

УДК 551

## СЕДИМЕНТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И БИОТА ВОЛЖСКИХ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕРУССКОГО МОРЯ (КОСТРОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2008 г. Ю. О. Гаврилов, Е. В. Щепетова, М. А. Рогов, Е. А. Щербинина

Геологический институт РАН  
119017 Москва, Пыжевский пер., 7;  
E-mail: gavrilov@ginras.ru, shchepetova@ginras.ru  
Поступила в редакцию 28.01.2008 г.

В работе рассматриваются результаты литологического, геохимического, стратиграфического и палеоэкологического анализа разреза углеродистых отложений северо-западной части волжского (поздняя юра) бассейна Русской плиты (Костромская область). Изученная сланценосная толща характеризуется большей седиментационной полнотой по сравнению со стратотипическими разрезами волжского яруса Среднего Поволжья (“Городиц”, “Кашпир”). Приведены уточненные данные по стратиграфическому положению сланценосной толщи и ее расчленению, по поведению биоты в разных седиментационных обстановках. Показано что волжским отложениям присуща отчетливо выраженная цикличность, в которой нижние элементы циклитов представлены пластами высокоуглеродистых сланцев, а верхние – глинисто-известковистыми отложениями, между которыми залегают переходные разности. Приведены данные по биотурбации в различных породах. Рассмотрен характер органического вещества – его микрокомпонентный состав и пиролитические параметры, а также особенности распределения химических элементов в литологически разных отложениях. Обсуждаются возможные причины возникновения цикличности и накопления обогащенных органическим веществом осадков.

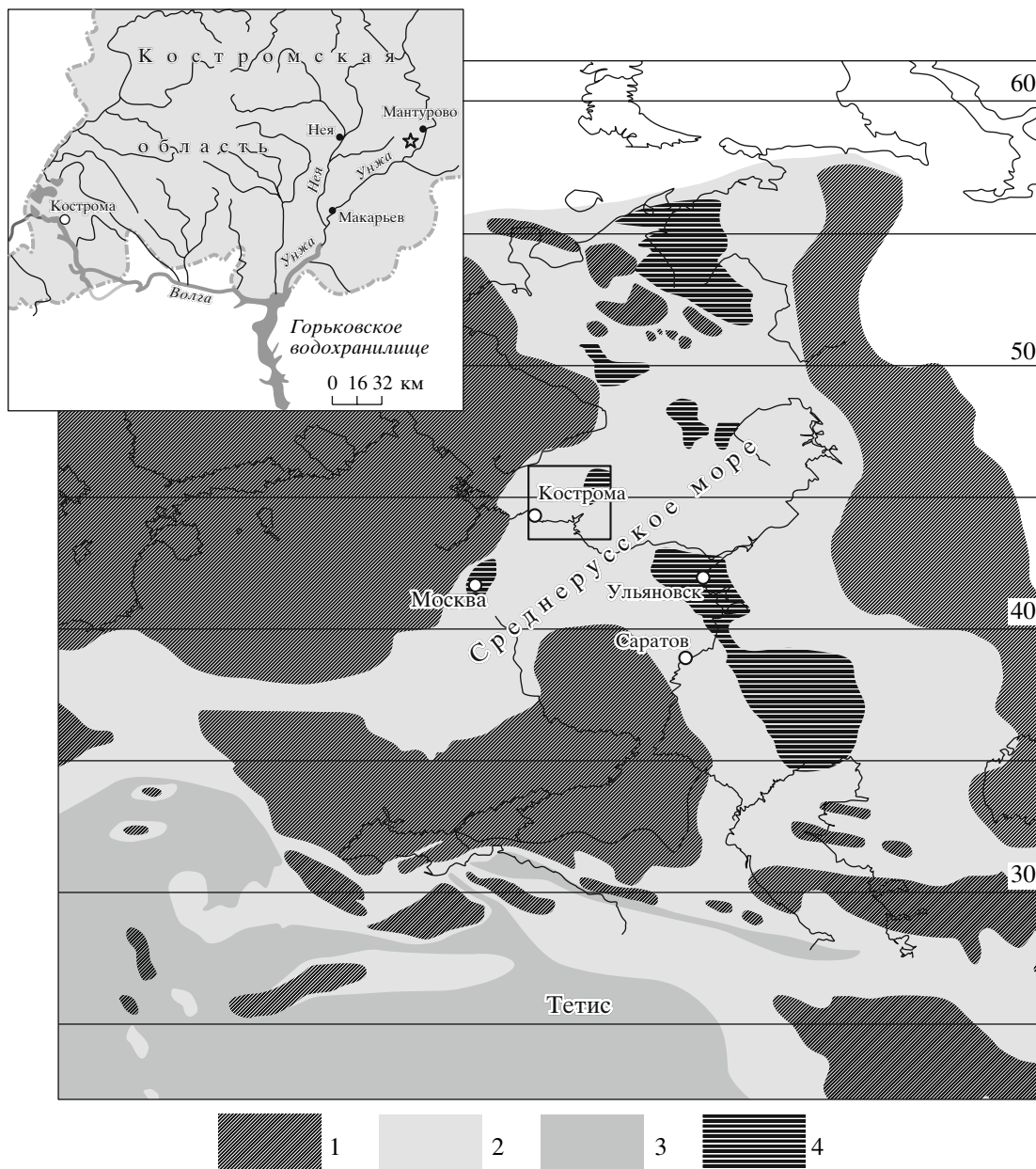
Во второй половине поздней юры в разных районах Северного полушария (Западная Европа, Русская плита, Баренцево море, Западная Сибирь и др.) возникали благоприятные условия для накопления высокоуглеродистых отложений, которые зачастую являлись нефтегенерирующими. На Восточно-Европейской платформе обогащенные органическим веществом (ОВ) отложения волжского яруса (горючие сланцы) развиты на значительной территории. Существуют различные предположения о причинах, вызвавших накопление высокоуглеродистых осадков. Вместе с тем до сих пор механизмы образования отложений такого рода остаются не вполне ясными. Для разработки их генетической модели необходимо располагать результатами изучения разрезов разных частей обширного волжского бассейна, что позволит установить общие закономерности его развития и определить степень влияния на седиментацию местных факторов, а также данными по наиболее представительным разрезам сланценосной толщи, в которых запечатлена максимально полная седиментационная история ее формирования.

Наиболее известные (стратотипические) разрезы волжского яруса в Среднем Поволжье – “Городище” и “Кашпир” – являются в определенной степени конденсированными разрезами, в которых многочисленны признаки свидетельствуют о том, что накопление отложений часто со-

провождалось (и прерывалось) размывом уже отложившихся осадков. Это приводило к концентрированию на разных уровнях относительно крупных компонентов осадков, т.е. к образованию горизонтов конденсации [Барабошкин и др., 2002]. Вновь выведенные на поверхность дна и уже до некоторой степени уплотненные отложения подвергались – иногда в весьма существенной степени – переработке зарывающимися организмами, в результате чего формировались поверхности типа “softground” [Bromley, 1996]. Эти и некоторые другие явления были причиной того, что разрезы Поволжья не в полной мере отражают осадочную историю формирования сланценосной толщи.

Подобные недостатки седиментационной летописи в значительно меньшей степени присущи изученному нами разрезу у д. Ивкино (далее “Ивкино”), расположенному на правом берегу р. Унжи (левый приток Волги, Костромская область), на территории, известной как Мантуровская группа месторождений волжских горючих сланцев [Добрянский, 1947; Явхута, 1973 и др.] (рис. 1).

Разрез сланценосной толщи “Ивкино” помимо своей сравнительной седиментационной полноты интересен также тем, что характеризует условия осадконакопления в северной, наименее изученной части волжского бассейна. В настоящей работе дается детальная характеристика структуры



**Рис. 1.** Палеогеографическая схема Восточно-Европейской платформы в волжское время (распределение моря и суши, по [Thierry, 2000]; поля развития сланцевой толщи, по [Прогноз горючих..., 1974; Лыжоров, 1996 и др.]). 1 – суша; 2 – эпиконтинентальные моря; 3 – океан Тетис; 4 – поля развития сланценовой толщи. Положение разреза “Ивкино” обозначено на врезке звездочкой.

сланценовой толщ, рассматриваются те седиментологические и геохимические особенности волжских отложений, которые являются ключевыми к пониманию условий накопления углеродистых осадков.

При изучении сланценовой толщ, подстилающих и перекрывающих ее отложений особое внимание уделялось особенностям первоначальной текстуры осадков, оценке степени ее биогенной переработки, характеру биотурбации, гранулометрическому и минеральному составу отло-

жений, петрографическим и пиролитическим параметрам ОБ, особенностям распределения в слоистой неоднородной толще различных химических элементов.

Следует отметить, что сланценовая толща перекрывается меловыми и четвертичными отложениями, суммарная мощность которых не превышает 150 м. Степень постседиментационных преобразований исследуемых пород соответствует начальным стадиям раннего катагенеза, следовательно, геохимические параметры отло-

жений в настоящее время отражают в основном ту картину, которая сложилась на стадиях осадко-накопления и диагенеза.

Рентгенодифрактометрическая диагностика минерального состава пород была выполнена в лаборатории физических методов исследования породообразующих минералов Геологического института РАН. Пиролитические определения получены с использованием прибора Rock-Eval II в Институте геологии и разработки горючих ископаемых. Определения  $C_{орг}$ ,  $CO_2$ , Fe, Mn, Ti, P, S проводились химическими методами, остальных элементов – эмиссионным спектральным методом (спектрометр PGS-1) в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН.

Важной частью исследований было уточнение стратиграфического положения толщи и выяснение реакции биоты на резкие флуктуации палео-экологических обстановок во время накопления углеродистых и чередующихся с ними отложений. Стратиграфический аспект работы был важен как для более точной корреляции разрезов на обширной территории Русской плиты, так и для ясного понимания соотношения волжской сланценосной толщи с углеродистыми отложениями других районов Северного полушария. Основными объектами изучения были аммониты и известковый наннопланктон, хотя внимание обращалось также и на другие формы существовавшей в то время биоты.

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СЛАНЦЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Обширные современные поля развития волжских высокоуглеродистых отложений располагаются в восточной части Русской плиты (РП), образуя единую Волжско-Печорскую сланценосную провинцию (см. рис. 1) [Явхута, 1973]. В разрезе они представляют собой толщу с отчетливо выраженной слоистой структурой, обусловленной чередованием пластов (толщиной от первых дм до ~1 м, иногда и более) темно-коричневых высокоуглеродистых сланцев и глинисто-карбонатных пород заметно более светлых (преимущественно серых). Мощность толщи изменяется от первых метров в центральных районах РП до нескольких десятков метров на юго- и северо-востоке. Пласты сланцев редко прослеживаются в латеральном направлении на значительные расстояния (более первых десятков км), их количество в толще непостоянно. Нередко наблюдается замещение сланценосной толщи по латерали конденсированными разрезами – фосфоритовыми горизонтами, ракушечниками (известковыми и кремнистыми), глауконитовыми песчаниками.

В Костромской области и в более северных районах волжские сланценозные отложения известны более ста лет [Кротов, 1879; Иванов, 1909; Розанов, 1913; Добрянский, 1947; Герасимов и др., 1962; Явхута, 1973], однако данные о строении их конкретных разрезов в литературе отсутствуют. Территория, на которой эти отложения сохранились от последующих размывов, занимает площадь, ограниченную на севере области субширотной линией от г. Мантурово до г. Нея, а на юге до с. Унжа. Сланценозные отложения залегают на глубинах от 0 до 50 м, их мощность постепенно увеличивается от 0.9 м в районе с. Унжа до ~8 м в северном направлении к г. Мантурово, т.е. наблюдается переход от конденсированного разреза [Герасимов и др., 1962] к более или менее полному.

А.Г. Олферьев [1986] выделил волжские отложения Костромской области, представленные толщей горючих сланцев, в костромскую свиту и предложил принять в качестве стратотипических разрезы, вскрывающиеся в оврагах на правом берегу р. Унжи. Среди них – разрез “Ивкино” (58°14'36" N, 44°39'29" E).

В разрезе “Ивкино” по литологическим характеристикам отложений выделяются три толщи: нижнекемериджская, сложенная известковыми глинами (видимая мощность около 1.2 м), средне-волжская сланценосная (мощность около 6 м), в которой, в свою очередь, выделены три пачки, и перекрывающая песчано-алевролитовая (рис. 2).

Результаты исследования аммонитов и других форм макрофауны. Уже на начальных стадиях стратиграфического изучения, в первой половине XX века, было установлено, что по биостратиграфическому возрасту сланценосная толща соответствует аммонитовой зоне *Dorsoplanites panderi* средневолжского подъяруса (первоначально – зона *Perisphinctes panderi* волжского яруса). Практически сразу после выделения этой зоны предпринимались попытки более дробного ее расчленения [Розанов, 1919; Иловыйский, Флоренский, 1941]. Н.П. Михайловым [1962] она была подразделена на две подзоны: нижнюю *Pavlovia pavlovi* и верхнюю *Dorsoplanites panderi*, позднее переименованную в *Zaraiskites zarajskensis* [Герасимов, Михайлов, 1966].

В работе [Kutek, 1994] зона Scythicus – возрастной аналог зоны Panderi в Польше была подразделена на 2 подзоны и 4 фаунистических горизонта на основании эволюции *Zaraiskites* (снизу вверх *quenstedti*, *scythicus*, *regularis*, *zarajskensis*). На РП этот стратиграфический интервал также может быть подразделен по фауне аммонитов *Zaraiskites* на две подзоны – Scythicus и Zarajskensis. Недавно М.А. Роговым [Rogov, 2004] на РП был найден вид *Zaraiskites regularis*, а затем в разрезе “Городище” (Среднее Поволжье) были установлены

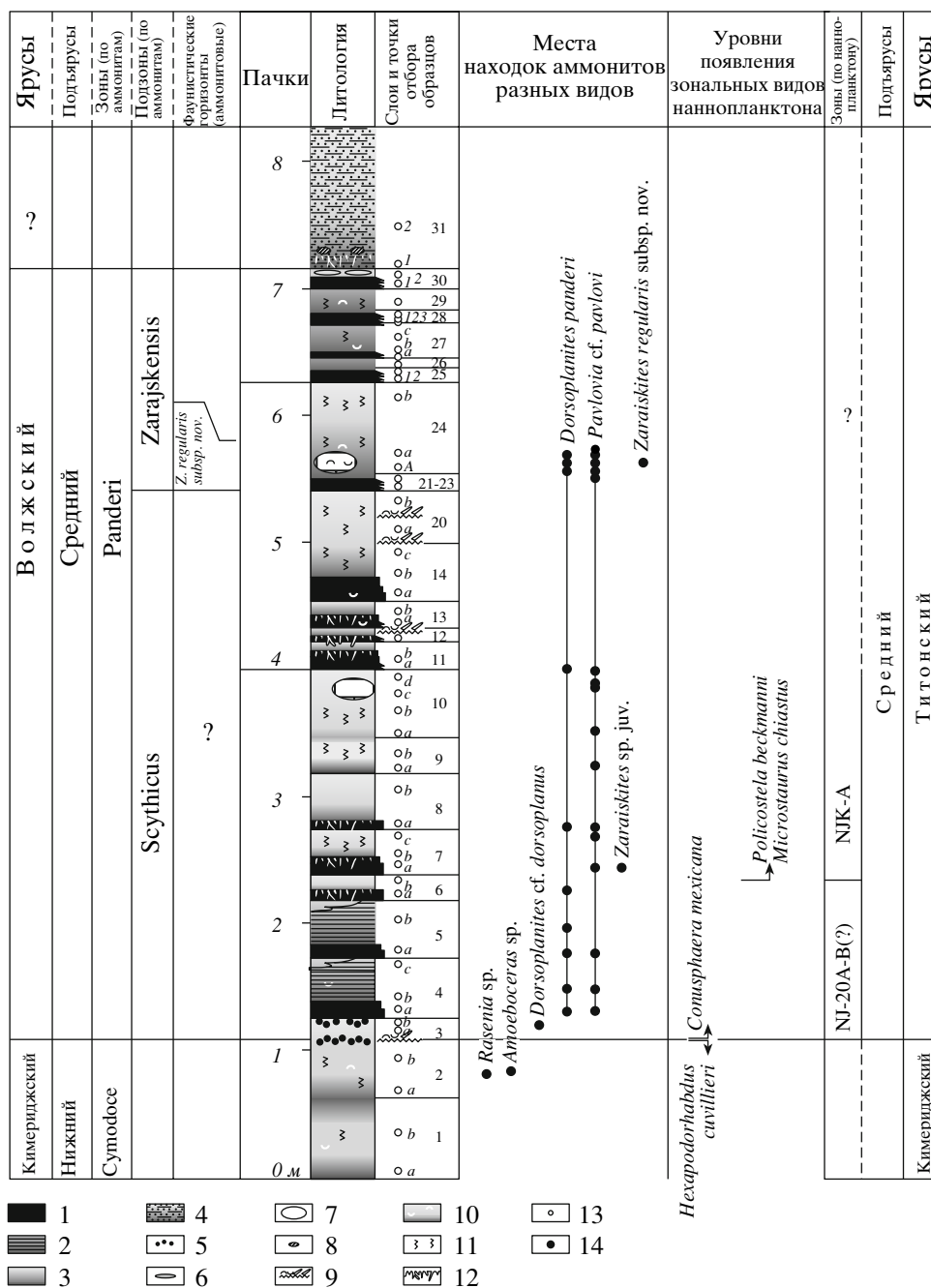


Рис. 2. Схема стратиграфического расчленения отложений разреза "Ивкино" и распределение в них руководящих видов аммонитов и наннопланктона.

1 – углеродистые сланцы; 2 – известково-глинистые породы тонкослоистые; 3 – известково-глинистые породы неслоистые; 4 – алевролиты глинисто-песчаные; 5 – галька и желваки фосфоритов; 6 – фосфатные конкреции; 7 – известковые конкреции; 8 – пиритовые стяжения; 9 – уровни размыва и конденсации отложений; 10 – остатки фауны; 11 – биотурбация; 12 – "софтграунд" со следами нор зарывающихся организмов, приуроченных к уровням, соответствующим замедлению или ненакоплению осадков, по [Bromley, 1996]; 13 – места отбора образцов; 14 – места находок аммонитов.

все 4 фаунистических горизонта, выделенные Я. Кутеком в Польше [Рогов, 2005]. Вид *Zarisaites regularis* был подразделен на два хроноподвида, характеризующих последовательные фаунистические горизонты [Пименов и др., 2005].

