

Палеоклиматические условия накопления верхнеюрских и нижнемеловых высокоуглеродистых отложений Ульяновско-Саратовского прогиба (восток Русской плиты)

Константин Игоревич НИКАШИН¹

Светлана Олеговна ЗОРИНА^{1**}

Валерий Сергеевич ИЛЯСОВ^{2***}

Илья Владимирович КОЛЧИН^{1****}

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

²ООО «Газпромнефть-Ямал», Тюмень, Россия

Аннотация

Актуальность. Высокоуглеродистые уровни в морских отложениях могут маркировать резкие изменения палеоклимата. На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба (УСП) широко распространены два высокоуглеродистых уровня – средневожская промзинская свита (верхняя юра) и нижеаптская ульяновская толща (нижний мел). Несмотря на многолетнее изучение механизмов их накопления, вопрос о роли палеоклимата в этих механизмах остается открытым.

Целью исследования было оценить роль климатических условий как фактора накопления средневожских и нижеаптских высокоуглеродистых отложений на северо-востоке УСП.

Методы. Для реконструкции климатических условий и оценки их влияния на накопление высокоуглеродистых отложений было проведено комплексное изотопно-геохимическое исследование кальцитовых и арагонитовых раковин нескольких групп бентосных и пелагических организмов. Предварительно методами оптической микроскопии, рентгенофазового и пиролитического анализов были изучены литолого-геохимические особенности высокоуглеродистых и вмещающих отложений.

Результаты. Изотопно-геохимическое изучение раковинного материала позволило построить бентосную и пелагическую палеотемпературные кривые для поздней юры–раннего мела и реконструировать климатические условия УСП, существовавшие во время накопления промзинских и ульяновских высокоуглеродистых сланцев. На основе этих данных, а также данных литолого-геохимического изучения был уточнен механизм накопления промзинских и ульяновских сланцев.

Выводы. Полученные результаты не выявили связи между изменениями климата и накоплением средневожских высокоуглеродистых отложений. В конце средневожского времени зафиксирован эпизод кратковременного похолодания, вероятно, связанного с вулканической активностью островных дуг северной окраины Тетиса. Нижеаптский высокоуглеродистый горизонт формировался в гипертермальных условиях. Потепление климата контролировало накопление высокоуглеродистых осадков, увеличивая поступление в бассейн биофильных элементов и (или) создавая условия для его стратификации и стагнации.

Ключевые слова: палеоклимат, изотопы кислорода и углерода, средневожский подъярус, нижеаптский подъярус, Ульяновско-Саратовский прогиб.

Введение

Мезозой, за исключением некоторых его интервалов, был временем господства на Земле парникового климата [1, 2]. На фоне этого длительного климатического оптимума выделяют несколько гипертермальных событий – эпизодов быстрого повышения глобальных температур до крайне высоких значений [3]. Все они коррелируют с океанскими аноксическими событиями и маркируются в

морских разрезах горизонтами высокоуглеродистых отложений (черных сланцев), образование которых обычно связывают со вспышками продуктивности планктона и с нарушенной циркуляцией в морях и океанах [4, 5].

На востоке Русской плиты, в верхнеюрском–нижнемеловом разрезе северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба (УСП), известно несколько высокоуглеро-

✉ kostya97@inbox.ru

 <http://orcid.org/0000-0002-4749-9895>

**svzorina@yandex.ru

 <http://orcid.org/0000-0001-6315-1672>

***ilyasov.vs@gazprom-neft.ru; 230989@list.ru

 <https://orcid.org/0000-0003-3777-4926>

****kolchin.ilja@yandex.ru

 <https://orcid.org/0009-0003-2755-3270>

дистых горизонтов, в том числе средневожская промзинская свита и нижнеаптская ульяновская толща. Ульяновская толща по времени своего накопления совпадает с хорошо изученным гипертермальным глобальным океанским аноксическим событием OAE 1a (Oceanic Anoxic Event 1a), тогда как промзинскую свиту нельзя соотнести с каким-либо из известных гипертермальных событий.

Относительно причин накопления этих высокоуглеродистых уровней существуют различные гипотезы. Накопление промзинской свиты связывали, в частности, со

вспышками продуктивности бентосных [7] и планктонных [8] водорослей. В [9] ведущая роль в образовании высокоуглеродистых отложений в позднеюрских бореальных бассейнах отводится перестройкам планктонных экосистем. Ульяновская толща, по мнению большинства современных исследователей, формировалась в аноксических условиях [10, 11]. Вопрос о роли климатического фактора, в том числе и гипертермальных условий, в накоплении промзинской свиты и ульяновской толщи изучен еще не до конца.

