УДК 551.3.051:552.578.3 (470.1/2)

# СЕДИМЕНТОЛОГИЯ ВОЛЖСКИХ СЛАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ВЕРХНЯЯ ЮРА, ЗОНА PANDERI) СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

*Е.В. Щепетова*

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.10.08

Волжская сланценосная толща (аммонитовая зона Panderi) изучена в естественных выходах по берегам р. Сысолы (разрезы Важью и Койгородок) и р. Кобры (разрез Синегорье). Эти разрезы вскрывают небольшие по мощности (до нескольких метров) фрагменты, относящиеся к разным литостратиграфическим пачкам. Нижняя часть толщи (сероцветная пачка, разрез Важью) по строению и составу отложений близко соответствует сланценосной толще, развитой в центральных районах Русской плиты, и характеризуется отчетливо выраженной цикличностью (14 циклов), преобладанием тонкопелитовых пород, обогащенных остатками известкового нанопланктона и достаточно разнообразной фауной моллюсков. Верхняя часть толщи (темноцветная пачка, разрезы Койгородок, Синегорье) отличается менее упорядоченной, нециклической структурой и слагается более разнообразным набором пород, среди которых преобладают разновидности, обогащенные морским ОВ (в том числе гранулометрически грубые — песчаные и алевритовые). Карбонатный материал в отложениях этой пачки преимущественно грубокластический и принадлежит в основном моллюскам бореально-арктического происхождения (иноцерамидам и бухиям). Предполагается, что изменения в строении сланценосной толщи отражают усиление "влияния" смежной Бореально-Арктической палеобиогеографической области на климатические условия и температурные характеристики водных масс эпиконтинентального моря Русской плиты во второй половине времени Panderi. Следствием относительного похолодания и гумидизации климата явились усиление терригенного стока в бассейн и гиперэвтрофикация палеоводоема в результате возрастания концентраций биофильных элементов, поступивших с суши в составе растворенной части стока. Следствием понижения средней температуры морской воды в свою очередь стало преимущественное распространение представителей бореально-арктической фауны.

*Ключевые слова:* седиментология, горючие сланцы, палеогеография, верхняя юра, волжский ярус, Кировская обл., Республика Коми.

---

Обогащенные органическим веществом (ОВ) отложения волжского яруса — горючие сланцы аммонитовой зоны Panderi — широко развиты на территории Европейской России (рис. 1). Причины и механизмы их формирования до сих пор не вполне ясны. На начальном этапе изучения (Страхов, 1934) предполагалось, что волжские горючие сланцы формировались в едином морском палеобассейне при сходных фациальных условиях, однако современные реконструкции допускают возможность разнообразия факторов, создававших благоприятные условия для накопления ОВ в разных частях палеоводоема (Брадучан и др., 1989).

Для выяснения закономерностей осадконакопления в волжском морском водоеме Русской плиты (РП) нами были детально изучены разрезы сланценосной толщи в разных районах ее современного развития (Гаврилов и др., 2008; Щепетова, 2005). В настоящей статье приводятся результаты седиментологического и литолого-геохимического ее исследования на юге Республики Коми и северо-западе Кировской обл. — на территории, известной как Сысольский сланценосный район (Васильева и др. 1989; Геология месторождений..., 1968), где ранее детальные работы такого рода не проводились. Палеогеографически этот район соответствует мезозойской Сысольской котловине, которая с конца раннего келловея развивалась как подводная депрессия северной части позднеюрского меридионального моря-пролива Русской плиты (Лыюров, 1996). Положительными тектоническими элементами близкого порядка и со сходным палеогеографическим развитием были располагавшаяся севернее Яренгская котловина и юго-восточнее Вятско-Камская впадина.

Современные представления о стратиграфии верхнеюрских отложений Сысольского района и распространении в них горючих сланцев приведены в работах (Васильева и др., 1989; Лыюров, 1996; Чирва и др., 1988) и основываются главным образом на материалах бурения, проводившегося в 1960—1980-е гг. В связи с тем что в керне находки аммонитов редки, а сохранность их неудовлетворительная, расчленение и корреляция верхнеюрских отложений проводились в основном по комплексам фораминифер, сопоставляемых с аммонитовыми зонами (рис. 2). Стратиграфический интервал распространения горючих сланцев соответствует аммонитовой зоне Panderi среднего подъяруса волжского яруса (Васильева и др., 1989).

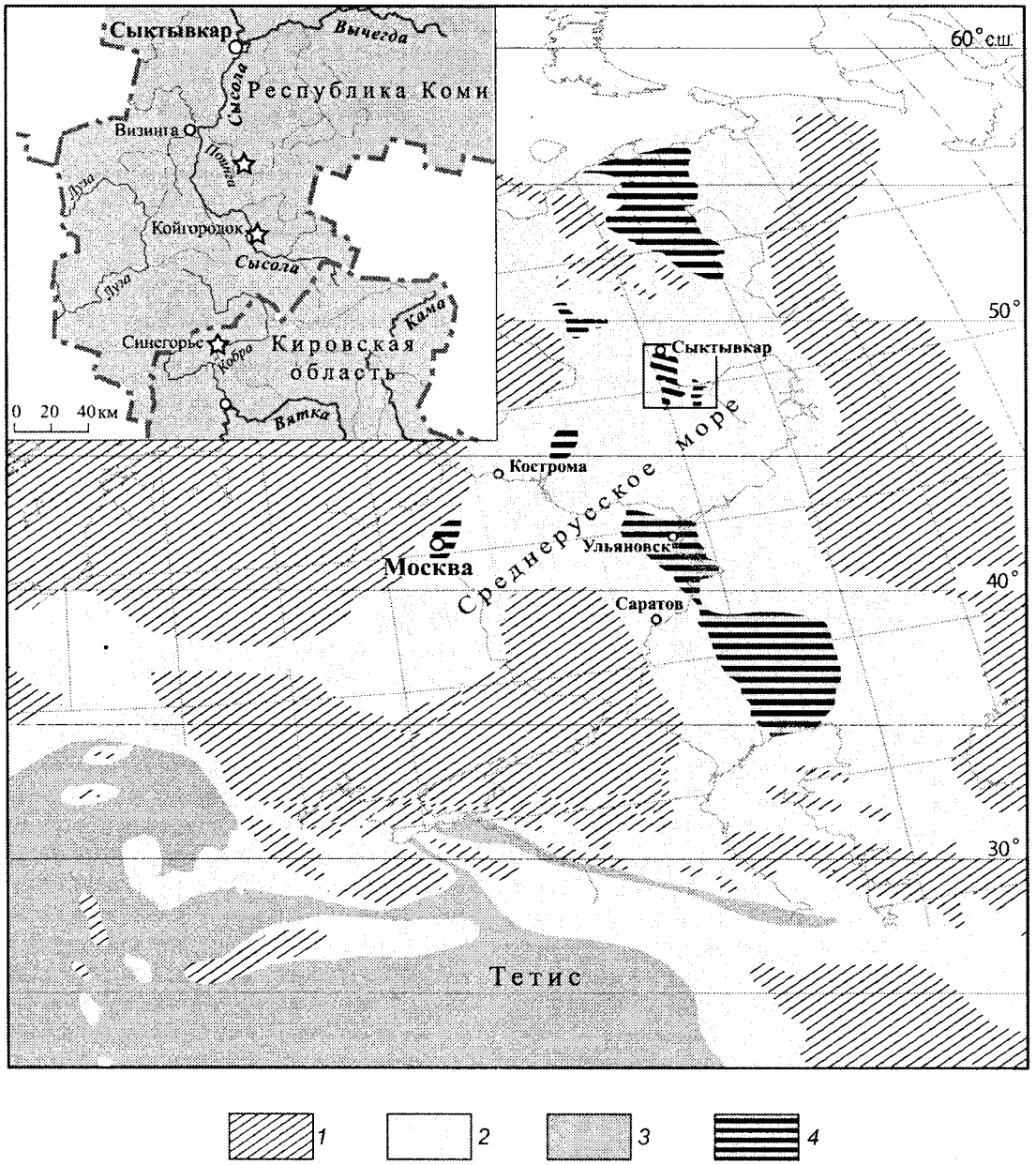


Рис. 1. Палеогеографическая схема Восточно-Европейской платформы в волжское время (распределение моря и суши (Thierry, 2000); поля развития волжской сланценосной толщи (Лыюров, 1996; Прогноз горючих..., 1974)):
1 — суша; 2 — эпиконтинентальные моря; 3 — океан Тетис; 4 — поля развития сланценосной толщи. Положение разрезов обозначено на врезке звездочками

По данным С.А. Чирвы и др. (1988), в некоторых наиболее полных разрезах горючие сланцы встречаются также и в вышележащих отложениях (т.н. надсланцевая пачка), относящихся к аммонитовой зоне Virgatus (по комплексу фораминифер с *Lenticulina ponderosa* и находкам аммонитов *Dorsoplanites* ex gr. *flavus* — бореальных аналогов зональных *Virgatites virgatus*). Расширение вверх стратиграфического диапазона сланценосной толщи на севере РП по сравнению с центральными районами происходит одновременно с изменением фациального облика отложений волжских стратиграфических горизонтов, более высоких, чем аммонитовая зона Panderi. В разрезах центральной части РП соответствующие отложения (аммонитовые зоны Virgatus и Nikitini) либо отсутствуют, либо сконденсированы до тонких прослоев фосфоритов и глауконититов, тогда как на севере РП они представлены глинистыми толщами.