Уже давно было отмечено, что в отложениях северных районов РП увеличивается количество бореальных (холодноводных) аммонитов *Pavlovia* и *Dorsoplanites*, тогда как в отложениях центральных районов преобладают суббореальные (отно-

нительно более теплолюбивые) *Zaraiskites* [Розанов, 1913].

До настоящего времени стратиграфия волжских отложений Костромской области детально практически не изучалась. Среди публикаций последних лет можно отметить лишь сообщение о находке в разрезе “Ивкино” аммонита *Pavlovia pavlovi* [Митта, Стародубцева, 1998] – вида, характерного для зоны Panderi РП, что подтвердило ранее установленный возраст сланценосной толщи.

В нижней части разреза “Ивкино” содержатся нижнекимериджские аммониты *Amoebites* sp., *Rasenia* sp., характерные для зоны Сумодосе (см. рис. 2), которые встречаются как в виде раздавленных глиняных ядер раковин, так и фосфатизированных жильных камер.

Верхнекимериджские и нижневолжские отложения в разрезе отсутствуют, граница между ярусами четко выражена регионально прослеживаемым маломощным прослоем фосфоритового конгломерата с перетолженными кимериджскими аммонитами. Следующий прослой фосфоритов, залегающий примерно в 0.17 м выше первого, является, по-видимому, уже средневолжским, поскольку в этом слое содержатся редкие *Dorsoplanites* cf. *dorsoplanus* (см. рис. 2).

Сланценосная толща на основании многочисленных находок аммонитов родов *Pavlovia*, *Dorsoplanites*, *Zaraiskites* может быть уверенно отнесена к зоне Panderi средневолжского подъяруса.

В разрезе “Ивкино” аммониты сильно деформированы и не всегда поддаются точной идентификации, тем не менее наиболее часты (более 98%) находки бореальных аммонитов *Pavlovia pavlovi* и *Dorsoplanites*, причем первые особенно многочисленны. В нижней части разреза *P. pavlovi* (рис. 3б, 3в), как правило, мелкие, что вообще характерно для низов зоны Panderi РП (см. рис. 3а); только в слое 24 встречены относительно крупные экземпляры (см. рис. 3д). У небольших по размеру аммонитов *Dorsoplanites* характерные для них признаки обычно слабо выражены, в связи с чем от аммонитов *Pavlovia* сходной величины их отличить сложно, поэтому доля представителей этого рода в составе комплекса пока не ясна. *Dorsoplanites* cf. *dorsoplanus* был встречен в подошве волжских отложений (рис. 4), *D.* cf. *panderi* (см. рис. 3и) – несколько выше.

В северных районах РП находки *Zaraiskites*, по которым возможно расчленение зоны Panderi на фаунистические горизонты, редки, а в отложениях нижней части зоны Panderi они вообще неизвестны, что объясняется палеобиогеографическими причинами [Рогов, 2005]. Из отложений бассейнов р. Печоры [Репин и др., 2006] и р. Сысолы известен только вид *Z. regularis*. В разрезе “Ивкино” представители *Zaraiskites* были встречены на двух стратиграфических уровнях: в ниж-

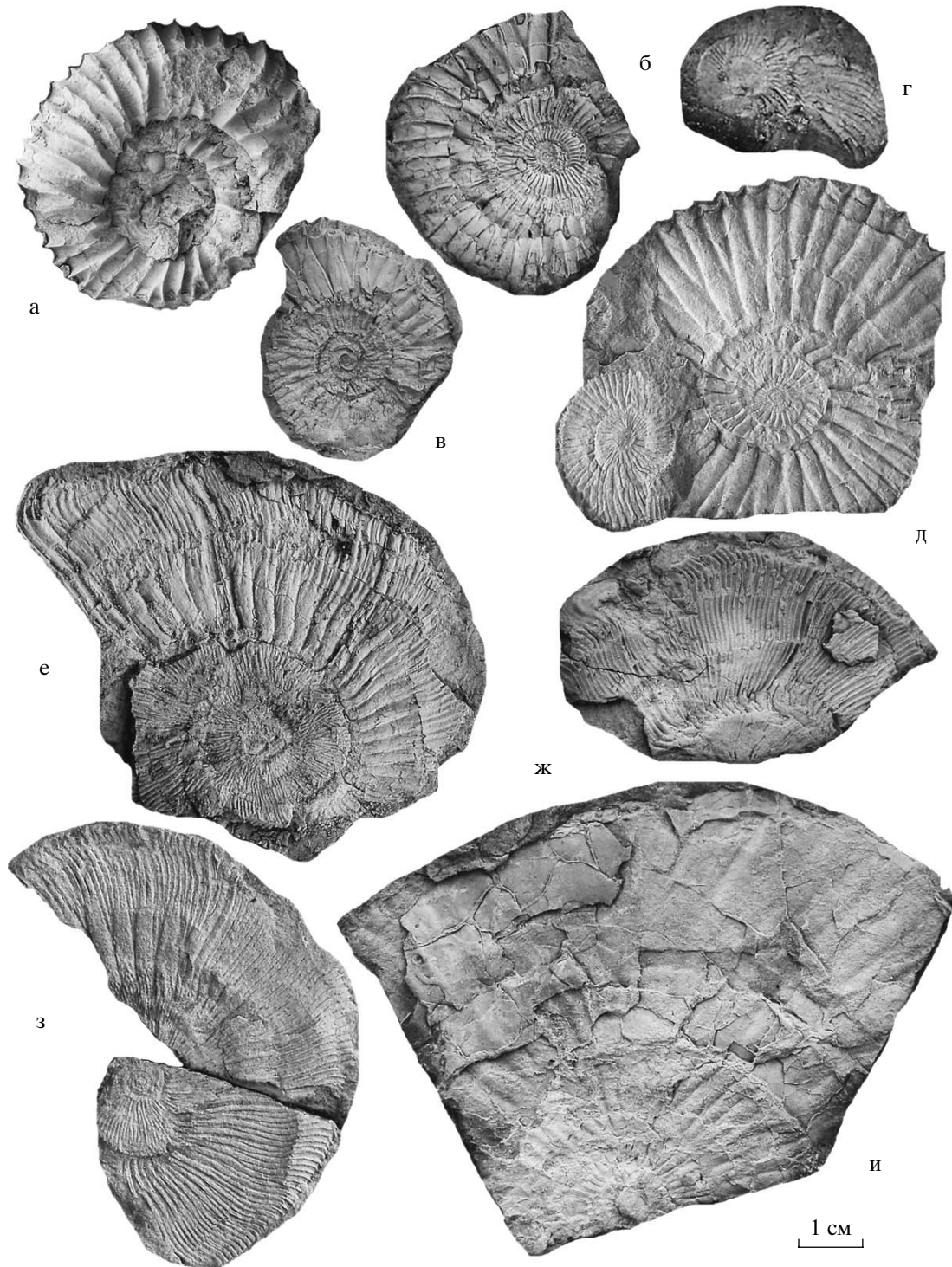
ней части разреза (слой 7) – небольшой экземпляр *Zaraiskites* sp. juv. (cf. *scythicus*) (см. рис. 3г), что может говорить о присутствии подзоны Scythicus, и выше, в слое 24 – прекрасно сохранившийся представитель раннего хроноподвида *Z. regularis*, (с сохранившейся в онтогенезе стадией двураздельных ребер, (см. рис. 3з). Сходные аммониты встречаются в стратотипическом разрезе “Городище”, начиная примерно со средней части сланцевой толщи [Рогов, 2005], они были обнаружены также и в разрезе “Кашпир” (см. рис. 3е). Близкие формы известны и из отложений более северных районов, – в частности бассейна р. Сысолы (см. рис. 3ж).

Находки ранних *Zaraiskites regularis* позволяют считать, что в зоне Panderi разреза “Ивкино” присутствует и верхняя подзона зоны Panderi, в составе фаунистического горизонта *Zaraiskites regularis* subsp. nov. Возможно, верхние слои разреза сланценосной толщи, где почти не было найдено аммонитов, являются аналогами фаунистического горизонта *Z. regularis regularis*, поскольку именно поздний хроноподвид довольно часто встречается в более северных районах [Худяев, 1927; Репин и др., 2006].

В целом в сланцах зоны Panderi разнообразие моллюсков невелико: преобладают мелкие двустворки *Buchia*, гастроподы (?) *Scurria maeotis* и аммониты, принадлежащие главным образом роду *Pavlovia*. Колеоидеи редки и представлены только *Acanthoteuthis*. Как и для одновозрастных отложений разреза “Городище” [Vischnevskaya et al., 1999], для сланцев характерно преобладание ювенильных раковин моллюсков, что может быть связано с неблагоприятным влиянием аноксидных обстановок. В то же время в чередующихся с ними слоях (в частности, в слое 24) встречен несколько более богатый комплекс, а из аммонитов наряду с юными формами присутствуют и крупные раковины взрослых особей родов *Pavlovia*, *Dorsoplanites* (преобладают) и *Zaraiskites* (редко).

Палинологический анализ ОВ из некоторых углеродистых пластов (обр. 4, 7, 11) показал, что оно представлено преимущественно дезинтегрированной водорослевой массой с единичными экземплярами хоратных диноцист (устное сообщение Г.Н. Александровой) сравнительно хорошей сохранности. Малочисленность диноцист в высокоуглеродистых отложениях, видимо, связана с неблагоприятными для их существования условиями, хотя какой конкретно фактор негативно на них воздействовал в настоящее время определить трудно.

Результаты изучения известкового наннопланктона. Известковый наннопланктон, будучи одним из основных компонентов мезозойско-кайнозойской биогенной седиментации, представляет собой таксономически разнородную группу од-

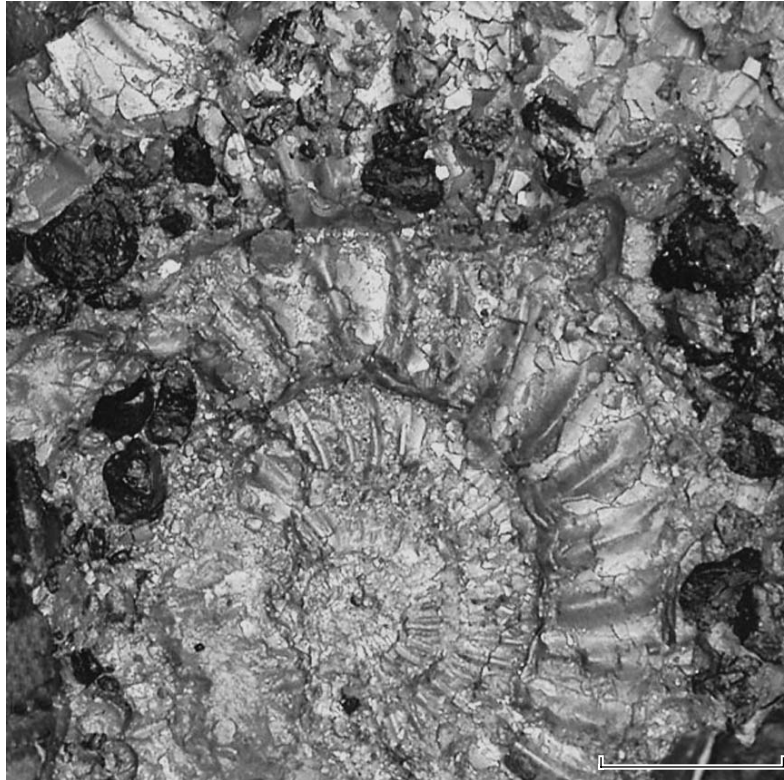


**Рис. 3.** Аммониты зоны *Panderi* средневожского подъяруса.

а–в, д – *Pavlovia pavlovi* (Mikhalski): а – экз. МК2341, “Ханская гора”, р. Бердянка, подзона *Scythicus*, сл. С7.; б – экз. МК2321, “Ивкино”, подзона *Scythicus* (?), сл. 7; в – экз. МК2320, “Ивкино”, подзона *Scythicus* (?), сл. 8; д – экз. МК2466, подзона *Zarajskensis*, фаунистический горизонт *regularis* subsp. nov., “Ивкино”, сл. 24 (сборы Е.К. Иосифовой); г – *Zaraiskites* sp. juv. (cf. *scythicus* (Vischn.)), экз. МК2307-2, подзона *Scythicus*, “Ивкино”, сл. 7; е, з – *Zaraiskites regularis* subsp. nov., подзона *Zarajskensis*, фаунистический горизонт *regularis* subsp. nov.; е – экз. МК1250, “Кашпир”, сл. 2/10; з – экз. МК2467, “Ивкино”, сл. 24 (сборы Е.К. Иосифовой); ж – *Zaraiskites* sp., экз. 66J1, подзона *Zarajskensis*, фаунистический горизонт *regularis* subsp. nov. (?), р. Сысола, с. Ыб; и – *Dorsoplanites* cf. *panderi* (Eichw.), экз. МК2464, подзона *Zarajskensis*, фаунистический горизонт *regularis* subsp. nov., “Ивкино”, сл. 24 (сборы Е.К. Иосифовой).

Коллекция хранится в ГИН РАН, сборы М.А. Рогова (если не указан автор находок). Длина линейки 1 см (Зг увеличен в 1.5 раза).





**Рис. 4.** Фрагмент отпрепарированной поверхности фосфоритового пласта (кровля слоя 3) с включениями фосфоритовых желваков (черное) и слепком аммонита (*Dorsoplanites* cf. *dorsoplanus* (Vischn.), зона Panderi средневожского подъяруса). Фото М.А. Рогова. Длина линейки 5 см.

ноклеточного фитопланктона, образующего кальцитовый скелет различной морфологии. При благоприятных условиях наннопланктон продуцирует гигантскую биомассу, что обуславливает высокие скорости осадконакопления, особенно в эпиконтинентальных морских бассейнах. Пограничный юрско-меловой интервал характеризуется высокой скоростью эволюции наннопланктона, что позволило разработать довольно детальные зональные схемы для тетической [Bralower et al., 1989] и бореальной [Bown et al., 1988] областей.

В разрезе “Ивкино” наннопланктон распределен крайне неравномерно. Нижняя часть разреза (верхи кимериджа и пачка I сланценой толщи) характеризуется обилием наннопланктона, содержание которого постепенно снижается в более высоких частях сланценой толщи (пачка II) вплоть до полного исчезновения в ее верхней части (пачка III и вышележащие песчано-алевролитовые отложения). В связи с этим результаты статистического анализа распределения наннопланктона приведены только для нижней половины разреза (рис. 5). В целом наннопланктонная ассоциация образована преимущественно представителями высокотолерантного рода *Watznaueria* – видами *W. britannica* (рис. 6а–6в), *W. barnesae* (см. рис. 6г),

*W. fossacincta* (см. рис. 6д), *W. manivatae* (см. рис. 6е), *W. ovata* (см. рис. 6ж) и др., составляющих от 70% в нижней части толщи до 99% в ее верхней части. Формирование такой олиготаксонной ассоциации может быть связано не только с изначально высокими концентрациями этих видов, что весьма характерно для верхнеюрских-нижнемеловых отложений всего Мира, но также и с тем обстоятельством, что *Watznaueria* spp. являются формами, наиболее устойчивыми к растворению в условиях диагенеза. Поэтому столь значительное их доминирование может быть результатом вторичных процессов, хотя явные следы растворения наннопланктона отмечены лишь в прослоях, обогащенных ОВ.

Комплекс наннопланктона разреза “Ивкино” существенно отличается от ассоциаций, определенных ранее в более южных разрезах “Городище” и “Кашпир” Ульяновской области [Lord et al., 1987; Kessels et al., 2003], где установлено присутствие довольно обильных бореальных видов *Stephanolithion atmetros* и *Crucibiscutum salebrosum*, а также эвтрофных форм *Biscutum constans* и *Zeughrabdotus erectus*. В изученном нами разрезе первые два вида практически отсутствуют, а два последние (см. рис. 6л, 6м), весьма обильные в ки-

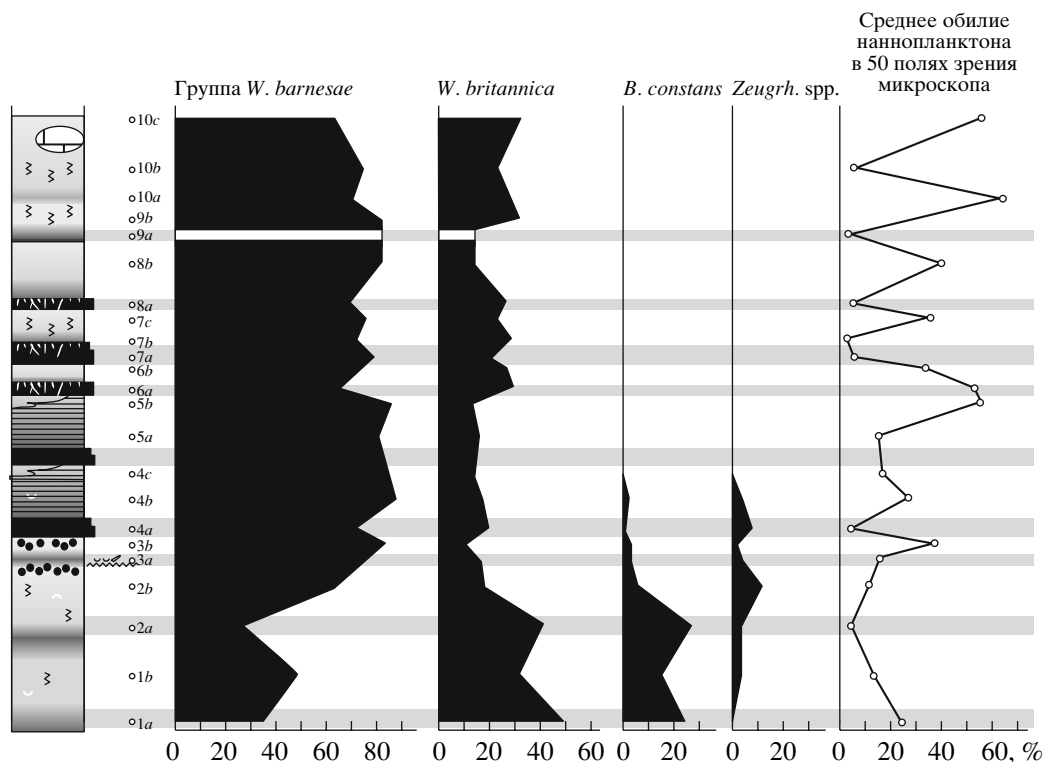


Рис. 5. Соотношение основных таксонов наннопланктона и изменение его общего обилия (%) в кимериджских-волжских отложениях разреза "Ивкино".

