

УДК 551

АНОКСИЧЕСКИЙ РАННЕМЕЛОВОЙ БАССЕЙН РУССКОЙ ПЛИТЫ: СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

© 2002 г. Ю. О. Гаврилов, Е. В. Щепетова, Е. Ю. Барабошкин*, Е. А. Щербинина

*Геологический институт Российской академии наук
109017 Москва, Пыжевский пер., 7,
e-mail: gavrilov@geo.tv-sign.ru*

**Геологический факультет Московского государственного университета
119899 Москва, Воробьевы горы
Поступила в редакцию 10.12.2001 г.*

Изучен профиль из серии разрезов инжнеаптских отложений Русской плиты от г. Ульяновска до г. Саратова. Показано, что горизонт обогащенных органическим веществом (ОВ) отложений характеризуется отсутствием следов биотурбации, концентрацией в них широкого спектра химических элементов. Результаты изучения петрографических и геохимических параметров ОВ указывают на преобладание бассейнового ОВ в углеродистых породах, во вмещающих их отложениях доминирует ОВ, принесенное с суши. Анализ седиментологических, биотических и геохимических данных свидетельствует о накоплении обогащенных ОВ осадков в аноксидных условиях. Установлена корреляция существования этих обстановок в аптском бассейне Русской плиты с глобальным аноксическим событием OASE-1a. Рассмотрен механизм формирования аптских углеродистых осадков.

Для реконструкции условий формирования обогащенных органическим веществом толщ, с которыми часто бывают связаны различные полезные ископаемые, необходимо проведение их комплексного литолого-геохимического и палеоэкологического анализа. Причем наибольший интерес представляют отложения, накопившиеся на этапах перехода от нормально аэрируемых водоемов к тем, которые характеризовались аноксидными условиями. В подавляющем большинстве случаев такие переходы сопровождаются: 1) резкими колебаниями концентраций различных химических элементов в осадках, 2) заметными изменениями геохимического состава захороненного органического вещества, 3) интенсивными негативными или позитивными трендами в поведении стабильных изотопов некоторых элементов, и прежде всего, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, 4) существенными изменениями характера биоты, обитавшей в водоеме. Часто такие изменения носят не только региональный, но и глобальный характер, отображая определенные биосферные перестройки. Проблемы анализа аноксидных обстановок в палеобассейнах рассматривались в работах [Страхов, 1962, 1976; Холодов, Недумов, 1991; Холодов, 2002; Гаврилов и др., 1997; Jenkyns, 1980; Arthur et al., 1988; Tyson, 1995; Brumsack, 1980; Hild, Brumsack, 1998 и др.].

Нижнеаптские отложения Русской плиты являются весьма интересным объектом, будучи региональным проявлением так называемого глобального океанского аноксического события 1

(OAE-1) [Jenkyns, 1980; Arthur et al., 1988]. Спецификой аптских отложений является терригенный тип седиментации в отличие, например, от среднеозонового кумского аноксидного бассейна юга России, для которого были типичны прежде всего карбонатные осадки. В фанерозойской истории центральных частей Русской плиты раннеаптский бассейн, где накапливались углеродистые осадки, был, пожалуй, единственным с достаточно стабильными аноксидными обстановками, что также определяет особый интерес к условиям его возникновения. Анализу литолого-геохимических характеристик этой толщи и реконструкции возможных обстановок ее образования посвящено настоящее сообщение.

Горизонт аптских битуминозных сланцев изучен по профилю, пересекающему современное поле их развития – от г. Ульяновска до г. Саратова. Были изучены наиболее полные разрезы: в береговых обрывах правого берега р. Волги в г. Ульяновске, г. Сенгилее, к северу от г. Хвалынска у д-д. Федоровка и Ершовка (разрезы Федоровский створ, Ершовский створ), а также на северной окраине г. Саратова в карьерах кирпичного завода (Гуселка).

Химические анализы выполнены в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН. Определения $\text{C}_{\text{орг}}$, CO_2 , Fe, Mn, Ti, P проводились химическими методами, остальных элементов – эмиссионным спектральным методом (спектрометр PGS-1). Результаты пиролиза органического вещества получе-

ны с использованием прибора Rock-Eval II в ГЕОХИ РАН.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБОГАЩЕННЫХ ОВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Аптский горизонт битуминозных сланцев известен на Русской платформе достаточно давно [Архангельский, 1923; Сазонов, 1953; Сазонова, 1954, 1958, 1962; Сазонова, Сазонов, 1967 и др.]. Внутри него находится уровень известковых конкреций, местами сливающихся в единый пласт ("аптская плита") [Сазонов, Сазонова, 1967; Герасимов и др., 1962], который прослеживается почти непрерывно вдоль р. Волги от г. Ульяновска до г. Саратова и является хорошим маркирующим горизонтом при картировании.

В работе [Сазонова, Сазонов, 1967] была приведена детальная палеогеографическая схема для аптского века, показывающая границы моря и контуры распространения на его площади углеродистых сланцев. Последние протягиваются от Окско-Цнинского вала на севере до широты г. Саратова на юге и далее в северную часть Прикаспийской низменности.

В 80–90-х гг. стратиграфия нижнемеловых отложений Русской плиты детально изучалась Е.Ю. Барабошкиным [Baraboshkin, 1998; Барабошкин и др., 1999; Барабошкин, 2001], которым предложена усовершенствованная палеогеографическая схема для раннеаптского этапа ее развития [Барабошкин, 2001], составленная с учетом новых данных по распространению фаций и на биостратиграфической основе (рис. 1). Границы распространения высокоуглеродистых отложений в пределах морского палеобассейна Русской плиты на этой схеме хорошо согласуются с данными, приведенными в работе [Сазонова, Сазонов, 1967].

В большинстве работ, опубликованных до 90-х годов, толща битуминозных сланцев на Русской плите традиционно относилась к аммонитовой зоне *Deshayesites deshayesi* [Сазонова, 1958; Сазонова, Сазонов, 1967; Глазунова, 1973; Стратиграфия СССР..., 1986–1987]. В последнее время биостратиграфия этого интервала существенно пересмотрена [Михайлова, Барабошкин, 2001], в настоящее время он определяется как соответствующий аммонитовой зоне *Deshayesites volgensis* = *Deshayesites forbesi* [Casey, 1961]. Это позволяет более близко сопоставлять его с одним из эпизодов ОАЕ-1 – глобальным подсобытием ОАЕ-1а (*Deshayesites forbesi/deshayesi*) – к которому приурочено формирование отложений с повышенными содержаниями S_{org} в эпиконтинентальных морских бассейнах на территории Северной Германии [Kemper, Zimmerle, 1978; Mut-

terlose, Böckel, 1998], а также Италии, Франции и в Тихом океане [Arthur et al., 1988].

Биостратиграфическое положение горизонта сланцев при прослеживании его от г. Ульяновска до г. Саратова несколько меняется внутри одной аммонитовой зоны (рис. 2), отмечаются также определенные изменения в его структуре, мощности, а также в ряде литолого-геохимических параметров отложений. Тем самым можно говорить о диахронности нижней границы горизонта аптских "битуминозных сланцев".

В разрезах г. Ульяновска и г. Сенгилея был также изучен известковый наннопланктон. В обоих случаях он был обнаружен только в отложениях битуминозного горизонта и полностью отсутствует во вмещающих породах. В первом разрезе в основании битуминозных сланцев установлена довольно разнообразная ассоциация, включающая *Rhagodiscus angustus* и *Eprolithus floralis*, являющиеся маркерами подошвы зоны *Rhagodiscus angustus* [Thierstein, 1976; Roth, 1978], а также *Braarudosphaera hockwoldensis*. В то же время, во многих разрезах Мира появление *E. floralis* отмечено несколько выше, чем появление *R. angustus* [Erba, 1994; Cobianchi et al., 1997; Bischoff, Mutterlose, 1998 и др.]. Это позволяет предположить, что в данном случае осадки, содержащие этот комплекс, относятся к верхней части зоны *Rhagodiscus angustus*.

Отсутствие наннопланктона в средней части битуминозного горизонта (на уровне "аптской плиты"), очевидно, связано с растворением и перераспределением карбоната кальция. По-видимому, именно процессы растворения обусловили образование монотипичного комплекса наннопланктона, представленного в осадках, окружающих "аптскую плиту" (обр. У-8 Ульяновского разреза и С-30 разреза у г. Сенгилей) исключительно сильно корродированными, наиболее резистентными к растворению формами *Watznaueria spp.* (*W. barnesae*, *W. britannica*, *W. ovata*) (>90%). Отчетливые следы растворения и преобладание *Watznaueria spp.* (>50%) отмечаются и в наннопланктонных ассоциациях более высоких уровней. Однако последнее обстоятельство представляется не только результатом действия растворения. Все виды рода *Watznaueria* являются олиготрофными формами, и их повсеместное преобладание над эвтрофной группой (*Zeugrhabdothus spp.*, *Biscutum spp.*), по-видимому, свидетельствует о дефиците питательных для наннопланктона веществ в бассейне [Roth, Kumbach, 1986; Bischoff, Mutterlose, 1998; Fisher, Hay, 1999]. Относительно обилие *Rhagodiscus spp.* (*R. angustus*, *R. splendens*, *R. asper*) является индикатором сравнительно теплых поверхностных вод [Erba et al., 1992; Bischoff, Mutterlose, 1998]. В то же время, характерным для изученных ассоциаций явля-



Рис. 1. Палеогеографическая схема Русской плиты в раннеаптское время.

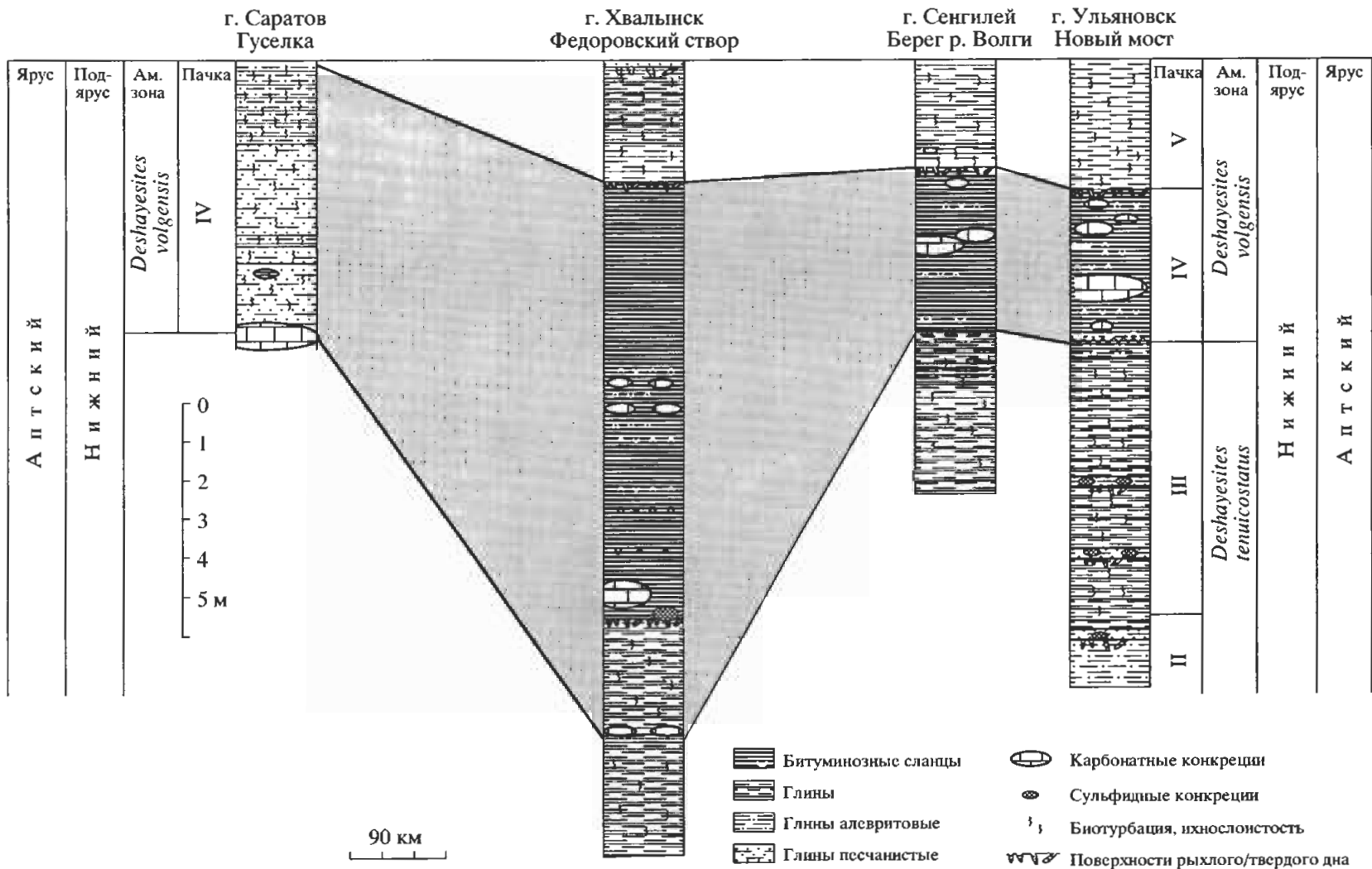


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов нижеаптских отложений на территории Ульяновско-Саратовского прогиба Русской плиты.