Сланценосная толща в разных пунктах исследуемого района налегает на отложения разного возраста — от среднеюрских континентальных песков сысольской свиты морских глин келловея, пользующихся широким распространением, до оксфордско-кимериджских алевритово-глинистых пород, обогащенных глауконитом, лептохлоритом, фосфоритами и залегающих тонкими (первые метры) линзами, местами выклинивающимися. Отложения сходного состава в некоторых разрезах относятся к нижнему волжскому

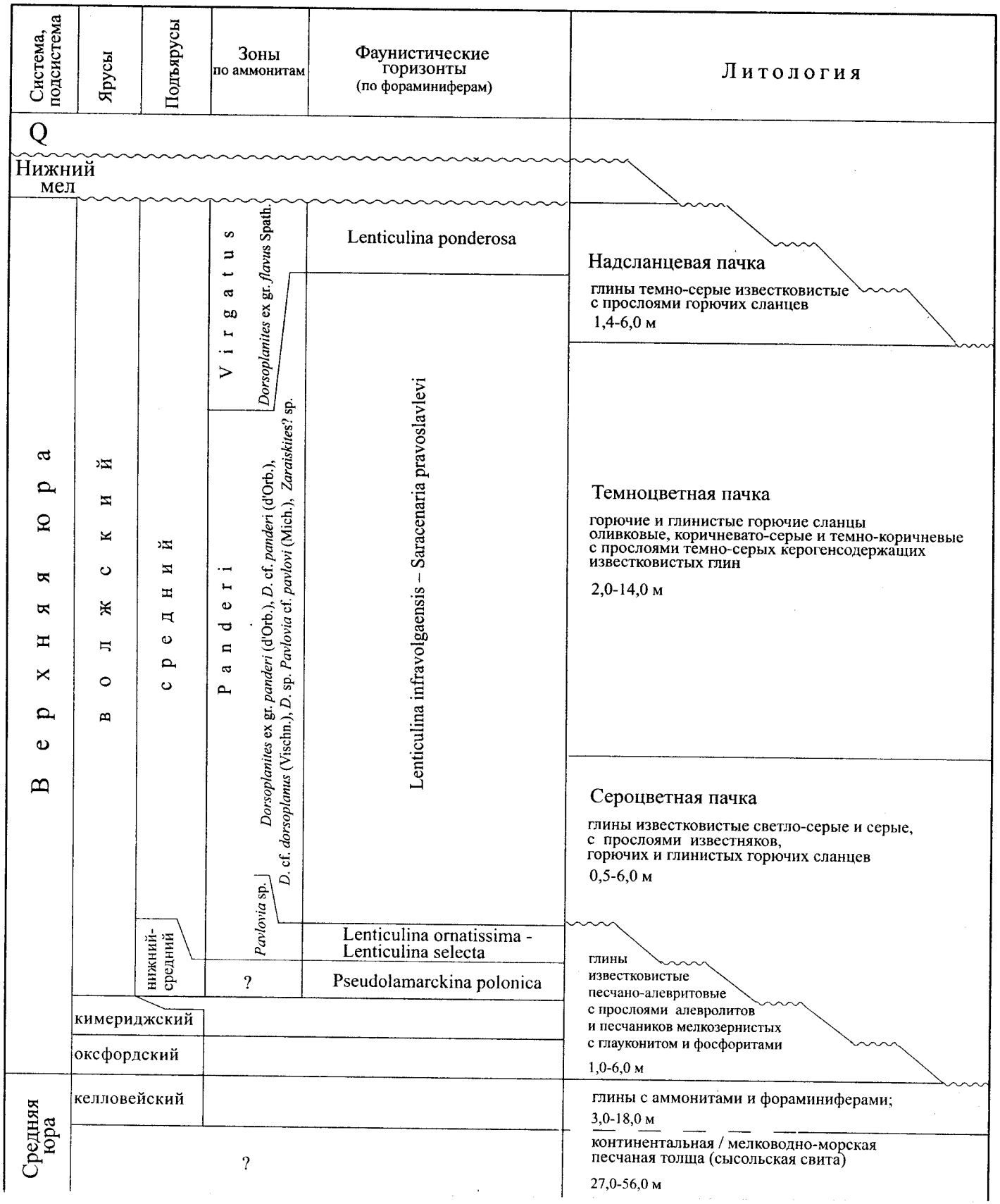


Рис. 2. Схема био- и литостратиграфического расчленения верхнеюрских отложений Сысольского сланценосного района (Чирва и др., 1988)

подъярусу (по присутствию комплекса фораминифер с Pseudolamarckina polonica), а также к среднему подъярусу волжского яруса — низам аммонитовой зоны Panderi (комплекс фораминифер Lenticulina ornatissima — Lenticulina selecta). Нижняя граница распространения горючих сланцев, в отличие от верхней, не выходит за пределы зоны Panderi. Отмечая это обстоятельство, следует учитывать, напротив, значительно более худшую представительность нижних ярусов верхней юры в северной части РП по сравнению с ее центральными районами, где имеются относительно мощные толщи отложений оксфорда, кимериджа и нижнего волжского яруса, в которых на отдельных уровнях встречаются углеродистые сланцы (Дзюба и др., 2005; Средний и верхний..., 1989; Hantzpergue et al., 1998).

В составе сысольской сланценосной толщи (в той наиболее широко распространенной ее части, которая относится к зоне Panderi) по макроскопическим литологическим признакам выделяются две пачки — нижняя, сероцветная, и верхняя, темноцветная (Васильева и др., 1989; Лыюров, 1996; Чирва и др., 1988). Граница пачек проходит внутри фораминиферовой лоны Lenticulina infravolgaensis — Saracenaria pravoslavlevi) (рис. 2). Нижняя, сероцветная пачка образована чередованием маломощных (первые дециметры) пластов горючих сланцев с карбонатными глинами, преимущественно светло-серыми. В верхней, темноцветной пачке толщина пластов горючих сланцев увеличивается (до первых метров), а глины приобретают темную окраску в связи с повышенным содержанием в них ОВ (так называемые керогеновые глины). Двучленная структура разреза свидетельствует о палеогеографических изменениях в течение формирования сланценосной толщи. Для выяснения их характера было исследовано несколько доступных для наблюдения естественных выходов сланценосной толщи (рис. 1) — разрезы Важью и Койгородок в бассейне р. Сысолы (на юге Республики Коми) и разрез Синегорье по р. Кобре (на северо-западе Кировской обл.). Изученные разрезы вскрывают хотя и небольшие по мощности (до нескольких метров), но относящиеся к разным литостратиграфическим пачкам фрагменты сланценосной толщи, что позволяет охарактеризовать основные черты динамики осадконакопления в северной части волжского морского водоема РП.

## Строение разрезов сланценосной толщи и литолого-геохимическая характеристика отложений

**Разрез Важью** (61°02′ с.ш., 50°47′ в.д., рис. 3) расположен в окрестностях с. Поинга, в борту оврага одного из притоков р. Важью, впадающей в р. Сысолу. Здесь вскрывается фрагмент волжских отложений мощностью около 4 м. Этот интервал соответствует фораминиферовой лоне Lenticulina infravolgaensis — Saracenaria pravoslavlevi (= аммонитовой зоне Panderi) (Лыюров и др., 2007), а по макроскопическим литологическим признакам — нижней, сероцветной пачке.

1. В основании разреза залегает слой (видимая мощность 0,5—0,7 м) светло-серых известковистых глин ($C_{орг}$ 0,54—2,46%, $CaCO_3$ 34,39—48,92%), в котором на разных уровнях присутствуют реликты прослоев темных буровато-серых углеродистых глинистых осадков, переработанных биотурбацией. Сохранившиеся темные фрагменты испещрены мелкими (диаметром до 0,5 см) дендритовидными ходами *Chondrites*, а также *Planolites* — ходами в виде прямолинейных или слабоизгибающихся трубочек, выполненных светло-серым глинистым материалом.

В верхних частях темных слоев, деформированных биотурбацией, прослеживаются прерывисто-линзовидные слойки (1—2 см) ракушечников, сложенных мелкими раковинами двустворчатых моллюсков и их детритом, встречаются также мелкие ростры белемнитов. Эти горизонты концентрации биогенных компонентов относительно крупной размерности (по сравнению с размерностью частиц, слагающих вмещающие отложения) связаны, по-видимому, с перемывом осадков и рассматриваются нами как горизонты конденсации (Барабошкин и др., 2002).

2. Расположенная выше часть разреза (~3,5 м) представлена чередованием слоев горючих сланцев (мощность 0,05—0,25 м) и светлых известково-глинистых пород (мощность 0,05—0,6 м).

*Горючие сланцы* ($C_{орг}$ 5,80—24,40%, $CaCO_3$ 4,5—20%) выделяются в разрезе своей темной окраской и ясно выраженной горизонтальной отдельностью, обусловленной однородной параллельной ориентировкой осадочных компонентов, сохранившейся благодаря отсутствию синседиментационной биогенной переработки глинистых осадков (рис. 4, а).

Органическое вещество (ОВ) в горючих сланцах присутствует в основном в бесструктурной форме (до 90%) и соответствует коллоальгиниту (по терминологии А.И. Гинзбург (Гинзбург, 1991)). Коллоальгинит имеет морское происхождение (Бушнев, Лыюров, 2002). Помимо коллоальгинита заметную часть ОВ (не менее 10%) составляют разнообразные спороморфные остатки (рис. 4, а), присутствует мелкий углефицированный детрит наземных растений (незначительная примесь).

Среди горючих сланцев различаются темно-коричневые тонколистоватые разности, интенсивно обогащенные ОВ ($C_{орг}$ 15,8—24,4%) и относительно более светлые, существенно менее углеродистые, плитчатые ($C_{орг}$ 5,8—13,6%). Последние обычно относятся к т.н. глинистым горючим сланцам (Васильева и др., 1989; Лыюров, 1996). Петрографические и геохимические данные показали, что они отличаются от высокоуглеродистых сланцев более высоким содержанием планктоногенного известкового материала и более низким — коллоальгинита.