Условные обозначения к литологической колонке см. рис. 2.

мериджских отложениях, в сланценосной толще представлены единичными экземплярами.

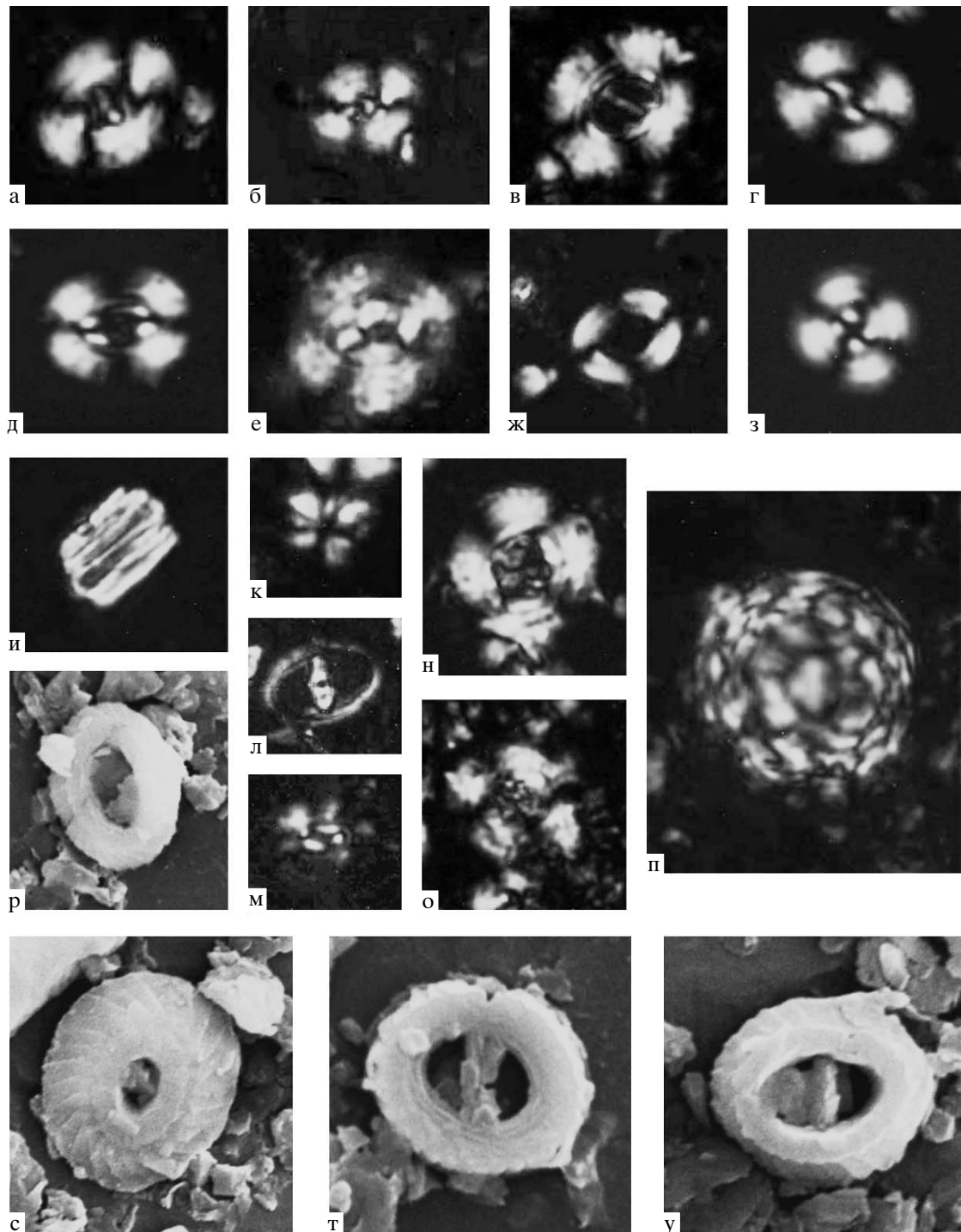
Наннопланктон в подстилающих сланценосную толщу отложениях характеризуется относительно высоким видовым разнообразием (до 10 видов), хотя и не слишком значительной общей численностью (в среднем около 15, максимально 25 экземпляров в поле зрения микроскопа при увеличении 1250). Основной фон ассоциации составляют многочисленными *Watznaueria barnesae*, *W. britannica*, *Cyclagelosphaera margerellii* (до 25%) и более редкие *Biscutum constans* (до 11%) (см. рис. 6). Такая ассоциация свойственна нормально-морскому, скорее мезотрофному бассейну. Стратиграфически значимым может считаться только находка единичных *Hexapodorhabdus cuvillieri*, чье распространение ограничивается верхней границей кимериджа.

Выше нижнего фосфоритового горизонта в основании сланценосной толщи (обр. 3а) появляется *Conusphaera mexicana* (см. рис. 6а), фиксирующая нижнюю границу зоны NJ20А (средний титон, или верхняя часть нижневолжского подъяруса), а несколько выше (обр. 6) обнаружены *Polycostella beckmannii* (см. рис. 6б) и *Microstaurus chiastius* (см. рис. 6в, 6о), причем уровень появления первого из них характеризует основание подзоны NJ20В (см. рис. 2), а первое появление второго вида отмечает нижнюю границу зоны NJК-А

(верхи среднего–низы верхнего титона, верхи нижнего–низы среднего волжского яруса). Таким образом, можно предположить, что в основании третьего черносланцевого прослоя присутствует перерыв, соответствующий подзоне NJ20В. Однако следует учитывать, что указанные виды, весьма обильные в Тетической области, в изученном разрезе встречаются в единичных экземплярах, поэтому уровни их появления здесь могут несколько отличаться от истинного эволюционного первого появления, т.е. реальный возраст отложений может оказаться немного древнее определенного по наннопланктону. Примечательно, что в достаточно высокоширотном разрезе "Ивкино" обнаружались, хотя и скудные, тепловодные формы, позволившие выделить зональные подразделения тетической шкалы, соответствующие среднетитонскому подъярису. Вероятнее всего, их проникновение так глубоко в бореальную область было обусловлено сложной системой течений в мелководном Среднерусском бассейне.

Нижняя часть сланценосной толщи включает комплекс наннопланктона, по составу в целом сходный с комплексом в подстилающих кимериджских отложениях, но в сланценосной толще заметно сокращается численность эвтрофных таксонов и распространяются обильные *Watznaueria* spp. В самом ее основании еще присутствуют *Cyclagelosphaera margerellii* (рис. 6з) и *Biscutum*





**Рис. 6.** Микрофотографии наннопланктона из кимериджских-волжских отложений разреза "Ивкино".

а-п – поляризованный свет,  $\times 6000$ , р-у – сканирующий электронный микроскоп,  $\times 12000$ : а – типичный экземпляр *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964, обр. 1а; б – мелкий экземпляр *W. britannica* sp., характеризующийся толстым массивным плаколитом и узким центральным отверстием, полностью перекрытым перемычкой, обр. 3а; в – тонкий крупный экземпляр *W. britannica* sp. с широким центральным отверстием и тонкой перемычкой, обр. 9б; г – *W. barnesae* (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968, обр. 1а; д – *W. fossacincta* Wind and Cepek, 1979, обр. 1б; е – *W. manivitae* Bukry, 1979b, обр. 4б; ж – *W. ovata* Bukry, 1969, обр. 6а; з – *Cyclagelosphaera margerelii* Noël 1965, обр. 2а; и – *Conusphaera mexicana* Trejo, 1969, обр. 3а; к – *Polycostella beckmanii* Thierstein, 1971, обр. 6а; л – *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965, обр. 9б; м – *Biscutum constans* (Gorka, 1957) Black in Black and Barnes, 1959, обр. 4а; н – *Microstaurus chiastius* (Worsley, 1971) Grün in Grün and Allemann, 1975, обр. 20б; о – *M. chiastius*, обр. 10б; п – коккосфера *Watznaueria* sp., обр. 4б; р – *W. ovata*, обр. 2а; с – *W. fossacincta*, обр. 2а; т – *W. britannica*, проксимальный диск; у – *W. britannica*, дистальный диск.

*constans*, но выше 2-го прослоя сланцев они практически исчезают из состава ассоциации. Начиная с этого уровня, содержание всех таксонов наннопланктона, кроме представителей рода *Watznaueria*, не превышает 1%. Внутри углеродистых сланцев численность наннопланктона резко падает, а в смежных с ними карбонатных прослоях наннопланктон чрезвычайно обилен (см. рис. 5) и играет породообразующую роль. В то же время происходят заметные изменения численности разных представителей рода *Watznaueria*. Если для кимериджских отложений характерно примерно равное содержание видов без центрального отверстия или с небольшим отверстием без перегородки (*W. barnesae*, *W. fossacineta*, *W. ovalis*, *W. manivitae* (см. рис. 6г–6ж), условно объединенных в группу *W. barnesae*, и видов с более или менее широким центральным отверстием, несущим центральную перегородку (*W. britannica*) (см. рис. 6), то в нижней части сланценой толщи начинают резко преобладать таксоны группы *W. barnesae*, тогда как численность *W. britannica* резко сокращается, отмечен лишь небольшой ее рост в отдельных прослоях углеродистых сланцев. В то же время уже в основании волжских отложений группа *W. britannica* резко разделяется на два морфотипа, один из которых (*W. britannica* sp. 1, см. рис. 6б, 6п) характеризуется мелкими размерами, массивностью и небольшим центральным отверстием, почти закрытым перегородкой, тогда как второй (*W. britannica* sp. 2, см. рис. 6в) представлен более крупными тонкими формами с широким центральным отверстием и, следовательно, менее кальцифицированными. Интересно, что между этими морфотипами полностью отсутствуют переходные формы, что, по-видимому, свидетельствует о попытке таксона приспособиться к возникновению существенно разных экологических ниш. Возможно, представители разных морфотипов обитали на разных глубинах водной толщи, и столь значительная дифференциация планктонных форм обусловлена ее четкой стратификацией. Вверх по разрезу заметно увеличивается количество тонких крупных *W. britannica* sp. 2 с широким центральным отверстием, что иногда рассматривается как свидетельство потепления климата [Giraud et al., 2006], а также, видимо, роста дефицита кальция в водоеме. Выше обр. 10 (см. рис. 2 и 5) количество наннопланктона резко сокращается, а начиная с обр. 21 он полностью исчезает; только на уровне обр. 24 отмечена вспышка продуктивности наннопланктона, где он представлен преимущественно *W. fossacineta* – видом, характеризующимся меньшей кальцификацией, чем *W. barnesae*.

Результаты статистического анализа наннопланктонных комплексов, проведенного в разрезе “Ивкино”, резко контрастируют с данными, полученными для одновозрастного интервала в

осадках низких широт Атлантики [Bornemann et al., 2003, Tremolada et al., 2006]. Здесь в верхней части подзоны NJ-20А зоны NJK-A установлено резкое увеличение видового разнообразия наннопланктона и численности массивных, сильно кальцифицированных форм *Conusphaera mexicana*, *Polycostella beckmannii*, *Nannoconus* spp. В разрезе “Ивкино” они обнаружены в единичных экземплярах в нижней части сланценой толщи. Очевидно, в конце юрского времени концентрация кальция в водах океанических и эпиконтинентальных бассейнов была различна. В океане его было вполне достаточно для высокой продуктивности наиболее сильно кальцифицированных таксонов, а в эпиконтинентальных водоемах существовали формы, использующие для формирования скелета минимальные объемы карбоната кальция.

Усиление эвтрофикации бассейна, видимо, негативно повлияло на наннофлору, обусловив вымирание большинства таксонов, включая эвтрофные, способные переносить лишь небольшое повышение трофического уровня. Освободившиеся экологические ниши занимали наиболее толерантные формы, выдерживающие значительные колебания параметров среды их обитания.

Перекрывающие сланценовую толщу песчано-алевритовые глауконитсодержащие отложения (см. рис. 2) в той своей части, которая вскрывается в изученном разрезе, не содержат фауны аммонитов и наннопланктона, поэтому уверенно датировать ее трудно. Отметим, что в других районах Московской синеклизы отложения сходного литологического состава, с разрывом залегающие на сланценой толще, могут относиться как к зоне волжского яруса *Virgatites virgatus* (его-рьевская свита [Олферьев, 1986]), так и к нижнему валанжину [Герасимов и др., 1962].

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая колонка разреза “Ивкино” с распределением в отложениях  $C_{орг}$ ,  $CaCO_3$  и значений водородного индекса (НИ), по данным пиролитических исследований ОБ, приведена на рис. 7.

**Нижнекимериджские отложения** видимой мощностью ~1.2 м представлены чередованием относительно темных серых и заметно более светлых слоев (толщиной несколько дм) известковистых глин ( $CaCO_3$  11–33%). В глинах постоянно присутствует примесь алевритового материала, но ее количество не превышает 10–20% (рис. 8а, 8б).

Пары слоев разной окраски образуют циклиты, в которых нижними элементами следует считать темные, а верхними – более светлые, поскольку переходы от темных слоев к перекрывающим светлым постепенные, а от светлых к

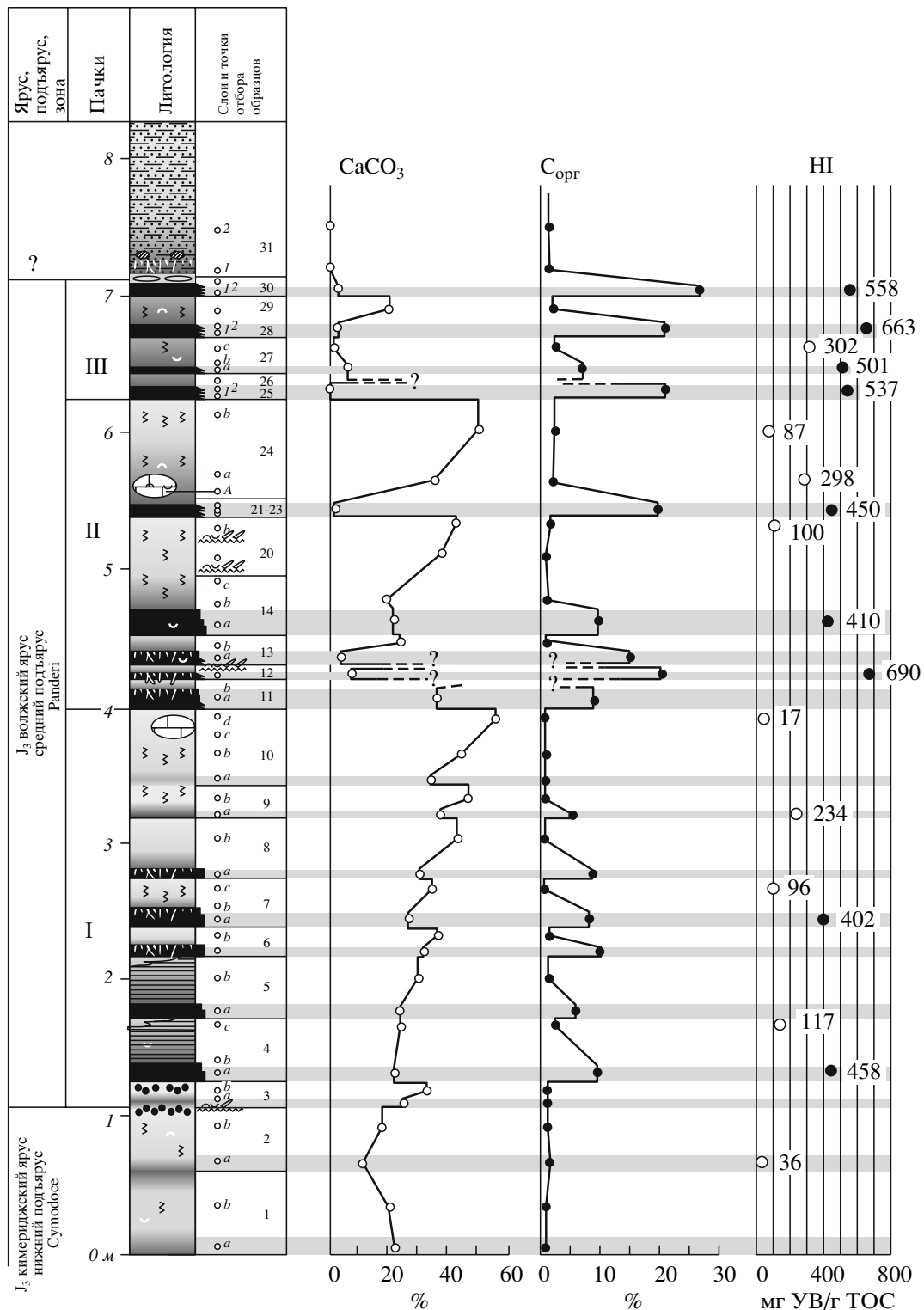
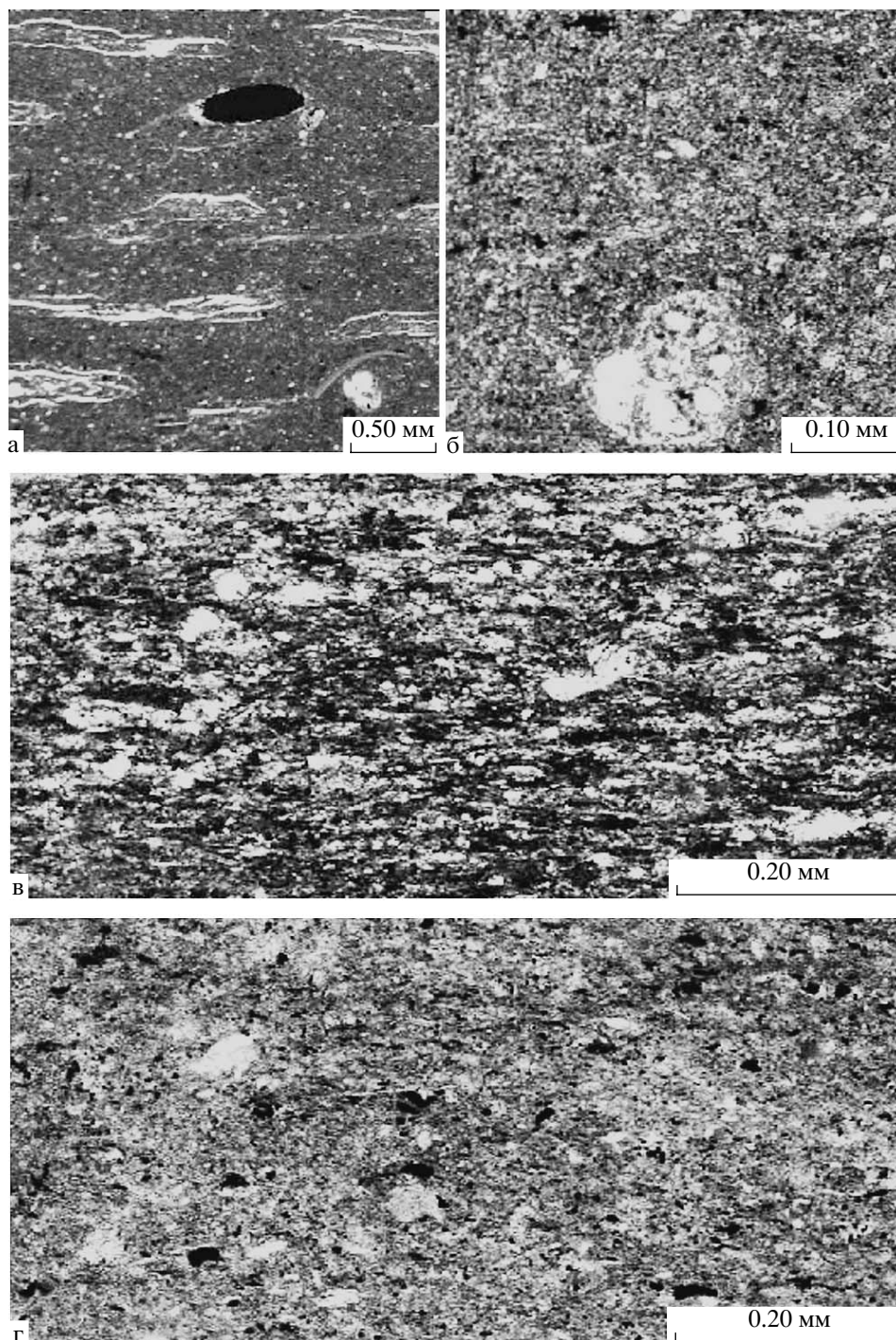


Рис. 7. Распределение в отложениях разреза “Ивкино” C<sub>орг</sub>, CaCO<sub>3</sub> и водородного индекса HI (по данным пиролиза ОВ). В графе HI черные кружки соответствуют горючим сланцам, светлые – карбонатным глинам.

