ю., Семихатова М.А. М.: Недра, 1994. С. 312–317.

Покрышкин В.И. Зернистые фосфориты Аравийско-Африканской провинции // Геологические проблемы фосфоритонакопления / Под ред. Соколова А.С. М.: Наука, 1987. С. 46–53.

Покрышкин В.И. Глобальные эпохи фосфатонакопления в Аравийско-Африканском районе // Изв. АН СССР. Серия геол. 1991. № 2. С. 90–101.

Покрышкин В.И., Бойко В.С., Ильяшенко В.Я. Закономерности размещения месторождений зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 6. С. 102–119.

Покрышкин В.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Фосфоритоносные бассейны северной части Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции. М.: ВИЭМС, 1979. 61 с.

Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 288 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

Тимофеев П.П., Ратеев М.А., Еремеев В.В. Пальгорскиты, сепиолиты и другие глинистые минералы в океанических осадках западного побережья Африки // Проблемы литологии Мирового океана. М.: Наука, 1982. С. 33–46.

Холодов В.Н. Фосфоритообразование как этап становления карбонатной платформы в Малом Каратау // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 3. С. 273–286.

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.

Adatte T., Keller G., Lu G., Bolle M.P., Ortiz N. Abrupt climatic, oceanographic and ecologic changes near the paleocene – eocene transition in the deep Tethys basin: the Ala-

medilla section (Southern Spain) // Strata. 1998. Serie 1. V. 9. P. 10–11.

Aubry M.-P. Northwestern European Paleogene magnetostratigraphy, biostratigraphy and paleogeography: Calcareous nannofossil evidence // Geology. 1985. № 13. P. 198–202.

Aubry M.-P. Paleogene calcareous nannoplankton biostratigraphy at Northwestern Europe // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1986. V. 55. № 2–4. P. 267–334.

Brongersma-Sanders M., Stephan K.M., Kwee T.G., Bruin de M. Distribution of minor elements in cores from the Southwest Africa shelf with notes on plankton and fish mortality // Marine geology. 1980. V. 37. № 1/2. P. 91–132.

Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B4. P. 6093–6095.

Esteoule-Choux J. Palygorskite in the Tertiary deposits of the Armorican Massif // Palygorskite – sepiolite occurrences, genesis and uses / Eds Singer F., Galan E. Developments in sedimentology. V. 37. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 75–85.

Galan E., Castillo A. Sepiolite – palygorskite in Spanish Tertiary basins: Genetical patterns in continental environments // Palygorskite – sepiolite occurrences, genesis and uses / Eds Singer F., Galan E. Developments in sedimentology. V. 37. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 87–124.

Hallam A., Bradshaw M.I. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions // J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. Pt 2. P. 157–164.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156–1166.

Kogbe C.A., Me'hes K. Micropaleontology and biostratigraphy of the Coastal Basins of West Africa // J. African Earth Sciences. 1986. V. 5. № 1. P. 1–100.

Ly A., Carbonnel G. Stratigraphie de la serie tertiaire de Casamance (Senegal) // Geobios. 1987. № 20. Fasc. 6. P. 789–810.

Masclé J., Lohmann G.P., Clift P.D. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial reports. 1996. V. 159.

Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation // Mar. Micropaleontol. 1980. V. 5. № 3. P. 321–325.

Perch-Nielsen K., Petters S.W. Cretaceous and eocene microfossil ages from the southern Benue Trough, Nigeria // Arch. Sci. (Geneve). 1981. V. 34. № 2. P. 211–218.

Petters S.W. Littoral and anoxic facies in the Benue trough // Bull. Centres Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine. 1983. V. 7. № 1. P. 361–365.

Poag C.W., Ward L.W. Cenozoic unconformities and depositional supersequences of North Atlantic continental margins: Testing the Vail model // Geology. 1987. V. 15. P. 159–162.

- Pomerol C.* Stratigraphy of the Paleogene hiatuses and transitions // Proc. Geol. Assoc. 1989. V. 100. № 3. P. 313–324.
- Slansky M.* Vue d'ensemble sur le bassin sedimentaire cotier du Dahomey-Togo // Bull. Soc. geol. France. 1958. Serie 6. V. VIII. P. 555–580.
- Slansky M.* Contribution a l'etudes geologique du bassin sedimentaire cotier du Dahomey et du Togo // Memoires du BRGM. 1962. № 11. 270 p.
- Slansky M.* Geologie des phosphates sedimentaires // Memoires du BRGM. 1980. № 114. 92 p.
- Slansky M., Camez T., Millot G.* Sedimentation argileuse et phosphatee au Dahomey // Bull. Soc. geol. France. 1959. Serie 7. V. 1. № 2. P. 150–155.
- Summerhayes C.P., Nutter A.H., Tooms J.S.* The distribution and origin of phosphate in sediments of Northwest Africa // Sedimentary Geology. 1972. V. 8. № 1. P. 3–28.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G. et al.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level // Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977. V. 26. P. 49–212.
- Varol O.* Eocene calcareous nannofossils from Sile (Northwest Turkey) // Rev. Esp. Micropaleontol. 1989. V. 21. № 2. P. 273–320.
- Viss L.* Presence de palygorskite dans les sedimente marins de la Lama (Dahomey) // Ibid. 1954. P. 59–61.