В горючих сланцах часто присутствуют скопления целых сплющенных раковин некрупных аммонитов

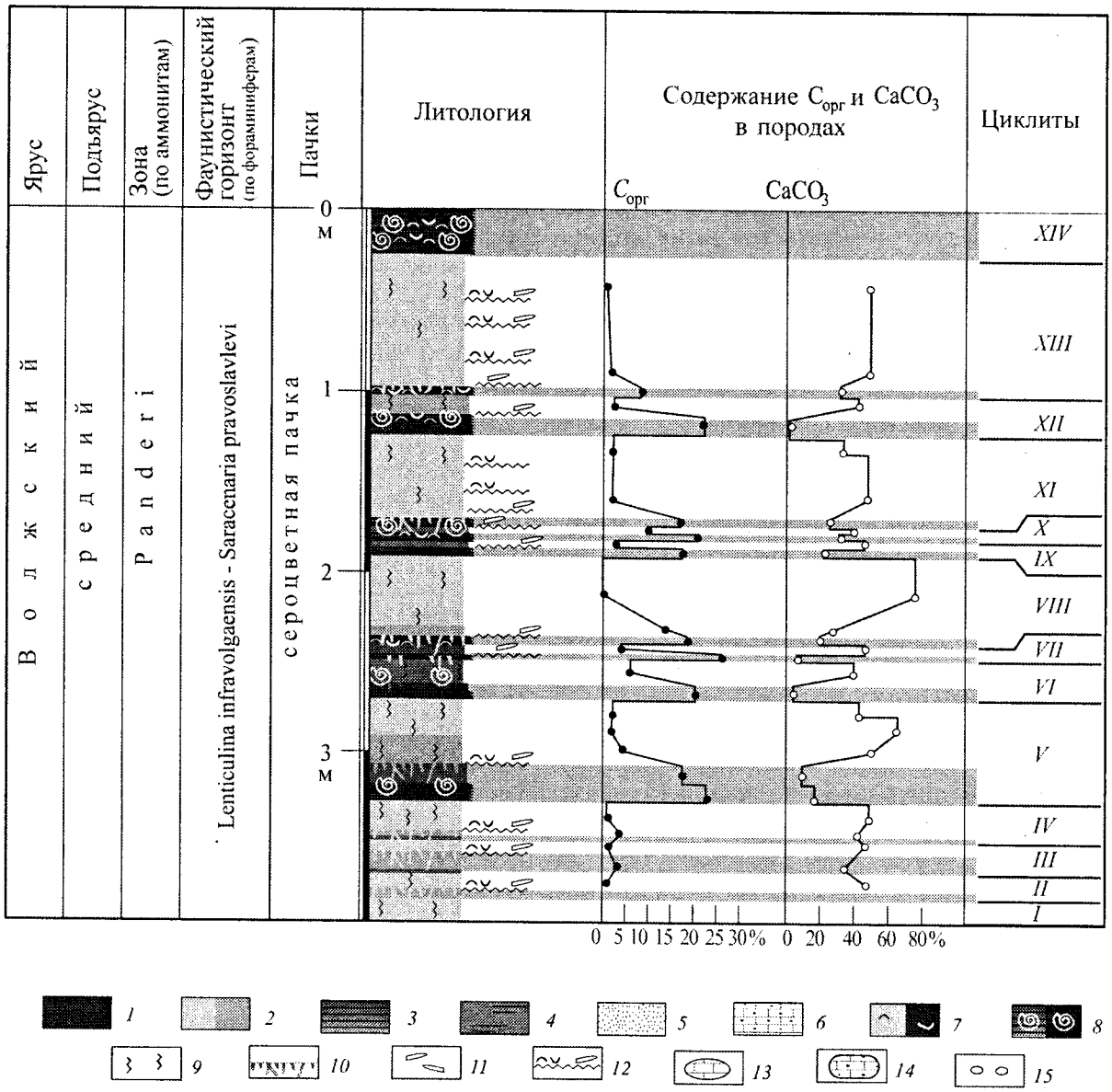


Рис. 3. Строение сланценосной толщи в разрезе Важью и распределение $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в отложениях:
1 — горючие сланцы; 2 — известково-глинистые породы гомогенные; 3 — глинистые и глинисто-алевритовые породы тонкогоризонтально-слоистые; 4 — глинистые и глинисто-алевритовые породы неяснослоистые; 5 — пески слабоглинистые рыхлые; 6 — песчаники известковые глауконитовые; 7 — раковины двустворчатых моллюсков; 8 — раковины аммонитов; 9 — биотурбация; 10 — softground (система нор зарывающихся организмов, характерная для уплотненных глинистых грунтов, маркирующая поверхности ненакопления осадков (по (Bromley, 1996)); 11 — ростры белемнитов; 12 — уровни размыва и конденсации отложений; 13 — глинисто-известковые конкреции; 14 — песчано-известковые конкреции; 15 — фосфоритовые стяжения

(до 5—6 см в диаметре) и двустворчатых моллюсков (в основном иноцерамиды и бухии); на поверхностях напластования в рассеянном состоянии встречается также раковинный детрит различной размерности. Чаще скопления раковин наблюдаются в относительно низкоуглеродистых темно-серых горючих сланцах, в то время как высокоуглеродистые темно-коричневые разности обычно лишены раковинного материала либо содержат редкие отпечатки мелких раковин.

*Светло-серые известково-глинистые породы* ($CaCO_3$ 25—60%, $C_{орг}$ 0,43—1,91%) близки по облику светлым глинистым породам предыдущего слоя, но более гомогенные вследствие биотурбации. Карбонатность этих пород обусловлена в основном присутствием в них остатков известкового нанопланктона. На некоторых интервалах биогенный кальцит в глинах бывает частично или полностью перекристаллизован. В этих прослоях встречаются крупные конкреции, и в некоторых случаях слои приобретают облик крепких известняков.

Светло-серые известково-глинистые породы в настоящее время практически лишены ОВ (рис. 4, г). О возможном первоначальном его присутствии и участии в диагенетических процессах свидетельствует неравномерно рассеянная в породах тонкая вкра-

пленность пирита. В отличие от горючих сланцев для глин характерно присутствие в них в основном мелкого биогенного известкового детрита (фрагментов различных раковин и скелета иглокожих). Дезинтеграция остатков фауны скорее всего была биогенная и осуществлялась, по-видимому, более крупными морскими организмами (хищниками и падалеедами). Скопления целых створок раковин и их обломков, а также мелких ростров белемнитов встречаются в светлых глинах только на отдельных уровнях — в составе тонких (первые сантиметры) ракушечниковых горизонтов.

В разрезе наблюдаются характерные взаимоотношения слоев горючих сланцев и глин.

Слои горючих сланцев, как правило, характеризуются ровной горизонтальной нижней границей. К нижней части слоев обычно приурочены темно-коричневые высокоуглеродистые горючие сланцы, выше они сменяются более светлоокрашенными известковистыми разновидностями, которые обогащены остатками фауны. Наиболее концентрированные скопления раковин сосредоточены вблизи кровли слоев. Здесь же, у кровли, часто наблюдается текстура softground (Bromley, 1996) — горючие сланцы пронизаны довольно крупной разновидностью ходов *Planolites* в виде слегка изгибающихся трубочек (диаметр 0,5—1,5 см, длина до 10 см) с гладкой стенкой и слепым коническим окончанием. Трубочки ориентированы под небольшими углами к поверхностям напластования, сплющены и заполнены темно-серым глинистым материалом, который отличается от вмещающих горючих сланцев отсутствием коричневого оттенка, комковатой структурой и повышенным содержанием тонкоизмельченного раковинного детрита. Между ходами обычно сохраняются ненарушенные фрагменты первоначальных темно-бурых высокоуглеродистых отложений, отчего сланцы приобретают характерный пятнистый облик (рис. 4, б).

Биотурбированные горючие сланцы (softground) постепенно переходят в темно-серые известково-глинистые породы с текстурой, практически полностью лишенной признаков стратификации, в которых контуры ходов уже не различаются (рис. 4, в). Темно-серые глины в свою очередь постепенно сменяются светло-серыми карбонатными глинами, которые в основном и слагают межсланцевые интервалы (рис. 4, г).

В темно-серых зонах перехода от горючих сланцев к светлым глинам, как правило, хорошо прослеживаются уровни, к которым приурочены ростры белемнитов, располагающиеся в 10—15 см друг от друга и ориентированные горизонтально. Видимо, эти уровни можно также рассматривать как горизонты конденсации, связанные с перемывом отложений, а близко ассоциирующие с ними текстуры softground — как результат переработки зарывающимися организмами

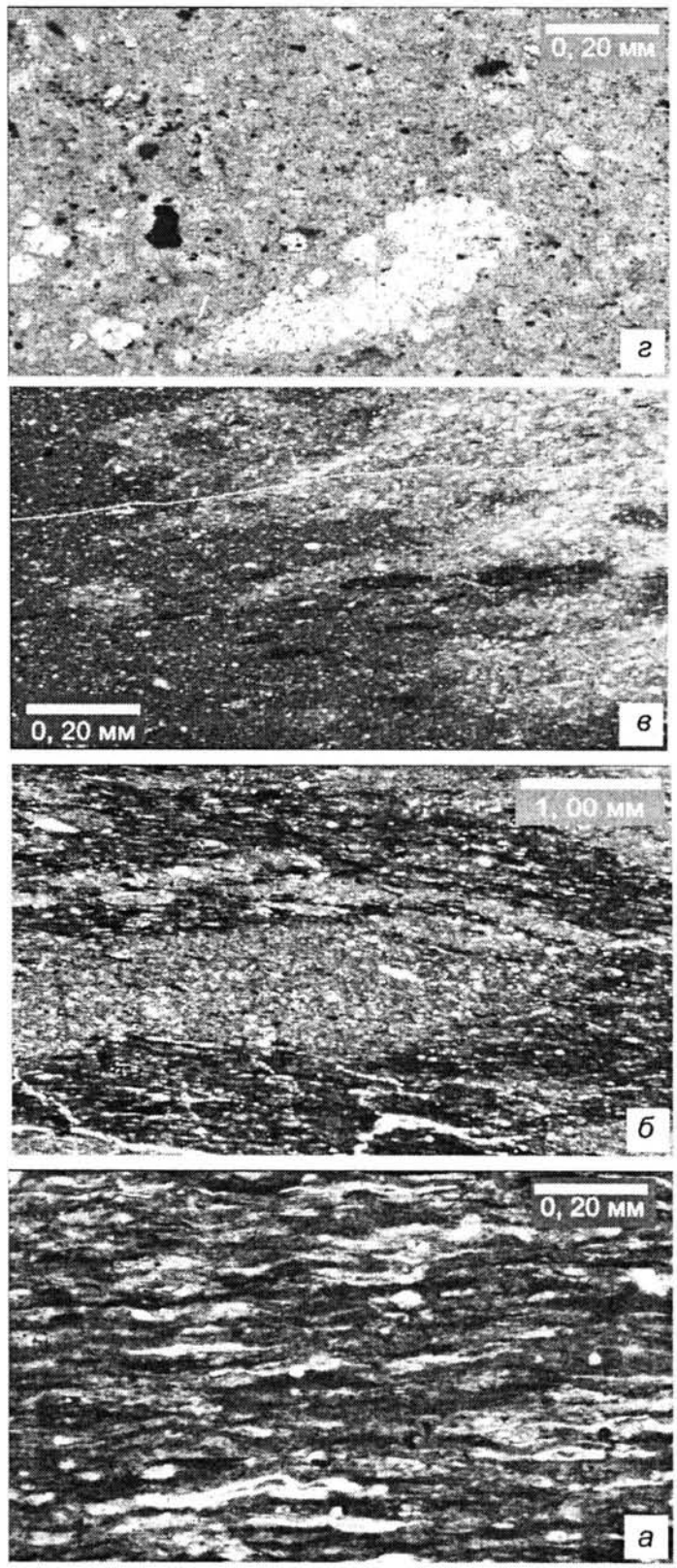


Рис. 4. Микроструктура отложений с различным содержанием ОВ, образующих циклиты (сероцветная пачка, разрез Важью): *а* — тонкая горизонтальная слоистость в горючих сланцах, подчеркнутая параллельным расположением споморфных компонентов ОВ (светлое); *б* — горючие сланцы, деформированные ходами илоедов (softground в прикровельной части слоев); *в* — средняя часть циклита, биотурбация в зоне перехода от темных глин средней части циклита (слева) к светло-серым глинам верхней его части (справа); *г* — верхняя часть циклита, светло-серые известково-глинистые породы

вновь выведенных в результате размыва на поверхность дна высокоуглеродистых осадков, уже до некоторой степени уплотненных.