ется отсутствие нанноконид, которые интерпретируются как теплопроводные олиготрофные виды [Bischoff, Mutterlose, 1998].

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Наиболее полный разрез горизонта “битуминозных сланцев” вскрывается к северу от г. Ульяновска, в районе нового моста через р. Волгу (рис. 3).

В основании вскрытого разреза апта залегает полосчатая пачка (видимая мощность 1.5 м) частого чередования волнисто-линзовидных слоев (0.5–1.5 см) зеленовато-серых глин и рыхлых светло-серых алевролитов. На отдельных интервалах отложения биотурбированы. Отложения кровли пачки глубоко пронизаны крупными ходами илоедов, заполненными темно-зеленым рыхлым мелкозернистым слюдястым песком, который местами цементируется сидеритом.

Выше залегает толща (около 9.5 м) темно-серых глин с примесью алевролитового материала, с редкими небольшими линзовидными карбонатными конкрециями в основании. Глины, в основном, массивные, в значительной степени биотурбированные (рис. 4а). Внутри глин встречаются прослойки алевролитов (до 10–15 см), которые местами сцементированы массивным пиритом. В кровле толщи глины значительно обогащены грубым алевролитовым материалом и обломками раковин.

Вся толща описанных выше отложений, подстилающих битуминозные сланцы, принадлежит верхней части аммонитовой зоны *Deshayesites tenuicostatus* и содержит преимущественно борельный комплекс аммонитов.

По резкой неровной, интенсивно ожелезненной границе, несущей признаки размыва, на отложения предыдущей пачки налегает отчетливо выделяющийся в разрезе горизонт (3.8 м) темно-бурых тонколистоватых пород, макроскопически достаточно однородных от подошвы до кровли. На свежем сколе породы темно-оливкового цвета, в них прослеживается отчетливо выраженная тонкая горизонтальная слоистость (слойки 1–5 мм); прекрасная сохранность слоистости, практически полное отсутствие следов биотурбации (см. рис. 4б, 4в) свидетельствуют об отсутствии во время накопления этих осадков зарывающихся донных организмов. Тонкая слоистость обусловлена различиями в распределении органического, известкового и терригенного материала. Фоновая слоистость подчеркивается частыми неравномерно распределенными в отложениях отчетливо выраженными светлыми прослойками толщиной в несколько миллиметров. При расколах по ним на плоскостях напластования обнаруживаются скопления



Рис. 3. Горизонт битуминозных сланцев в разрезе у г. Ульяновска.

а – 1 – кальцитовые линзы “аптской плиты”, длина молотка (отмечен стрелкой) – 0.5 м, 2, 3 – крупные конкреции из отложений над “аптской плитой”; б – листоватость битуминозных сланцев, обусловленная тонкой горизонтальной слоистостью.

расплюснутых раковин аммонитов, в том числе гетероморфных, фосфатные остатки детрита рыб; отдельные поверхности почти полностью устланы многочисленными эмбриональными раковинами аммонитов.

Остатки бентосной фауны встречаются крайне редко и представлены мелкими раковинами экологически толерантных представителей двустворок *Nuculana*, *Symbula Neocomiceramus*. В 1.2 м выше подошвы сланцев залегает горизонт светлых конкреционных массивных известняков, образующих цепочку сильно сближенных по латерали гигантских линз, протяженностью в десятки метров – “аптская плита”, мощность конкреций в пределах Ульяновского разреза 0.7–0.8 м. Над этим конкреционным горизонтом прослежива-

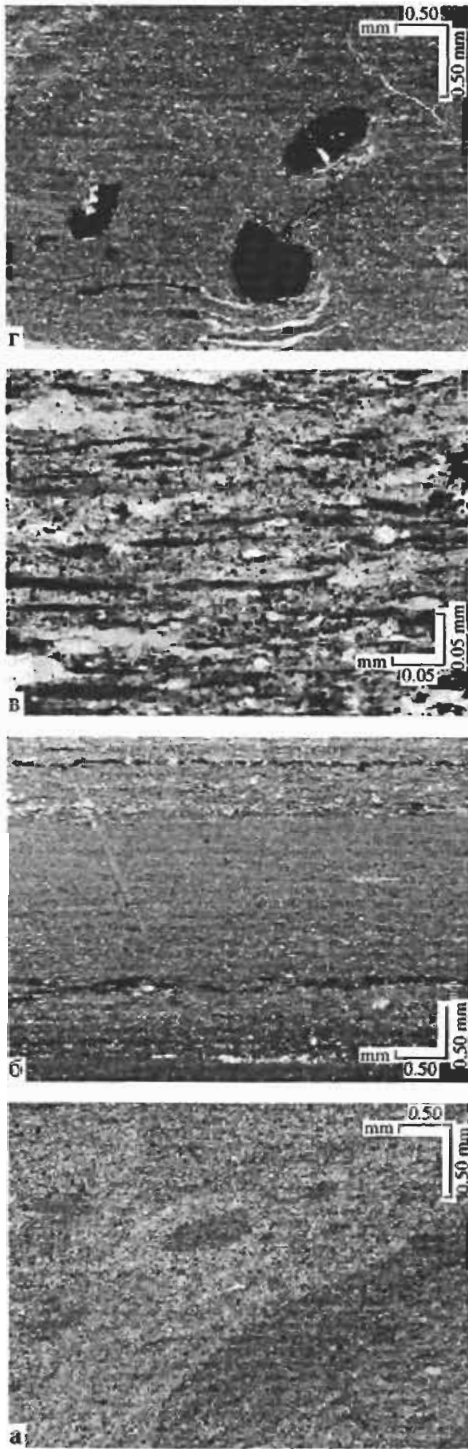


Рис. 4. Особенности микротекстуры нижнеаптского битуминозного горизонта и вмещающих отложений. а – глины, подстилающие битуминозно-сланцевый горизонт: первичная текстура осадков сильно нарушена биотурбацией; б – битуминозные сланцы: тонкая горизонтальная слоистость без признаков биотурбации; в – характер распределения ОВ (“коллоальгинита”) в битуминозных сланцах; г – биотурбированные глины, перекрывающие толщу битуминозных сланцев: черное – сечения пиритизированных трубчатых ходов илеодов.

ются еще три уровня менее крупных линзовидных карбонатных конкреций, толщиной 0.15–0.20 м и 0.8–0.3 м в диаметре, расположенных внутри слоя на расстоянии в несколько метров друг от друга.

Ниже и чуть выше “аптской плиты” в толще битуминозных сланцев довольно регулярно, с интервалом в 0.3 м встречаются маломощные (первые см) прослои алевролитов, полностью сцементированные микрозернистым пиритом.

Над “битуминозными сланцами” залегает пачка (видимая мощность 3.5 м) темно-серых массивных однородных, интенсивно битурбированных глин (см. рис. 4г).

Горизонт сланцев и перекрывающая его пачка глин отнесены к зоне *Deshayesites volgensis*–*Volgoceratoides schilovkensis* и содержат комплекс преимущественно бореальных аммонитов, в том числе гетероморфных. В этой части разреза впервые появляются тетические виды аммонитов, близкие к установленным в аптских отложениях Туркменистана Т.Н. Богдановой [Богданова, 1991; 1999]. Отметим, что выше залегают глинистые отложения аммонитовой зоны *Deshayesites deshayesi*–*Ancyloceras matheronianum*, которые хорошо сопоставляются с одноименной зоной Туркмении, Северного Кавказа, Англии, Германии и Франции и содержат близкие комплексы аммонитов, что может указывать на установление широкого морского сообщения между бассейнами Русской плиты и Тетиса.

Близкий по строению и мощности разрез толщи углеродистых сланцев изучался нами в серии береговых обрывов р. Волги ниже и выше по течению от г. Сенгилей (мощность 4.5 м, $C_{орг}$ – 3.2–7.8%). Внешний облик высокоуглеродистых сланцев такой же, как в Ульяновске.

Несколько иное строение разреза на этом интервале наблюдается в южной части Ульяновско-Саратовского прогиба, в частности, в Федоровском створе. Аптские отложения вскрываются здесь в береговых обрывах р. Волги в 20 км выше Хвалынска, к югу от с. Федоровка.

Подстилающие отложения представлены темно-серыми алевролитистыми глинами (видимая мощность около 10 м) с прослоями серых рыхлых алевролитов (до 0.1 м). В кровле толщи наблюдаются признаки размыва. В толще отмечается несколько уровней мелких линзовидных карбонатных конкреций. Первые находки аммонитов *Deshayesites volgensis* встречаются в карбонатных конкрециях в 4 м ниже подошвы горизонта сланцев.

Выше по резкой границе залегают толсто-плитчатые, местами груболистоватые коричнево-серые глинистые породы (мощность 10.5 м). Хотя эти отложения выглядят более светлыми по сравнению с ульяновскими и сенгилейскими раз-

ностями, содержание $S_{орг}$ в них находится примерно на одном уровне. Первичная слоистость местами нарушена биотурбацией: биотурбированные разности сланцев отмечаются в мало-мощных прослоях у основания и у кровли толщи. Породы довольно равномерно обогащены тонким алевритовым материалом. Последний слагает также тонкие слойки (толщиной менее 1 мм), которые выступают в качестве самостоятельного элемента тонкой слоистости. По этой причине “Федоровские сланцы” в выветрелом состоянии имеют более массивный облик, чем породы того же горизонта в Ульяновске и Сенгилее – тонкая листоватость для них не характерна.

В разрезе Федоровский створ крупные карбонатные конкреции (“аптская плита”) отсутствуют, однако в нижней части сланцевой толщи местами прослеживается горизонт значительно более мелких конкреций (до 0.3 м в диаметре), который скорее всего, соответствует “аптской плите”.

Внутри толщи плитчатых глин присутствуют еще два горизонта сближенных по вертикали не-крупных линзовидных карбонатных конкреций с *Deshayesites volgensis*. Гетероморфные аммониты здесь нами не встречены, что, по мнению И.А. Михайловой и Е.Ю. Барабошкина [2001], может указывать на более близкое положение данного разреза к берегу палеоводоёма. В верхней части, над конкрециями, в толще битуминозных сланцев спорадически встречаются тонкие прослои светлых мелкозернистых песчаников (мощностью до 0.1 м).

Постепенно сланцы сменяются алевритовыми глинами – темно-серыми, с оскольчатой отдельностью (около 7.5 м), содержащими вблизи от основания единичные маломощные (до 0.25 м) прослои рыхлых косослоистых тонкозернистых песчаников. Эта часть разреза относится уже к аммонитовой зоне *Deshayesites deshayesi*. Гетероморфные аммониты здесь также не встречены. Подобное строение разреза аптских битуминозных сланцев сохраняется до г. Хвалынска и с. Широкий Буерак по правобережью р. Волги.

Южнее этот интервал изучался нами на окраине г. Саратова в небольших карьерах кирпичного завода (разрез Гуселка). Здесь выше массивных известняков “аптской плиты” обнажается толща глин мощностью 6.5 м. Биостратиграфическое положение этих отложений определено по многочисленным находкам аммонитов *Deshayesites volgensis* и хорошо сопоставляется со временем накопления высокоуглеродистых осадков в других частях палеобассейна. Глины преимущественно массивные, первичная тонкая слоистость практически нацело разрушена биотурбацией, реликты слоистости можно наблюдать только в шлифах при больших увеличениях.