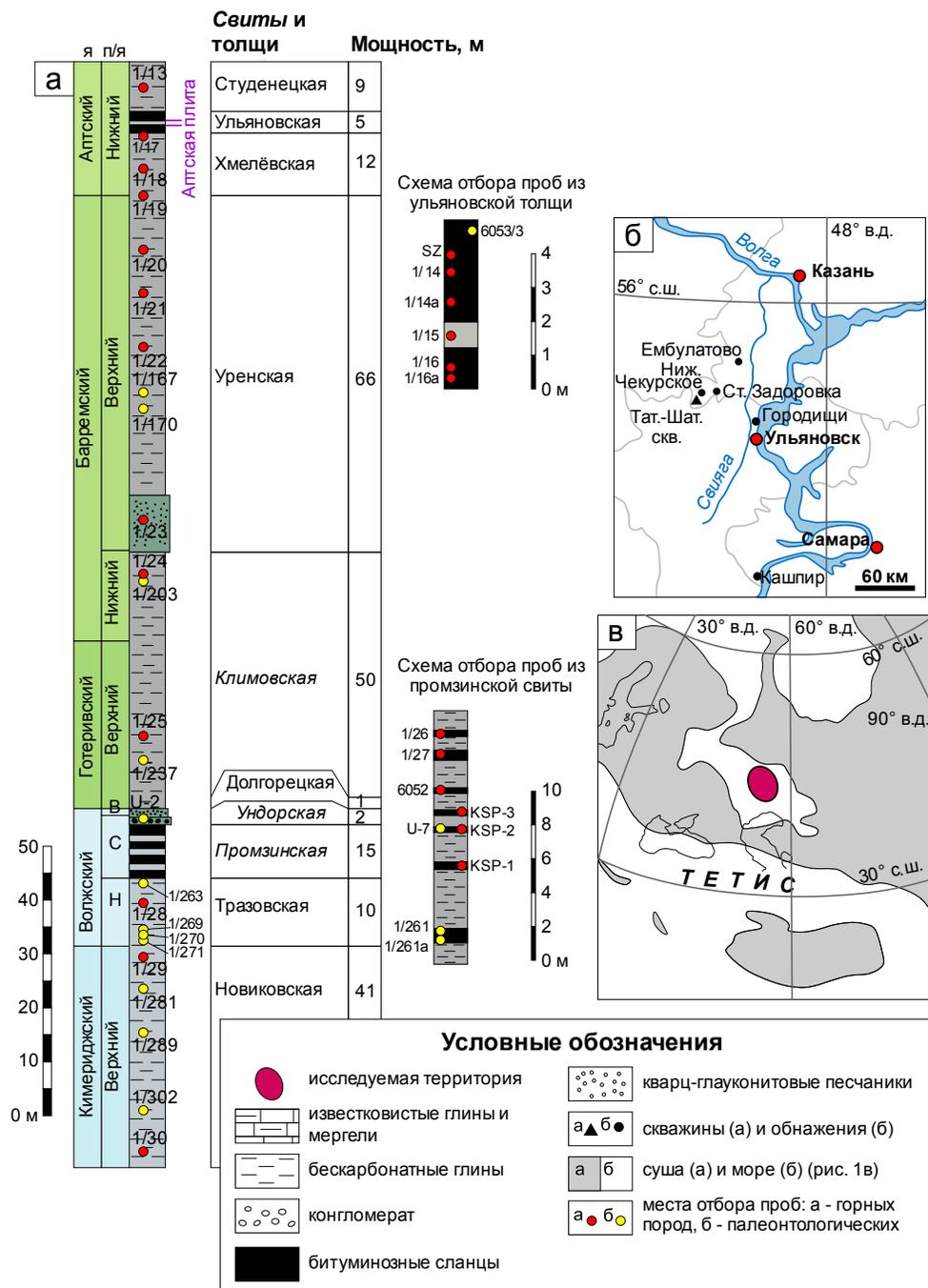


Рисунок 1. Схема стратиграфического расчленения верхнеюрских–нижнемеловых отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба с местами отбора проб (а) и расположение исследуемой территории на обзорной (б) и палеогеографической [6] картах (в). Сокращения: Н – нижний, С – средний, В – верхний, я – ярус, п/я – подъярус
 Figure 1. Scheme of the stratigraphic subdivision of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous deposits of the northeast of the Ulyanovsk-Saratov trough with sampling sites (a) and the location of the studied territory on the survey (b) and paleogeographic [6] maps (c). Abbreviations: L – lower, M – middle, U – upper, s – stage, s/s – substage