В отличие от горючих сланцев в верхних частях слоев, сложенных светлыми глинами, текстуры soft-ground, как правило, не развиваются и вышележащие горючие сланцы залегают на светло-серых известково-глинистых породах по резкой ровной горизонтальной границе.

Многократное повторение в разрезе рассмотренной выше последовательности свидетельствует о циклической структуре сланценосной толщи. В наиболее полном виде циклит (мощность от первых дециметров до 1 м) состоит из трех элементов. Нижний представлен высокоуглеродистыми породами (горючими сланцами), верхний — светло-серыми глинисто-карбонатными отложениями, наиболее высокообогащенными $CaCO_3$ и практически без ОВ; темно-серые породы среднего слоя имеют переходные характеристики между горючими сланцами и карбонатными глинами (содержат промежуточные концентрации $C_{орг}$ и $CaCO_3$ по сравнению с нижним и верхним элементами циклита). Границами между циклитами служат подошвы сланцевых пластов, резкие и отчетливые, тогда как внутри циклитов переходы между пластами гораздо более постепенные и рассматриваются как внутренние.

В разрезе Важью внутри некоторых достаточно однородных слоев горючих сланцев иногда различаются маломощные (до 3—5 см) пропластки темно-серых комковатых глинистых пород, заметно обогащенных раковинным детритом. К этим пропласткам обычно бывают приурочены горизонты конденсации, обогащенные раковинами моллюсков и рострами белемнитов. Горючие сланцы, расположенные под глинистыми пропластками, бывают деформированы ходами илоедов так же, как это обычно наблюдается в верхних прикровельных частях сланцевых слоев. Это обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о том, что разрез циклита неполный и его верхняя светлая глинистая часть не сохранилась в результате размыва. Вероятно, первоначально цикличное строение было характерно для слоя светло-серых карбонатных глин с темными включениями, присутствующего в основании разреза Важью.

Таким образом, с учетом нижней части разреза, в которой сходная седиментогенная цикличность существенно пострадала при биотурбации, в структуре фрагмента сланценосной толщи, вскрывающегося в разрезе Важью, выделяются 14 элементарных циклитов.

**Разрез Койгородок** (рис. 5) вскрывается в правом берегу р. Сысолы, примерно в 7 км юго-восточнее пос. Койгородок. По биостратиграфическому возрасту этот интервал сланценосной толщи также принадлежит фораминиферовой лоне Lenticulina infravolgaensis — Saracenaria pravoslavlevi (=аммонитовой зоне Panderi) (Лыюров и др., 2007), однако структура его совершенно иная. Предполагается, что он соответствует более высокому интервалу сланценосной толщи, в котором наблюдается переход от нижней, сероцветной, к верхней, темноцветной пачке.

В разрезе выделяются три части, резко различные по составу отложений: 1) нижняя, сложенная светло-серыми известковыми глинами; 2) средняя, образованная глинистыми кварц-глауконитовыми алевролитами, обогащенными ОВ; 3) верхняя, представляющая собой мощный пласт горючих сланцев. Границы между этими частями отчетливые и соответствуют перерывам.

1. Нижняя часть (видимая мощность до 1,5 м) имеет монотонное строение и представлена светло-серыми известково-глинистыми породами ($CaCO_3$ 45—55%, $C_{орг}$ 0,40—0,93%) массивного облика, полностью переработанными биотурбацией. По своим литологическим и геохимическим свойствам эти породы близки светло-серым известковым глинам, слагающим верхние элементы циклитов в разрезе Важью.

Кровля светлой глинистой пачки нарушена крупными (диаметром до 1,5—2 см и длиной до 10—15 см) ходами зарывающихся организмов (по-видимому, Talassinoides). Ходы ориентированы субвертикально и выполнены темно-зеленым песчано-алевритовым материалом кварц-глауконитового состава.

2. Вышележащие отложения представлены пачкой (около 1,5 м) буровато-серых с зеленоватым оттенком песчано-глинистых глауконитсодержащих алевролитов, обогащенных ОВ. Мы предполагаем, что резкий переход от светло-серых известковых глин к песчано-глинистым глауконитсодержащим алевролитам в разрезе Койгородок соответствует границе между нижней, сероцветной, и залегающей выше темноцветной пачкой сланценосной толщи.

Песчано-алевритовые отложения высоко насыщены остатками фауны. В то же время эти остатки достаточно однообразны и представлены раковинками мелких бухий (диаметром до 2 см), разрозненными створками и их обломками, рострами белемнитов и фрагментами раковин иноцерамид. Последний компонент (призматический слой) в песчано-алевритовых породах приобретает породообразующее значение.

Алевролиты в нижней части пачки (~1 м) характеризуются отчетливой тонкой (1—3 мм) горизонтальной слоистостью и относительно высоким уровнем содержания $C_{орг}$ (4,3—7,7%). Слоистость обусловлена чередованием светлых и темных слойков, сложенных зеленовато-серым песчано-алевритовым материалом, светлым пелитовым материалом и темно-бурым пелитовым материалом, обогащенным ОВ (рис. 6, а).

Песчано-алевритовый материал представлен глауконитовыми глобулями преимущественно мелкой размерности и их фрагментами (около 50%), угловатыми зернами кварца (до 25%) тех же размеров, что и глауконитовые, а также мелким биогенным карбонатным детритом (до 25%). В качестве постоянной примеси (до 10%) присутствуют окатанные обломки

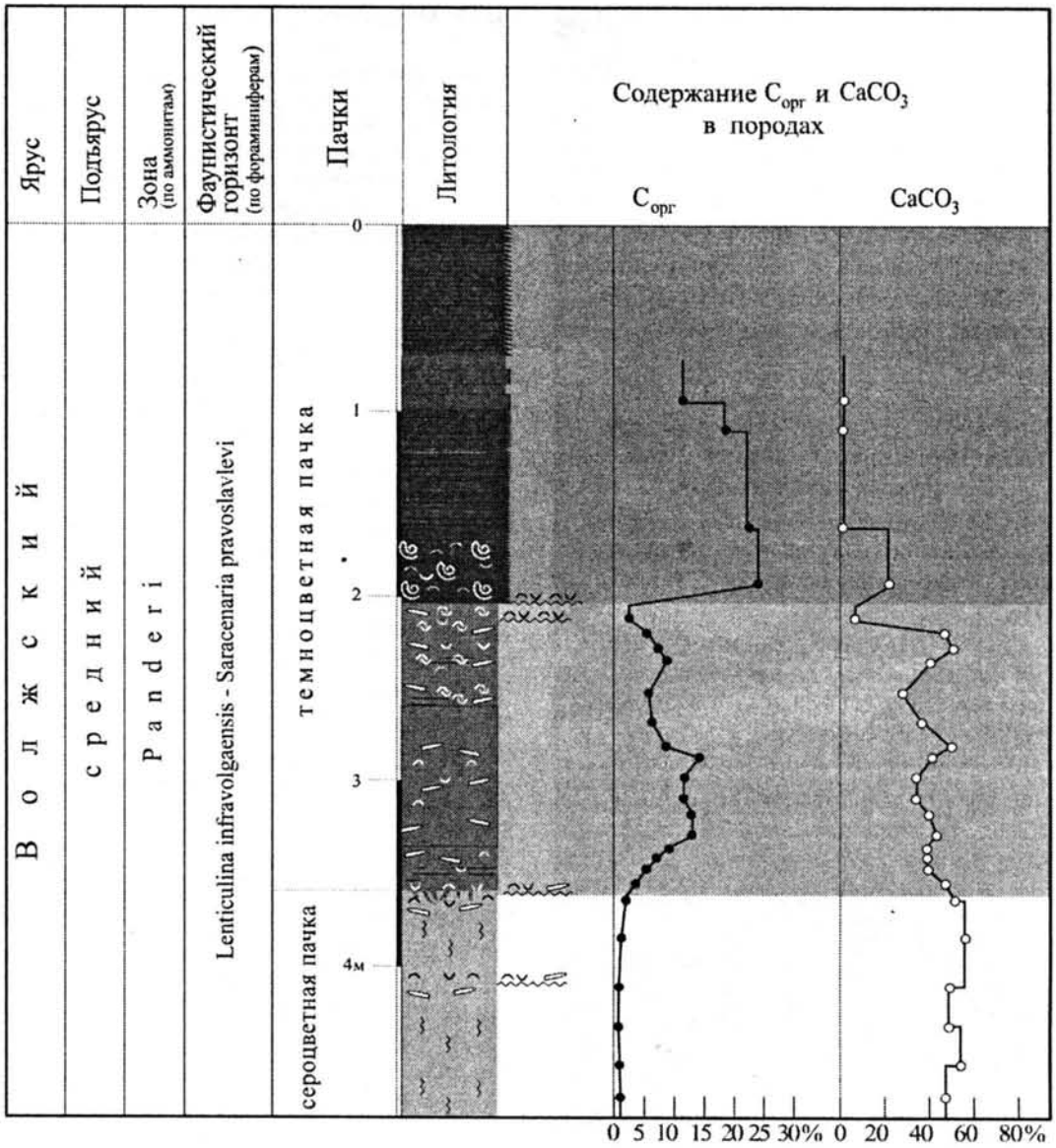


Рис. 5. Строение сланценосной толщи в разрезе Койгородок и распределение $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в отложениях. Условные обозначения см. на рис. 3

биогенных кремнистых пород (спонголитов и радиоляритов), в которых кремневый материал частично раскристаллизован и представляет собой микрозернистый кварц-халцедоновый агрегат с примесью клиноптилолита, глауконита, фосфатов, пирита, причем последний часто развивается по раковинкам радиолярий и по обломкам спикул губок.