Нижняя часть горизонта (1.5 м) сложена зеленовато-серыми, местами буроватыми песчанистыми глинами; в кровле этого интервала залегает слой с мелкими (первые см) светлыми округлыми карбонатными стяжениями.

Отложения верхней части разреза имеют более темную окраску и представлены более тонкозернистыми, алевритистыми глинами, содержание пелитовой фракции в которых постепенно возрастает по направлению к кровле разреза.

Во всех изученных разрезах нижеаптских отложений Русской плиты положение горизонта сланцев с повышенными содержаниями $S_{орг}$ четко устанавливается по более темной окраске пород и по комплексу характерных седиментологических признаков. Нижняя граница горизонта, как правило, резкая и несет признаки размыва, верхняя граница – постепенная, однако фиксируется отчетливо.

Из изложенного видно, что максимальные мощности горизонта углеродистых сланцев (до 10.5 м) отмечаются в районе г. Хвалынска и уменьшаются как в южном, так и в северном направлениях. При движении на юг, по направлению к г. Саратову, битуминозные отложения все больше обогащаются алевритовым и песчаным материалом, выклиниваясь в зонах накопления прибрежных осадков. При движении на север, к гг. Ульяновску и Сенгилею они становятся все более тонкозернистыми, “пелагическими”, что отражается и на составе фауны аммонитов. Кроме того, если на севере (Ульяновск, Сенгилей) только горизонт битуминозных сланцев относится к аммонитовой зоне *Deshayesites volgensis*, то на юге (Федоровский створ, Ершовский створ) к этой зоне относится еще и пачка глин, подстилающих сланцы. Это может быть связано с размывом в некоторых разрезах верхних частей подсланцевой толщи.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Аптские отложения Русской плиты сложены терригенным материалом. В нижеаптских отложениях, как было показано выше, существенно преобладают пелитовые фракции, алевритовые и песчаные встречаются, в основном, в виде примеси в глинистых породах. Минеральный парагенез глинистой фракции остается практически постоянным как в битуминозных сланцах, так и во вмещающих отложениях и почти не изменяется как по вертикали в изученных разрезах, так и на всей исследованной площади. По данным рентгено-дифрактометрических исследований, в минеральном составе фракции <0.001 мм в качестве основных компонентов присутствуют смектиты и смеша-

нослойные минералы смектит-слюда (с 20–40% слоев слюдистого типа), каолинит и гидрослюды (с 5–10% разбухающих слоев). В подчиненном количестве всегда присутствует хлорит с различной степенью дефектности структуры. В качестве примеси отмечаются кварц и полевые шпаты.

По соотношению интенсивности рефлексов хлорита – 3.53 Å и каолинита – 3.57 Å можно судить о тенденции некоторого увеличения содержания каолинита внутри горизонта битуминозных сланцев по сравнению с вмещающими отложениями. Количество каолинита и кварца в породах разреза Гуселка (г. Саратов), ближе других расположенного к берегу палеоводоёма, заметно увеличивается по сравнению с другими разрезами.

Тонкие алевритовые фракции встречаются в качестве примеси в битуминозных сланцах (до 5% – в Ульяновске и Сенгилее; до 20–30% – в Федоровском створе, до 50% – в Саратове). Более грубый алевритовый, а также тонкий и мелкий песчаный материал обособляется в виде прослоев во вмещающих отложениях. Состав алевритовых фракций, так же как и песчаных, близок и практически постоянен как в разрезах, так и по площади. В нем, как правило, количественно преобладает кварц и различные слюды; в меньших количествах присутствуют полевые шпаты; в качестве акцессорных минералов встречаются эпидот и гранат. В целом состав песчано-алеваитовой примеси в глинистых осадках во время накопления обогащенных ОВ отложений существенно не менялся.

Содержание **карбонатного материала** в аптских глинистых отложениях невелико. Как видно из табл. 1, в породах, вмещающих горизонт битуминозных сланцев, а также в глинах прибрежных зон (Гуселка), содержания CO_2 , как правило, не превышают десятых долей процента. Отметим, что вне битуминозного горизонта часто встречаются сидеритовые конкреции.

Породообразующее значение карбонатный материал приобретает в битуминозных сланцах, что особенно заметно в разрезах Ульяновска и Сенгилея (см. табл. 1). Представлен он в основном кальцитом, о чем свидетельствует появление на дифрактограммах образцов битуминозных сланцев Ульяновска и Сенгилея рефлексов, соответствующих кальциту ($d = 3.03 \text{ \AA}$); в подстилающих и перекрывающих отложениях, а также в разрезах битуминозных сланцев Федоровского створа эти рефлексы отсутствуют. Резкое возрастание содержания CaCO_3 параллельно увеличению содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ отмечается в зонах перехода от вмещающих пород к битуминозным сланцам. Однако внутри толщи сланцев кальцит распределен неравномерно и в наибольшей степени обогащает интервалы, находящиеся в разрезах ниже

конкреций “аптской плиты”: до 21–22% в Ульяновске, до 15–17% в Сенгилее. Выше этого уровня содержания карбоната кальция постепенно уменьшаются вплоть до фоновых у кровли разрезов. В то же время содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ наиболее высоки, как правило, в битуминозных сланцах, расположенных в разрезах выше уровня “аптской плиты”. Таким образом, зависимость между содержанием карбоната кальция и $\text{C}_{\text{орг}}$ внутри толщи – обратная. Карбонат кальция в битуминозных сланцах в районе Ульяновска и Сенгилея в наибольшей мере связан с остатками известкового наннопланктона, который обогащает аптские отложения на этом уровне.

Очевидно, что наблюдаемая картина распределения рассеянного карбонатного материала в битуминозных отложениях не соответствует той, которая существовала в накапливающихся осадках аптского палеоводоёма. Об этом свидетельствует присутствие в отложениях нескольких уровней крупных кальцитовых конкреций, которые образовались за счет растворения и перераспределения первичного биогенного карбонатного вещества в раннем диагенезе.

В шлифах образцов из нижних, наиболее обогащенных карбонатом частей разрезов (ниже “аптской плиты”), при больших увеличениях отмечаются скопления пелитоморфного кальцитового материала в виде удлиненных по напластованию, сильно уплощенных линзочек, которые образуют прерывистые слойки.

Петрографические данные свидетельствуют о том, что **органическое вещество** присутствует в аптских отложениях практически повсеместно, однако формы его нахождения, так же как и величина содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ не остаются постоянными. В глинах, вмещающих горизонт битуминозных сланцев, часто отмечаются повышенные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (до 1–2%), которые связаны с керогеном, присутствующим в виде тонкорассеянного обугленного растительного детрита (5–20%), количество и размерность которого возрастают в присутствии гранулометрически более грубых фракций.

При переходе от вмещающих отложений к битуминозным сланцам содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ резко увеличиваются до 4–9.6% (в среднем до 6–8%). Уровень содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в битуминозных сланцах различных разрезов существенно не изменяется. Органическое вещество связано, в основном, с присутствием в породах бесструктурного ОВ – “коллоальгинита” (согласно терминологии А.И. Гинзбург [1991]), образующего в породе систему тонких, удлиненных вдоль слоистости линзочек (см. рис. 4в). Отмечаются также остатки единичных спор и пыльцы. В шлифах видно, что растительный детрит также постоянно присутствует в битуминозных сланцах, располагаясь па-

Таблица 1. Содержания химических элементов в нижнеаптских отложениях Русской плиты

Аммонитовая зона	№ пачки	№ обр.	C _{орг}	CO ₂	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Se	Sn	Ag	As	Hg
Разрез у г. Ульяновска																								
<i>Deshayesites tenuicostatus</i>	II	У-1	1.22	0.015	5.4	0.059	0.58	0.07	0.50	85	45	130	45	14	29	24	1.4	1.4	140	0.7	3.7	0.1	12	0.19
	III	У-4	1.38	0.40	6.2	0.14	0.6	0.08	0.32	80	48	120	65	16	26	24	1.2	0.8	180	0.7	3.3	<0.10	1	0.10
		У-4Б	1.24	0.30	5.1	0.19	0.56	0.08	0.24	90	55	170	38	13	28	25	1.4	0.5	185	не опр.	3.5	<0.10	34	0.07
		У-4С	1.16	0.50	4.8	0.037	0.54	0.08	0.46	125	52	195	60	23	24	26	1.6	0.8	115	0.7	4.2	<0.10	6	0.17
		У-4Л	1.27	<0.30	5.3	0.042	0.3	0.08	0.57	85	55	140	65	16	28	25	1.2	2.4	140	0.7	4.0	0.11	14	0.17
		У-5Б	0.99	<0.30	4.8	0.04	0.47	0.08	1.79	100	53	180	35	14	24	23	2.5	0.5	115	не опр.	4.3	0.08	10	0.06
У-5	1.39	<0.30	5.6	0.031	0.53	0.08	2.34	120	60	200	100	18	26	30	1.4	3.8	130	2.5	4.2	<0.10	4	0.08		
<i>Deshayesites volgensis</i>	IV	У-6	2.27	9.65	3.9	0.05	0.38	0.06	1.83	120	78	250	85	19	19	14	1.4	50	60	6.0	3.7	0.13	7	0.13
		У-6-1	4.70	9.50	4.4	0.07	0.31	0.1	2.67	115	88	290	90	35	15	11	1.4	85	60	5.8	5.0	0.11	3	0.10
		У-7Б	4.20	2.75	4	0.05	0.58	0.1	2.23	140	70	440	55	14	18	17	1.4	<0.8	80	не опр.	6.0	<0.10	1	0.04
		У-8	6.40	3.55	5.8	0.056	0.36	0.09	3.94	125	93	375	100	38	19	18	1.4	100	70	7.0	5.3	0.13	17	0.12
		У-8-1	6.80	6.90	4.8	0.06	0.36	0.1	3.45	125	90	360	90	25	17	18	1.6	130	65	6.2	5.5	0.15	11	0.12
		У-12а	6.60	1.20	6.8	0.042	0.35	0.09	5.17	150	100	400	110	45	17	17	2.1	61	65	6.0	5.5	0.15	20	0.13
	У-12б	6.30	0.95	6.4	0.035	0.37	0.1	4.92	125	90	300	120	43	20	18	2.1	45	90	5.8	5.8	0.23	18	0.08	
	V	У-15	3.00	0.60	5.6	0.028	0.51	0.07	2.23	130	60	175	110	14	24	23	1.6	3.8	95	1.7	4.2	<0.10	16	0.10
		У-15-1	1.28	<0.30	5.5	0.033	0.54	0.03	2.18	110	60	160	100	18	27	27	1.4	3.2	150	1.7	4.5	<0.10	2.5	0.15
У-15-1Б		1.55	<0.30	5.1	0.05	0.58	0.03	1.84	125	65	220	55	18	25	25	2	2	160	не опр.	5.0	<0.10	30	0.04	
Разрез Федоровский створ																								
<i>Deshayesites volgensis</i>	IV	Ф-9/1	2.25	0.50	3.24	0.012	0.64	0.03	0.18	107	107	155	65	10	23	17	1.1	11	96	4.4	4	0.14	5.7	не опр.
		Ф-9/3	2.25	0.25	4.19	0.018	0.6	0.04	0.22	100	100	210	65	15	21	16	1.2	17	152	7.2	3.7	0.14	9.1	не опр.
		Ф-9/4	1.58	<0.25	3.54	0.014	0.59	0.03	0.49	115	115	300	75	14	23	19	1	27	125	9.0	3.6	0.17	9.5	не опр.
		Ф-9/6	3.35	<0.25	5.58	0.044	0.54	0.07	0.68	125	125	300	95	25	17	20	1.1	81	145	9.5	4	0.10	7.7	не опр.
		Ф-9/9	5.20	0.25	4.57	0.01	0.59	0.05	1.25	140	140	325	72	12	21	15	1.2	47	84	17	3.9	0.16	6.7	не опр.
		Ф-9/12	9.60	0.25	2.79	0.008	0.58	0.03	0.53	115	115	245	72	10	21	17	1.4	49	78	13	3.7	0.19	5.7	не опр.