Наиболее надежным инструментом фиксации гипертермальных условий являются количественные палеотемпературные реконструкции. Имеющиеся палеотемпературные данные по верхнеюрской части разреза северо-востока УСП основываются, в первую очередь, на величинах $\delta^{18}\text{O}$ белемнитов (например, [12, 13]) и поэтому могут не отражать повышенных температур на небольших глубинах.

Весьма ограниченным остается количество исследований, посвященных эволюции температур в раннем апте на средних и высоких широтах. Особенно мало данных накоплено к настоящему времени по бореальному бассейну Русской плиты, что не позволяет делать надежных выводов о проявлении здесь гипертермальных условий в раннем апте и их связи с накоплением высокоуглеродистых отложений.

Целью настоящего исследования было оценить роль климатических условий как фактора накопления сред-

невожских и нижнеаптских высокоуглеродистых отложений на северо-востоке УСП. Для достижения поставленной цели были изучены особенности вещественного состава этих отложений, в том числе распределение глинистых минералов, а также изотопные соотношения кислорода и углерода в раковинном материале из высокоуглеродистых сланцев и подстилающих и перекрывающих толщ, и реконструирована эволюция палеоклимата на протяжении поздней юры–раннего мела. Полученные результаты сопоставлены с глобальными температурными кривыми и палеоклиматическими данными по региону.

Геологическое строение. Верхнеюрская–нижнемеловая осадочная последовательность северо-востока УСП сложена в основном глинистыми и глинисто-карбонатными отложениями (рис. 1), накопление которых происходило в центральной части относительно мелководного эпиконтинентального бассейна востока Русской плиты [14]. Среди выделяющихся на фоне этого монотонного