Под микроскопом хорошо видно, что светлый пелитовый материал представляет собой смесь глинистых частиц с остатками нанопланктона, темно-бурый пелитовый материал отличается от светлого присутствием оранжевато-коричневого аморфного ОВ (коллоальгинита), густо пропитывающего глинисто-карбонатный матрикс. Результаты проведенных нами пиролитических исследований (HI = 679—738 мг УВ/г ТОС) подтверждают морское происхождение ОВ.

В верхней части алевролитовой пачки (0,5—0,6 м) тонкая горизонтальная слоистость заметно нарушена биотурбацией, в отдельных прослоях (0,1—0,2 м) отложения практически полностью гомогенизированы и превращены в коричневато-серые комковатые глинисто-алевритовые породы с относительно более низкими концентрациями $C_{орг}$ (2,32—4,20%) по сравнению с нижележащими тонкослоистыми разностями (рис. 6, б). Пиролитические параметры ОВ биотурбированных алевролитов (HI—421 мг УВ/г ТОС) свидетельствуют о морском происхождении ОВ, однако качество его сохранности по сравнению с ОВ тонкослоистых алевролитов несколько худшее.

Вблизи кровли алевролитовой пачки (в 3—5 см ниже) прослеживается прерывисто-линзовидный прослой (2—3 см) ракушечника, сложенного раковинками бухий и их детритом. В кровле пачки устанавливается рыхлый ожелезненный горизонт (мощность 2—3 см), первоначальный материал которого полностью изменен современными гипергенными процессами

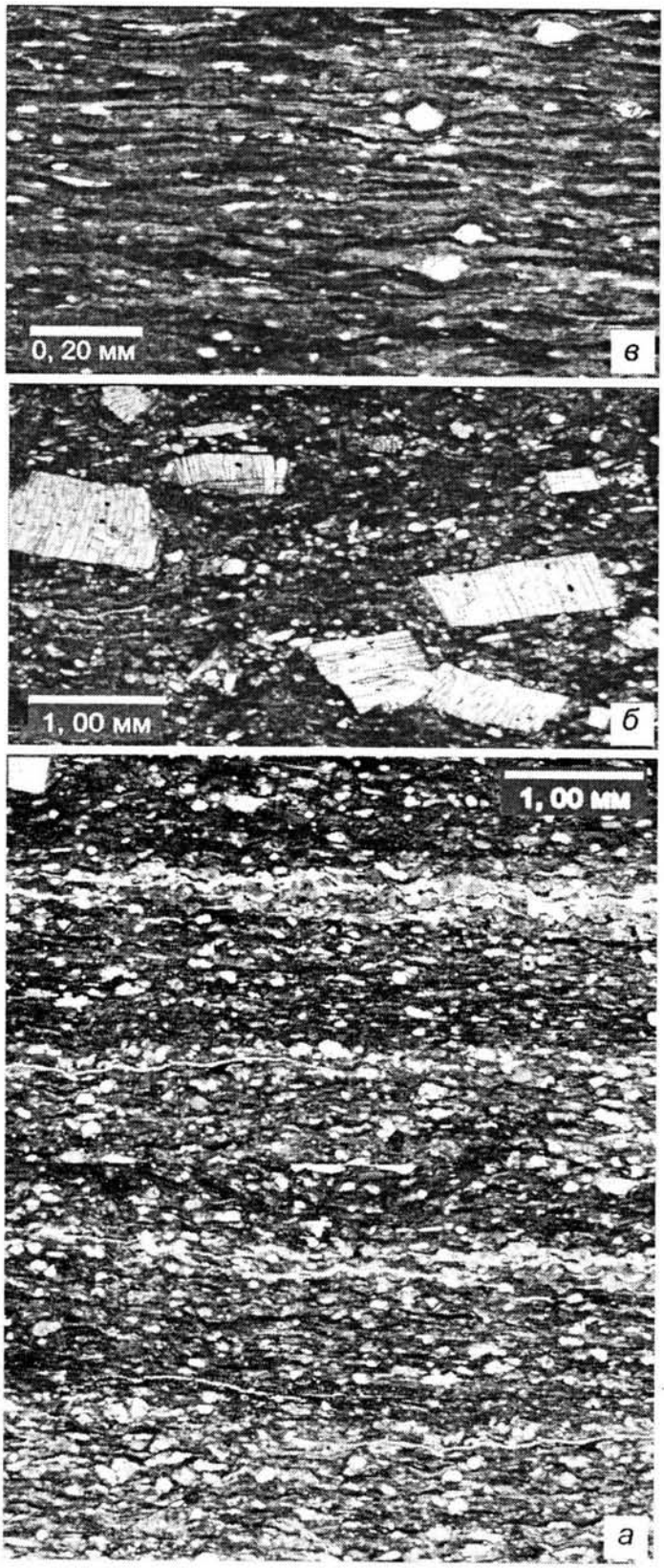


Рис. 6. Микроструктура отложений темноцветной пачки сланценосной толщи (разрез Койгородок):
*а* — тонкогоризонтально-слоистые глинисто-алевритовые породы, существенно обогащенные ОВ — мелководные аналоги горючих сланцев; *б* — те же породы, обогащенные фрагментами раковин иноцерамид, слоистость существенно нарушена биотурбацией; *в* — тонколаминированная текстура горючих сланцев с параллельно-горизонтальным расположением в ней линзочек ОВ — коллоальгинита (серое) и рассеянными песчаными зернами кварца и глауконита (белое)

и представлен рыхлой смесью гидроксидов железа и гипса. Мы предполагаем присутствие на этом уровне горизонта конденсации, образованного скоплением раковин, внутренние полости которых были пиритизированы. Сходные горизонты гипергенного ожелезнения по пиритизированным раковинным остаткам, но с более или менее сохранившимися раковинными остатками, широко проявлены в структуре сланценосной толщи Среднего Поволжья (разрезы Городище, Кашпир), в основании пласта верхнеоксфордских углеродистых сланцев в разрезе у г. Макарьева Костромской обл. (Бушнев и др., 2006).

По положению в разрезе ожелезненный горизонт, маркирующий размыв вместе с располагающимся чуть ниже него бухиевым ракушечником, соответствует слою ракушечника, устойчиво прослеживающегося по разрезам скважин (Лыюров, 1996; Чирва и др., 1989) в основании нижнего пласта горючих сланцев темноцветной пачки.

3. По резкой границе на ожелезненном слое залегает мощный (около 2 м) пласт тонко-плитчатых и листоватых горючих сланцев (рис. 6, в), который имеет сложное строение.

Вблизи основания пласта (нижние 0,15—0,20 м) темно-серые известковистые горючие сланцы заметно обогащены остатками фауны. В них содержится заметное количество примеси кварц-глауконитового алевритового материала, близкого по составу грубозернистым отложениям нижележащей пачки. Алевритовые зерна часто образуют редкие тонкие прослойки (1—2 мм) в горючих сланцах. В этой части пласта часто встречаются ходы илоедов *Planolites*, выполненные кварц-глауконитовым алевритовым материалом, темно-серой глиной и тонкоизмельченным биогенным известковым детритом.

По мере движения вверх известковистые и алевритистые разновидности горючих сланцев сменяются более однородными темно-бурыми тонколистоватыми высокоуглеродистыми сланцами (~0,8 м), в которых концентрация остатков фауны резко уменьшается, а спорадически встречающиеся на отдельных поверхностях напластования раковины бывают практически полностью растворены и присутствуют в виде отпечатков.

Средняя часть пласта (около 0,5 м) представлена прослоем обогащенных ОВ темных (почти черных) глинистых пород, которые лишены отчетливого коричневого оттенка и в которых характерная горизонтальная отдельность выражена неотчетливо.

Верхняя часть пласта (0,4—0,5 м) сложена темно-коричневыми высокоуглеродистыми сланцами, кровля затронута гипергенными процессами и уходит под современный почвенный слой.

Наблюдающиеся особенности строения верхней части разреза Койгородок близко соответствуют характеристике темноцветной пачки, которая в ряде работ (Васильева и др., 1989) рассматривается как единый мощный (до 6 м) пласт горючих сланцев сложного строения, в котором сланцы наиболее высокого качества сосредоточены в нижней и верхней частях.

**Разрез Синегорье** (рис. 7). Южнее разреза Койгородок волжские сланценосные отложения вскрываются в правом берегу р. Кобры на южной окраине пос. Синегорье Кировской обл. Разрез (около 4 м) изучен в глыбе, отделившейся от крутого берега и оползшей в пески сысольской свиты (средняя юра—нижний келловей). В процессе оползания все слои литологически довольно разнообразных отложений, слагающих пачку, приобрели крутое падение, однако общий параллельно-горизонтальный характер залегания слоев не был нарушен.