Таблица 1. Продолжение

Аммонитовая зона	№ пачки	№ обр.	C _{орг}	CO ₂	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Se	Sn	Ag	As	Hg	
<i>Deshayesites volgensis</i>	IV	Ф-9/16	5,30	0.25	5.2	0.02	0.54	0.07	0.97	118	118	300	65	25	20	19	1.4	81	122	12	3.7	0.13	13	не опр.	
		Ф-9/18	4.70	<0.25	3.09	0.039	0.48	0.03	2.96	110	110	290	52	33	19	26	1.7	110	105	14	3.1	0.13	14	не опр.	
		Ф-9/22	6.40	0.45	2.48	0.008	0.57	0.04	0.96	140	140	180	88	12	14	30	1.1	25	78	5.0	3.6	0.16	8.4	не опр.	
		Ф-9/24	5.40	<0.25	2.52	0.013	0.54	0.04	1.03	115	115	185	84	12	18	25	1.4	25	78	4.5	4	0.17	6.2	не опр.	
		Ф-9/26	4.80	1.05	3.34	0.018	0.5	0.05	2.32	155	155	220	62	22	17	30	1	19	76	4.5	3.3	0.13	8.1	не опр.	
		Ф-9/29	5.00	0.65	2.34	0.012	0.54	0.04	1.23	130	130	170	88	12	19	28	1.4	24	69	5.6	3.7	0.19	13	не опр.	
		Ф-9/35	6.50	0.70	2.81	0.023	0.5	0.06	1.69	140	140	165	62	12	18	26	1.5	20	58	4.5	3.4	0.13	12	не опр.	
	V	Ф-9/36	7.00	1.40	3.66	0.038	0.52	0.02	1.48	125	125	160	67	27	18	25	1	1.4	140	1.5	4	<0.08	9.2	не опр.	
		Ф-9/40	1.77	1.15	3.4	0.029	0.62	0.04	0.89	140	140	180	72	30	18	27	1.3	1.5	124	1.2	3.8	<0.08	5.2	не опр.	
	Разрез у г. Сенгилей																								
	<i>Deshayesites volgensis</i>	IV	C-1	1.38	<0.30	3.8	0.009	0.6	0.03	0.20	90	28	175	35	7	25	31	2.8	4.4	52	0.8	3.8	0.12	18	0.06
			C-2	4.2	<0.30	2.6	0.007	0.53	0.02	0.40	125	53	315	170	9	13	29	2.3	14	49	10.0	4.4	0.47	18	0.05
			C-4	3.6	<0.30	4.6	0.023	0.53	0.07	0.46	140	78	315	72	30	21	22	1.3	63	155	10.0	3.6	0.16	22	не опр.
			C-10	3.65	<0.30	4.4	0.019	0.51	0.04	0.55	140	53	265	95	17	20	23	1.3	50	132	10.0	3.4	0.17	21	не опр.
C-13			5.7	<0.30	3.1	0.009	0.51	0.04	0.57	125	68	320	80	14	18	28	2.0	68	98	6.3	3.8	0.25	18	0.06	
C-14			4.7	<0.30	4.0	0.013	0.49	0.06	0.58	110	75	298	110	17	19	24	1.4	75	122	7.3	4	0.2	22	0.04	
C-15			5.8	<0.30	3.6	0.011	0.5	0.05	1.00	115	80	310	90	19	18	24	2.0	74	165	8.0	4	0.23	28	0.05	
C-16			4.7	<0.30	4.3	0.013	0.51	0.05	0.51	90	68	310	90	19	13	26	1.4	68	140	5.5	4	0.20	30	0.04	
C-17			4.3	<0.30	5.8	0.023	0.48	0.07	1.66	55	75	125	30	13	9	20	1.0	56	78	5.5	2.8	0.08	38	0.05	
C-18			6.2	<0.30	5.6	0.027	0.44	0.08	0.92	100	290	310	70	30	19	18	1.2	110	275	7.2	4.4	0.12	36	0.05	
C-19			6.0	<0.30	6.0	0.032	0.41	0.10	0.86	105	280	350	70	36	19	19	1.4	130	350	6.2	4.5	0.14	38	0.04	
C-21			7.0	0.55	7.4	0.140	0.43	0.10	0.61	105	115	345	80	47	19	21	1.2	112	280	5.6	4.9	0.12	28	0.04	
C-22			6.5	0.90	8.9	0.120	0.43	0.11	0.69	115	125	340	80	52	20	22	2.0	125	140	5.0	5	0.1	34	0.05	
C-23			6.3	1.00	7.4	0.039	0.43	0.10	0.65	115	100	350	70	32	20	22	1.4	110	122	7.3	4.5	0.12	30	0.05	
C-24	7.3	4.25	9.8	0.260	0.45	0.09	0.81	105	120	320	50	60	17	20	1.2	105	110	4.8	5.0	0.10	36	0.07			
C-25	7.8	1.15	8.4	0.120	0.39	0.10	2.15	110	105	345	60	42	17	18	1.4	115	82	6.7	5.0	0.12	36	0.06			
C-26	6.4	0.50	6.6	0.068	0.4	0.09	1.50	120	105	375	70	46	19	23	1.4	110	118	6.1	5.0	0.12	38	0.06			

Таблица 1. Окончание

Аммонитовая зона	№ пачки	№ обр.	C _{орг}	CO ₂	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Se	Sn	Ag	As	Hg
<i>Deshayesites volgensis</i>	IV	C-27	6.5	0.50	6.6	0.068	0.41	0.09	1.34	110	95	345	60	40	20	22	1.4	112	142	5.6	4.4	0.12	36	0.05
		C-28	5.7	6.50	7.1	0.130	0.4	0.09	3.08	95	100	305	50	44	16	17	1.2	92	85	7.2	4.5	0.1	34	0.06
		C-29	5.7	5.00	6.7	0.098	0.4	0.09	2.29	105	90	310	50	38	16	16	1.0	88	102	7.5	4.5	0.1	32	0.05
		C-30	6.8	3.70	6.9	0.063	0.42	0.11	0.95	105	100	340	70	44	18	19	1.4	105	155	7.2	4.5	0.12	26	0.06
		C-31	7.8	4.70	6.2	0.051	0.44	0.1	0.75	100	85	310	50	32	19	20	1.4	100	135	6.7	4.0	0.12	24	0.06
		C-32	5.8	7.60	6.2	0.087	0.41	0.08	2.15	85	80	235	50	30	16	15	1.4	78	92	7.1	4.0	0.12	24	0.05
		C-38	6.35	0.15	4.1	0.023	0.47	0.05	1.26	140	61	375	62	17	9	17	1.5	100	105	10	3.6	0.12	31	не опр.
		C-46	7.1	0.15	4.4	0.024	0.51	0.06	1.41	140	56	355	72	21	16	19	1.5	100	96	9.7	4.0	0.11	33	не опр.
		C-50	5.2	0.75	2.4	0.011	0.56	0.03	0.90	120	53	278	35	14	17	26	2.5	22	98	5.2	3.5	0.15	8	0.07
		C-51	5.5	1.15	2.3	0.007	0.51	0.04	0.89	135	55	330	140	15	15	30	2.7	32	100	4.2	3.8	0.3	18	0.10
		C-52	4.8	0.15	2.4	0.006	0.52	0.03	1.03	110	50	245	80	14	18	25	2.3	30	88	4.7	3.5	0.32	16	0.10
		C-53	5.2	0.70	3.7	0.006	0.53	0.02	2.00	135	48	250	140	14	16	30	2.2	19	72	5.0	4.5	0.38	14	0.10
		C-54	5.2	0.50	3.4	0.006	0.54	0.03	1.34	145	50	240	120	13	14	28	2.2	16	78	4.0	3.8	0.35	5	0.12
		C-55	5.2	0.90	3.8	0.008	0.51	0.04	1.50	115	45	198	160	13	20	26	2.3	11	88	3.4	3.5	0.28	6	0.21
V	C-56	3.6	0.50	3.6	0.012	0.53	0.05	1.05	120	48	195	120	12	18	25	2.2	6.5	90	2.7	3.5	0.24	6	0.25	
	C-57	3.2	2.00	3.4	0.012	0.55	0.05	0.75	100	48	155	100	12	22	27	2.0	2.5	80	0.05	3.4	0.14	8	0.14	
Разрез Гуселка																								
<i>Deshayesites volgensis</i>	IV	2319/2	0.14	<0.25	3.29	0.010	0.69	0.03	0.05	95	36	140	62	10	16	27	1.2	1.1	88	0.7	3.7	<0.08	5.4	не опр.
		2319/4	0.42	<0.25	2.85	0.014	0.68	0.02	<0.05	107	39	135	34	10	15	30	1.3	1.5	83	0.5	3.7	<0.08	5.0	не опр.
		2319/5	0.60	<0.25	3.78	0.016	0.65	0.06	<0.05	109	45	140	31	13	20	25	1.1	0.8	110	0.7	4.0	<0.08	6.0	не опр.
		2319/8	0.52	<0.25	3.60	0.017	0.61	0.04	<0.05	95	40	140	39	13	20	24	1.2	<0.8	106	0.8	3.6	0.08	11.0	не опр.
		2319/12	0.47	<0.25	2.90	0.011	0.58	0.03	0.12	89	35	123	34	10	16	20	1.3	0.8	80	0.4	2.9	0.08	7.6	не опр.
		2319/13	0.68	<0.25	3.41	0.018	0.57	0.04	0.06	85	35	110	37	10	18	19	1.0	<0.8	78	0.6	3.1	<0.08	8.1	не опр.
		2319/16	0.19	<0.25	3.35	0.018	0.53	0.04	0.19	82	43	123	28	10	15	21	1.2	0.8	95	0.6	3.4	<0.08	9.3	не опр.
		2319/18	0.47	<0.25	4.08	0.027	0.52	0.07	0.16	107	52	137	28	13	21	20	1.3	0.9	96	0.9	3.4	<0.08	13.0	не опр.
		2319/20	0.65	<0.25	4.20	0.035	0.52	0.05	0.30	95	46	135	34	20	16	19	1.0	0.8	115	0.7	3.1	<0.08	12.0	не опр.
		2319/23	0.52	<0.25	3.88	0.024	0.55	0.05	0.15	100	44	123	28	17	21	19	1.0	0.8	108	1.1	3.7	<0.08	15.0	не опр.

Примечание. Содержание C_{орг}, CO₂, Fe, Mn, Ti, P, S в %, остальные элементы в 10⁻⁴%.

Таблица 2. Пиролитические и изотопные параметры ОВ образцов нижнеаптских отложений разреза у г. Ульяновска

Порода, № обр.	S_1 , (мг УВ/г породы)	S_2 , (мг УВ/г породы)	T_{max} , °С	ТОС, в % от породы	НІ, (мг УВ/г ТОС)	ОІ, (мг СО/г ТОС)	$\delta^{13}C_{орг}$, ‰
Глины, обр. У-5	0.13	1.03	403	2.41	42	52	-26
Битуминозные сланцы, обр. У-8	1.56	38.81	413	9.55	406	32	-28

раллельно слоистости. Его количество не превышает первых процентов в сланцах разрезов Ульяновска и Сенгиля и увеличивается до 10–20% в сланцах Федоровского створа. Результаты микроскопических исследований хорошо согласуются с данными пиролитического анализа. Как следует из приведенных в табл. 2 данных, ОВ как вмещающих пород, так и битуминозных сланцев имеет низкую степень термической зрелости, что определяется по значениям температуры максимального извлечения углеводородных соединений в процессе нагревания образцов в инертной атмосфере ($T_{max} < 430^\circ\text{C}$). Величина генерационного потенциала ОВ обычно определяется по значению суммы $S_1 + S_2$, соответствующему общему количеству углеводородных соединений, выделившихся из ОВ в результате нагревания образцов до 300°C (S_1) и в интервале $300\text{--}600^\circ\text{C}$ (S_2). Генерационный потенциал битуминозных сланцев оценивается как относительно высокий (40.37 мг УВ/г), в то время как для глин характерны его низкие значения (1.16 мг УВ/г). Параметр ТОС (total organic carbon) соответствует сумме пиролитизированного и остаточного органического углерода, % на породу. Значение абсолютной величины водородного индекса ($HI = S_2/\text{г ТОС}$), полученное для керогена битуминозных сланцев, составляет 406 мг УВ/г ТОС и указывает на его морское происхождение [Tissot, Welte, 1984]. Источником этого керогена служила, в основном, биомасса морского планктона. На диаграмме Ван-Кревелена [Tissot, Welte, 1984; Tyson, 1995], построенной в координатах НІ–ОІ, кероген битуминозных сланцев попадает в область керогенов смешанного – II–III типа, что связано с некоторым количеством примеси ОВ наземного происхождения. На этой диаграмме образец вмещающих глин находится в области керогенов наземного происхождения, что хорошо согласуется с данными петрографических исследований. В пользу различного происхождения керогенов битуминозных сланцев и вмещающих глин свидетельствует также “облегчение” изотопного состава $C_{орг}$ битуминозных сланцев по сравнению с глинами (см. табл. 2).