темным довольно резкие. В этой части разреза можно выделить два таких циклита (0.75 и 0.45 м), в пределах каждого из них карбонатность отложений снизу вверх возрастает, а содержание C<sub>орг</sub> уменьшается (см. рис. 7).

Для нижнекимериджских отложений характерна плитчатая отдельность, вместе с тем тонкая седиментационная слоистость в породах почти не выражена. Ходы зарывающихся организмов в породах встречаются в виде субгоризонтально ори-



**Рис. 8.** Микроструктура отложений разреза “Ивкино”.

а, б – нижнекимериджские карбонатные глины: а – порода со следами биотурбации из нижней части циклита, обр. 1а (белое – следы ходов илоедов, черное – ход илоеда, выполненный пиритом), б – порода из верхней части циклита, обр. 2в (ОВ практически отсутствует); в–е – породы из разных частей циклитов сланценосной толщи: в – углеродистый сланец из нижней части циклита, обр. 4а из пачки I (темное – линзочки коллоальгинита); г – светлые карбонатные глины из верхней части того же циклита, обр. 4с (черное – мелкий растительный детрит); д – высокоуглеродистые горячие сланцы из нижней части циклита, обр. 28а из пачки III (серое и темное – линзочки и слойки коллоальгинита); е – слабокарбонатные глины из верхней части того же циклита, обр. 28в (темное – тонкодисперсное ОВ); ж, з – перекрывающие сланценосную толщу песчано-алевритовые отложения: ж – биотурбационная текстура песчано-алевритовых пород (темное – глинистый матрикс, светлое – округлые сечения нор зарывающихся организмов, заполненных глауконит-кварцевым алевритовым материалом; з – глауконит в песчано-алевритовых породах.

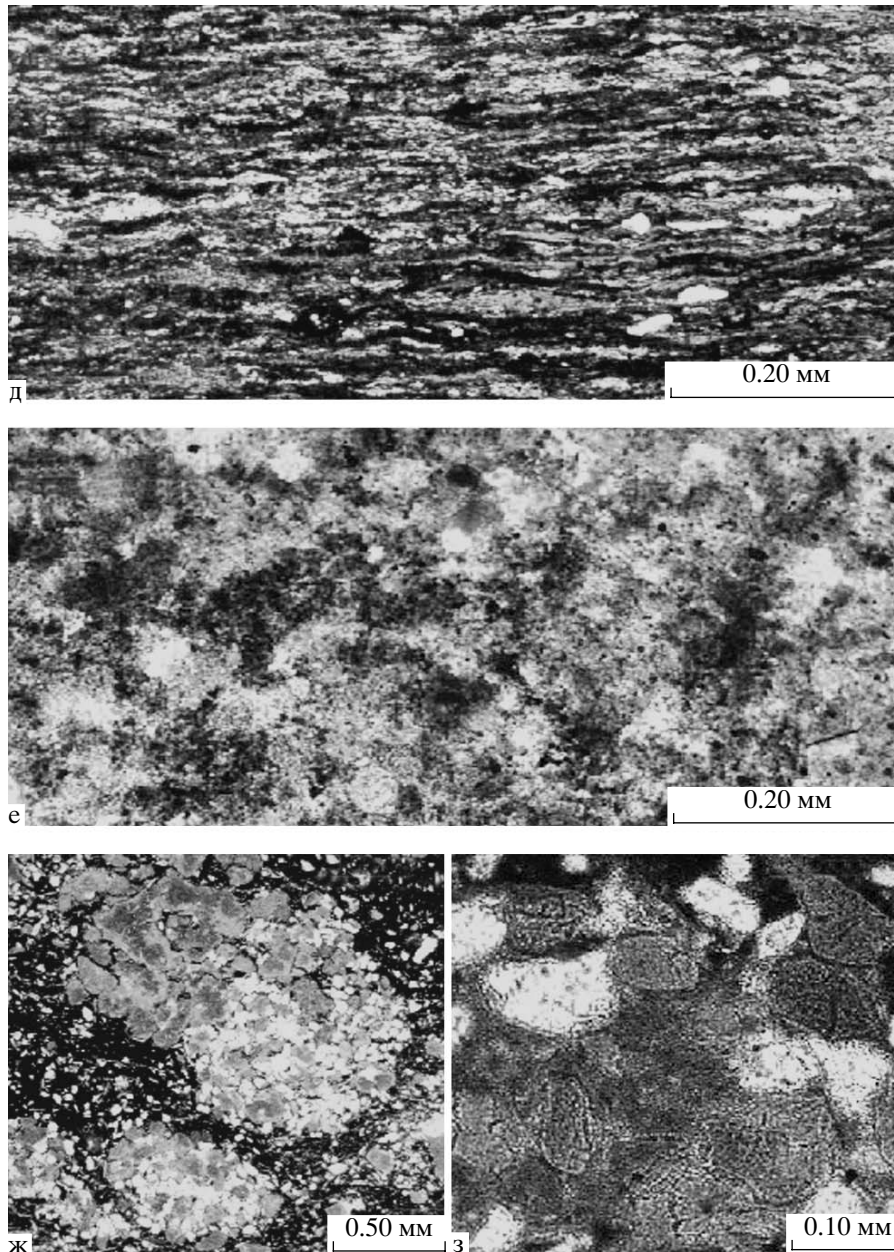


Рис. 8. Окончание.

ентированных тонких слегка изогнутых трубочек длиной до 1–2 см. В шлифах видно, что большая часть ходов выполнена глинистым материалом, аналогичным вмещающей породе, однако более плотным. В нижнекимериджских отложениях встречаются в основном мелкие раковины моллюсков. Морфологическое однообразие следов биотурбации и низкое содержание остатков бентоса свидетельствуют о не вполне благоприятных условиях для обитания фауны на дне раннекимериджского палеоводоёма. На существование в верхнем слое осадков восстановительных обстановок указывает присутствие в породах многочисленных выделений сульфидов, заполняющих

полости раковин и ходы илоедов (см. рис. 8а), а также образующих более или менее равномерно рассеянную вкрапленность сульфидных микрофрамбозов.

В кровле нижнекимериджских отложений залегает слой фосфоритового конгломерата (0.08 м), который представляет собой скопление темных плотных фосфатных желваков (диаметром до ~5 см) и их мелких угловатых обломков гравийно-песчаной размерности; в нем присутствуют также ростры мелких белемнитов и обломки раковин небольших аммонитов.

Над конгломератом залегает слой темно-серых глин (0.17 м) с включениями угловатых чер-

ных фосфатных и глауконитовых зерен гравийной и песчаной размерности, который перекрывается еще одним маломощным (не более 0.02–0.03 м) пластом фосфоритового конгломерата (см. рис. 4). Как было отмечено выше, этот слой глинистых пород и конгломерат относятся уже к средневожским отложениям, являясь их базальным горизонтом.

#### **Средневожские отложения зоны Panderi.**

*Структура сланценой толщи.* Наиболее характерной особенностью структуры толщи является ее отчетливая, ярко выраженная цикличность (не менее 17 циклитов). Элементарный циклит в наиболее полном виде состоит из трех элементов (см. рис. 7, обр. 7а–7в, 8а, 8б, 21–24б и др.). Нижний представлен высокоуглеродистыми породами (сланцами), средний и верхний – карбонатными глинистыми отложениями (см. рис. 8в–8е), но породы среднего элемента обычно более темные и содержат больше  $C_{орг}$  и меньше  $CaCO_3$  по сравнению со светлым верхним. В некоторых циклитах отсутствует верхний наиболее светлый слой; в других (единичных) – нижний сланцевый слой (см. рис. 7, обр. 10а–10в, 20а–20в). Границы между циклитами проводятся нами по подошвам сланцевых пластов – резким и отчетливым, тогда как все остальные переходы гораздо более постепенные и рассматриваются как внутренние.

Элементарные циклиты в разрезе сланценой толщи группируются таким образом, что в ней выделяются три пачки.

Нижняя пачка (2.8 м) объединяет 7 циклитов (см. рис. 7, обр. 4–10), толщиной до 0.5 м, редко больше. Циклиты достаточно равномерно распределены по разрезу нижней пачки. Как видно из табл. 1 (обр. 4–10), содержание  $C_{орг}$  в сланцах не превышает 12% и является наиболее низким в разрезе сланценой толщи. Напротив, содержание  $CaCO_3$  в породах и, прежде всего в верхних элементах циклитов, наиболее высокое в толще, причем снизу вверх по разрезу этой пачки возрастает с 22 до 55%.

Во второй пачке (1.7 м), объединяющей 6 циклитов, пласты сланцев распределены неравномерно (см. рис. 2 и 7). В нижней части пачки залегают 3 циклита с редуцированными средними и отсутствующими верхними элементами; толщина их не превышает 10–15 см. Выше залегают 2 циклита, которые, напротив, отличаются существенно увеличенной толщиной (0.7 м и более), причем нижний из них можно, в свою очередь, подразделить на два, один из которых состоит только из среднего и верхнего элементов. Именно в этой пачке с нерегулярной цикличностью отмечены несколько уровней размыва (горизонтов конденсации). Содержание  $C_{орг}$  в сланцах этой части толщи по сравнению с нижней заметно увеличивается, достигая почти 27%; карбонатность пород

остается достаточно высокой, хотя в верхах пачки уже намечается тенденция к ее некоторому снижению.

Границы пачек I и II, а также II и III проводятся по кровле относительно мощных слоев светло-серых известковых глин.

Третья пачка (0.7 м) объединяет 4 циклита (~ по 0.2 м). Самый верхний циклит редуцирован, очевидно, вследствие размыва его верхней части. Во всех циклитах этой пачки отсутствует их верхний элемент – светлые известковые глины. Содержание  $C_{орг}$  в сланцах этой пачки наиболее высокое и достигает 20–26%, в то время как содержание  $CaCO_3$  резко падает по сравнению с остальной частью разреза.

В песчанистых алевролитах, перекрывающих сланценой толщу по резкой границе (мощность видимой части их разреза около 5 м), отчетливо выраженной цикличности не наблюдается.

*Литологическая характеристика отложившейся сланценой толщи.* Несмотря на внешнюю схожесть разных частей сланценой толщи, слагающие ее породы претерпевают заметные изменения снизу вверх по разрезу.

В нижней части пачки I (~1.2 м) для углеродистых сланцев (см. рис. 8в) характерна темно-серая с буроватым оттенком окраска; на поверхностях напластования встречаются редкие мелкие тонкостенные раковины двустворок, широко распространен мелкий известковый и фосфатный биогенный детрит.

Как в сланцах, так и в глинистых отложениях прослеживается седиментационная тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием слоев, обогащенных ОВ или карбонатным материалом. Слоистость неравномерно нарушена биотурбацией (местами существенно – до 50% от объема пород). По характеру биотурбации можно судить о том, что переработка осадков осуществлялась преимущественно мелкими зарывающимися организмами эпизодически и, по видимому, ограничивалась самым верхним (первое см) существенно обводненным слоем осадков, в связи с чем морфологически четко выраженных ихнофоссилий в отложениях не сохранилось.

В верхней части пачки I в глинистых отложениях заметно возрастает содержание карбонатной примеси, их окраска становится более светлой и литологические различия между нижними и верхними частями циклитов проявляются более контрастно. Остатки фауны в сланцах здесь более многочисленны и разнообразны, часто встречаются целые раковины двустворок, гастропод и небольших (несколько см) аммонитов. Фаунистические остатки в сланцах образуют скопления вдоль отдельных поверхностей напластования. На тех же плоскостях наблюдаются многочисленные



Таблица 1. Содержание химических элементов в отложениях разреза "Ивкино"

| Возраст                                                         | № обр. | C <sub>орг</sub> | CaCO <sub>3</sub> | Fe     | Mn    | Ti   | P    | S    | Cr   | V    | Ni  | Co  |
|-----------------------------------------------------------------|--------|------------------|-------------------|--------|-------|------|------|------|------|------|-----|-----|
| J <sub>3</sub> нижний кимеридж                                  | 1a     | 0.98             | 22.7              | 4.03   | 0.053 | 0.44 | 0.05 | 0.75 | 120  | 132  | 151 | 86  |
|                                                                 | 1b     | 1.00             | 21.00             | 4.4    | 0.038 | 0.46 | 0.05 | 1.02 | 137  | 142  | 115 | 92  |
|                                                                 | 2a     | 1.59             | 11.58             | 4.85   | 0.036 | 0.53 | 0.08 | –    | 135  | 157  | 239 | 94  |
|                                                                 | 2b     | 1.09             | 18.05             | 4.76   | 0.046 | 0.48 | 0.06 | 1.79 | 136  | 247  | 470 | 170 |
| J <sub>3</sub> волжский ярус, средний подъярус ам. зона Randedi | 3a     | 1.09             | 25.54             | 3.71   | 0.044 | 0.39 | 0.08 | 0.77 | 99   | 170  | 530 | 175 |
|                                                                 | 3b     | 1.03             | 33.03             | 3.07   | 0.357 | 0.37 |      | –    | 78   | 125  | 292 | 92  |
|                                                                 | 4a     | 9.40             | 22.36             | 3.18   | 0.034 | 0.34 | 0.12 | –    | 111  | 182  | 112 | 29  |
|                                                                 | 4b     | 3.00             | 16.34             | 3.49   | 0.032 | 0.46 | 0.07 | –    | 106  | 132  | 109 | 30  |
|                                                                 | 4c     | 2.46             | 24.52             | 3.17   | 0.032 | 0.42 | 0.06 | –    | 103  | 115  | 101 | 31  |
|                                                                 | 5a     | 5.80             | 23.84             | 2.78   | 0.032 | 0.35 | 0.05 | –    | 123  | 160  | 94  | 26  |
|                                                                 | 5b     | 1.34             | 30.08             | 2.97   | 0.044 | 0.37 | 0.04 | –    | 92   | 101  | 242 | 120 |
|                                                                 | 6a     | 9.90             | 32.12             | 2.67   | 0.039 | 0.33 | 0.05 | –    | 98   | 107  | 135 | 68  |
|                                                                 | 6b     | 1.30             | 36.77             | 2.94   | 0.044 | 0.39 |      |      | 92   | 78   | 230 | 100 |
|                                                                 | 7a     | 7.95             | 27.13             | 2.53   | 0.036 | 0.28 | 0.12 | –    | 104  | 182  | 84  | 23  |
|                                                                 | 7b     | 7.80             | 26.11             | 3.16   | 0.046 | 0.28 | 0.09 | –    | 102  | 137  | 103 | 44  |
|                                                                 | 7c     | 0.51             | 34.50             | 2.69   | 0.034 | 0.35 | 0.06 | –    | 102  | 150  | 98  | 31  |
|                                                                 | 8a     | 8.50             | 30.65             | 2.76   | 0.035 | 0.26 | 0.11 | –    | 88   | 155  | 107 | 23  |
|                                                                 | 8b     | 0.52             | 43.24             | 2.4    | 0.075 | 0.3  | 0.05 | –    | 84   | 88   | 257 | 100 |
|                                                                 | 9a     | 5.20             | 37.46             | 2.64   | 0.054 | 0.29 | 0.05 | –    | 88   | 90   | 110 | 33  |
|                                                                 | 9b     | 0.57             | 46.54             | 2.27   | 0.096 | 0.28 | 0.05 | –    | 71   | 61   | 203 | 76  |
|                                                                 | 10a    | 0.62             | 34.39             | 2.85   | 0.048 | 0.37 | 0.05 | –    | 82   | 85   | 196 | 61  |
|                                                                 | 10b    | 0.68             | 44.27             | 2.28   | 0.056 | 0.27 | 0.03 | –    | 73   | 78   | 155 | 43  |
|                                                                 | 10c    | 0.40             | 55.62             | 2.1    | 0.106 | 0.22 | 0.06 | –    | 61   | 54   | 170 | 35  |
|                                                                 | 11     | 8.70             | 36.32             | 2.53   | 0.048 | 0.18 | 0.12 | –    | 67   | 127  | 81  | 16  |
|                                                                 | 12     | 20.10            | 7.49              | 3.79   | 0.03  | 0.27 | 0.18 | –    | 114  | 450  | 94  | 28  |
|                                                                 | 13a    | 14.80            | 3.75              | 4.9    | 0.037 | 0.32 | 0.16 | –    | 162  | 760  | 110 | 29  |
|                                                                 | 14b    | 9.40             | 21.68             | 3.47   | 0.027 | 0.28 | 0.15 | –    | 105  | 440  | 107 | 22  |
|                                                                 | 14c    | 0.82             | 19.07             | 3.99   | 0.034 | 0.38 | 0.08 | –    | 107  | 145  | 114 | 35  |
|                                                                 | 20a    | 0.68             | 37.68             | 2.61   | 0.055 | 0.29 | 0.04 | –    | 82   | 88   | 137 | 36  |
|                                                                 | 20b    | 1.36             | 42.34             | 2.88   | 0.039 | 0.31 | 0.07 | –    | 76   | 75   | 74  | 25  |
|                                                                 | 21     | 12.20            | 0.91              | 5.96   | 0.032 | 0.38 | 0.23 | 2.64 | 145  | 760  | 135 | 32  |
|                                                                 | 22     | 15.60            | 3.41              | 6.29   | 0.036 | 0.31 | 0.32 | 1.89 | 136  | 1000 | 132 | 35  |
|                                                                 | 23     | 19.30            | 1.93              | 5.27   | 0.033 | 0.32 | 0.34 | 2.56 | 132  | 1070 | 135 | 35  |
|                                                                 | 24a    | 1.8              | 35.19             | 3.55   | 0.054 | 0.34 | 0.12 | –    | 103  | 152  | 125 | 58  |
| 24b                                                             | 2.16   | 4.77             | 4.9               | 0.037  | 0.32  | 0.16 | 0.69 | 127  | 240  | 212  | 91  |     |
| 25-2                                                            | 20.5   | 0.03             | 3.89              | 0.018  | 0.32  | 0.19 | 4.32 | 142  | 580  | 160  | 37  |     |
| 26                                                              | 21.5   | 0.45             | 3.84              | 0.019  | 0.3   | 0.25 | 4.30 | 143  | 640  | 151  | 32  |     |
| 27a                                                             | 6.5    | 5.90             | 5.15              | 0.026  | 0.44  | 0.23 | 2.91 | 157  | 350  | 155  | 51  |     |
| 27b                                                             | 7.9    | 7.60             | 4.39              | 0.027  | 0.39  | 0.27 | 2.52 | 130  | 310  | 145  | 48  |     |
| 27c                                                             | 2.13   | 2.04             | 4.97              | 0.051  | 0.47  | 0.43 | 0.87 | 109  | 282  | 140  | 56  |     |
| 28-1                                                            | 13     | 0.03             | 4.65              | 0.023  | 0.36  | 0.05 | 4.64 | 144  | 600  | 172  | 76  |     |
| 28-2                                                            | 20.4   | 2.38             | 3.26              | 0.02   | 0.29  | 0.04 | –    | 130  | 1200 | 252  | 73  |     |
| 28-3                                                            | 27     | 2.61             | 3.32              | 0.016  | 0.31  | 0.11 | –    | 124  | 1100 | 210  | 55  |     |
| 29                                                              | 1.79   | 19.52            | 13.45             | 0.339  | 0.37  | 0.16 | 0.78 | 100  | 205  | 219  | 76  |     |
| 30                                                              | 26.2   | 2.72             | 3.03              | 0.0068 | 0.18  | 0.19 | –    | 120  | 1000 | 315  | 125 |     |
| ?, перекрывающая толща                                          | 31-1   | 0.98             | нет               | 7.44   | 0.013 | 0.5  | 0.13 | –    | 130  | 290  | 53  | 28  |
|                                                                 | 31-2   | 1.01             | нет               | 6.91   | 0.014 | 0.47 | 0.14 | 0.24 | 145  | 325  | 64  | 35  |