1. На рыхлых песках сысольской свиты (средняя юра—нижний келловей) по резкой ровной границе горизонтально залегает прослой синевато-серых слабоизвестковых глин (0,15 м). Породы характеризуются отчетливо выраженной плитчатой отдельностью. Под микроскопом видно, что горизонтальная текстура глин в значительной степени биогенная (рис. 8, а) и возникла при переработке первоначальных глинистых осадков илоедами с образованием многочисленных мелких ходов в виде тонких трубочек (диаметром

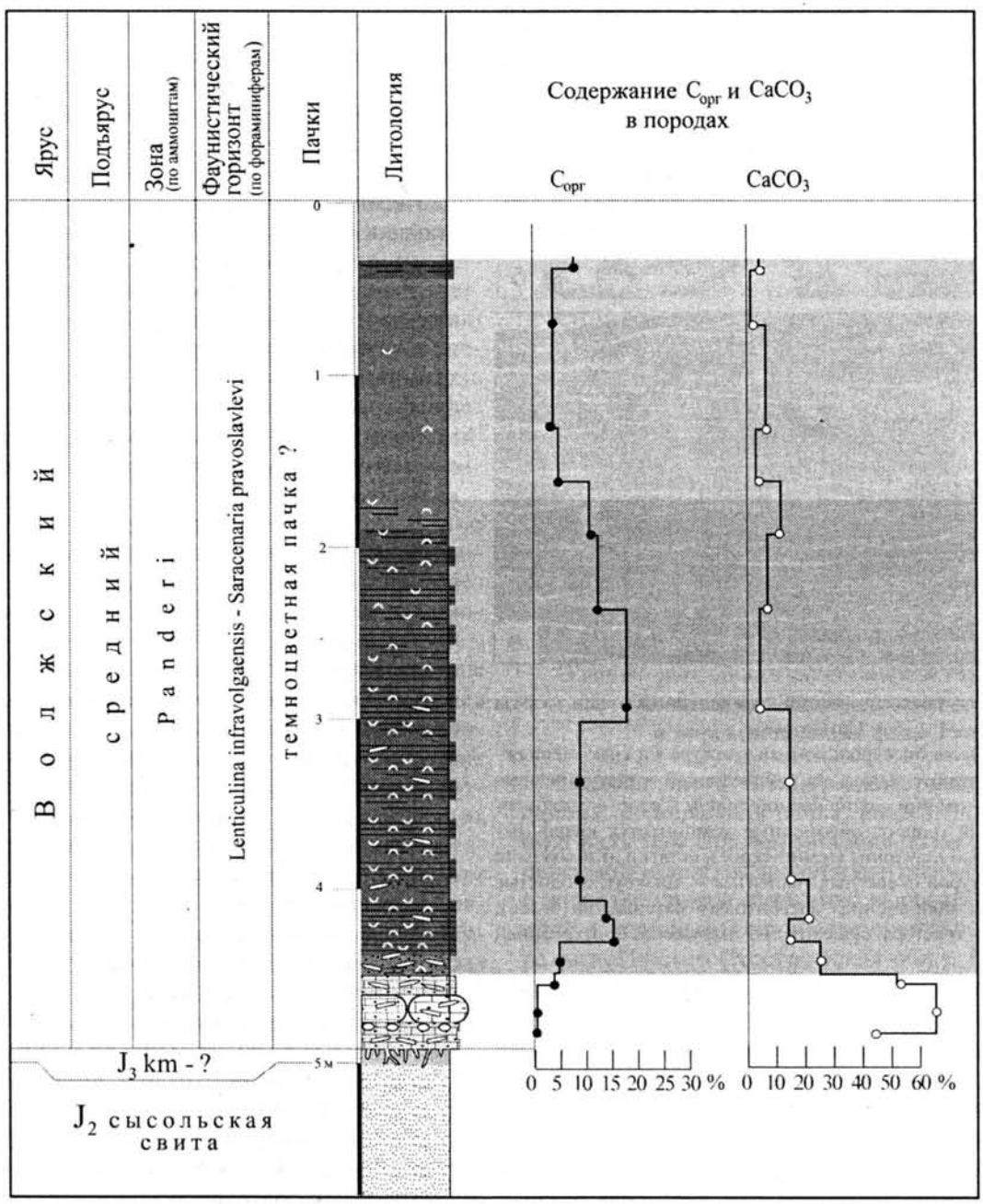


Рис. 7. Строение сланценосной толщи в разрезе Синегорье и распределение $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в отложениях. Условные обозначения см. на рис. 3

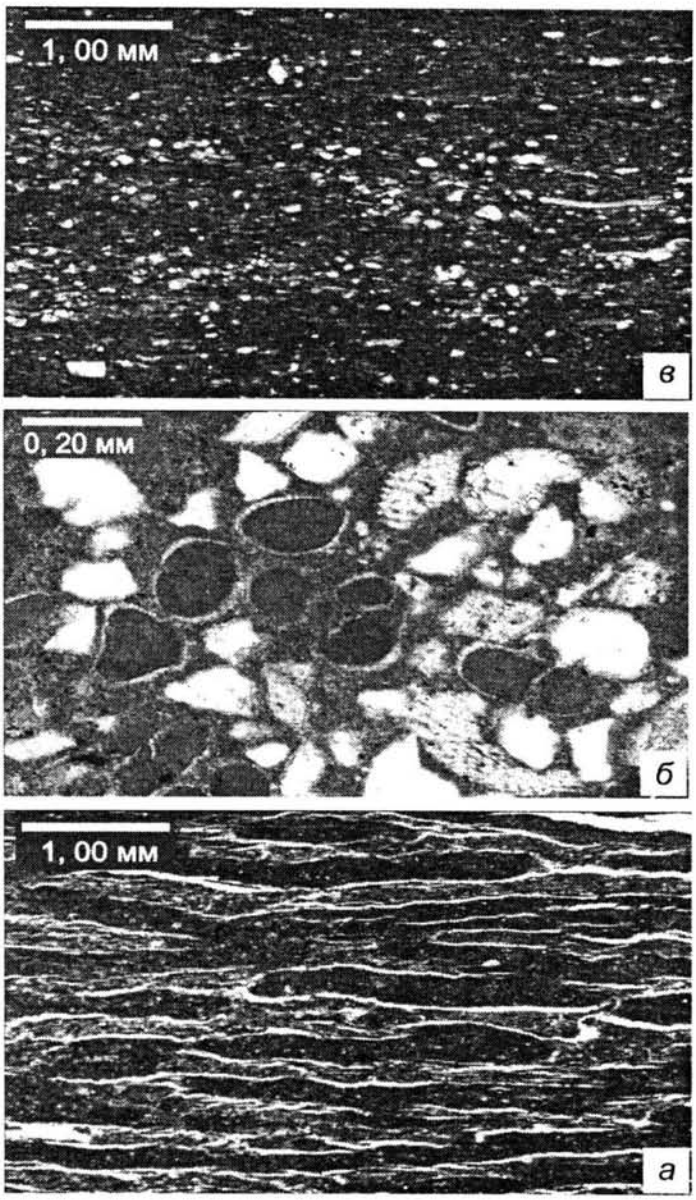


Рис. 8. Микроструктура отложений сланценосной толщи разреза Синегорье:

*а* — горизонтальная биотурбационная текстура нижнекимериджских (?) глин (белое — следы ходов илоедов); *б* — глауконитовые песчаники в основании сланценосной толщи (серое — микритовый известковый цемент; обломочные компоненты: кварц (белое); глобулярный глауконит (темно-серое), остатки иглокожих (с ячеистой структурой скелетных тканей); *в* — низкоуглеродистые горючие сланцы, обогащенные алевритовым материалом (белое), горизонтальная текстура существенно нарушена биотурбацией

несколько миллиметров и длиной до 1—2 см). Ходы ориентированы горизонтально и выполнены глинистым материалом того же состава, что и вмещающая порода, но заметно более уплотненным в процессе жизнедеятельности организмов. Сходная горизонтальная ихногенная текстура была установлена в нижнекимериджских глинах Костромской обл. (Гаврилов и др., 2008).

Остатков фауны в глинах не найдено, однако по положению глин в разрезе и с учетом специфических текстурных особенностей для них предполагается верхнеюрский (нижнекимериджский?) возраст.

Слой синевато-серых глин от подошвы до кровли пересечен крупными (длиной до 10—15 см) вертикальными ходами илоедов (*Skolites?*), выполненными темно-зеленым кварц-глауконитовым мелкопесчаным материалом. Отчетливо выраженная поверхность softground в кровле слоя, очевидно, маркирует перерыв в осадконакоплении.

2. Над глинами залегает пачка (0,5—0,7 м) серовато-зеленых кварц-глауконитовых песчаников мелкозернистых, известковых ($CaCO_3$ 44,38—53,12%). Песчаники обогащены остатками разнообразной фауны, которая типична для отложений волжского яруса аммонитовой зоны Panderi Сысольского района — раковинками мелких бухий и мелкими рострами белемнитов, аммонитами и пр. По биостратиграфическому возрасту этот интервал соответствует фораминиферовой лоне Lenticulina infravolgaensis — Saracenaria pravoslavlevi (=аммонитовой зоне Panderi) (Лыюров и др., 2007).

Песчаный и алевритовый материал в породах представлен в основном глауконитовыми глобулями (целыми и в разной степени поврежденными) мелкой и средней песчаной размерности, угловатыми зернами кварца и полевых шпатов, в качестве примеси постоянно присутствуют остатки иглокожих и биогенные кремнистые обломки, встречаются редкие округлые фосфоритовые зерна песчаной и гравийной размерности (рис. 8, б). Участками обломочный материал сцементирован аутигенным микрокристаллическим кальцитом.

Верхняя часть пачки песчаников (0,25—0,30 м) сцементирована более равномерно и превращена в конкреционный горизонт, который слагается крупными (длиной до 1 м) линзами песчаника. В нижних частях линз обычно присутствует мелкая (первые сантиметры) фосфоритовая галька. Этот конкреционный горизонт непрерывно прослеживается в правом берегу р. Кобры на расстояние более 100 м и достаточно давно известен как мергелистый песчаник (Кассин, 1928, 1941; Кротов, 1879).

3. По резкой границе на песчаники налегает мощный (около 2,5 м) пласт серовато-коричневых углеродистых известково-глинистых пород с неотчетливо выраженной плитчатой отдельностью (около 2,5 м). Породы сильно насыщены остатками организмов, в основном раковинками бухий и мелкими рострами белемнитов, на отдельных поверхностях напластования встречаются многочисленные раковины аммонитов, а также ходы илоедов *Planolites*, выполненные темно-серым глинистым и зеленовато-серым алевритовым материалом.

В самой нижней части пласта (0,20 м) углеродистые породы ($C_{орг}$ 3,9%, $CaCO_3$ 25,42%) обогащены алевритовым материалом, характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью и по своим литологическим особенностям (рис. 8, в) близко напоминают

тонкослоистые углеродистые алевролиты разреза Койгородок, но отличаются от них заметным преобладанием кварца над глауконитом в составе обломочной фракции.

Алевритовые породы вверх по разрезу постепенно сменяются серовато-коричневыми известково-глинистыми породами с плитчатой отдельностью (около 2 м), которые по своим литологическим и геохимическим особенностям соответствуют в основном низкоуглеродистым горючим сланцам ($C_{орг}$ 7,3—13,3%). Высокоуглеродистые разности ($C_{орг}$ 16,9%) встречаются лишь в отдельных тонких (0,1—0,2 м) прослоях, которые распределяются внутри макроскопически единого пласта без отчетливо выраженной закономерности.