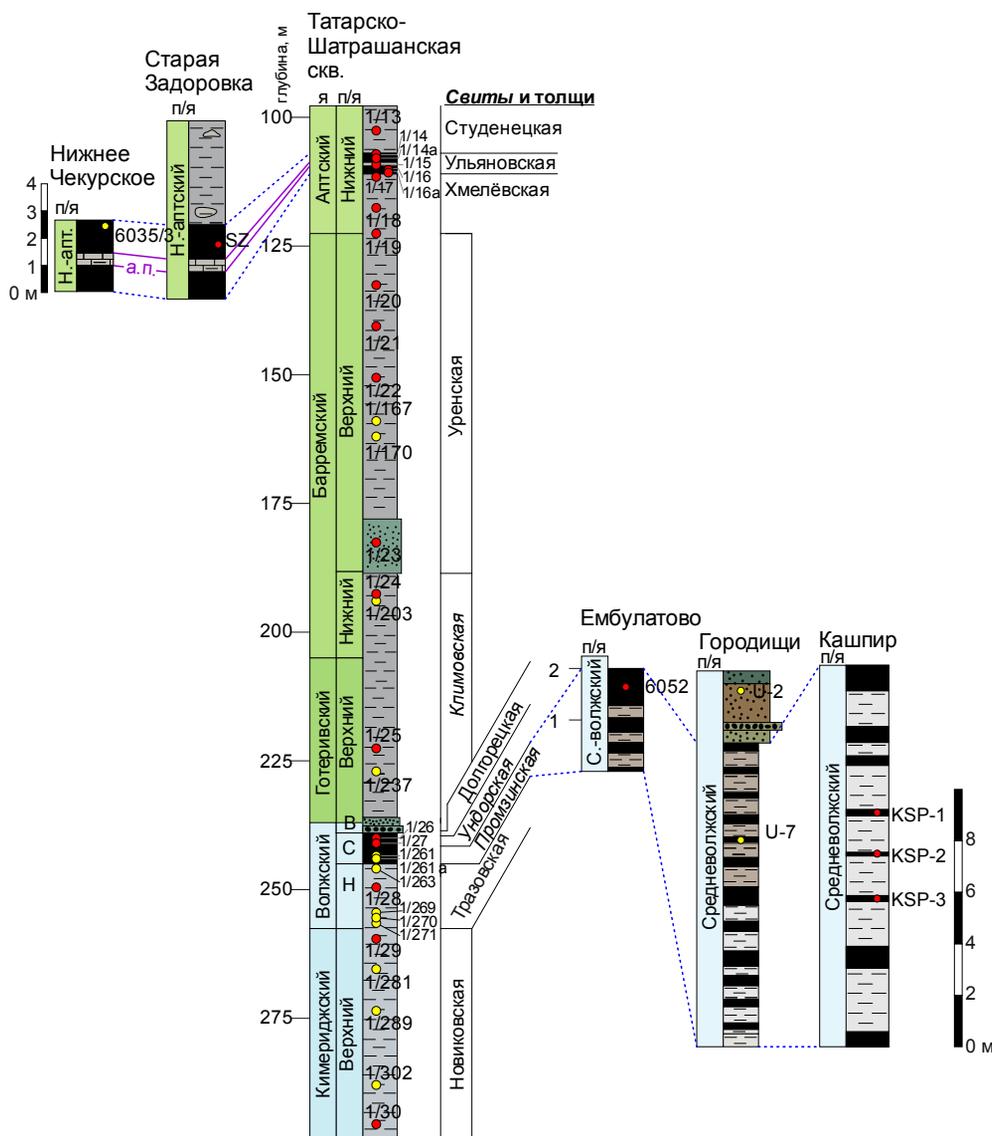


Рисунок 2. Схема корреляции изученных разрезов и места отбора проб. Сокращения: Н – нижний, С – средний, В – верхний, а. п. – аптская плита, я – ярус, п/я – подъярус
Figure 2. Scheme of correlation between studied sections and sampling sites. Abbreviations: L – lower, M – middle, U – upper, A. p. – Aptian plate, s – stage, s/s – substage

Таблица 1. Материалы литологического исследования
Table 1. Materials of the lithological study

| Проба | Объект | Свиты и толщи | Литология |
|-----------------------|--------------------------------|---------------|----------------------|
| 1/13 ^{1,2} | Татарско-Шатрашанская скважина | Студенецкая | Глина |
| SZ ¹ | Старая Задоровка | Ульяновская | Битуминозный сланец |
| 1/14 ^{1,2,3} | Татарско-Шатрашанская скважина | Ульяновская | Битуминозный сланец |
| 1/14a ¹ | – | | Битуминозный сланец |
| 1/15 ^{1,2} | – | | Мергель |
| 1/16 ^{1,2} | – | | Битуминозный сланец |
| 1/16a ^{1,2} | – | | Битуминозный сланец |
| 1/17 ^{1,2} | – | Хмелёвская | Глина |
| 1/18 ^{1,2} | – | | Глина |
| 1/19 ¹ | – | | Глина |
| 1/20 ¹ | – | Уренская | Глина |
| 1/21 ¹ | – | | Глина |
| 1/22 ¹ | – | | Глина |
| 1/23 ¹ | – | | Глина |
| 1/24 ¹ | – | Климовская | Глина |
| 1/25 ¹ | – | | Глина |
| U-7 ¹ | Городищи | Промзинская | Битуминозный сланец |
| KSP-1 ^{1,2} | Кашпир | | Битуминозный сланец |
| KSP-2 ¹ | – | | Битуминозный сланец |
| KSP-3 ¹ | – | | Битуминозный сланец |
| 6052 ^{1,2} | Ембулатово | | Битуминозный сланец |
| 1/26 ^{1,2,3} | Татарско-Шатрашанская скважина | | Битуминозный сланец |
| 1/26a ² | – | | Битуминозный сланец |
| 1/27 ¹ | – | | Битуминозный сланец |
| 1/28 ^{1,2} | – | Тразовская | Глина известковистая |
| 1/29 ^{1,2} | – | Новиковская | Глина известковистая |
| 1/30 ¹ | – | | Глина известковистая |

Примечание: виды анализов указаны в надстрочных индексах: 1 – пиролиз/RockEval; 2 – рентгеновский количественный фазовый анализ; 3 – флуоресцентная микроскопия.

разреза высокоуглеродистых горизонтов наиболее широко распространены средневожская промзинская свита [15] и нижеаптская ульяновская толща [16].