Примечание. Содержание C<sub>орг</sub>, CaCO<sub>3</sub>, Fe, Mn, Ti, P, S, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в %, остальных элементов – в ppm; прочерк – элемент не определялся.

| Cu  | Pb | Zn  | Mo   | Ag    | As  | Hg   | Sn   | Ga | Ge   | B  | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|-----|----|-----|------|-------|-----|------|------|----|------|----|------------------|--------------------------------|
| 37  | 22 | 147 | 3.8  | 0.08  | 7.4 | 0.10 | 3.7  | 11 | 1.5  | 54 | 40.51            | 13.87                          |
| 31  | 14 | 92  | 2.8  | <0.08 | 7.4 | 0.11 | 3.8  | 11 | 1.4  | 54 | 41.76            | 13.36                          |
| 42  | 17 | 140 | 3.5  | 0.09  | 7   | 0.07 | 3.6  | 11 | 1.5  | 54 | 45.00            | 15.26                          |
| 57  | 19 | 245 | 6.0  | 0.34  | 15  | 0.10 | 3.7  | 10 | 1.3  | 52 | 41.19            | 13.86                          |
| 65  | 33 | 320 | 2.4  | 0.2   | 15  | 0.11 | 3    | 7  | 1.3  | 57 | 36.38            | 12.41                          |
| 42  | 40 | 225 | 4.0  | 0.13  | 13  | 0.12 | 3.1  | 8  | 1.1  | 48 | 34.27            | 12.21                          |
| 70  | 18 | 60  | 11   | 0.23  | 15  | 0.06 | 2.7  | 6  | 0.5  | 46 | 30.78            | 11.52                          |
| 87  | 30 | 122 | 5.6  | 0.16  | 6   | 0.08 | 3.4  | 12 | 1.1  | 58 | 42.93            | 15.05                          |
| 76  | 30 | 127 | 5.0  | 0.14  | 8.1 | 0.06 | 3.1  | 12 | 1.2  | 62 | 41.12            | 14.16                          |
| 78  | 18 | 70  | 7.0  | 0.22  | 5.5 | 0.09 | 3.8  | 9  | 0.5  | 51 | 34.84            | 12.76                          |
| 52  | 36 | 145 | 3.3  | 0.13  | 12  | 0.06 | 3.4  | 11 | 1.1  | 52 | 36.94            | 13.1                           |
| 63  | 28 | 125 | 3.4  | 0.14  | 7.5 | 0.09 | 3.1  | 9  | 1.1  | 51 | 34.27            | 12.00                          |
| 47  | 30 | 140 | 2.6  | 0.1   | 13  | 0.06 | 3.4  | 11 | 0.7  | 51 | 36.78            | 12.92                          |
| 72  | 16 | 50  | 9.6  | 0.22  | 4.1 | 0.08 | 2.3  | 4  | 0.7  | 46 | 29.61            | 10.05                          |
| 45  | 12 | 40  | 4.3  | 0.16  | 10  | 0.08 | 2    | 4  | <0.3 | 40 | 28.57            | 9.33                           |
| 57  | 27 | 105 | 6.6  | 0.17  | 3.6 | 0.08 | 3.1  | 8  | 1    | 49 | 33.53            | 10.72                          |
| 54  | 13 | ?   | 6.0  | 0.21  | 5.7 | 0.10 | 2.3  | 3  | <0.3 | 37 | 25.39            | 8.84                           |
| 45  | 31 | 205 | 4.0  | 0.15  | 4.1 | 0.1  | 2.9  | 7  | 1.1  | 48 | 29.96            | 9.81                           |
| 35  | 16 | 53  | 5.0  | 0.13  | 4.3 | 0.10 | 2.5  | 5  | <0.3 | 40 | 27.03            | 9.15                           |
| 31  | 27 | 125 | 3.0  | 0.1   | <3  | 0.09 | 3    | 5  | 0.5  | 41 | 27.45            | 9.19                           |
| 47  | 37 | 220 | 2.6  | 0.13  | 5.3 | 0.10 | 2.8  | 8  | 1.1  | 57 | 35.85            | 11.9                           |
| 37  | 29 | 140 | 3.6  | 0.09  | <3  | 0.10 | 2.6  | 6  | 0.7  | 48 | 28.21            | 8.72                           |
| 42  | 20 | 135 | 1.2  | 0.16  | <3  | 0.11 | 2.6  | 4  | 0.7  | 41 | 23.11            | 7.84                           |
| 45  | 11 | ?   | 12   | 0.17  | 5.6 | 0.10 | <1.5 | 3  | 0.4  | 36 | 20.18            | 6.63                           |
| 57  | 14 | 60  | 33   | 0.2   | 7.8 | 0.10 | 2.7  | 5  | 0.4  | 44 | 27.05            | 9.09                           |
| 78  | 17 | 105 | 26   | 0.25  | 11  | 0.10 | 3.4  | 11 | 0.5  | 48 | 32.58            | 10.74                          |
| 78  | 15 | 105 | 30   | 0.31  | 11  | 0.08 | 2    | 11 | 0.8  | 48 | 29.58            | 9.54                           |
| 72  | 30 | 160 | 8.1  | 0.1   | 9.3 | 0.11 | 3.6  | 11 | 1.3  | 70 | 40.41            | 14.23                          |
| 43  | 30 | 180 | 5.0  | 0.08  | 3.9 | 0.10 | 2.9  | 10 | 0.7  | 54 | 32.94            | 11.5                           |
| 40  | 22 | 125 | 4.0  | 0.09  | 3.3 | 0.08 | 2.6  | 7  | 0.8  | 48 | 29.56            | 11.07                          |
| 100 | 23 | 220 | 37   | 0.42  | 12  | 0.11 | 3.4  | 8  | 1.3  | 52 | 36.66            | 12.24                          |
| 118 | 22 | 285 | 42   | 0.7   | 21  | 0.11 | 3.9  | 6  | 1.5  | 54 | 32.9             | 10.86                          |
| 146 | 26 | 340 | 58   | 0.63  | 13  | 0.11 | 4.3  | 12 | 1.5  | 54 | 33.32            | 11.83                          |
| 47  | 20 | 165 | 11   | 0.13  | 7.7 | 0.08 | 3.5  | 12 | 1    | 62 | 32.46            | 11.97                          |
| 75  | 31 | 300 | 11   | 0.18  | 8.7 | 0.09 | 4.5  | 9  | 1.5  | 82 | 50.3             | 17.57                          |
| 100 | 24 | 480 | 110  | 0.32  | 17  | 0.10 | 3.8  | 11 | 1.5  | 62 | 31.28            | 10.54                          |
| 95  | 20 | 415 | 100  | 0.32  | 15  | 0.10 | 3.6  | 9  | 1.4  | 58 | 31.13            | 10.82                          |
| 98  | 22 | 210 | 25.5 | 0.24  | 23  | 0.10 | 4.3  | 4  | 0.8  | 60 | 43.47            | 14.36                          |
| 73  | 21 | 300 | 34   | 0.22  | 23  | 0.10 | 3.7  | 4  | 1.3  | 67 | 42.63            | 15.1                           |
| 78  | 33 | 400 | 10.3 | 0.15  | 15  | 0.08 | 3.9  | 8  | 1.4  | 84 | 50.34            | 17.01                          |
| 103 | 23 | 220 | 43   | 0.34  | 79  | 0.11 | 4.8  | 3  | 0.4  | 57 | 34.8             | 12.03                          |
| 120 | 31 | 670 | 130  | 0.52  | 48  | 0.09 | 3.6  | 7  | 1.3  | 54 | 30.45            | 11.58                          |
| 120 | 31 | 490 | 140  | 0.46  | 53  | 0.08 | 3.3  | 5  | 1.3  | 56 | 29.22            | 11.26                          |
| 45  | 15 | 165 | 8.8  | 0.09  | 12  | 0.08 | 4.8  | 5  | 0.8  | 40 | 40.00            | 13.95                          |
| 105 | 15 | 740 | 160  | 0.33  | 100 | 0.08 | 4.8  | 8  | 1.4  | 44 | 18.13            | 7.45                           |
| 35  | 20 | 82  | 6.8  | 0.2   | 4.8 | 0.08 | 4.5  | 6  | 1.9  | 91 | 56.85            | 12.33                          |
| 28  | 27 | 79  | 6.5  | 0.16  | 18  | 0.08 | 4.6  | 4  | 2.3  | 88 | 58.11            | 12.85                          |

мелкие ходы зарывающихся организмов – *Chondrites* и одиночные субгоризонтально ориентированные лентовидные меандрирующие ходы *Planolites* (длиной до 10 см и в диаметре до ~0.5 см); как те, так и другие заполнены более светлым материалом.

Залегающие в верхних частях циклитов светло-серые известковые глины (см. рис. 8г) практически нацело гомогенизированы биотурбацией, вследствие чего они имеют массивный облик и однородную структуру.

Прослой темно-серых глин, разделяющие внутри элементарных циклитов углеродистые сланцы и светлые глинисто-карбонатные отложения имеют переходные характеристики и, как правило, заметно обогащены как  $C_{орг}$ , так и  $CaCO_3$  (см. табл. 1). Эти прослой, особенно их верхние части, обычно пронизаны мелкими ходами илоедов (наиболее распространены – *Chondrites*, *Planolites* и, возможно, другие), что хорошо заметно благодаря их заполнению материалом, идентичным по составу перекрывающим светлым отложениям. Ходы имеют отчетливые внешние границы и сохранили тончайшие детали своей морфологии. Подобные ихнофоссилии, согласно [Bromley, 1996; Микулаш, Дронов, 2006], образуются в осадках, имеющих пластичную консистенцию, способную сохранить тонкие морфологические детали следов обитания. Следы могут принадлежать либо организмам, заселяющим уже до некоторой степени уплотненные отложения, выведенные на поверхность дна в результате размыва вышележащих слоев, либо инфауне, которая обитает в относительно глубоких горизонтах осадков, пересекая литологические границы (нижний ярус биотурбации).

В кровле пачки I залегают слои крупных конкреций линзовидной формы (диаметр ~1 м, толщина ~0.3 м). Конкреции сложены однородной массой микрокристаллического кальцита.

В пачке II углеродистые сланцы характеризуются равномерной тонкой плитчатой отдельностью и слабо затронуты биотурбацией. Следы биогенной переработки в них, как правило, немногочисленны и устанавливаются в прозрачных шлифах по характерным мелким (первые мм) субвертикальным воронкообразным углублениям, разрывам и изгибам слоев. Вероятно, во время накопления углеродистых осадков в них эпизодически расселялись в основном мелкие подвижные организмы – мейофауна, по [Bromley, 1996]. В сланцах пачки на поверхностях напластования встречаются скопления раздавленных раковин двустворок, гастропод, мелких аммонитов, раковинного детрита, отмечаются редкие мелкие ходы *Chondrites*, а также единичные лентовидные меандрирующие ходы ракообразных (?).

Верхние части циклитов этой пачки слагаются светло-серыми гомогенными биотурбированными глинисто-известковыми породами, близкими по литологическим свойствам аналогичным отложениям предыдущей пачки.

В составе пачки II (в отличие от пачки I) часто встречаются циклиты, редуцированные в результате размывов, эродировавших их верхние глинистые части, которые либо отсутствуют, либо их толщина значительно сокращена. Об эпизодических частичных размывах осадков свидетельствуют уровни, обогащенные многочисленными обломками ростов белемнитов и раковинным детритом. Отметим, что в отложениях толщи остатки белемнитов весьма редки и встречаются в основном только в этих прослоях.

В верхнем циклите пачки II в темных глинистых отложениях (средний элемент цикла) залегает слой линзовидных известковых конкреций (диаметр до 0.3 м, толщина до 0.15 м). Внутри конкреций, сложенных микрокристаллическим кальцитом, прослеживается тонкая слоистость, которая во вмещающих отложениях почти не сохранилась вследствие биотурбации. Образование конкреций происходило, очевидно, на самых ранних стадиях существования осадков и достаточно быстро, поскольку “запечатанная” в них слоистость, в отличие от вмещающих конкреций отложений, не содержит заметных следов нарушения ее инфауной.

В пачке III залегают наиболее высокоуглеродистые и низкокарбонатные разности сланцев, которые по своим свойствам более всего соответствуют термину “горючие сланцы”. Ассоциирующие с ними глинистые отложения характеризуются наиболее низкими концентрациями  $CaCO_3$  во всей толще (см. табл. 1, рис. 8д, 8е).

Сланцы этой части толщи отличаются от залегающих ниже даже по внешнему облику. Они представляют собой породы, образованные частым переслаиванием слоев (первые см) “горючих сланцев” – тонколистоватых, с высокой степенью обогащения  $OB$  ( $C_{орг}$  до 20% и более) и более массивных слоев, сложенных глинисто-алевритовым материалом ( $C_{орг}$  6.5–13%). В слоях “горючих сланцев” слагающие их глинистые частицы, сгустки  $OB$  и другие компоненты ориентированы параллельно напластованию, следов биотурбации в них не наблюдается. В слоях глинисто-алевритовых разностей, напротив, в шлифах хорошо видны многочисленные мелкие биогенные нарушения слоистости в виде воронкообразных углублений, заполненные алевритовым материалом.

Вблизи кровли сланцевой толщи залегают пласт темно-бурых однородных тонколистоватых горючих сланцев (толщина 0.10–0.12 м), с содержанием  $C_{орг}$  26%. Сланцы легко расщепляются

ся на отдельные тонкие (первые мм) листочки, на плоскостях напластования отсутствуют какие-либо остатки фауны. В шлифах видно, что ОВ в породе концентрируется в тонких частых слоях и представлено бесструктурной коллоальгинитовой массой коричневатого-желтого цвета (см. рис. 8д).

Верхние части неполных (редуцированных) циклитов пачки III представлены зеленовато-серыми слабокарбонатными неслоистыми глинистыми породами с примесью алевритового материала (до 10%). В этих отложениях встречаются трубчатые ходы мелких зарывающихся организмов (диаметром до 0.5 мм), часто выполненные пиритом; в этих отложениях отмечается равномерная вкрапленность микросферолитов бурой окраски, сложенных гидроксидами железа и являющихся окисленными фрамбоидами пирита. Встречаются также редкие пиритовые стяжения диаметром до 2 см, форма которых свидетельствует об их образовании внутри раковин двустворчатых моллюсков.