Необходимо отметить, что при близком уровне содержания $C_{орг}$ низкоуглеродистые разности горючих сланцев разреза Важью (сероцветная пачка) и разреза Синегорье существенно различаются по составу. Для последних характерно низкое содержание планктоногенного карбонатного материала, пелитовая фракция в них представлена в основном терригенными глинистыми частичками, часто с примесью алевритового материала (рис. 7, в). В составе ОВ помимо типичного для горючих сланцев коллоальгинита присутствует также заметное (до нескольких процентов) количество примеси мелкого углефицированного растительного детрита, образующего скопления вдоль поверхностей напластования, спорадически встречаются остатки спор и пыльцы наземных растений. Очевидно, все эти признаки также указывают на близость берега.

4. Низкоуглеродистые горючие сланцы постепенно сменяются темно-серыми слабокарбонатными глинистыми породами (около 1,5 м), комковатыми, без выраженной горизонтальной текстуры. Концентрации $C_{орг}$ в глинах несколько повышены (3,20—4,50%), однако они заметно ниже тех, которые характерны для залегающих ниже горючих сланцев. ОВ в глинах в основном тонкодисперсное, густо и равномерно пропитывающее глинистый матрикс, встречаются редкие обособленные частички коллоальгинита, которые отличаются от подобных частичек, присутствующих в горючих сланцах, значительно более мелкой размерностью и хаотичным расположением в глинистом матриксе. Последнее обстоятельство скорее всего является следствием биотурбации, в ходе которой первоначальная ориентированная текстура глинистых осадков могла быть нарушена.

5. Над глинами залегает маломощный (0,25 м) пласт низкоуглеродистых горючих сланцев ($C_{орг}$ 12,44%).

Более высокие горизонты верхнеюрских отложений в изученном нами разрезе отсутствуют. По данным работ (Геология месторождений..., 1968; Кассин, 1928, 1941), общая мощность отложений аммонитовой зоны Panderi в окрестностях пос. Синегорье достигает 7—9 м. Известно также, что сланценосная толща в этом районе слагается в основном разновидностями горючих сланцев, не отвечающими кондициям промышленного использования (Геология месторождений..., 1968).

Из приведенного описания видно, что основные черты строения сланценосной толщи разреза Синегорье — присутствие в основании разреза грубозернистой песчаной пачки и значительная (более 2 м) толщина залегающего над нею пласта горючих сланцев — близки строению верхней части разреза Койгородок, соответствующей темноцветной пачке сланценосной толщи. В то же время такие черты, как увеличение размерности обломочного материала в отложениях грубозернистой пачки, а также существенное обогащение ("разубоживание") горючих сланцев терригенным материалом, свидетельствуют о том, что сланценосная толща, вскрывающаяся в разрезе Синегорье, накапливалась значительно ближе к палеоберегу.

Перекрываются горючие сланцы, развитые в долине р. Кобры, однородными серыми известковистыми глинами, которые по биостратиграфическому возрасту соответствуют аммонитовой зоне Virgatus. Эти глины широко распространены на севере Кировской области (в пределах мезозойской Вятско-Камской впадины), где слагают мощную (до первых десятков метров) монотонную толщу. Нижняя часть этой толщи вскрывается в береговых обрывах р. Камы у пос. Лойно, а верхняя (предположительно относящаяся к аммонитовой зоне Nikitini) — в карьерах Верхнекамского фосфоритового рудника. Верхи этой толщи (около 2—3 м) заметно опесчанены, обогащены остатками моллюсков, мягкими желтовато-серыми фосфоритовыми стяжениями, галькой и желваками фосфоритов и перекрыты валанжинским фосфоритовым конгломератом (до 0,5 м), который является объектом промышленной добычи.

## О некоторых общих закономерностях накопления толщи высокоуглеродистых осадков в морском водоеме фазы Panderi

**Нижняя часть сланценосной толщи** Сысольского района (сероцветная пачка, разрез Важью) по строению и составу отложений близко соответствует сланценосной толще, развитой в центральных районах РП, и характеризуется отчетливо выраженной цикличностью. Сходная цикличность ранее была установлена в разрезе Ивкино (Костромская обл.). Предполагается (Гаврилов и др., 2008), что циклический режим седиментации был обусловлен короткопериодными колебаниями уровня моря, которые приводили к вариациям продуктивности разных типов планктона — известкового и органикостенного. Амплитуда колебаний уровня моря, очевидно, не превышала нескольких метров. Эти флуктуации в свою очередь могли быть непосредственно связаны с астрономическими циклами ("малыми" циклами Миланковича). Резкие контакты слоев сланцев с подстилающими отложениями

и, напротив, их плавные переходы к вышележащим элементам циклитов позволяют предполагать, что образование циклитов начиналось с трансгрессивных эпизодов, а заканчивалось падением уровня моря и небольшим размывом накопившихся осадков (в кровле циклитов). Чувствительность обстановок осадконакопления к малоамплитудным изменениям уровня моря была обусловлена, по-видимому, крайне мелкими глубинами морского водоема времени Panderi. Зафиксироваться биотическим следствиям подобных флуктуаций в осадочной летописи позволило слабое разбавление бассейнового материала терригенным в условиях ослабленного твердого стока с прилегающей пенепленизированной суши (Sahagian et al., 1996).

Учитывая планктоногенное происхождение породообразующих компонентов, вариации в содержании которых привели к контрастным литолого-геохимическим различиям отложений сланценосной толщи, среди возможных факторов, обусловивших цикличность, следует иметь в виду также и климатические флуктуации (колебания температуры и влажности). Можно, по-видимому, предполагать также и сложную природу цикличности — усиление эффекта контрастности при благоприятном сочетании климатических и трансгрессивно-регрессивных механизмов.

**Верхняя часть сланценосной толщи** Сысольского района (темноцветная пачка, разрез Койгородок) по сравнению с нижней характеризуется иными особенностями. Для нее характерно присутствие гранулометрически заметно более грубых отложений — обогащенных ОВ глинистых алевролитов. В составе этих пород существенно возрастает концентрация биокластического и цельнораковинного карбонатного материала, представленного в основном остатками моллюсков, известных своей широкой толерантностью по отношению к условиям обитания (иноцерамиды, бухии, белемниты). Эти признаки свидетельствуют о перемещении зоны осадконакопления на глубины с более активным гидродинамическим режимом, по-видимому более мелкие по отношению к базису штормовых волн (менее 15—20 м).

В период, последовавший за эпизодом обмеления, циклический режим осадконакопления, существовавший на раннем этапе формирования толщи, не восстановился. В отложениях верхней, темноцветной пачки сланценосной толщи породообразующая роль планктоногенного $CaCO_3$ заметно снижается, тонкодисперсные разновидности известково-глинистых пород, обогащенные остатками известкового нанопланктона, из разреза исчезают. Одновременно наблюдается увеличение толщины пластов горючих сланцев (от первых дециметров до первых метров) и возрастает средний уровень содержания $C_{орг}$ в межсланцевых глинистых породах. Наблюдающиеся изменения подтверждают ранее высказанное предположение о том, что цикличный режим седиментации, существовавший на раннем этапе формирования сланценосной толщи (формирование сероцветной пачки), в значительной степени контролировался короткопериодными флуктуациями продуктивности известкового наннопланктона, и свидетельствуют о неблагоприятной роли планктоногенного карбонатного материала, выступающего в качестве разбавляющего компонента по отношению к ОВ.

Сходные изменения, но проявившиеся менее масштабно, прослеживаются и в верхних горизонтах сланценосной толщи, развитой в центральных районах РП (Гаврилов и др., 2008; Щепетова, 2005). Так, в верхней части (~1 м) разреза Ивкино (Костромская обл.) установлено практически полное исчезновение остатков известкового нанопланктона в глинистых породах, что происходит одновременно с увеличением в них содержания $C_{орг}$ до нескольких процентов (Гаврилов и др., 2008; Щепетова, 2005). Близкая картина, хотя и нарушенная в значительной степени многочисленными перерывами и размывами, наблюдается и в верхней части (~1 м) сланценосной толщи, вскрывающейся в разрезе Городище (Среднее Поволжье). Следует отметить, что в центральной части РП (разрезы Ивкино, Городище) примерно в тех же верхних горизонтах сланценосной толщи среди остатков фауны в значительном количестве появляются иноцерамиды и бухии — моллюски бореально-арктического происхождения, которые не найдены в нижней, более высококарбонатной, циклично построенной ее части. В отложениях верхней части сланценосной толщи разреза Городище в значительном количестве появляются и приобретают породообразующую роль кремневые биогенные остатки (в основном раковинки радиолярий).

При сравнении особенностей строения верхней части волжской сланценосной толщи РП с баженовской свитой Западной Сибири ($J_3$ $vlg_2$—$K_1h_1$) можно увидеть некоторые черты сходства. Согласно работам (Брадучан и др., 1986, 1989), баженовская свита по сравнению с волжской сланценосной толщей аммонитовой зоны Panderi представляет собой более цельное геологическое тело, с более или менее однородным распределением ОВ. В составе баженовской свиты помимо собственно "аргиллитов" встречаются разнообразные по своему вещественному и гранулометрическому составу породы, в том числе кремнистые, кремнисто-карбонатные и глинисто-алевритовые. Содержание органического вещества в породах баженовской свиты колеблется от 5—7 до 18%, глинисто-алевритового материала — от 15 до 70, кремнезема — от 10 до 40, карбонатов — от 5 до 15% (изредка до 50—70% в основном в составе конкреций). Роль остатков известкового нанопланктона в составе баженовской свиты менее значительна, их содержание в породах уменьшается в направлении от западной (граничащей с РП!) периферии к центральным и северным частям бассейна. Среди остатков фауны встречены бухии, иноцерамиды, аммониты, белемниты, кремневые организмы (в основном радиолярии).

Можно предположить, что палеоэкологические изменения и изменение характера осадконакопления в морском палеоводоеме РП отражают некоторое относительное усиление "влияния" смежной бореально-арктической палеобиогеографической области на климатические условия и температурные характеристики водных масс эпиконтинентального моря РП во вторую половину времени Panderi. Следствием относительного похолодания и гумидизации климата вначале в северной, а затем и в центральной части РП явилось усиление терригенного стока в бассейн, что повлекло за собой возрастание "мутности" вод, а также гиперэвтрофикацию палеоводоема в результате возрастания концентраций биофильных элементов, поступивших с суши в составе растворенной части стока. Следствием понижения средней температуры водной массы в свою очередь стало преимущественное распространение представителей бореально-арктической фауны.