Промзинская свита, соответствующая аммонитовой зоне *Dorsoplanites panderi* [15], сложена циклическим [17] переслаиванием мергелей, алевролитов, глин и собственно битуминозных (горючих) сланцев общей мощностью до 15 м. Она подстилается монотонной толщей светло-серых интенсивно биотурбированных известковистых глин и мергелей (верхнекимериджский–низы средневожского подъяруса; новиковская и тразовская толщи) и с перерывом перекрывается кварц-глауконитовыми песчаниками и алевролитами с галькой фосфоритов (средний–верхневожский подъярус; ундорская свита).

Ульяновская толща имеет трехчленное строение. Ее нижняя и верхняя части сложены битуминозными сланцами, а в средней части повсеместно прослеживается слой конкреционных мергелей – «аптская плита». Мощность толщи на исследуемой территории варьирует от 2 до 5 м. Она соответствует аммонитовой зоне *Deshayesites volgensis* и коррелирует с событием ОАЕ 1а [10]. Ниже ее по разрезу залегают темно-серые бескарбонатные глины, относящиеся к верхнеготеривскому–низам нижеаптского подъяруса (климовская свита, уренская и хмелёвская толщи).

Материалы и методы

Материалы, использованные для изучения вещественного состава верхнеюрских–нижнемеловых отложений, представлены керновыми образцами из Татарско-Шатрашанской скважины (ТШС) – Дрожжановский район Республики Татарстан, образцами средневожских сланцев, отобранными из разреза Городищи (Ульяновская область), на Кашпирском месторождении горючих сланцев (Самарская область) и из обнажения в районе села Ембулатово (Татарстан), и нижеаптскими сланцами из обнажения в районе села Старая Задоровка (Татарстан) (табл. 1, рис. 2).

Структурно-текстурные особенности и микрокомпонентный состав битуминозных сланцев изучались в шлифах под поляризационным микроскопом ZEISS Axio Lab. A1. Кроме того, шлифы и аншлифы изучались с помощью флуоресцентного микроскопа Leica DM 4000P в лаборатории органической петрографии Фрайбергской горной академии (Германия) для выявления микрокомпонентов органического вещества. Минеральный состав высокоуглеродистых и вмещающих отложений определялся методом рентгеновского количественного фазового анализа на дифрактометре Bruker D2 Phaser в КФУ, содержание органического углерода – методом Rock Eval в КФУ, а также

Таблица 2. Исследованный раковинный материал
Table 2. Studied shell material

| Образец | Объект | Свиты и толщи | Описание |
|------------------------------|--------------------------------|---------------|--|
| 6035/3 ^{2, 3, 4} | Нижнее Чекурское | Ульяновская | Аммонит |
| 1/167 ^{2, 4} | Татарско-Шатрашанская скважина | Уренская | Двустворчатый моллюск |
| 1/170 ⁴ | – | – | Двустворчатый моллюск |
| 1/203 ^{2, 4} | – | Климовская | Белемнит |
| 1/237 ^{2, 4} | – | – | Гастропода |
| 1/237a ⁴ | – | – | Белемнит |
| U-2 ^{2, 3, 4} | Городищи | Ундорская | Белемнит |
| U-7 ^{3, 4} | – | Промзинская | Белемнит |
| 1/261a ⁴ | Татарско-Шатрашанская скважина | – | Двустворчатый моллюск |
| 1/261a ^{1, 2, 3, 4} | – | – | Фораминиферы Lagenida |
| 1/261 ^{2, 4} | – | – | Аммонит <i>Dorsoplanites cf. panderi</i> |
| 1/263 ⁴ | – | Тразовская | Аммонит (фрагменты) |
| 1/263 ^{1, 2, 3, 4} | – | – | Фораминиферы Lagenida |
| 1/269 ⁴ | – | – | Аммонит (фрагменты) |
| 1/269 ^{1, 2, 3, 4} | – | – | Фораминиферы Lagenida |
| 1/270 ^{3, 4} | – | Новиковская | Аммонит |
| 1/271 ^{1, 2, 3, 4} | – | – | Фораминиферы Rotaliida |
| 1/281a ^{1, 2, 4} | – | – | Аммонит (фрагменты) |
| 1/289a ^{1, 2, 3, 4} | – | – | Фораминиферы Lagenida |
| 1/302a ⁴ | – | – | Фораминиферы Lagenida |

Примечание: виды анализов указаны в надстрочных индексах: 1 – рамановская спектроскопия; 2 – электронная микроскопия; 3 – РФА и микроРФА; 4 – изотопия углерода и кислорода.