Остатки фауны в углеродистых отложениях пачки III встречаются редко – находки раковин аммонитов и остатков крупных двустворок (иноцерамы и бухии) единичны. Раковины в разной степени растворены, иногда от них сохраняются лишь отпечатки. Глинистые отложения также бедны остатками фауны и содержат единичные обломки крупных известковых раковин.

Верхняя часть венчающего сланценовую толщу пласта тонколистоватых сланцев сцементирована фосфатным материалом и прослеживается в пределах обнажения в виде маломощного (до 5 см) непрерывного слоя светло-коричневой окраски. В шлифах отчетливо видна осадочная структура углеродистого осадка, который сцементирован колломорфным фосфатным веществом, представленным франколитом и гидроксилпатитом. Поверхность фосфатного слоя неровная, бугристая, по видимому, биотурбированная, углубления заполнены рыхлым зеленовато-серым песчано-алевритовым материалом, аналогичным по составу отложениям, залегающим выше с размывом.

Как видно из приведенного описания, основными породообразующими компонентами отложений сланценовой толщи являются терригенный и биогенный материал – карбонатный и органическое вещество; в отложениях присутствуют также аутигенные сульфидные, силикатные и фосфатные образования.

Терригенный материал представлен ассоциацией глинистых минералов и алевритовой примесью (существенно преобладает кварц, реже – полевой шпат, слюда, глауконит), количество которой, как правило, незначительно и редко превышает 10%.

Для выяснения минерального состава глин нами была изучена серия образцов из разных частей

разреза. Методом рентгенодифрактометрического анализа фракции <0.001 мм установлено, что основными минералами являются смектит, смешанослойные минералы слюда-смектит (до 30% слоев слюдистого типа), гидрослюды (5–10% разбухающих межслоев) и каолинит; в подчиненном количестве всегда присутствует хлорит.

Постоянство как минерального состава, так и соотношения основных компонентов в глинистой фракции отложений сланценовой толщи разреза “Ивкино”, является его интересной особенностью, поскольку в разновозрастных отложениях Среднего Поволжья наблюдается несколько иная картина. В верхней половине сланценовой толщи разреза “Городище” выявлено резкое уменьшение содержания каолинита (вплоть до его полного исчезновения) с одновременным увеличением количества смектита и появлением клиноптилолита в качестве одного из основных компонентов пород, что показано в работах [Шимкявичус, 1986; Ruffell et al., 2002; Riboulleau et al., 2003], а также установлено в результате наших исследований.

Карбонатный материал в средневожских отложениях, так же как и в подстилающих нижнекимериджских, преимущественно тонкодисперсный и представлен кальцитом, о чем свидетельствуют данные микроскопического и рентгенометрического изучения пород толщи. Природа карбонатного материала биогенная, он состоит из остатков известкового наннопланктона и продуктов разрушения гораздо более крупных раковин макрофауны; в отложениях сланценовой толщи распределен неравномерно. Вверх по разрезу пачки I происходит постепенное увеличение количества известкового материала в глинистых породах и вблизи ее кровли содержание  $\text{CaCO}_3$  достигает 55% (см. табл. 1, рис. 7). В углеродистых сланцах содержание известковой примеси также увеличивается.

Во время накопления отложений пачки II в глинистых разностях сохранялся высокий и устойчивый уровень содержания  $\text{CaCO}_3$ , тогда как в углеродистых сланцах при переходе от цикла к циклу он существенно варьировал. В отложениях пачки III как углеродистые сланцы (с различным уровнем обогащения  $\text{C}_{\text{орг}}$ ), так и чередующиеся с ними глинистые отложения не содержат заметной примеси известкового материала. Очевидно, на этом этапе осадконакопления в палеоводоеме произошли существенные полеоэкологические изменения, что привело к резкому снижению продуктивности известковых организмов.

Сопоставление распределения в отложениях сланценовой толщи  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  показывает, что в целом они вели себя противоположным образом – увеличение концентраций одного компонента сопровождалось уменьшением содержания другого (см. табл. 1, рис. 7), хотя в различных ча-

стях разреза эта тенденция выражена то в большей, то в меньшей степени.

Органическое вещество в углеродистых сланцах и глинистых отложениях присутствует в различной форме.

В углеродистых сланцах существенно преобладает бесструктурное ОВ (до 90–99% ОВ), соответствующее коллоальгиниту (по терминологии А.И. Гинзбург [1991]). Коллоальгинит бывает окрашен в различные оттенки желтого, оранжевого и светло-бурого цветов и обособляется в глинистом матриксе в виде тонких слоев или уплощенных линзочек длиной от сотых долей мм до нескольких мм, располагающихся параллельно напластованию (см. рис. 8в, 8д). Рост концентраций  $C_{орг}$  в сланцах коррелируется с увеличением количества и размерности коллоальгинитовых сгустков.

В прозрачных шлифах при больших увеличениях видно, что глинистый матрикс углеродистых сланцев бывает, в свою очередь, более или менее равномерно пропитан бесструктурным ОВ, по облику напоминающим коллоальгинит, но тонкодисперсным. Подобные агрегаты “глинистое вещество + ОВ”, в которых глинистая составляющая существенно преобладает, согласно [Гинзбург, 1991], относятся к “сорбомикстиниту”. Сорбомикстинит в сланцах, видимо, имеет то же происхождение, что и коллоальгинит, хотя несколько отличается от него по составу. Увеличение доли сорбомикстинита по отношению к коллоальгиниту особенно заметно в относительно низкоуглеродистых (известковистых и глинистых) разновидностях сланцев. Так, для известковистых сланцев, со сравнительно невысоким содержанием  $C_{орг}$ , залегающих в пачках I и отчасти II, характерны мелкие выделения коллоальгинита, их неравномерное распределение в известково-глинистом матриксе; в сланцах этого типа содержание сорбомикстинита сопоставимо с количеством коллоальгинита.

Для наиболее высокоуглеродистых разновидностей сланцев из пачек II и особенно III характерны крупный размер коллоальгинитовых выделений и их многочисленность, напротив, доля в составе ОВ сорбомикстинита незначительна. Такой тип ОВ присущ прежде всего тонколистватым горючим сланцам, залегающим в кровле сланценосной толщи.

В углеродистых сланцах постоянно присутствует примесь мелкого детрита наземного ОВ (5–10%) в виде черных или темно-бурых непрозрачных угловатых обрывков растительных тканей (инертинит), в которых иногда прослеживается их первоначальная структура. Размер и количество примеси растительных остатков заметно увеличиваются в верхней части сланценосной толщи и бывают наиболее высокими в тех

разностях сланцев, которые содержат наибольшее количество алевритовой примеси.

В виде незначительной примеси (до 1%) в ОВ высокоуглеродистых сланцев содержатся спороморфные остатки, представленные цистами динофлагеллят, спорами и пылью наземных растений.

В глинисто-известковых отложениях ОВ присутствует, как правило, в тонкодисперсном виде (см. рис. 8). Количество ОВ в них обычно отрицательно коррелирует с содержанием известкового материала. Происхождение (наземное или морское) тонкодисперсного ОВ в этих отложениях петрографическими методами установить трудно. Коллоальгинит и сорбомикстинит иногда встречаются в качестве примеси, главным образом в составе реликтов первоначально углеродистых слоев, разрушенных при биотурбации. Примесь тонкого растительного детрита в глинистых отложениях присутствует в сравнительно незначительных количествах, однако поскольку другие органические остатки не сохранялись (или не накапливались), ОВ именно этого типа становится доминирующим, что в значительной мере и определяет пиролитические показатели.

Пиролитические параметры ОВ. Результаты пиролитических исследований ОВ в образцах наиболее типичных углеродистых сланцев и глинистых отложений из разных частей разреза приведены в табл. 2.

Как следует из этих данных, ОВ в отложениях в целом характеризуется низкой степенью катагенетической зрелости, о чем свидетельствуют значения температуры максимального извлечения углеводородных соединений в процессе нагревания образцов в инертной атмосфере ( $T_{max} < 435^\circ\text{C}$ ) [Тиссо, Вельте, 1981; Лопатин, Емец, 1987].

В отдельных образцах глинистых отложений с низкими содержанием  $C_{орг}$  (верхняя половина разреза, обр. 20в и 29) значения  $T_{max}$  повышены (до  $444^\circ\text{C}$  и  $458^\circ\text{C}$  соответственно), что может быть связано с присутствием в них инертинита – детрита существенно преобразованного ОВ, переотложенного из более древних отложений, что, по данным [Лопатин, Емец, 1987], обычно приводит к повышению величины  $T_{max}$  органического вещества осадочных пород.

Величина генерационного потенциала ОВ, определяемая по величине  $S_1 + S_2$ , соответствует общему количеству углеводородных соединений, выделившихся из ОВ в результате нагревания образцов до  $300^\circ\text{C}$  ( $S_1$ ) и в интервале  $300\text{--}600^\circ\text{C}$  ( $S_2$ ), при этом  $S_1$  характеризует содержание в породе битумоидов,  $S_2$  – нефтяной потенциал керогена, сохранившийся к моменту анализа [Тиссо, Вельте, 1981; Лопатин, Емец, 1987]. Генерационный потенциал волжских углеродистых сланцев района оценивается как высокий (32.86–159.6 УВ/г), в

Таблица 2. Характеристика ОВ волжских отложений разреза "Ивкино" по данным петрографических и пиролитических исследований

| № пачки | № обр. | Порода                              | Преобладающий тип ОВ                                    | T <sub>max</sub> , °C | S <sub>1</sub> , мг УВ/г породы | S <sub>2</sub> , мг УВ/г породы | ТОС, в % от породы | НН, мг УВ/г ТОС |
|---------|--------|-------------------------------------|---------------------------------------------------------|-----------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------|-----------------|
| I       | 4a     | Углеродистый сланец известковый     | Коллоальгинит, сорбомикстинит                           | 409                   | 0.99                            | 53.78                           | 11.74              | 458             |
|         | 4b     | Известково-глинистая порода темная  | Тонкодисперсное ОВ, мелкий фитодегрит                   | 425                   | 0.04                            | 2.88                            | 2.45               | 117             |
|         | 7a     | Углеродистый сланец известковый     | Коллоальгинит, сорбомикстинит                           | 409                   | 1.77                            | 69.13                           | 14.04              | 402             |
|         | 7c     | Известково-глинистая порода светлая | Тонкодисперсное ОВ                                      | 424                   | 0.03                            | 1.76                            | 1.83               | 96              |
|         | 9a     | Известково-глинистая порода темная  | Сорбомикстинит, коллоальгинит, мелкий фитодегрит        | 419                   | 0.08                            | 8.63                            | 3.68               | 234             |
|         | 10c    | Известково-глинистая порода светлая | Тонкодисперсное ОВ                                      | 419                   | 0.01                            | 0.08                            | 0.46               | 17              |
| II      | 12a    | Высокоуглеродистый сланец           | Коллоальгинит, сорбомикстинит, спороморфные ком-поненты | 399                   | 3.55                            | 184.6                           | 26.74              | 690             |
|         | 14c    | Известково-глинистая порода светлая | Тонкодисперсное ОВ, мелкий фитодегрит                   | 426                   | 0.04                            | 2.82                            | 2.82               | 100             |
|         | 20b    | Известково-глинистая порода темная  | Тонкодисперсное ОВ, мелкий фитодегрит                   | 444                   | 0.04                            | 1.67                            | 1.91               | 87              |
|         | 21     | Углеродистый сланец глинистый       | Коллоальгинит, сорбомикстинит                           | 414                   | 4.26                            | 74.29                           | 16.5               | 450             |
|         | 22     | Высокоуглеродистый сланец           | Коллоальгинит                                           | 412                   | 2.35                            | 110.2                           | 20.5               | 537             |
|         | 27a    | Углеродистый сланец алевитистый     | Сорбомикстинит, мелкий фитодегрит, коллоальгинит        | 406                   | 1.32                            | 32.86                           | 10.87              | 302             |
| III     | 28-1   | Высокоуглеродистый сланец           | Коллоальгинит                                           | 410                   | 3.27                            | 146.1                           | 26.17              | 558             |
|         | 29     | Известково-глинистая порода темная  | Мелкий фитодегрит                                       | 458                   | 0.07                            | 0.4                             | 1.78               | 22              |
|         | 30-1   | Высокоуглеродистый сланец           | Коллоальгинит                                           | 407                   | 5.09                            | 159.6                           | 24.07              | 663             |



то время как для глинисто-известковых пород характерны его низкие значения (0.40–2.82 УВ/г).

Параметр ТОС (total organic carbon) соответствует сумме пиролизированного и остаточного органического углерода (в % на породу). Величины ТОС и  $C_{орг}$ , которые определялись различными методами в образцах, отобранных из одних и тех же слоев, сходны в глинистых породах с низким содержанием ОБ и в наиболее высокоуглеродистых сланцах. В то же время в сланцах с относительно невысоким содержанием ОБ между ТОС и  $C_{орг}$  иногда отмечаются расхождения, что может быть связано как с разными возможностями аналитических методов, так и с крайне неоднородным послойным распределением в этих породах коллоальгинита.

Значения величин водородного индекса ( $HI = S_2/ТОС$ ), полученные для керогена углеродистых сланцев, варьируют в пределах 402–690 мг УВ/г ТОС, что указывает на его преимущественно морское происхождение [Тиссо, Вельте, 1981]. Самые высокие значения  $HI$  (537–690) характерны для наиболее высокоуглеродистых разностей сланцев, залегающих в верхней половине толщи (пачки II и III), обогащенных коллоальгинитом и подвергшихся минимальной биогенной переработке. Максимальные значения  $HI$  установлены в прослое высокоуглеродистых тонколистоватых сланцев пачки III ( $HI = 653$ , обр. 30), не содержащих остатков фауны и следов биотурбации, и в образце 12 пачки II ( $HI = 690$ ), в составе ОБ которого, наряду с коллоальгинитом (преобладает) и сорбомикстинитом (в подчиненном количестве) содержатся спороморфные компоненты. Заметно более низкие значения  $HI$  характерны для образцов известковистых и глинисто-алевритистых сланцев, в различной степени биотурбированных, в которых наряду с коллоальгинитом заметную роль играет также сорбомикстинит.

В целом кероген волжских сланцев принадлежит к керогену I–II типа, источником которого служила, в основном, биомасса морского планктона; он характеризуется высокой сохранностью углеводородной части первичного ОБ несмотря на имевшие место процессы окислительной биохимической деструкции.

В глинисто-известковых отложениях установлены гораздо более низкие значения  $HI$  (17–302). Наименьшие величины  $HI$  (17–100) характерны для пород с содержанием  $C_{орг}$  менее 3%, не содержащих коллоальгинита. Уровень величин  $HI$  определяется здесь в первую очередь присутствием в породах тонкорассеянного аллохтонного фитодетрита (инертинита). В глинистых отложениях, в которых встречаются частички измененного коллоальгинита или мелкие фрагменты, сложенные коллоальгинитом и сорбомикстинитом, со-

хранившимся после биотурбации, величины  $HI$  повышаются до 117–302.

Как в углеродистых сланцах, так и в глинисто-известковых отложениях между величинами  $HI$  и  $C_{орг}$  (ТОС) наблюдается прямая корреляция (см. рис. 7); в них также отмечается связь между величинами  $HI$ , содержанием коллоальгинита и низкой степенью биогенной переработки исходных осадков зарывающимися организмами. Существующие взаимоотношения указывают в целом на зависимость степени сохранности углеводородной части ОБ от количества содержащегося в них автохтонного морского ОБ.

**Перекрывающие сланценосную толщу отложения** залегают на ней по резкой отчетливой границе. Сложены они песчано-алевролитовым материалом с глинистой примесью. В этих отложениях практически отсутствует седиментационная слоистость, что, по-видимому, обусловлено интенсивной биотурбацией осадков (см. рис. 8ж). Характерной чертой отложений является их высокая насыщенность глауконитом (см. рис. 8з). Глауконитовая масса местами цементирует зерна терригенных минералов, что позволяет обоснованно предполагать образование по крайней мере части глауконита “in situ”.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗРЕЗА

В нижнекимериджских отложениях, в средне-волжской сланценосной толще и перекрывающих ее отложениях изучено распределение широкого спектра химических элементов.

Выяснение закономерностей распределения элементов в слоистых толщах, образованных чередованием пластов геохимически контрастных отложений, представляет определенные трудности, поскольку геохимический облик этих отложений мог формироваться как на стадии осадконакопления, так и на постседиментационном этапе – прежде всего в раннем диагенезе. Для нашего случая возможное в принципе влияние постдиагенетических процессов на перераспределение элементов в отложениях можно исключить, поскольку, как отмечалось выше, по комплексу признаков эта толща не подвергалась скольконибудь заметным катагенетическим преобразованиям.

Для того, чтобы оценить влияние на распределение элементов флуктуаций содержания карбонатного материала и ОБ, нами было использовано нормирование концентраций химических элементов в отложениях на содержание в них алюминия – коэффициент “элемент/Al”. Подобный подход часто используется в геохимических исследованиях [Brumsack, 1989; Hild, Brumsack 1998; Lipinski et al., 2003; Riboulleau et al., 2003 и др.] и основан на

тесной связи Al с терригенной составляющей, в которой его содержание определяется, в основном, минеральным составом пород питающих провинций, при этом учитывается инертность Al в процессах диагенетического перераспределения веществ в осадках. Сравнение нормированных данных с исходными показало, что в целом закономерности распределения и поведения элементов в седименто- и диагенезе сходные (рис. 9).

Несомненно, главной геохимической особенностью толщи является крайне неравномерное распределение в ней ОВ, как в целом по разрезу, так и внутри седиментационных циклитов. Большая часть элементов тем или иным образом реагировала на такой характер распределения ОВ.

Наименее значительные колебания в содержании ОВ характерны для *нижнекимериджских* отложений – 0.98–1.59% (см. табл. 1, обр. 1–2). Однако, несмотря на невысокий уровень содержания ОВ, концентрации элементов в некоторых образцах заметно превышают средние значения, характерные для глинистых отложений [Виноградов, 1962; Turekian, Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1991]. Это касается таких элементов, как Ni, Co, Cu, Zn, Mo, Ag, As, в некоторых образцах существенно повышается содержание Mn и P (см. табл. 1, обр. 2). Отметим, что и в нижней части пачки содержания Ni, Co, Zn несколько повышены, но в меньшей степени.

Для объяснения повышения концентраций этих элементов можно было бы предположить их связь с некоторыми локальными источниками сноса и обогащение элементами осадков еще на стадии седиментации. Однако убедительных свидетельств существования таких источников нет.