Нам представляется возможным выделение в составе волжской сланценосной толщи аммонитовой зоны Panderi на РП отложений разного типа: а) "среднерусский" тип отложений — циклично построенная толща с доминированием тонкопелитовых пород, существенно обогащенных остатками известкового нанопланктона и разнообразной фауной моллюсков; б) "суббаженовский" тип отложений — с менее упорядоченной, нециклической структурой, разнообразным набором пород (включая грубозернистые — песчаные и алевритовые), с преобладанием относительно слабокарбонатных (за счет уменьшения концентрации остатков известкового нанопланктона) разностей, заметно обогащенных морским ОВ, содержащих преимущественно остатки бореально-арктической фауны, а также кремневых планктонных организмов (радиолярий). "Среднерусский" тип отложений формировался на раннем этапе накопления сланценосной толщи, по-видимому, в относительно более теплых и засушливых климатических условиях, в то время как "суббаженовский" тип отложений формировался на относительно более позднем этапе, в условиях относительно более холодного и влажного климата.

## О влиянии местных палеогеографических условий на особенности строения и состава сланценосной толщи

**Разрез Синегорье** близко сопоставляется с разрезом Койгородок по основным особенностям своего строения, однако ряд признаков — более грубый гранулометрический состав отложений и существенное "разбавление" горючих сланцев терригенным материалом — показывает, что сланценосная толща разреза Синегорье, вероятно, накапливалась значительно ближе к палеоберегу. Это предположение согласуется с представлениями Н.Г. Кассина (1928, 1941), предполагавшего в северо-восточной части Кировской обл. (в пределах мезозойской Вятско-Камской впадины) существование мелководного, глубоко вдающегося в восточную сушу Кайского залива, который отделялся от Сысольской котловины поднятиями Вятского вала. Волжские отложения, соответствующие аммонитовой зоне Panderi Кайского палеозалива, также сланценосны. Н.Г. Кассин приводит описание разреза сланценосных отложений аммонитовой зоны Panderi, вскрывающихся в правом берегу р. Камы у дер. Трушниковской (в р-не с. Лойно Кировской обл.). Основные черты строения этого разреза — присутствие в основании толщи пачки грубозернистых кварц-глауконитовых песчаных отложений, насыщенных остатками фауны, и преимущественное развитие низкоуглеродистых, существенно разубоженных терригенным материалом ("опесчаненных" по (Кассин, 1941)) разновидностей горючих сланцев, — близки чертам строения разреза Синегорье.

Результаты проведенных исследований позволяют значительно расширить представления об обстановках накопления волжской сланценосной толщи аммонитовой зоны Panderi РП по сравнению с теми, которые обычно складываются при ее изучении в центральных районах России. Особенности строения изученных разрезов и литолого-геохимические параметры отложений свидетельствуют о том, что в северной части морского палеобассейна РП существовала более разнообразная обстановка осадконакопления. В составе сланценосной толщи, развитой на севере РП, помимо собственно "горючих сланцев" распространены различные мелководные (в том числе достаточно грубозернистые) их аналоги (разрезы Койгородок, Синегорье). Гранулометрическая неоднородность отложений с высоким содержанием морского ОВ свидетельствует о том, что благоприятная для накопления углеродистых осадков обстановка не ограничивалась наиболее глубоководными ("застойными") центральными частями локальных морских депрессий, как это часто предполагается, а занимала достаточно широкую полосу на фациально-батиметрическом профиле бассейна.

Сопоставление полученных данных с имеющимися по центральным районам РП позволяет рассматривать образование сланценосной толщи Сысольского сланценосного района на фоне некоторых общих региональных закономерностей и трендов.

На раннем этапе ее формирования и в центральной и в северной части морского палеоводоема фазы Panderi РП существовали сходные — "пелагические" (в масштабах мелководного бассейна с глубинами, не превышавшими нескольких десятков метров) — обстановки, значительно удаленные от источников сноса терригенного материала. Это позволяло отчетливо зафиксироваться в осадочной летописи биотическим флуктуациям (колебаниям продуктивности различных типов планктона — известкового и органикостенного), которые были обусловлены короткопериодными колебаниями уровня моря, а, возможно, также и климата.

Подобное однообразие обстановки в удаленных друг от друга частях палеоводоема, вероятно, было возможным в условиях высокого стояния уровня моря, нивелирующего влияние неровностей рельефа.

Переход к относительно более позднему этапу формирования сланценосной толщи в разных частях палеоводоема связан с похолоданием и гумидизацией климата и понижением средней температуры вод в морском бассейне. Это повлекло за собой экологические изменения в бассейне и изменения условий седиментации.

На относительно более позднем этапе формирования сланценосной толщи, в отличие от раннего, прослеживается дифференциация условий осадконакопления в северной и центральной части палеоводоема. Влияние местных условий проявилось в виде различных модификаций мелководного режима — сокращения разреза в результате размывов и конденсации в центральных частях морского палеобассейна РП (разрезы Городище, Ивкино) и, напротив, усиления привноса в бассейн терригенного материала и возрастания мощности накопленных осадков в северной его части.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00872.

## ЛИТЕРАТУРА

*Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П.* Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. М.: Изд-во МГУ, 2002. 163 с.

*Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А.* Баженовский горизонт Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

*Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Месежников М.С.* Стратиграфия и условия образования битуминозных отложений верхней юры—неокома европейской части СССР и Западной Сибири // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология: Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК / Под ред. Б.С. Соколова. М., 1989. С. 108—115.

*Бурдельная Н.С., Бушнев Д.А., Лыюров С.В.* Органическая геохимия горючих сланцев Синегорья как показатель обстановки осадконакопления // Мат-лы Второго Всероссийского совещания "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии" / Под ред. В.А. Захарова. Ярославль, 2007. С. 28—30.

*Бушнев Д.А., Лыюров С.В.* Органическая геохимия юрских отложений Сысольского сланценосного района (Республика Коми) // Геохимия. 2002. № 2. С. 220—227.

*Бушнев Д.А., Щепетова Е.В., Лыюров С.В.* Органическая геохимия оксфордских высокоуглеродистых отложений Русской плиты // Литол. и полез. ископ. 2006. № 5. С. 475—488.

*Васильева Л.Ф., Павлов А.М., Лыюров С.В.* Сысольский сланценосный район // Горючие сланцы Европейского Севера СССР. Сыктывкар: Коми научный центр Уральского отд. АН СССР, 1989. 152 с.

*Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А.* Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литол. и полез. ископ. 2008. № 4. С. 396—424.

Геологическое строение Кировской области // Тр. Кировского областного н.-и. ин-та краеведения. Вып. 20 / Под ред. Н.Г. Кассина. Киров: Кировское ОГИЗ, 1941. 111 с.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 2. Горючие сланцы СССР. М.: Недра, 1968. 608 с.

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

*Дзюба О.С., Костырева Е.А., Меленевский В.Н., Рогов М.А.* Условия накопления органического вещества в средне-верхнеюрских отложениях Саратовского и Ульяновского Поволжья // Мат-лы Первого Всероссийского совещания "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии" / Под ред. В.А. Захарова, М.А. Рогова, О.С. Дзюбы. М.: ГИН РАН, 2005. С. 78—81.

*Кассин Н.Г.* Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист 107-й. Вятка—Слободской—Омутнинск. Л.: Изд. Геологического комитета, 1928. 268 с.

*Кротов П.* Материалы для геологии Вятской губернии. III. Геологические исследования в северной полосе Вятской губернии // Тр. О-ва естествоиспытателей Казанского университета. 1879. Т. 8, вып. 2. 116 с.

*Лыюров С.В.* Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург, 1996. 140 с.

*Лыюров С.В., Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С.* Юрские сланценосные отложения Сысольской котловины // Мат-лы Второго Всероссийского совещания "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии" / Под ред. В.А. Захарова. Ярославль, 2007. С. 28—30.

Прогноз горючих сланцев европейской части СССР / Под ред. В.А. Котлукова, С.С. Баукова. Таллин: АН Эстонской ССР, 1974. 72 с.

Средний и верхний оксфорд Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 183 с.

*Страхов Н.М.* Горючие сланцы зоны *Perishinctes panderi* d'Orb (очерк литологии) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. 12, вып. 2. С. 200—248.

*Чирва С.А., Месежников М.С., Яковлева С.П.* Верхнеюрские отложения Сысольского и Яренгского сланценосных районов Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 38—50.

*Щепетова Е.В.* Седиментационные и геохимические обстановки формирования толщи волжских горючих сланцев Dorsoplanites panderi в северо-западной части Московской синеклизы // Мат-лы Первого Всероссийского совещания "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии" / Под ред. В.А. Захарова, М.А. Рогова, О.С. Дзюбы. М.: ГИН РАН, 2005. С. 256—261.

*Bromley R.G.* Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications. 2nd ed. L.: Chapman and Hall, 1996. 361 p.

*Hantzpergue P., Baudin F., Mitta V.* et al. The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies. Correlations between boreal-subboreal and submediterranean provinces // Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. 1998. Vol. 179. P. 9—33.

*Ruffell A.H., Price G.D., Mutterlose J.* et al. Late Jurassic climate change in the Volga Basin (SE Russia): clay mineral and calcareous nannofossil evidence // Geol. J. 2002. Vol. 37. P. 17—33.

*Sahagian D., Pinous O., Olferiev A., Zakharov V.* Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1996. Vol. 80. P. 1433—1458.

*Thierry J.* Early Tithonian (141—139 My) // Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps / Eds. J. Dercourt et al. Paris: CCGM/CGMW, 2000. P. 99—110.

## SEDIMENTOLOGY OF VOLGIAN OIL SHALE FORMATION (UPPER JURASSIC, PANDERI ZONE) IN NORTH RUSSIAN PLATE

***E.V. Shchepetova***

Several lithostratigraphic units of the middle Volgian oil shale formation (panderi ammonite Zone) outcropped along Syssola River (Vadyu and Koygorodok sections) and Kobra River (Sinegorie section) were studied to reveal main features of sedimentary dynamics in the northern part of the Volgian epicontinental sea of the Russian Plate. It is suggested that clear influence of cool waters of the close Arctic basin recognized in studied sections. Cooling and humidization resulted in more intensive terrigenous and nutrient input to this part of the basin and decrease of sea water temperature with arctic-boreal fauna migration.

*Key words*: sedimentology, oil shales, paleogeography, Upper Jurassic, Volgian Stage, Kirov Region, Komi Republik.

**Сведения об авторе:** *Щепетова Елена Владимировна* — науч. сотр. лаб. седиментологии и геохимии осадочных бассейнов ГИН РАН. Тел. (495) 230-80-53; e-mail: shchepetova@ginras.ru.