пиролитическим методом в Центре коллективного пользования «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Изотопный состав органического углерода ($\delta^{13}C_{org}$) исследовался на изотопном масс-спектрометре Delta V Plus в КФУ. Значения $\delta^{13}C_{org}$ рассчитывались относительно стандарта V-PDB.

Палеонтологический материал, отобранный для изотопных исследований, происходит из Татарско-Шатрашанской скважины (нижнемеловые белемниты и двустворки, верхнеюрские аммониты, бентосные фораминиферы и двустворки), разреза Городищи (средне-верхневожские белемниты) и обнажения у с. Нижнее Чекурское (нижнеаптский аммонит), табл. 2. Бентосные фораминиферы экстрагировались из глинистых образцов после их замачивания в горячей воде и промывки через сито 0,063 мм. Предварительным критерием сохранности раковин аммонитов служило наличие у них перламутрового слоя.

Комплексное изучение раковинного материала проводилось в лабораториях Казанского федерального университета. Чтобы удостовериться в отсутствии диагенетических преобразований, искажающих первичный изотопный сигнал, элементный состав раковин (Mg, Ca, Sr) был изучен методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на спектрометре S8 Tiger и микроРФА на спектрометре M4 Tornado. С помощью сканирующего электронного микроскопа XL-30 ESEM изучались микроструктуры раковин. Кроме того, у раковин фораминифер определялся минеральный состав методом рамановской спектроскопии на спектрометре inVia Qontor. Анализ изотопного состава углерода и

кислорода раковин осуществлялся на масс-спектрометре Delta V Plus. Калибровка проводилась относительно стандарта NBS-19, значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ рассчитывались относительно стандарта V-PDB. Для расчета палеотемператур применялись уравнения (1) и (2), предложенные в [18] и [19] для кальцита и арагонита соответственно:

$$T(^{\circ}C) = 16 - 4,14(\delta^{18}O_{cal} - \delta_w) + 0,13(\delta_{18}O_{cal} - \delta_w)^2;$$

$$T(^{\circ}C) = 20,6 - 4,34(\delta^{18}O_{ar} - \delta_w),$$

где $\delta^{18}O_{cal}$, $\delta^{18}O_{ar}$ – изотопные отношения кислорода в кальците и арагоните соответственно, ‰; δ_w – изотопное соотношение кислорода морской воды, принимаемое за –1 ‰.

Результаты

Особенности вещественного состава высокоуглеродистых отложений. Наиболее характерной чертой облика средневожских сланцев является их линзовидно-микрослоистая текстура, наблюдаемая как макроскопически, так и в шлифах (рис. 3, а). Микроскопическое изучение шлифов показывает, что основная часть породы сложена микрослоистым глинисто-карбонатным матриком, насыщенным органическим веществом. Важным компонентом органического вещества сланцев являются линзовидные и нитевидные остатки водорослей семейства *Tasmanaseae*, которые наблюдаются на флуоресцентных изображениях шлифов (рис. 3, б). Помимо глинистого матрикса практически во всех изученных пробах хорошо различимы ходы роющих организмов (рис. 3, а),