В нижнеаптских отложениях Русской плиты был изучен также характер распределения широ-

кого спектра химических элементов (см. табл. 1, рис. 5). Установлено, что в аптских битуминозных сланцах происходит концентрация многих элементов, как по отношению к вмещающим их отложениям, так и по сравнению со средними содержаниями этих элементов в глинистых породах [Turekian, Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1991] (рис. 6).

Оценивая распределение химических элементов в отложениях апта, видим, что наблюдаются существенные колебания их концентраций как в разрезах, так и на площади палеобассейна. Наиболее рельефно различия в поведении элементов в битуминозном горизонте и вмещающих его отложениях проявляются в разрезе у г. Ульяновска. Как видно из табл. 1 и рис. 5, в битуминозном горизонте содержание $C_{орг}$ существенно возрастает, достигая 6–8%; вместе с тем, во вмещающих отложениях содержание $C_{орг}$ – 1–1.5%, что несколько выше средних значений $C_{орг}$ для глинистых пород [Turekian, Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1991].

Если вмещающие породы практически бескарбонатны, то в битуминозных сланцах появляется биогенный $CaCO_3$, количество которого в некоторых слоях достигает 20%.

Так же как и для $C_{орг}$, отчетливая тенденция к концентрации в битуминозных сланцах проявляется для S, P, Cr, Ni, V, Cu, Co, Mo, Se, Ag. Причем наибольшая степень концентрации характерна прежде всего для Mo, Se и Ag. Сходным образом ведут себя Fe, As, Mg, хотя степень их относительной концентрации невелика. Такие элементы как Ti, Ga, Pb, Zn, напротив, демонстрируют некоторое относительное понижение содержаний в битуминозных сланцах. Если для Ti и Ga это, видимо, связано с разбавляющим эффектом $C_{орг}$ и $CaCO_3$, то для Pb и Zn причины такого поведения пока не ясны.

На диаграммах рис. 6 приведены величины коэффициентов концентрации, подсчитанные для разных элементов (по данным химических анализов для разрезов Ульяновска и Федоровского створа), которые показывают концентрацию элементов в битуминозных сланцах по отношению к вмещающим глинам, а также концентрацию элементов во вмещающих отложениях по

отношению к их средним содержаниям в глинистых породах по [Turekian, Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1991]. Как видим, наибольшие величины коэффициентов концентрации характерны для Mo, Se, S.

В разрезе у г. Сенгилей наблюдаются в общем те же закономерности распределения элементов, которые устанавливаются в ульяновском разрезе. Вместе с тем, некоторые элементы ведут себя несколько иначе. Так, например, для Cu, Ag и отчасти Hg характерно повышение содержаний в низах и верхах битуминозной толщи, в то время как в средней части их концентрации невелики.

В разрезе Федоровского створа картина распределения элементов, в свою очередь, несколько отличается от разрезов Ульяновска и Сенгилея. Здесь сравнительно мощный разрез характеризуется высоким содержанием $C_{орг}$ и его более или менее равномерным распределением в породах. Однако только Ag отчетливо коррелирует с содержанием $C_{орг}$. Такие же элементы как Mo, Se, V в наибольшей степени концентрируются в нижней части битуминозной толщи, в то время как в верхней части их содержания хотя и превышают фоновые, но заметно ниже, чем в нижележащих породах. Такое поведение индикаторных в отношении степени аноксии элементов может свидетельствовать о заметных различиях в геохимических обстановках седиментации в этой части бассейна во время накопления углеродистых осадков.

В отложениях, наиболее близко расположенных к палеоберегу (разрез Гуселки у г. Саратова), все элементы распределены более или менее равномерно по всей изученной толще апта. Здесь обогащенные ОВ осадки не накапливались, и существовавшие в более удаленных от берега глубоководных частях бассейна геохимические обстановки не влияли на распределение элементов. Содержания изученных элементов, в основном, находятся на уровне средних для глинистых пород [Turekian, Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1991]; некоторое относительное понижение их количества в ряде случаев связано с разбавляющим влиянием песчано-алевритового материала, обогащающего эти осадки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При обсуждении вопроса об условиях образования аптского битуминозного горизонта в первую очередь встает вопрос о причинах, приведших к образованию обогащенных ОВ осадков. Существуют разные точки зрения на роль различных факторов в образовании высокоуглеродистых отложений. Ряд исследователей полагает, что причиной захоронения в осадках значительных количеств ОВ были аноксидные обстановки в водоеме, препятствующие разрушению ОВ [De-

maison, Moore, 1980, 1991 и др.], другие отводят главную роль увеличению биопродуктивности водоемов [Pedersen, Calvert, 1990, 1991 и др.]. Н.М. Страхов, специально рассмотрев этот вопрос на примере голоценовой истории Черного моря, показал, что сероводородное заражение не играет решающей роли в захоронении в осадках значительных количеств ОВ (хотя на качественный состав ОВ этот фактор может оказывать влияние); главным же фактором существенного увеличения содержания в осадках ОВ является увеличение биопродуктивности палеоводоемов [Страхов, 1937, 1976 и др.].

Мы также рассматриваем возникновение обогащенных ОВ аптских отложений Русской плиты как результат увеличения биопродуктивности раннеаптского бассейна. В пользу этого, в частности, свидетельствуют данные по геохимии ОВ, указывающие на резкое возрастание роли бассейнового ОВ во время накопления высокоуглеродистых осадков по сравнению с предшествующим этапом, когда превалировало ОВ, принесенное с суши. Однако при этом, в свою очередь, встает вопрос о причинах, приведших к внезапной вспышке биопродуктивности фитопланктона и бактериопланктона и накоплению в осадках значительного количества ОВ.

Известно, что одним из наиболее эффективных современных механизмов поставки биофильных элементов в зоны высокой биопродуктивности морских организмов является апвеллинг. Однако механизм его действия не мог реализоваться в тех палеогеографических обстановках, в которых происходило образование битуминозных осадков. Кроме того, крайне сложно представить ситуацию, когда апвеллинг действовал в течение сравнительно короткого времени накопления битуминозных осадков, а до и после этого эпизода он не работал.

При разработке модели образования аптского битуминозного горизонта необходимо учитывать следующие обстоятельства. Накопление осадков происходило в обширном и относительно неглубоком эпиконтинентальном водоеме на фоне быстро развивавшейся трансгрессии, которая являлась отражением эвстатического поднятия уровня моря в раннем апте. Трансгрессии предшествовал регрессивный эпизод, существование которого устанавливается в некоторых разрезах по налеганию аптского битуминозного горизонта с размытом на подстилающие отложения. Главной причиной обогащения осадков ОВ была интенсивная вспышка биопродуктивности разнообразного бактериопланктона и органикостенного фитопланктона, т.е. ОВ по происхождению преимущественно бассейновое, но определенную роль в общем балансе ОВ играло ОВ привнесенное с суши.

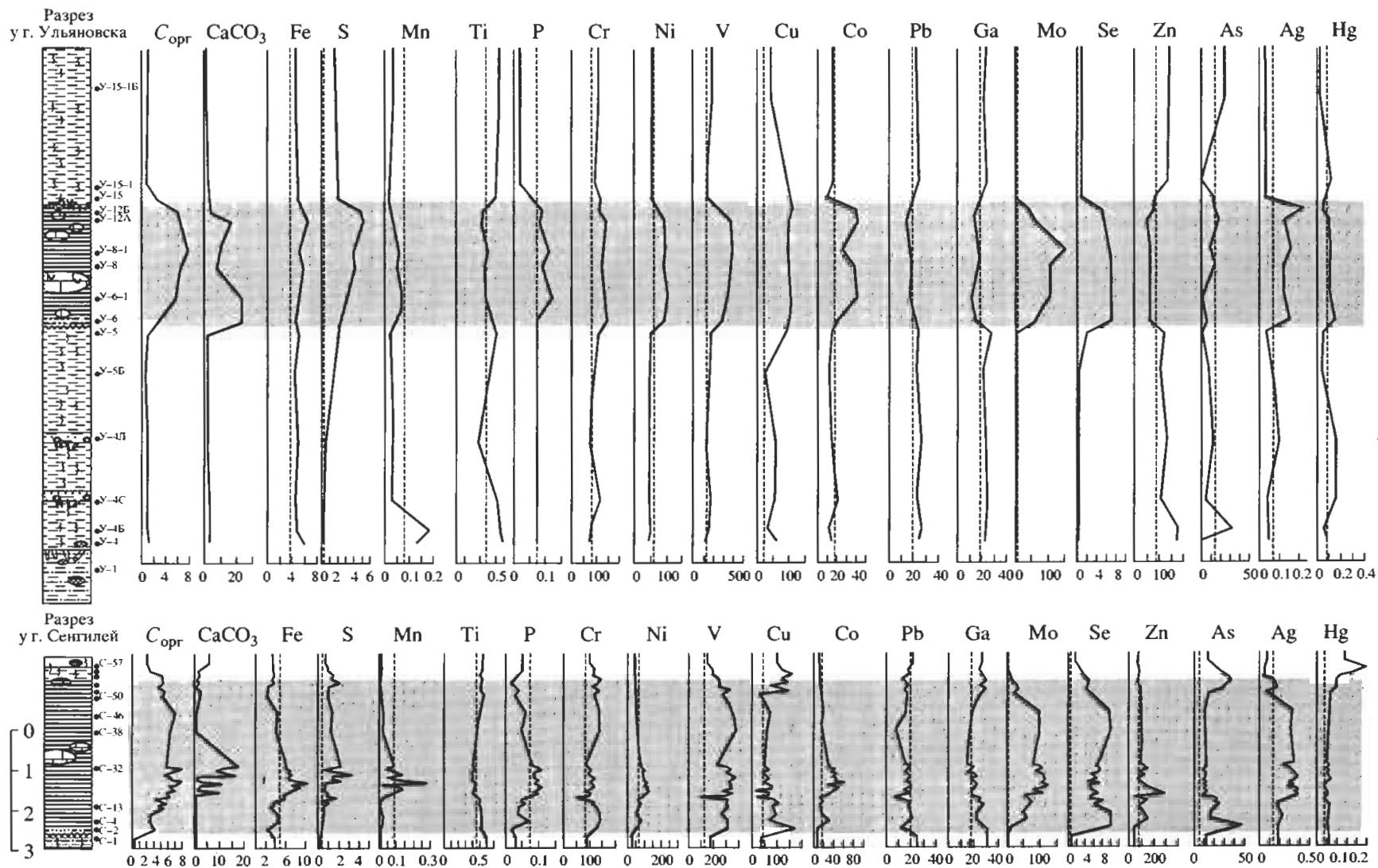


Рис. 5. Распределение химических элементов в разрезах нижнеаптских отложений (разрезы у г. Ульяновска, у г. Сенгилей, Федоровский створ, Гуселка). Усл. обозначения см. рис. 2. Пунктиром на рисунке показаны средние содержания элементов в глинистых породах по [Turekian, Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1991].