Наиболее вероятной причиной увеличения содержания элементов в кровле нижнекимериджских отложений является их перераспределение в осадках палеоводоема в результате диагенетических процессов. Прекращение накопления кимериджских отложений в результате регрессии, видимо, привело к выведению на дневную поверхность недавно накопившихся осадков, в которых продолжались диагенетические преобразования. О восстановительной обстановке в илах свидетельствуют многочисленные мелкие выделения пирита. Осушение верхнего слоя отложений привело к тому, что иловые воды, содержавшие в растворенном виде соединения различных элементов, начали активно к нему подтягиваться, на поверхности испаряться, при этом приносившиеся с иловыми водами элементы выпадали в осадок.

Высокие концентрации примерно того же спектра элементов присущи и маломощному (не более 0.2 м) слою известковистых глин в основании сланценой толщи. Он накопился в самом начале средневожской трансгрессии, вероятно,

за счет частичного размыва подстилающих отложений, характеризовавшихся повышенными содержаниями элементов, т.е. его обогащение некоторыми химическими элементами носит, скорее всего, унаследованный характер.

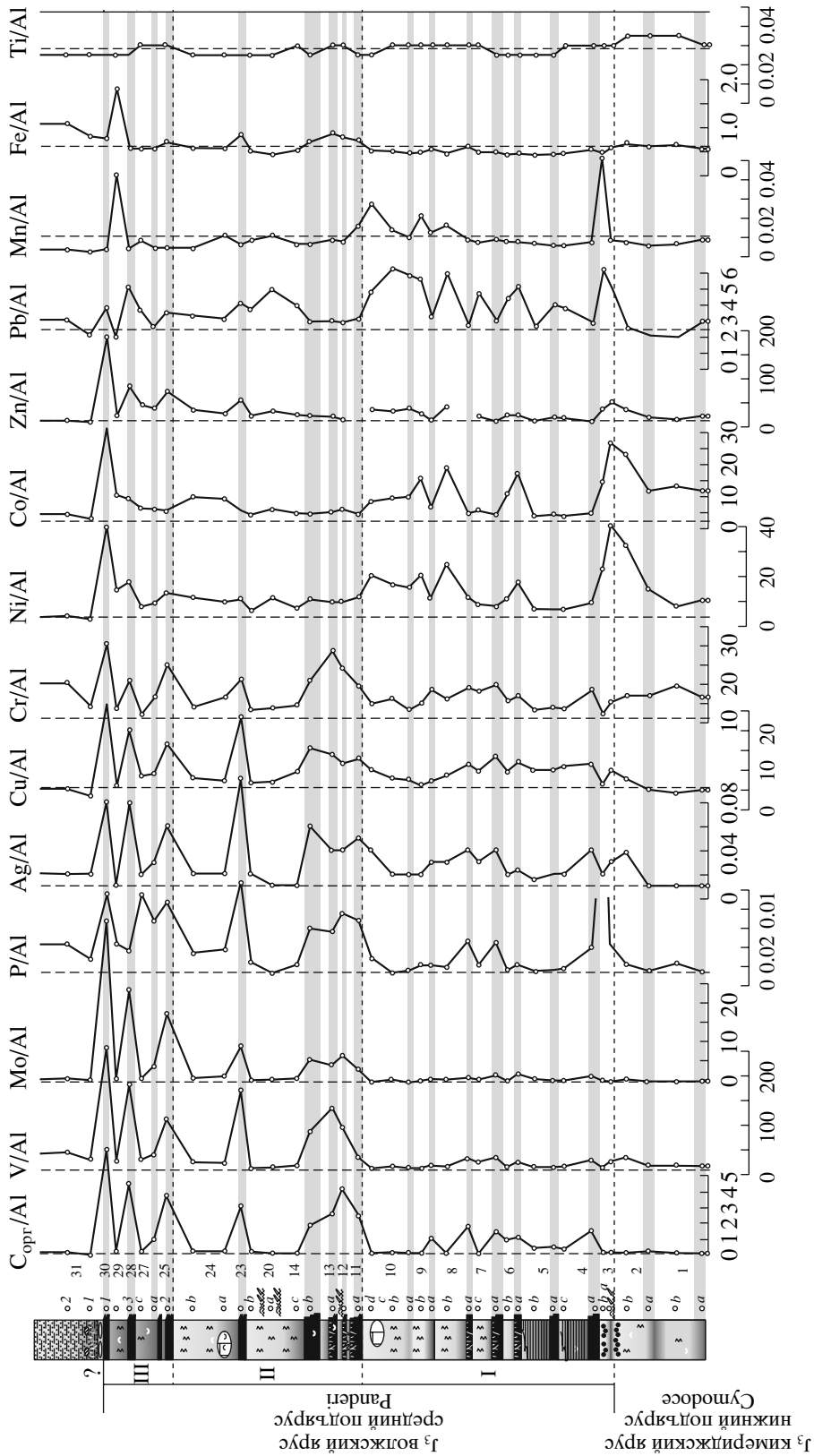
В *сланценой толще* распределение элементов контролировалось как факторами, действовавшими на стадии осадконакопления, так и в диагенезе, когда внутри осадков происходило перераспределение элементов. Однако наиболее вероятно, что эти факторы действовали совместно, только для разных элементов вклад каждого из них в итоговую картину распределения был различным.

Ряд элементов отчетливо коррелирует с ОВ, высокие концентрации которого в пластах углеродистых сланцев возникли на стадии седиментогенеза. Связь ОВ с V хорошо прослеживается по параллельному возрастанию содержаний этих компонентов вверх по разрезу толщи, а также внутри отдельных циклов – высокие содержания V отмечены в углеродистых сланцах в основании циклов и сравнительно низкие в глинистых отложениях. Как видно из табл. 1 и рис. 9, концентрация V в сланцах в верхней части разреза очень высока – до 1000–1200 ppm, что в 8–10 раз превышает фоновые содержания этого элемента. Аналогично ведет себя Mo, концентрация которого в сланцах II и III пачек иногда на 1–1.5 порядка превышает его фоновые содержания. Сходное или близкое поведение характерно для P, As, иногда Cu, Sr.

По-видимому, главным фактором, определявшим высокие концентрации упомянутых элементов в сланцах, было явление сорбции на поверхности частичек ОВ еще на стадии осадконакопления; вполне вероятно, что определенную роль в процессе концентрирования элементов могла играть их диффузия в углеродистые осадки из наддонных вод.

По-иному распределяются в толще Ni и ряд близких к нему по геохимическим свойствам элементов. Как видно из табл. 1 и рис. 9, в осадочных циклах I и II пачек содержание Ni в пластах глинистых отложений часто бывает выше, чем в подстилающих их углеродистых сланцах. Вместе с тем в породах пачки III более высокие содержания Ni наблюдаются уже не в глинистых отложениях, а в углеродистых сланцах.

Такая картина распределения Ni могла возникнуть в результате его диагенетического перераспределения в осадках. В контрастно построенных циклитах, где высокие содержания ОВ характерны для сланцев и весьма низкие для глинистых отложений, существовали различные окислительно-восстановительные обстановки – резко восстановительные в углеродистых осадках и слабовосстановительные, а иногда, возмож-



**Рис. 9.** Распределение в разрезе “Ивкино” концентраций химических элементов, нормированных на содержание алюминия. Вертикальным пунктиром показаны величины  $Al_2O_3/Al$ , рассчитанные как отношение среднего содержания элемента к среднему содержанию алюминия (8.0%) в глинистых породах, по [Turekian, Wederohl, 1961; Wederohl, 1991].  
Условные обозначения к литологической колонке см. рис. 2.

но, окислительные в глинисто-карбонатных. Соответственно, в углеродистых илах Ni переходил в растворимые миграционноспособные формы, которые диффундировали в смежные глинисто-карбонатные осадки и там в условиях иных Eh осаждались. Причем миграция Ni могла происходить как в перекрывающие, так и в подстилающие отложения. Первоначально, на стадии седиментации, углеродистые осадки содержали, видимо, гораздо большее количество Ni, а существующая ныне картина возникла в результате перераспределения элемента между смежными слоями осадков в диагенезе. В пользу этого предположения свидетельствует характер распределения Ni в отложениях пачки III. Здесь, хотя сланцы и обогащены в максимальной степени ОВ, чередующиеся с ними глинистые отложения также содержат заметное количество  $C_{орг}$ . В связи с этим в обоих типах отложений в диагенезе существовали отчетливо выраженные восстановительные обстановки. Соответственно между ними не было существенного градиента Eh и не возникали предпосылки для интенсивного перераспределения элементов для их диффузионного поступления из углеродистых в глинистые осадки.

По характеру поведения в геохимически контрастных слоях к группе Ni относятся такие элементы, как Co, Zn, Mn, в меньшей степени Pb. Слабоконтрастное распределение элементов в толще, но также с несколько повышенными содержаниями в глинистых отложениях, отмечено для В, Ga, Ge, что обусловлено, скорее всего, их связью с глинистым веществом.

Отчетливой тенденции тяготения Fe к тем или иным частям осадочных циклитов не установлено. Что касается его распределения в целом по разрезу, то наблюдается общее понижение его концентраций в отложениях пачки I и некоторый рост в породах пачек II и III. То же можно сказать и о распределении Cr и Sn.

Отметим, что поведение химических элементов в кимериджских и волжских отложениях, несомненно, зависело также от фактора биотурбации, который обуславливал перемешивание осадочного материала, изменял проницаемость осадков, что влияло на ход диагенетических процессов. Однако вопрос о степени его воздействия на геохимический облик отложений требует специального рассмотрения.

На следующем этапе седиментации, сменившем этап сланцеобразования, происходило накопление песчано-алевритовых осадков. В геохимическом отношении эти отложения существенно отличаются от образывавшихся прежде, а именно умеренным количеством ОВ ( $C_{орг} \sim 1\%$ ), содержаниями подавляющего числа элементов, близкими к кларковым значениям, типичным для этого типа пород. Обращают на себя внимание

только повышенные содержания Fe (6.9–7.4%), что, впрочем, достаточно характерно для базальных горизонтов толщи, начавшей накапливаться на фоне трансгрессии. Поскольку гидроксиды Fe являются хорошими сорбентами, не вызывает удивления также несколько повышенный уровень концентрации в породах V: эти элементы очень часто в седиментогенезе ведут себя сходным образом [Холодов, 1973 и др.]. В результате диагенетических преобразований значительная часть Fe в этих отложениях вошла в состав аутигенного глауконита.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализируя разрез “Ивкино” в целом, видим, что по сравнению с разрезами Среднего Поволжья в нем, с одной стороны, сланценосная толща представлена в более полном виде – здесь гораздо меньше следов перемылов, конденсации отложений, софтграундов, а с другой – в разрезе отсутствуют горизонт песчаников и “фосфоритовая плита”, венчающие волжскую толщу в разрезе “Городище”. Причины их отсутствия могут быть различными: 1) последующий размыв верхней части разреза, 2) большая удаленность разреза от берега, 3) существование геоморфологических препятствий для продвижения сюда песчаных фаций; возможно также, что область Среднего Поволжья была той частью палеобассейна, куда происходил сток дренировавших западную сушу рек, приносивших основную массу песчаного материала. Что касается большей полноты разреза сланценосной толщи, то это могло быть обусловлено либо накоплением отложений в более глубоководных обстановках (хотя у нас нет прямых свидетельств этого, за исключением, может быть, меньшего количества в отложениях остатков литоральной бентосной фауны), либо просто в более затишных и гидродинамически спокойных участках палеобассейна, возможно, окруженных геоморфологически выраженными в рельефе дна поднятиями.

Как следует из анализа распространения биоты в литологически различных отложениях разреза “Ивкино”, палеоэкологическая обстановка в водоеме во время накопления сланценосной толщи была крайне нестабильной. Во время накопления глинисто-известковых отложений с низкими содержаниями ОВ преобладали условия, благоприятные для существования различных форм организмов, характерных для нормально аэрируемых морей. Напротив, при накоплении интенсивно обогащенных ОВ осадков условия обитания организмов резко ухудшалась. С этим связано преобладание ювенильных форм моллюсков в пластах углеродистых сланцев, резкое падение в них количества наннопланктона, других форм бентосных и планктонных организмов.

Резкий всплеск биопродуктивности органикостенного планктона (бактериопланктон, различные виды микроводорослей и др.) мог приводить к развитию в водоеме различных по негативному воздействию на биоту факторов. Отметим некоторые из них. Во-первых, вполне вероятно, что накопление высокоуглеродистых илов способствовало возникновению в водной толще аноксидных обстановок, в пользу чего говорят находки (в других разрезах [Бушнев, 2007]) производных изорениератена – биомаркеров фотосинтезирующей водоросли рода *Chlorobium*, обитающей в фотической зоне на границе с толщей воды с сероводородным заражением [Damste et al., 1993, 1995; Repeta, Simpson, 1991; Repeta et al., 1989 и др.]. Вместе с тем в относительно неглубоком водоеме вряд ли аноксидные обстановки были стабильными и могли охватывать достаточно мощный слой наддонной воды. Другим негативным фактором была чрезвычайно высокая интенсивность цветения органикостенного планктона, который потреблял основную массу биофильных элементов, что ограничивало развитие других форм микробиоты, в том числе известьвыделяющих. Соответственно, как было показано выше, в осадках на фоне резкого возрастания содержания ОВ, количество карбонатного компонента заметно сокращалось (см. рис. 7). Наконец, нельзя исключить еще один аспект этого бурного цветения, которое могло приобретать характер “красных приливов”. Последние, как показывают наблюдения в современных морях, нередко бывают токсичными, что оказывает негативное воздействие на подавляющее большинство макро- и микробиоты. Таким образом, следствием интенсивного цветения органикостенного планктона могло быть резкое ухудшение палеоэкологических обстановок как в придонных, так и поверхностных частях водной массы волжского моря [Гаврилов, Копаевич, 1996]. Причем во время образования слоев углеродистых осадков экологические условия также могли варьировать, на что указывает появление на некоторых плоскостях напластования в сланцах остатков бентосной фауны, хотя и явно угнетенной.

Следует также иметь в виду, что вверх по разрезу сланценой толщи сокращается количество как макро-, так и микрофауны, вплоть до полного их исчезновения, что отчетливо видно по распространению в отложениях аммонитов и наннопланктона. При этом следует отметить временную – на уровне слоя 24 – нормализацию экологической обстановки, о чем свидетельствует одновременное появление в этих отложениях аммонитов и наннопланктона.

Какова причина значительных флуктуаций палеоэкологических условий и общего тренда их ухудшения к позднему этапу накопления волжских отложений? Ответ на этот вопрос может

быть получен, если рассмотреть динамику формирования сланценой толщи.

Структура верхнеюрской толщи в разрезе “Ивкино” (так же, как и в разрезах Среднего Поволжья) свидетельствует о том, что общий преимущественно регрессивный тренд развития позднекимериджского-волжского бассейна осложнялся регрессивно-трансгрессивными циклами по крайней мере трех разных порядков. Наиболее отчетливо выражены два регрессивных эпизода – один перед накоплением сланценой толщи, другой после ее образования. Оба эти эпизода выражены в разрезе резкой сменой обстановок осадконакопления, что привело к образованию различных по литологическим и геохимическим параметрам отложений.

Два других регрессивных эпизода произошли во время формирования сланценой толщи, разделив в целом единый этап ее образования на три подэтапа, соответствующих накоплению отложений пачек I, II, III. В кровле пачки I залегает слой известковых конкреций. Их появление, очевидно, связано со сравнительно небольшим размывом накопившихся отложений во время регрессивного эпизода и образованием конденсированного слоя с повышенным количеством перемытого биогенного карбонатного материала, который перераспределялся в диагенезе с формированием стяжений. Такого рода горизонты конкреций нередко встречаются в кровле осадочных циклов, образование которых заканчивается регрессивными эпизодами.

Наиболее мелкими элементами разреза, связанными с флуктуациями уровня моря, являются описанные выше седиментационные циклиты, которые прослеживаются как в кимериджских, так и в волжских отложениях, хотя на разных стратиграфических интервалах они имеют свою специфику. Наиболее вероятна их связь с циклами Миланковича. Резкие контакты слоев сланцев с подстилающими отложениями и, напротив, их плавные переходы к вышележащим элементам циклита говорят в пользу того, что образование циклитов начиналось с трансгрессивных эпизодов, а заканчивалось падением уровня моря и небольшим размывом накопившихся осадков (в кровле циклитов). Амплитуда флуктуаций уровня моря в этих случаях, очевидно, не превышала нескольких метров.

Н.М. Страхов [1934, 1962] на основании того, что в ОВ сланцев был обнаружен хлорофилл, связал вспышки накопления обогащенных ОВ отложений с образованием в водоеме “подводных лугов” с развитием на них фитобентоса; цикличность же их появления – с колебаниями дна (видимо, тектоническими) и периодическим выведением его в фотическую зону.

Нам представляется, что механизм формирования сланценой толщи был несколько иной. Прежде всего важно понять, с чем связано накопление в начале циклов углеродистых осадков, которые в дальнейшем сменялись глинисто-известковыми. Для объяснения механизмов импульсного накопления углеродистых отложений наиболее подходит предложенная ранее модель образования обогащенных ОВ осадков во время быстрых и относительно непродолжительных трансгрессий [Гаврилов, 1994; Гаврилов и др., 1997, 2002, 2004; Gavrilov et al., 2003]. Суть ее заключается в следующем. На стадии регрессии на освободившихся от моря территориях в условиях гумидного климата быстро формировались почвы, озерно-болотные ландшафты, где происходило накопление ОВ в твердом и растворимом виде, а также соединений биофильных элементов Р, N, Fe и др. После того, как регрессию сменяла трансгрессия, наступающее море взаимодействовало с этими ландшафтами. При этом в море поступали биофильные элементы, что приводило к резкой вспышке биопродуктивности наиболее низкоорганизованных форм биоты – бактериопланктона, органикостенных динофлагеллят и др., соответственно к накоплению обогащенных ОВ илов. Причем выносившееся из этих ландшафтов твердое ОВ растительного происхождения также принимало участие в формировании углеродистых осадков. Это подтверждают данные пиролиза ОВ, свидетельствующие о смешанном его характере – преобладающем бассейновом с примесью наземного. Если на начальных стадиях трансгрессии основным поставщиком биофильных элементов в море являлись наземные прибрежные ландшафты, то с началом накопления обогащенных ОВ илов начинал “работать” рециклинг биофильных элементов непосредственно в бассейне осадконакопления, т.е. возвращение из восстановленных осадков некоторых элементов, и прежде всего фосфора. По-видимому, рециклинг мог поддерживать высокую биопродуктивность в водоеме даже тогда, когда при замедлении трансгрессии поступление биофильных элементов с суши начинало сокращаться. В пользу существования рециклинга говорят данные распределения и содержания в разрезе сланцевой толщи фосфора. Как было показано выше, существует положительная корреляция между  $C_{орг}$  и Р. Однако, если бы поступающий в осадки в составе ОВ фосфор захоронялся в полном объеме, его современные содержания в горизонтах сланцев были бы значительно выше. По завершении трансгрессии и затухании рециклинга образование углеродистых илов прекращалось и сменялось накоплением фоновых для бассейна глинисто-карбонатных осадков. На флуктуации биопродуктивности, возможно, оказывало влияние еще одно обстоятельство. Циклическое падение уровня моря и уменьшение

его глубины могло создавать на этой стадии условия для большего прогрева вод бассейна, что благоприятствовало расцвету фитопланктона.