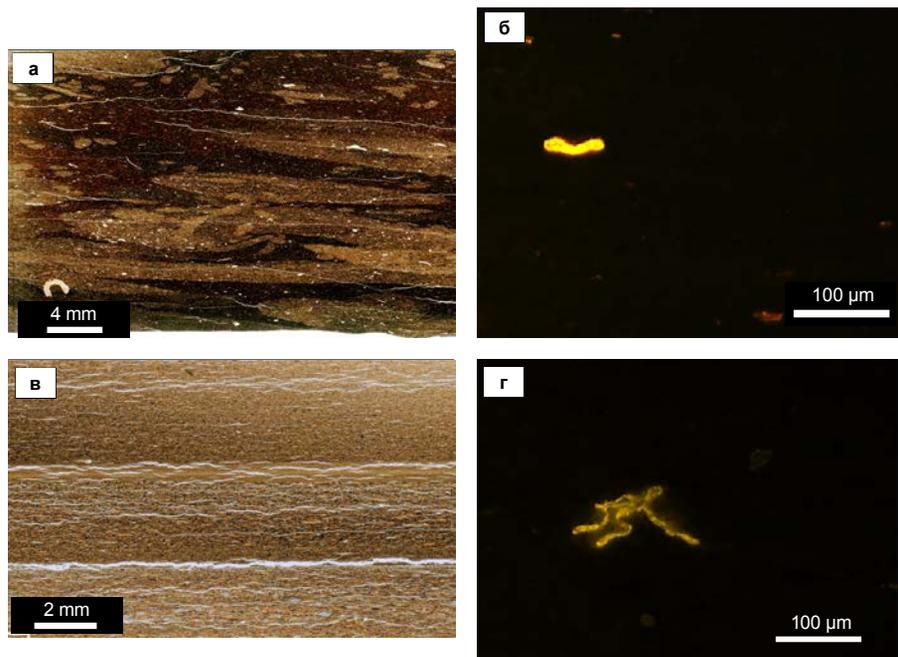


Рисунок 3. Микроструктуры битуминозных сланцев: а – следы биотурбации, промзинская свита (1/26); в – микрослоистая текстура, ульяновская толща (SZ); б, д – водоросли семейства *Tasmanaceae* на флуоресцентных снимках промзинских (1/26) и ульяновских (1/14) сланцев соответственно (предоставлено Л. Ф. Максютовой)

Figure 3. Microstructures of bituminous shales: a – traces of bioturbation, Promzinskaya Formation (1/26); c – microlayered texture, Ulyanovsk stratum (SZ); b, d – algae of the *Tasmanaceae* family on fluorescent images of the Promzino (1/26) and Ulyanovsk (1/14) shales, respectively (provided by L. F. Maksyutova)

которые и обуславливают характерную линзовидную текстуру сланцев.

Глинистая компонента сланцев, по данным рентгенофазового анализа, сложена смешаннослойным иллит-сметитом и гидрослюдой (рис. 7). Содержание органического углерода в промзинских сланцах, согласно результатам пиролитического анализа, варьирует от 6 до 38 %, при этом максимальными значениями характеризуются наименее биотурбированные разности сланцев, происходящие из Кашпирского месторождения.

Нижнеаптские битуминозные сланцы по своему составу и структурно-текстурным особенностям заметно отличаются от средневожских. Их наиболее характерной чертой является микрослоистая текстура без каких-либо следов биотурбации (рис. 3, в). Слоистость обусловлена чередованием слоев с разным содержанием органического вещества и алевритистого материала. Содержание $C_{орг}$ в ульяновских сланцах, по результатам пиролитических исследований, варьирует от 2 до 8 %, т. е. оно несколько ниже, чем в сланцах промзинской свиты. В минеральном составе глинистой фракции помимо иллит-сметита и гидрослюды (69–79 %) существенную роль играет каолинит (до 17,1 %), рис. 7.

Бентосные формы, в частности бентосные фораминиферы и двустворки, широко распространенные в средневожских сланцах, в изученных пробах нижнеаптских сланцев не обнаружены. Аммониты в этих отложениях, напротив, весьма многочисленны, иногда их раковины образуют скопления по плоскостям напластования. На изображениях шлифов, полученных с помощью флуо-

ресцентного микроскопа, хорошо видны остатки водорослей семейства *Tasmanaceae* (рис. 3, д).

Микроструктуры, элементный и минеральный состав биогенных карбонатов. Электронно-микроскопические изображения поверхности сколов исследуемых раковин демонстрируют детали их первичной микроструктуры, не затронутой процессами перекристаллизации. В частности, у аммонитов видна микроструктура перламутрового слоя, сложенного таблитчатыми кристаллами арагонита (рис. 4, а, б), а в рострах белемнитов различима слоистая микроструктура радиальных кристаллов кальцита (рис. 4, в).

Содержание $MgCO_3$ в кальцитовых раковинах значительно ниже 5 моль % (рис. 7), что соответствует первичному низкомагнезиальному кальциту [20]. Арагонитовые раковины также демонстрируют ожидаемо низкие содержания магния. Аналогичным образом ведет себя отношение Mg/Ca . Содержания Sr варьируют от 600 до 3700 ppm (рис. 7). Такие значения типичны для карбонатов, секретруемых древними и современными морскими беспозвоночными [21]. При этом в большей части изученных объектов концентрация стронция превышает отметку 800 ppm, что считается [22] признаком не затронутого диагенезом карбонатного вещества.