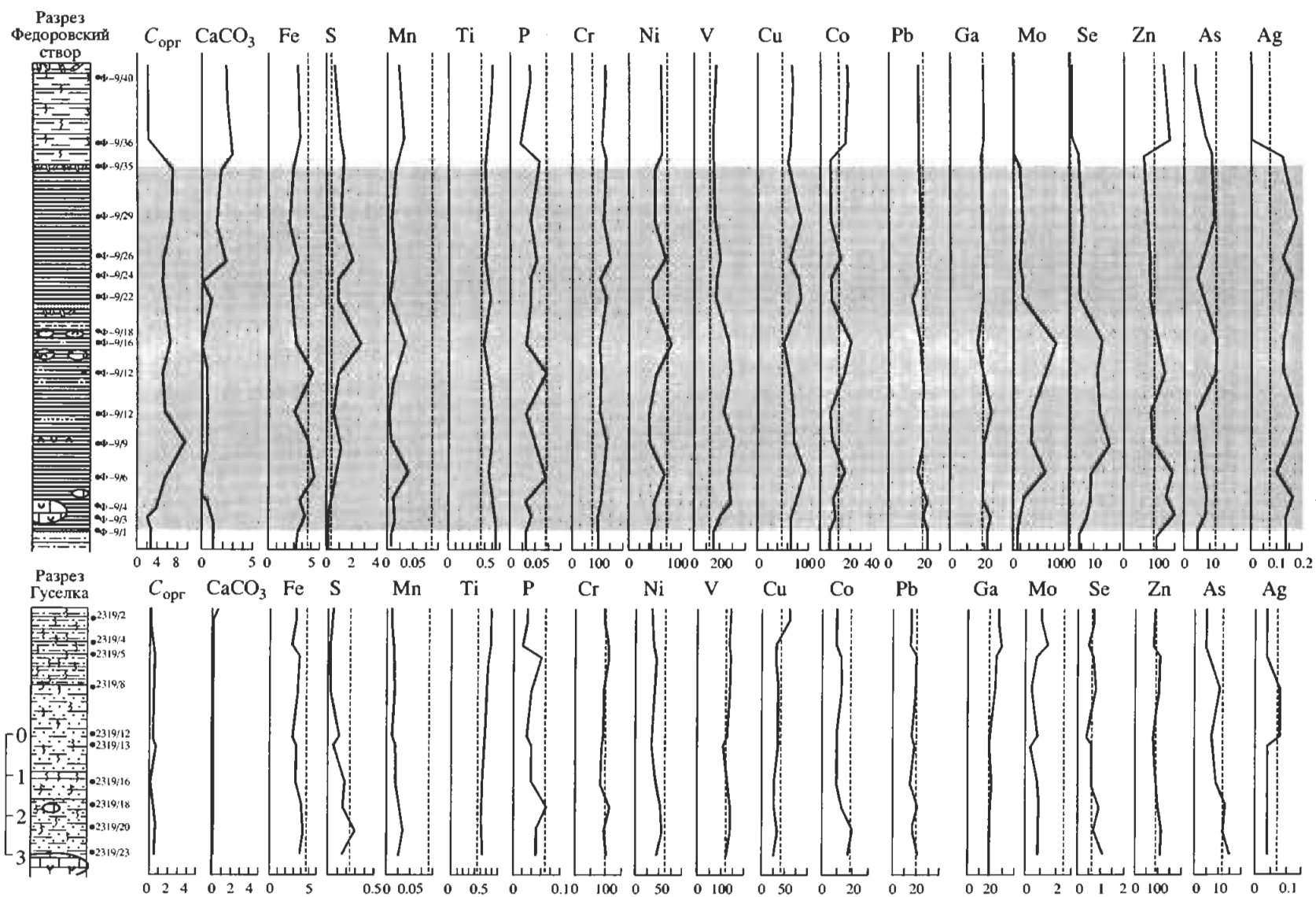


Рис. 5. Окончание.

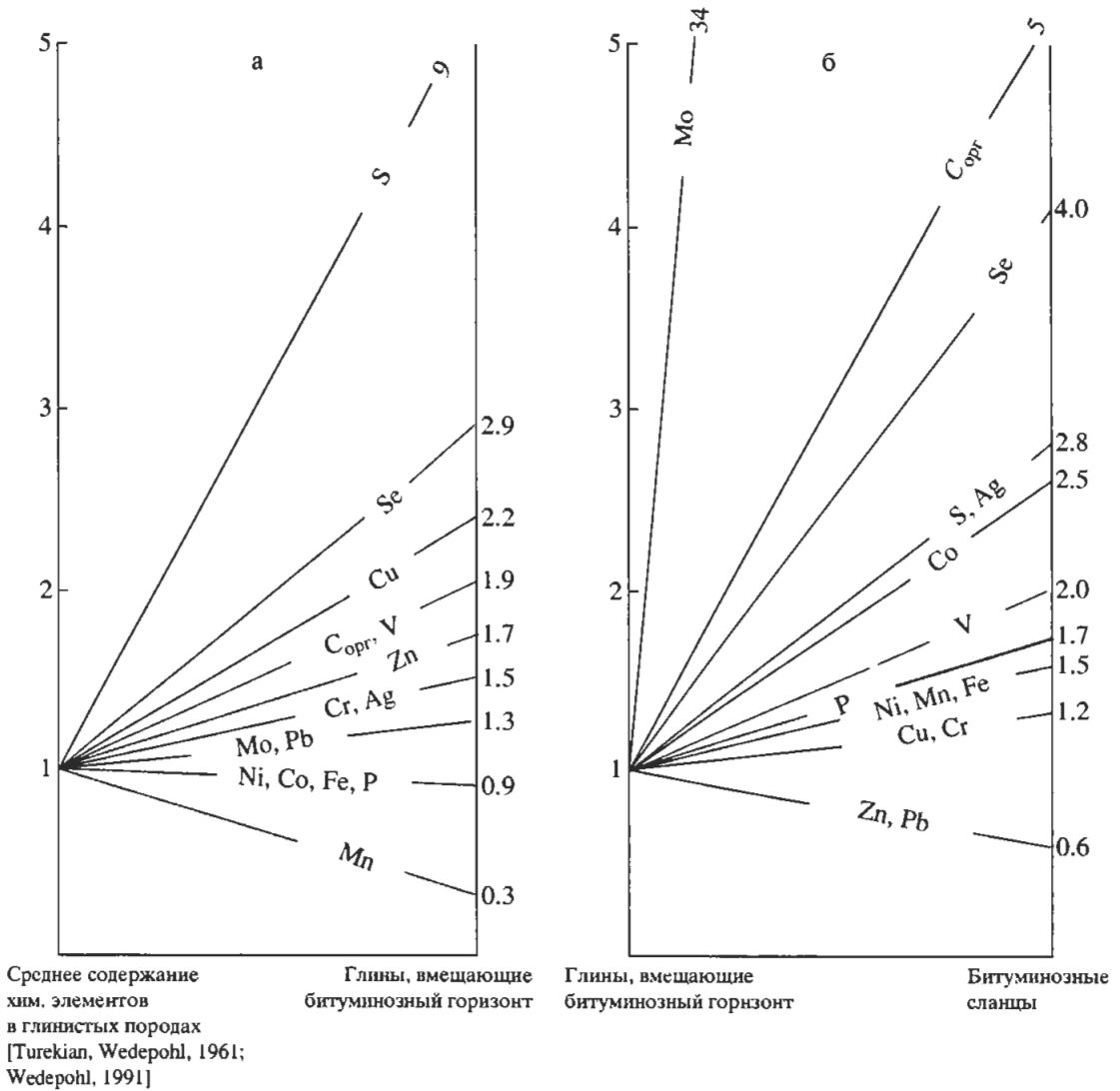


Рис. 6. Диаграммы коэффициентов концентрации химических элементов в нижнеаптских отложениях Русской платформы.

а – в глинах, вмещающих горизонт битуминозных сланцев по отношению к средним содержаниям элементов в глинистых породах по [Turekian, Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1991]; б – в битуминозных сланцах по отношению к глинам, вмещающим битуминозный горизонт.

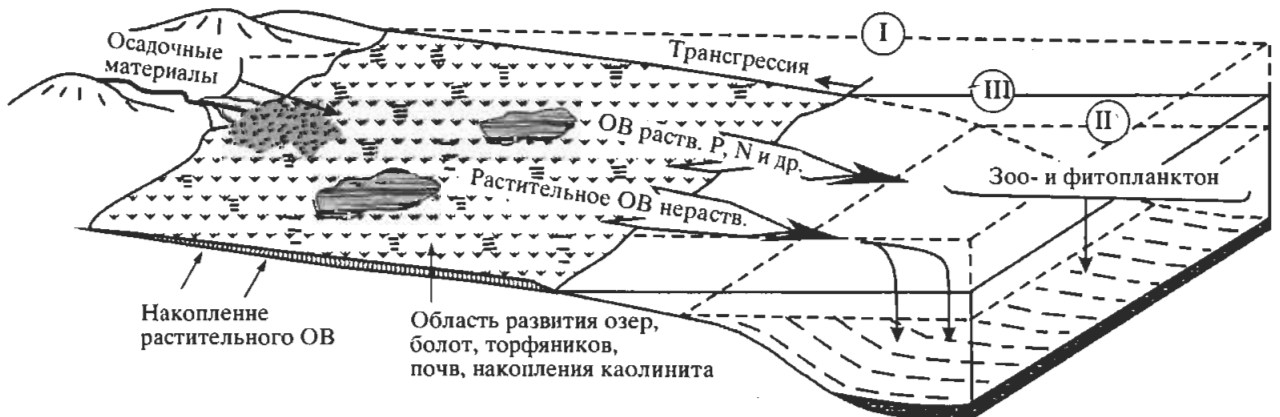


Рис. 7. Модель образования обогащенных ОБ осадков на фоне развивающейся трансгрессии (по [Гаврилов, 1994]). Уровень моря: I – до начала регрессии; II – во время максимальной регрессии; III – во время развития трансгрессии.

Образование битуминозно-сланцевого горизонта наиболее удовлетворительно согласуется с моделью накопления осадков, обогащенных ОВ, основанной на механизме поступления в водоем биофильных элементов с прибрежных ландшафтов при развитии быстрой эвстатической трансгрессии (рис. 7) [Гаврилов, 1994; Гаврилов, Копачевич, 1996; Гаврилов и др., 1997].

В образовании аптских битуминозных осадков важную роль играла не только сама трансгрессия, во время которой накапливались обогащенные ОВ осадки, но и предшествовавший ей регрессивный этап развития водоема, а также характер осадков, накапливавшихся в это время, прежде всего по периферии водоема и в областях внутренних поднятий. Регрессия привела к тому, что по периферии относительно неглубокого моря и вокруг архипелагов возникли обширные территории, которые преимущественно представляли собой низинную, выровненную морской эрозией и осадконакоплением местность, вследствие чего даже относительно незначительные флуктуации уровня моря приводили к существенному перемещению береговой линии. Освободившаяся от моря местность была покрыта рыхлыми нелитифицированными отложениями, незадолго до этого бывшими морскими осадками. Возникли специфические прибрежные ландшафты. Нелитифицированные осадки, как правило, восстановленные, содержавшие сульфидные, а в ряде случаев и фосфатные аутигенные минералы, подвергались субэриальному выветриванию. При этом сульфидные минералы окислялись с образованием серной и сульфоновой кислот, которые активно взаимодействовали с вмещающими отложениями, существенно усиливая интенсивность процессов выветривания.

Другим весьма существенным следствием освобождения от моря территорий было формирование в условиях гумидного климата [Ясаманов, 1978] на новообразованных прибрежных равнинах озер и заболачивающихся участков, т.е. озерно-болотных ландшафтов. Причем торфяники, судя по современным аналогам, развивались весьма быстро. Анализ минералого-геохимических обстановок в современных болотных системах позволяет заключить, что процесс торфообразования создает условия, способствующие геохимической активности такого важного для биологического цикла элемента как фосфор; болотный процесс в целом можно рассматривать как один из характерных процессов, способствовавших миграции фосфора в зоне гипергенеза [Ковалев, 1985]. Агрессивная среда болотных систем обуславливала переработку поступавшего сюда осадочного материала, а также воздействовала на подстилающие отложения. При этом многие терригенные минералы, обычно достаточно устой-

чивые к выветриванию, в среде торфяников растворялись, обогащая воды многими микроэлементами. Важно отметить, что в заболоченных водоемах, помимо ОВ в твердой фазе, содержится значительное количество растворенного ОВ, образующегося в результате распада постоянно возобновляемых запасов растительного материала. Процесс накопления и перевода части ОВ в растворенное состояние шел постоянно в течение всего времени существования этих ландшафтов. Причем растительное ОВ, накапливавшееся в этих обстановках, характеризовалось относительно легким изотопным составом углерода, что, как известно, вообще характерно для наземной растительности.

Не вызывает также сомнения, что на значительных территориях прибрежно-морских равнин развивался почвообразовательный процесс. В почвах унаследованно от подстилавших их нелитифицированных или слаболитифицированных отложений происходило накопление разнообразных элементов, в том числе и биофильных.