Таким образом, на разных стадиях формирования седиментационных циклов доминировали различные формы микропланктона – вначале органикостенные, в дальнейшем извествьывделяющие (наннопланктон, фораминиферы и т.д.). Многократное повторение такого сценария изменения режима биогенной седиментации привело к образованию циклически построенной сланценой толщи.

Отметим, что во время накопления верхних элементов циклитов (глинисто-известковые отложения) в осадки поступало ОВ разного происхождения. Однако захоронявшееся с известковым микропланктоном ОВ было неустойчивым, принимало активное участие в диагенетических процессах и в осадках почти не сохранялось. Напротив, растительное ОВ, поступавшее в это время в водоем в относительно небольших количествах с суши, уже было в значительной степени окисленным, нереакционноспособным и захоронялось в осадках без существенных потерь. Этим, видимо, объясняются весьма низкие значения водородного индекса в глинисто-известковых отложениях (см. табл. 2).

Появление в разрезе юрских отложений Русской плиты толщи волжских высокоуглеродистых пород, существенно отличающихся по литолого-геохимическим параметрам от смежных горизонтов, ставит вопрос о причинах резкого возрастания накопления ОВ на определенном этапе развития бассейна. Описанный выше механизм образования седиментационных циклитов с обогащением их нижних частей ОВ действовал и в “досланцевое” время: циклическость прослеживается во всем разрезе верхнеюрских отложений Русской плиты. Однако при высоком и стабильном стоянии уровня моря малоамплитудные его колебания незначительно влияли на изменение поставки биофильных элементов из прибрежных ландшафтов, что обусловило слабую вещественную дифференциацию между нижними и верхними элементами циклов.

Палеогеографическая ситуация существенно изменилась после перерыва в осадконакоплении, вызванного падением уровня моря в конце кимериджского времени. Волжская трансгрессия, хотя и была достаточно мощной и быстрой, но обусловивший ее подъем уровня моря был по амплитуде существенно меньше, чем существовавший ранее в кимериджское время. Это привело к тому, что, во-первых, в прибрежной зоне образовалась широкая полоса суши, на которой развивались, как отмечалось выше, почвы, озерно-болотные ландшафты, а во-вторых, обнажились (т.е. оказались не затопленными) внутриводоем-



новые поднятия, образовавшие острова (группы островов), на которых возникли такие же ландшафты, что и на “основной суше”. Рельеф в пределах этих ландшафтов был плоским, т.к. ранее был выровнен, выположен морской эрозией и осадконакоплением. Соответственно, даже небольшие по амплитуде колебания уровня моря, в частности его подъем, приводили к затоплению обширных низинных территорий, в результате чего в водоем быстро и в больших количествах поступали биофильные элементы, что вызывало мощный всплеск биопродуктивности органикостенной микробиоты и накопление высокоуглеродистых осадков.

Такая ситуация существовала на протяжении фазы Panderi среднего подвека волжского века. Помимо малоамплитудных колебаний, ответственных за формирование элементарных циклитов, дважды за период накопления сланценой толщи происходило более масштабное падение уровня моря. Причем при последующих поднятиях уровень стояния моря не достигал уровня, существовавшего до его падения. В результате осадки каждой последующей из трех пачек накапливались во все более мелководных условиях. Отметим также, что сближенное расположение пластов углеродистых отложений в основании второй пачки (так же, как и в редуцированной третьей) обусловлено их накоплением в относительно мелководных условиях на фоне развивавшейся трансгрессии; после того, как трансгрессия достигала максимума и уровень моря стабилизировался, начинали формироваться более мощные циклиты с хорошо выраженными нижним, средним и верхним элементами.

Такой сценарий накопления верхнеюрских отложений позволяет объяснить и некоторые геохимические особенности сланценой толщи. В частности, становится понятным рост содержания ОВ в сланцах вверх по разрезу, поскольку биопродуктивность водоема максимальна вблизи источников биофильных элементов, каковой являлась суша, а бассейн постепенно мелел. Поскольку суша вообще была источником подавляющего большинства химических элементов, их наибольшие концентрации также тяготеют к приближенной к берегу зоне максимальной биопродуктивности. Последняя выступала в качестве своеобразного биофильтра, улавливавшего широкий спектр элементов. Поскольку источником элементов служила не только “основная суша”, но и появившиеся на этой стадии развития бассейна острова, в водоеме было немало зон повышенной биопродуктивности. Причем вокруг относительно высоких поднятий, образовавших острова раньше других, углеродистые осадки также могли начать накапливаться раньше, чем в других частях водоема, где острова появились позже. Это обстоятельство создавало определенную пестроту

в распределении фаций, что затрудняет корреляцию разрезов. Как видим, колебания уровня моря разного порядка были мощным фактором, регулировавшим динамику осадконакопления и геохимические особенности отложений.

Сравнение сланценой толщи разреза “Ивкино” с отложениями разреза “Городище” в Среднем Поволжье показывает, что по строению они схожи – в обоих случаях внутри толщи выделяются 3 пачки, которые, в свою очередь, в разных разрезах имеют близкое внутреннее строение. Близость структуры разрезов, удаленных друг от друга почти на 400 км, свидетельствует о том, что они отражают одинаковые тенденции в развитии средневожского бассейна на Русской плите.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ литолого-геохимических и макро- и микропалеонтологических характеристик волжских отложений разреза “Ивкино” показал:

1. Строение разреза сланценой толщи характеризуется отчетливо выраженной цикличностью. Элементарные осадочные циклиты состоят из трех элементов: нижний – слой углеродистых сланцев, средний – слой темно-серых глинисто-карбонатных пород, верхний – слой светло-серых глинисто-карбонатных пород. Переходы между элементами циклитов постепенные, тогда как между циклитами резкие.

2. Данные пиролитических и микроскопических исследований свидетельствуют о преобладании в сланцах бассейнового органического вещества (кероген I–II типа, содержание  $C_{орг}$  20% и более) и о незначительном количестве органики наземного происхождения (кероген III типа), присутствующей в основном в слабо обогащенных ОВ глинисто-карбонатных отложениях.

3. Сланценой толща сложена геохимически контрастными отложениями; в пластах углеродистых пород концентрация многих элементов достигает значений, иногда на 1–2 порядка превышающих фоновые; в глинисто-карбонатных породах их содержание невелико. На распределение элементов в отложениях повлияли факторы, действовавшие как на стадии осадконакопления, так и в диагенезе.

4. Литологические характеристики разных частей юрского разреза свидетельствуют о том, что в ряду: нижнекимериджские, средневожские и перекрывающие их отложения накопление каждой последующей толщи происходило все в более мелководных условиях. В свою очередь, во время образования сланценой толщи обстановки седиментации также менялись в сторону обмеления бассейна.

5. Фауна аммонитов и наннопланктона свидетельствует о палеоэкологически неблагоприят-

ных обстановках в бассейне седиментации во время накопления углеродистых осадков.

6. Образование сланценой толщи происходило на фоне частых короткопериодных колебаний уровня моря. На этапах наступления моря на сушу из наземных ландшафтов происходил вынос в бассейн биофильных элементов, что служило причиной вспышки биопродуктивности органического фитопланктона и накопления углеродистых осадков. Высокой продуктивности способствовал также рециклинг биофильных элементов.

7. Структура разреза сланценой толщи “Ивкино” в целом сходна со структурой разрезов Среднего Поволжья, что отражает общие закономерности развития средневожского бассейна Русской плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 06-05-65282, № 06-05-64284) и Гранта Президента РФ МК-3235.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабашкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копачевич Л.Ф., Найдин Д.П.* Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. М.: Изд-во МГУ, 2002. 163 с.
- Бушнев Д.А.* Геохимия органического вещества углеродистых толщ Восточно-Европейской платформы / Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 2007. 38 с.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 555–571.
- Гаврилов Ю.О.* О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // *Экосистемные перестройки и эволюция биосферы* / Под ред. Розанова А.Ю., Семихатова М.А. М.: Недра, 1994. С. 305–311.
- Гаврилов Ю.О., Копачевич Л.Ф.* О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1996. № 4. С. 3–14.
- Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г.* Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта // *Литология и полезные ископаемые*. 1997. № 5. С. 492–517.
- Гаврилов Ю.О., Щенетова Е.В., Барабашкин Е.Ю., Щербинина Е.А.* Раннемеловой аноксический бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // *Литология и полезные ископаемые*. 2002. № 4. С. 359–380.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.* Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // *Современные проблемы геологии* / Под ред. Гаврилова Ю.О., Хуторского М.Д. М.: Наука, 2004. С. 493–531.
- Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.Л.* Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1962. 195 с.
- Герасимов П.А., Михайлов Н.П.* Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1966. № 2. С. 118–138.
- Гинзбург А.И.* Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991. 116 с.
- Добрянский А.Ф.* Горючие сланцы СССР. Л., М.: Гостоптехиздат, 1947. 232 с.
- Иванов А.П.* Геологическое описание фосфоритонесных отложений Костромской губ. по р. Волге к востоку от г. Кинешмы и по рр. Унже и Нее // *Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Труды комиссии Московского сельскохозяйственного института по исследованию фосфоритов* / Под ред. Самойлова Я. 1909. Костромская губерния (рр. Волга и Унжа). Вып. 1. С. 71–145.
- Иловайский Д.И., Флоренский К.П.* Верхнеюрские аммониты бассейнов рек Урала и Илека // *Материалы к познанию геологического строения СССР*. Нов. сер. 1941. Вып. 1. С. 7–195.
- Кротов П.* Материалы для геологии Вятской губернии. III. Геологические исследования в северной полосе Вятской губернии // *Тр. общества естествоиспытателей Казанского университета*. 1879. Т. VIII. Вып. 2. 116 с.
- Лопатин Н.В., Емец Т.П.* Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 145 с.
- Львов С.В.* Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 140 с.
- Микулаш Р., Дронов А.* Палеоихнология – введение в изучение следов ископаемых организмов. Прага: Геол. ин-т АН Чешской Республики, 2006. 122 с.
- Митта В.В., Стародубцева И.А.* Полевые работы 1998 г. и биостратиграфия нижнего келловоя Русской платформы // *VM-Novitates. Новости из Геологического музея РАН им. В.И. Вернадского*. 1998. № 2. 20 с.
- Михайлов Н.П.* Зональное расчленение нижнего волжского яруса и его аналогов // *Доклады советских геологов к I-му Международному colloquium по юрской системе*. Тбилиси: Изд-во АН Груз.ССР, 1962. С. 185–199.
- Олферьев А.Г.* Стратиграфия юрских отложений Московской синеклизы // *Юрские отложения Русской платформы*. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 48–61.
- Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Рогов М.А.* Предварительные материалы магнитостратиграфического изучения верхнекимериджского подъяруса – волжского яруса (с. Городище, Ульяновская обл.) // *Материалы Первого Всероссийского совещания “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”* / Под ред. Захарова В.А., Рогова М.А., Дзюба О.С. М.: ГИН РАН, 2005. С. 191–192.
- Прогноз горючих сланцев Европейской части СССР* / Под ред. Котлукова В.А., Баукова С.С. Таллин: АН Эстонской ССР, 1974. 72 с.
- Репин Ю.С., Захаров В.А., Меледина С.В., Нальняева Т.Л.* Атлас моллюсков Печорской юры. СПб.: Недра, 2006. 262 с.
- Розанов А.Н.* О зонах подмосковного портланда и о вероятном происхождении портландских фосфоритовых слоев под Москвой // *Материалы к познанию геологического строения Российской Империи*. 1913. Вып. 4. С. 17–103.
- Розанов А.Н.* О зональной классификации отложений нижнего волжского яруса Симбирской губернии // *Из-*

- вестия Московского отделения Геологического комитета. 1919 (1923). Т. 1. С. 193–204.
- Рогов М.А. Ассоциации моллюсков позднеюрского моря Восточно-Европейской платформы // Биосфера – экосистемы – биоты в прошлом Земли: палеобиогеографические аспекты / Под ред. Гладенкова Ю.Б., Кузнецовой К.И. М.: Наука, 2005. С. 178–199.
- Страхов Н.М. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* d'Orb. (Очерк литологии) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. XII. Вып. 2. С. 200–248.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
- Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 504 с.
- Холодов В.Л. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 270 с.
- Худяев И.Е. Мезозойские осадки в районе р. Сысолы (по коллекциям Л.И. Лутугина) // Известия Геологического комитета. 1927. Т. 46. № 5. С. 497–522.
- Шимкявичус П. Литология и глинистая минералогия верхнеюрских отложений центральной части Восточно-Европейской платформы // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 180–192.
- Щенетова Е.В. Седиментационные и геохимические обстановки формирования толщи волжских горючих сланцев *Dorsoplanites panderi* в северо-западной части Московской синеклизы // Материалы Первого Всероссийского совещания “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” / Под ред. Захарова В.А., Рогова М.А., Дзюба О.С. М.: ГИН РАН, 2005. С. 256–261.
- Явхута Г.В. Верхнеюрская сланценосная формация (Волжско-Печорская провинция) // Формации горючих сланцев / Под ред. Байкова С.С., Котлукова В.А. Таллин: “Валгус”, 1973. С. 53–70.
- Bornemann A., Aschwer U., Mutterlose J. The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic-Cretaceous boundary // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. V. 199. P. 187–228.
- Bown P.R., Cooper M.K.E., Lord A.R. A calcareous nannofossil biozonation scheme for the early to mid Mesozoic // *Newsletters on Stratigraphy.* 1988. V. 20. P. 91–114.
- Bralower T.J., Monechi S., Thierstein H.R. Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale // *Mar. Micropaleontology.* 1989. V. 14. P. 153–235.
- Bromley R.G. Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications (Second Edition). London: Chapman and Hall, 1996. 361 p.
- Brumsack H.-J. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and Black Sea // *Geologische Rundschau.* 1989. B. 78. H. 3. P. 851–882.
- Damste J.S.S., Koster J., Baas M. et al. Cyclisation and aromatisation of carotenoids during sediment diagenesis // *J. Chem. Soc. Chem. Commun.* 1995. № 2. P. 187–188.
- Damste L.S.S., Wakehan S.O., Kohnen M.E.L. et al. A 6000-year sedimentary molecular record of chemocline excursions in the Black Sea // *Nature.* 1993. V. 362. P. 827–829.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhänsli H. Paleocene/Eocene boundary events in the Northeastern Peri-Tethys // *Causes and consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene* / Eds Wing S.L., Gingerich P.D., Schmitz B., Thomas E. Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper 369. 2002. P. 147–168.
- Giraud F., Pittet B., Mattioli E., Audouin V. Paleoenvironment controls on the morphology and abundance of the coccolith *Watznaueria britannica* (Late Jurassic, southern Germany) // *Marine Micropaleontology.* 2006. V. 60. № 3. P. 205–225.
- 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.
- Kessels K., Mutterlose J., Ruffell A. Calcareous nannofossils from late Jurassic sediments of the Volga Basin (Russian Platform): evidence for productivity-controlled black shale deposition // *Intern. J. Earth Sci.* 2003. V. 92. № 5. P. 743–757.
- Kutek J. The Scythicus Zone (Middle Volgian) in Poland: its ammonites and biostratigraphic subdivisions // *Acta geol. Polon.* 1994. V. 44. № 1–2. P. 1–33.
- Lipinski M., Warning B., Brumsack H.-J. Trace metals signatures of Jurassic/Cretaceous black shales from the Norwegian Shelf and the Barents Sea // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. V. 190. P. 459–475.
- Lord A.R., Cooper M.K.E., Corbett P. W.M. et al. Microbiostratigraphy of the Volga Stage (Upper Jurassic), Volga River, USSR // *N. Jb. Geol. Palaeontol. Mh.* 1987. Bd. 10. S. 577–603.
- Repeta D.J., Simpson D.J. The distribution and recycling of chlorophyll, bacteriochlorophyll and carotenoids in the Black Sea // *Deep-Sea Res.* 1991. V. 38. Suppl. 2. P. 969–984.
- Repeta D.J., Simpson D.J., Jorgensen B.B. et al. Evidence for anoxygenic photosynthesis from the distribution of bacteriochlorophylls in the Black Sea // *Nature.* 1989. V. 342. P. 69–72.
- Riboulleau A., Baudin F., Deconink J.-F. et al. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. V. 197. P. 171–197.
- Rogov M.A. The Russian Platform as a key region for Volgian/Tithonian correlation: A review of the Mediterranean faunal elements and ammonite biostratigraphy of the Volgian stage // *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia.* 2004. V. 110. T. 1. P. 321–328.
- Ruffell A.H., Price J.D., Mutterlose J. et al. Late Jurassic climate change in the Volga Basin (SE Russia): clay mineral and calcareous nannofossil evidence // *Geol. J.* 2002. V. 37. P. 17–33.
- Thierry J. Early Tithonian (141–139 My) // *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps* / Eds Dercourt J. et al. Paris: CCGM/CGMW, 2000. P. 99–110.
- Tremolada F., Bornemann A., Bralower T.J. et al. Paleooceanographic changes across the Jurassic/Cretaceous boundary: The calcareous nannoplankton response // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241. P. 361–371.
- 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.
- Vishnevskaya V.S., De Wewer P., Baraboshkin E.Yu. et al. New stratigraphic and paleogeographic data on Upper Jurassic and Cretaceous deposits from the eastern periphery of the Russian Platform // *Geodiversitas.* 1999. V. 21. № 3. P. 347–363.
- 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.