Таким образом, на низинных прибрежных равнинах, возникших во время регрессии, с большой долей вероятности можно предполагать развитие ландшафтов, где весьма активно протекали разнообразные геохимические преобразования, связанные с элювиальным, почвообразующим, болотным процессами, во время которых накапливались, переходили в подвижное, реакционноспособное состояние разнообразные, и прежде всего биофильные элементы.

Территория раннеаптского бассейна Русской плиты была весьма значительной (см. рис. 1), а соответственно и прибрежные наземные ландшафты в разных районах характеризовались своими особенностями. Определяющую роль в появлении или отсутствии обширных прибрежных равнин играл геоморфологический фактор – там, где уклон дна моря был достаточно велик, даже существенное падение уровня водоема не могло повлечь за собой осушение достаточно широкой прибрежной полосы, тогда как слабый уклон дна – ситуация наиболее широко распространенная – способствовал ее образованию.

Регрессию сменила относительно быстро развивавшаяся трансгрессия, на фоне которой происходило накопление обогащенных ОВ осадков. Подъем уровня моря произошел довольно значительный – не менее, чем на несколько десятков метров (такая же оценка приводится Б. Хаком с соавторами [Наq et al., 1987]).

Трансгрессировавшее море активно взаимодействовало с прибрежно-морскими ландшафтами. В условиях плоской прибрежной равнины даже относительно небольшой подъем уровня водоема приводил к затоплению значительных территорий. Сконцентрированное в торфяниках

и почвах ОВ при этом поступало в море. Органическое вещество в твердой фазе размывалось и переотлагалось в морских илах, внося свою лепту в их обогащение $C_{\text{орг}}$. Растворенное органическое вещество, которого в торфяниках было значительное количество, вступало в новый биологический цикл, утилизируясь планктоном и тем самым способствуя увеличению его биопродуктивности. Помимо ОВ, из зоны развития прибрежных ландшафтов в водоем поступали биофильные элементы и прежде всего фосфор. Как было показано выше, в подавляющем большинстве разрезов отмечается повышенное содержание Р по сравнению с вмещающими отложениями. Поступление Р в водоем способствовало резкому всплеску биопродуктивности разнообразного органикостенного фитопланктона и бактериопланктона, который, был, как это показано выше, основным источником ОВ в осадках.

В пользу реальности рассматриваемой модели образования аптского горизонта битуминозных сланцев говорят также данные наблюдений над искусственными водоемами при их заполнении, которые в этом случае являются как бы миниатюрной моделью развития трансгрессии. Так, было отмечено, что в первые годы заполнения водохранилищ происходят чрезвычайно интенсивные вспышки биопродуктивности фитопланктона, связанные с ростом концентрации биогенных элементов, вымываемых из затопляемых почв [Петрова, 1990 и др.]. По своей сути это явление представляет собой аналог процессов, протекавших при развитии полномасштабных морских трансгрессий.

На существенную роль болот в поставке биофильных веществ в трансгрессирующее море и, соответственно, рост продуктивности морских водорослей указывали Л.М. Венгер и Д.Р. Бакер [Wenger, Baker, 1986] при обсуждении причин образования пенсильванских черных сланцев Канзаса и Оклахомы.

В разрезах апта часто отмечается увеличение содержания Fe в битуминозных сланцах. В этой связи отметим следующее. Эксперименты в Тихом океане [Martin et al., 1994; Coale et al., 1996; Frost, 1996] показали, что внесение этого элемента в поверхностный слой водной толщи приводит к увеличению биопродуктивности фитопланктона, что обусловлено участием Fe в структуре хлорофилла. Таким образом, Fe может выступать в определенных случаях в качестве биофильного элемента. В рассматриваемой нами ситуации в раннем мелу существование озерно-болотных систем могло быть мощным фактором гипергенной миграции Fe и поступления его в морской водоем [Страхов, 1962 и др.] с последующим вовлечением в биологический цикл, что способствовало увеличению биопродуктивности фитопланктона.

Механизм поступления биофильных элементов в море и рост биопродуктивности фитопланктона действовали сходным образом в пределах разных частей водоема, иногда существенно различавшихся по фаціальным обстановкам; соответственно региональная специфика осадконакопления в пределах палеобассейна определяла некоторые различия в геохимическом облике нижнеаптских отложений в разных разрезах.

Накопление в осадках значительного количества ОВ было причиной генерации в них значительных масс H_2S , который диффундировал в наддонную воду и обусловил развитие в некоторых частях водоема сероводородного заражения. Поскольку водоем был относительно неглубоким, сероводородное заражение охватывало прежде всего придонные части водной толщи, но иногда поднималось в фотическую зону, о чем свидетельствуют следы массовой гибели молодых особей аммонитов, находящихся на планктонной стадии онтогенеза.

С развитием аноксидных обстановок в водоеме связано отсутствие или угнетенное состояние бентосной фауны. Степень аноксии могла заметно меняться – при ее ослаблении появлялись некоторые формы бентосных организмов (двустворки *Nuculana*, *Neocomiceramus*), способные выдерживать неблагоприятные для их существования субоксидные обстановки.

После завершения трансгрессии и прекращения поступления биофильных элементов в водоем интенсивное цветение разнообразных форм планктона закончилось и, соответственно, прекратилось обогащение илов ОВ. Из-за присущей водоему консервативности (как системы) и постепенности завершающего этапа трансгрессии окончание накопления высокоуглеродистых осадков было менее резким, чем его начало. Относительная мелководность бассейна, прекращение генерации значительных масс H_2S в осадках и его диффузии в наддонные воды – все это обусловило достаточно быстрое окисление содержавшегося в морской воде сероводорода и исчезновение аноксидных обстановок. Возможно, что в некоторых частях бассейна, приближенных к дельтам рек, могла возникнуть плотностная стратификация за счет частичного распреснения поверхностных слоев воды. В пользу этого свидетельствует присутствие в отложениях пресноводных зеленых водорослей [Барабоскин, Смирнова, 2002].

Некоторое увеличение содержания каолинита в горизонте битуминозных сланцев, по нашему мнению, хорошо согласуется с моделью взаимодействия морских и прибрежных ландшафтов на фоне флуктуаций уровня моря. Действительно, прибрежные ландшафты, где происходило быстрое формирование почвенного покрова, болотных систем (на фоне стабильно существовавшего

гумидного климата) характеризовались весьма благоприятными для формирования каолинита условиями. На стадии трансгрессии происходил размыв обогащенных каолинитом почв и других континентальных отложений, вынос каолинита в море и обогащение им углеродистых осадков по сравнению с нижележащими горизонтами.

Повышенное содержание ОВ в накапливающихся осадках раннеаптского бассейна обусловило высокую интенсивность в них диагенетических процессов. Как отмечалось выше, внутри этого горизонта присутствуют алевроитовые прослои, цементированные пиритом; последний существенно обогащает эти отложения также в рассеянном состоянии. Это свидетельствует о значительной интенсивности процессов сульфидообразования, а значит об активной сульфатредукции и формировании в осадках значительных масс H_2S . Помимо генерации значительных масс сероводорода, эти процессы обусловили также интенсивное перераспределение содержащегося в осадках карбонатного материала. Так, процессы диагенеза были ответственны за появление в толще битуминозных сланцев нескольких уровней карбонатных конкреций, в том числе гигантских линзовидных конкреций "аптской плиты" (см. рис. 2).

В принципе образование обогащенных биогенным карбонатным веществом прослоев, на месте которых формируются подобные конкреции, возможно и на стадии седиментации за счет, например, периодического усиления биопродуктивности известкового планктона. Однако в этом случае в различных разрезах должна была бы существовать сходная картина залегания конкреционных слоев, чего в нашем случае не наблюдается. Нам представляется, что в аптских углеродистых отложениях как сами конкреции, так и прослои, в которых они образовались, возникли в результате интенсивного диагенетического перераспределения биогенного карбонатного материала, который первоначально был распределен в осадках гораздо более равномерно.

Формирование прослоев карбонатных конкреций происходило по схеме диагенетического карбонатного слое- и ритмообразования [Гаврилов, 1979]. В пользу такого объяснения свидетельствует то обстоятельство, что в осадках процессы растворения карбонатных раковин морских организмов, и в том числе многочисленных аммонитов, а также наннопланктона протекали очень активно, в результате чего в настоящее время в породах сохранились только остатки перламутрового слоя раковин аммонитов, причем в пределах толщи битуминозных сланцев часто встречаются лишь отпечатки растворенных раковин. Наннопланктон на некоторых уровнях растворялся полностью, там же, где он сохранился наблюдаются следы его коррозии. Образовавшиеся при рас-

творении биогенного $CaCO_3$ бикарбонатные соединения могли диффундировать в приповерхностные слои осадка, где в условиях более низких концентраций растворенного в иловых водах диагенетического CO_2 осаждались, вследствие чего образовывался уровень осадков, обогащенный $CaCO_3$. По мере накопления последующих порций осадка этот процесс неоднократно возобновлялся, что в конечном итоге и привело к образованию нескольких уровней развития конкреций.

Как было показано выше, образование обогащенных ОВ осадков сопровождалось обогащением их широким спектром химических элементов. При этом важно отметить, что если для большинства этих элементов коэффициенты концентрации варьируют от 1.5 до 3, то относительные концентрации Se и особенно Mo могут возрастать на порядок, а в отдельных пробах даже на два порядка. Для V, Ni, Co, Cr и других элементов основными механизмами увеличения их концентрации в осадках являлись: 1) процессы сорбции прежде всего на частичках отмершего ОВ; сорбция на глинистых частичках играла подчиненную роль, так как отложения, вмещающие битуминозный горизонт тоже глинистые, но существенного обогащения их малыми элементами не происходит; 2) диагенетическая диффузионная миграция элементов в осадок из наддонных вод.

Возможно, некоторые элементы концентрировались еще в живых организмах. Однако аномально высокая по сравнению с другими элементами степень концентрации Mo и Se в битуминозных отложениях заставляет предполагать для них существование также и других механизмов обогащения. По всей видимости, дополнительной причиной, влиявшей на высокие концентрации этих элементов, было сероводородное заражение наддонных вод бассейна. Действительно, во всех разрезах, где можно предполагать достаточно интенсивное развитие сероводородного заражения наддонных вод, отмечается весьма высокое содержание Mo (до $130 \times 10^{-4}\%$). В тех разрезах, где определялось содержание Se, также отмечается рост его концентраций в битуминозных сланцах более чем на порядок относительно вмещающих пород. Особенностью этих элементов является то, что они уже в водной толще бассейна с сероводородным заражением образуют нерастворимые сульфиды и осаждаются на дно наряду с другим осадочным материалом [Волков, Соколова, 1976 и др.]. Очевидно, именно этот механизм в нашем случае способствовал особенно интенсивному увеличению их содержаний в осадках.

При сравнении полученных геохимических данных с данными Г.-Й. Брумсака для раннемеловых отложений Северной Атлантики и северо-западной Германии, обогащенных C_{org} [Brumsack, 1980; Hild, Brumsack, 1998], видно, что спектры

элементов, накапливавшихся в аноксидных бассейнах этого времени, так же как и порядок концентрирования, в целом, близки.

Важно подчеркнуть, что образование в раннем апте на Русской плите горизонта высокоуглеродистых осадков было региональным отражением явления, проявившегося в раннем мелу в разных частях Земли – океанского аноксического события Oceanic Anoxic Event-1 (OAE-1), – которое сопровождалось накоплением обогащенных ОВ осадков, а точнее его раннеаптского эпизода Oceanic Anoxic Subevent-1a (OASE-1a). Отложения, соответствующие этому событию, обнаружены в Тихом океане, Италии, Германии и в других местах [Arthur et al., 1988].

Пожалуй, наиболее близкими к аптским отложениям Русской плиты по фаціальным обстановкам образования являются “рыбные сланцы” (“Fischschiefer”) северо-западной Германии [Kemper, Zimmerle, 1978; Mutterlose, Böckel, 1998]. Здесь также на значительной площади накопилась толща (мощностью от нескольких дециметров до 8 м) тонкослоистых высокоуглеродистых отложений ($C_{орг}$ 3.6–7%). В “рыбных сланцах” до 90–95% ОВ представлено материалом морского происхождения [Littke et al., 1998], что отражает наиболее высокую степень обогащения автохтонным бассейновым ОВ в разрезе нижнемеловых пород северо-западной Германии. Спектр химических элементов, обогащающих эти отложения параллельно с $C_{орг}$, является очень близким к тому, который установлен нами для нижнеаптских отложений Русской плиты. Исследователи, изучавшие “рыбные сланцы”, приходят к единодушному мнению о том, что накопление обогащенных ОВ осадков Германии сопровождалось развитием аноксидных обстановок в водной толще палеобассейна [Mutterlose, Böckel, 1998; Hild, Brumsack, 1998; Littke et al., 1998]. Как видим, по седиментологическим и геохимическим характеристикам нижнеаптские отложения Русской плиты и северо-западной Германии весьма схожи, что позволяет предполагать близкие механизмы их формирования, которые были рассмотрены выше.

Образование обогащенных ОВ горизонтов, сравнительно маломощных (обычно несколько метров, редко >10 м) и, как правило, протягивающихся на большие расстояния в виде непрерывной полосы или прерывистых, но приуроченных к одному стратиграфическому интервалу, в фанерозое происходило неоднократно. Помимо раннеаптского к таким эпизодам относятся аноксические события в раннем тоаре [Jenkyns, 1988], сеномане/туроне [Jenkyns, 1980], в позднем танете [Гаврилов и др., 1997], а также ряд других. Несмотря на то, что региональные факторы в значительной мере влияли на литолого-геохимическую

характеристику этих отложений, им были присущи также общие черты. Синхронность этих отложений в разных частях Земли и общность седиментологических и геохимических параметров должны были обуславливаться некоторыми общими факторами, влиявшими на их образование. Все упомянутые горизонты черных сланцев формировались на фоне эвстатических трансгрессий, в результате чего, как было показано выше, создавались условия для накопления обогащенных ОВ осадков. Однако далеко не все трансгрессии приводили к такому результату – требовались сочетание определенных условий, таких как: высокая скорость трансгрессий, которым предшествовали регрессивные эпизоды; благоприятные климатические условия, соответствующий рельеф дна палеобассейнов и окружающей их суши и т.д.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основе проведенного стратиграфического анализа положения нижнеаптских битуминозных сланцев Русской плиты установлено, что они являются региональным отражением геологических явлений, имевших глобальный характер (океанское аноксическое событие 1a – OASE-1a).

2. На основе петрографического и геохимического изучения ОВ установлено, что для вмещающих битуминозные сланцы отложений характерно ОВ преимущественно принесенное с прилегающей суши; в битуминозных слоях доминирует ОВ бассейнового происхождения, рост содержания которого был обусловлен вспышкой биопродуктивности различных видов морского планктона, в том числе бактерио- и фитопланктона; наземное ОВ при этом играло резко подчиненную роль в общем балансе ОВ.

3. Изучение распределения в нижнеаптских отложениях широкого спектра химических элементов показало, что в битуминозных сланцах происходит концентрирование многих элементов, в частности, биофильных (С, Р, Fe) и особенно интенсивно таких, которые обычно накапливаются в аноксидных обстановках (Mo, Se, S и др.).

4. В аптском бассейне седиментации на Русской плите ассоциация глинистых минералов была представлена смешанослойными минералами смектит-слюда, гидрослюдами, хлоритом и каолинитом. Последний обнаруживает тенденцию к заметному росту его содержания в направлении палеоберега, количество его также несколько увеличивается в битуминозных сланцах по сравнению с вмещающими отложениями.

5. Установлена высокая степень интенсивности диагенетических процессов в нижнеаптских высокоуглеродистых осадках, о чем свидетельствует присутствие аутигенных минералов в значительных количествах.

6. Тонкая ламинация битуминозных сланцев, отсутствие следов биотурбации, отсутствие или крайне редкое нахождение высокотолерантной бентосной фауны, а также геохимические характеристики этих отложений свидетельствуют в пользу того, что они образовались в аноксидном морском бассейне.

7. Формирование горизонта битуминозных сланцев происходило на фоне быстрой эвстатической трансгрессии [Наг et al., 1987], сменившей предшествующий регрессивный эпизод. Геологические, минералогические и геохимические характеристики битуминозных сланцев свидетельствуют о том, что схема их образования хорошо согласуется с моделью формирования углеродистых отложений при взаимодействии трансгрессирующего моря с прибрежными ландшафтами [Гаврилов, Кобаевич, 1996; Гаврилов и др., 1997].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 00-05-64593, 01-05-64642, 01-05-64805) и ФЦП "Интеграция".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М.: Госгеолтехиздат, 1923. 320 с.

Барабошкин Е.Ю. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция) / Дис. ... доктора геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 2001. 50 с.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Леервельд Х., Дундин И.А. К стратиграфии аптского яруса Ульяновского Поволжья // Тр. НИИ геологии СГУ, новая серия. Саратов: Изд-во "Колледж", 1999. С. 44–64.

Барабошкин Е.Ю., Смирнова С.Б. Палеогеография и распределение палиноморф в разрезах верхнего готерива-альба Русской плиты // Меловая система России. Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 2002. СМ. 13–14.

Богданова Т.Н. Новые виды аммонитов из нижнего апта Туркмении // Ежегодник Всес. палеонтолог. об-ва. Л.: Наука, 1991. Т. XXXIV. С. 77–98.

Богданова Т.Н. Нижний апт Горного Мангышлака (стратиграфия, корреляция, аммониты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 40–53.

Волков И.И., Соколова Е.Г. Геохимия селена в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 1. с. 38–56.

Гаврилов Ю.О. О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Проблемы эволюции биосферы. М.: Недра, 1994. С. 305–311.

Гаврилов Ю.О. О диагенетическом ритмообразовании / Литология и полез. ископаемые. 1979. № 4. С. 132–143.

Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образова-

ние сапропелитового горизонта // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.

Гаврилов Ю.О., Кобаевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 3–14.

Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы // Очерки региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1962. Вып. 5. 196 с.

Гинзбург А.И. Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991. 116 с.

Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Нижний мел. М.: Недра, 1973. 324 с.

Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.

Михайлова И.А., Барабошкин Е.Ю. Первые находки рода *Lithancylus* Casey, 1960 (*Ammonoidea*, *Ancyloceratidae*) в нижнем апте Ульяновского Поволжья // Палеонтологический журнал. 2001. № 4. С. 32–42.

Петрова Н.А. Сукцессии фитопланктона при антропогенном эвтрофировании больших озер. Л.: наука, 1990. С. 52–57.

Сазонова И.Г. Стратиграфия аптских отложений центральных областей Русской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 29 (4). С. 97–101.

Сазонова И.Г. Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы // Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы / Под ред. Флерова О.В. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 31–184.

Сазонова И.Г. Литолого-палеогеографические карты раннего мела // Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинали об-рамления / Под ред. Виноградова А.П. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 2.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л.: Недра, 1967. 324 с.

Сазонов Н.Т. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28 (5). С. 57–101.

Стратиграфия СССР. Меловая система / Под ред. Москвина М.М. М.: Недра, 1986–1987. Полутом I. 340 с; полутом II. 326 с.

Страхов Н.М. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и "нефтепроизводящих" свнт // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 5. С. 893–917.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып. 292. М.: Наука, 1976. 299 с.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. с. 74–82.

- Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5.
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
- Arthur M.A., Jenkyns H.C., Brumsack H.-J., Shlanger S.O. Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich cretaceous sequences // Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Background and Plans for Research / eds Ginsbrug R.N., Beaudon B. NATO ASI Series C. 1988. V. 304. P. 75–121.
- Baraboskhin E.Y. The new data on the Aptian zonation in the Ulyanovsk (Simbirsk) region, Russian Platform // Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie. 1998. T. I. Hf. 11/12. S. 1131–1147.
- Bischoff G., Mutterlose J. Calcareous nannofossils of the Barremian / Aptian boundary interval in NW Europe: biostratigraphic and paleoecologic implications of a high resolution study // Cretaceous research. 1998. V. 19. P. 635–661.
- Brumsack H.-J. Geochemistry of Cretaceous Black Shales from the Atlantic Ocean (DSDP legs 11, 14, 36 and 41) // Chem. Geol. 1980. V. 31. P. 1–25.
- Casey R. The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand // Palaeontology. 1961. V. 3. P. 487–621.
- Coale K.H., Jonson K.S., Fitzwater S.E., Gordon R.M., Tanner S. et al. A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific ocean // Nature. 1996. V. 383. № 6600. P. 395–501.
- Cobianchi M., Luchiani V., Bosellini A. Early Cretaceous nannofossils and planktonic foraminifera from northern Gargano (Apulia, southern Italy) // Cretaceous research. 1997. V. 18. P. 249–293.
- Demaison G.J., Moore G.T. Anoxic environments and oil source bed genesis // AAPG Bulletin. 1980. V. 64/8. P. 1179–1209.
- Demaison G.J., Moore G.T. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?: discussion AAPG Bulletin. 1991. V. 75/3. P. 499–500.
- Erba E. Nannofossils and superplumes: the early Aptian "nannoconid crisis" // Paleocyanography. 1994. V. 9. P. 483–501.
- Erba E., Castradori D., Guasti G., Ripepe M. Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Albian Gault Clay Formation (southern England) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1992. V. 93. P. 47–69.
- Fisher C.G., Hay W.W. Calcareous nannofossils as indicators of mid-Cretaceous paleofertility along an oceanic front, U.S. Western Interior // Geol. Soc. Amer. Special Paper. 1999. V. 332. P. 161–180.
- Frost B.W. Phytoplankton Bloom on iron rations // Nature. 1996. V. 383. № 6600. P. 475–476.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea level since Triassic // Science. 1987. V. 225. № 4793. P. 156–1167.
- Hild E., Brumsack H.-J. Major and minor element geochemistry of Lower Aptian sediments from NW Germany basin (core Hoheneggelsen KP40) // Cretaceous Research. 1998. V. 19. P. 625–633.
- Jenkyns H.C. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans // J. Geol. Soc. London. 1980. V. 137. P. 171–188.
- Jenkyns H.C. The early toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence // Amer. J. Sci. 1988. V. 288. P. 101–151.
- Kemper E., Zimmerle W. Die anoxischen Sedimente der präoberaptischen Unterkreide NW-Deutschlands und ihr paläogeographisches Rahmen // Geologisches Jahrbuch. 1978. A 45. S. 3–41.
- Litke R., Jendryjewski L., Lokay P., Shuangqing W., Rulköter J. Organic geochemistry and deposition history of the Barremian-Aptian boundary interval in Lower Saxony Basin, Northern Germany // Cretaceous Research. 1998. V. 19. P. 581–614.
- Martin J.H., Coale K.H., Jonson K.S. et al. Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific ocean // nature. 1994. V. 371. P. 123–129.
- Mutterlose J., Böckel B. The Barremian-Aptian interval in NW Germany: a review // Cretaceous Research. 1998. V. 19. P. 539–568.
- Pedersen T.F., Calvert S.E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? // AAPG Bulletin. 1990. V. 74/4. P. 454–465.
- Pedersen T.F., Calvert S.E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?: discussion // AAPG Bulletin. 1991. V. 75/3. P. 500–501.
- Roth P.H. Calcareous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean // Init. Repts. DSDP. 1978. V. 44. P. 731–759.
- Roth P.H., Krumbach K.R. Middle Cretaceous nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian Oceans: Implications for paleoceanography // Marine Micropaleontology. 1986. V. 10. P. 235–266.
- Tissot B.P., Welte D.H. Petroleum Formation and Occurrence: a New Approach to Oil and Gas Exploration. Berlin: Springer-Verlag, 1984. 699 p.
- Thierstein H.R. Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments // Marine Micropaleontology. 1976. V. 1. P. 325–362.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of elements in some major units of the earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72. № 2. P. 175–192.
- Tyson R.V. Sedimentary organic matter. Organofacies and palinofacies. London: Chapman and Hall, 1995. 615 p.
- Wedepohl K.H. The composition of the upper earth crust and the natural cycles of selected metals // Metals and their compounds in the environment / Eds Merian E. et al. Weinheim: VCH-Verlagsgesellschaft, 1991. P. 3–17.
- Wenger L.M., Baker D.R. Variation in organic geochemistry of anoxic-oxic black shale-carbonate sequences in the Pennsylvanian of the Midcontinent, U.S.A. // Organic Geochemistry. 1986. V. 10. № 1–3. P. 85–92.