Методом рамановской спектроскопии был изучен минеральный состав раковин позднеюрских фораминифер двух отрядов, представители которых доминируют в изученных пробах – лагенид и роталиид. Раковины лагенид демонстрируют типичные для кальцита рамановские спектры с пиком 280 см^{-1} (рис. 5). Первично кальцитовый состав фораминифер этого отряда подтверждается и дру-

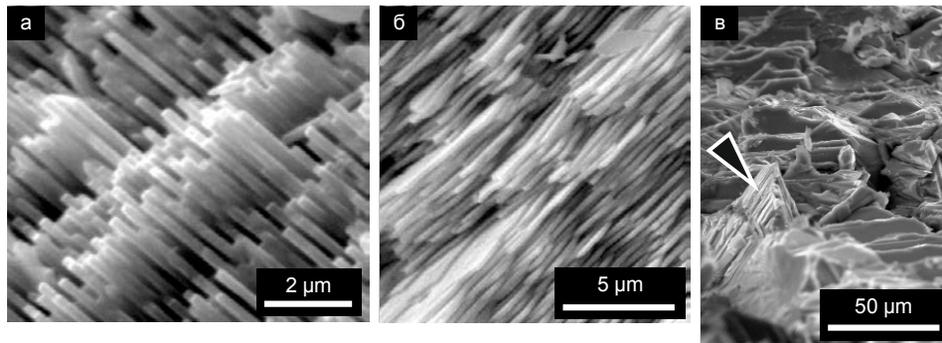


Рисунок 4. Электронно-микроскопические изображения микроструктуры перламутрового слоя раковины средневожского аммонита *Dorsoplanites cf. panderi* (Orb.) (1/261) (а, б) и первичного кальцита (черная стрелка) ростра позднеготеривского белемнита (1/203) (в)

Figure 4. Electron microscopic images of the microstructure of the nacreous layer of the shell of the Middle Volgian ammonite *Dorsoplanites cf. panderi* (Orb.) (1/261) (a, b) and primary calcite (black arrow) of the late Hauterivian belemnite rostrum (1/203) (c)

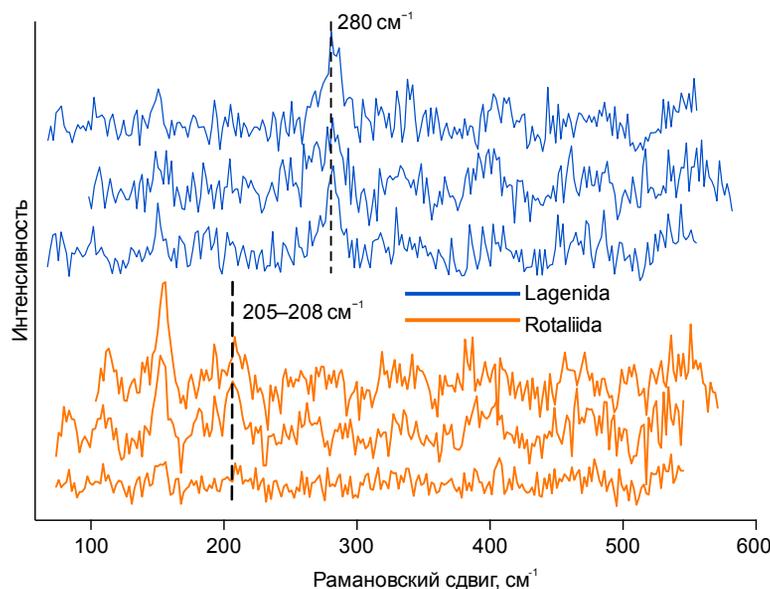


Рисунок 5. Рамановские спектры раковин киммериджских и волжских бентосных фораминифер (Татарско-Шатрашанская скважина)

Figure 5. Raman spectra of shells of Kimmeridgian and Volgian benthic foraminifers (Tatarsko-Shatrashanskaya well)

гими исследователями (например, [23]). Представители роталиид демонстрируют спектры с пиками 205–208 см⁻¹ (рис. 5), указывающие на их арагонитовый состав. Полученные сведения использовались при выборе уравнения для расчета палеотемператур.

Вариации изотопного состава биогенных карбонатов. Результаты изучения стабильных изотопов углерода и кислорода представлены на рис. 6, 7. Отсутствие значимой корреляции между значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($r = -0,06$, $n = 20$, $p > 0,05$, рис. 6) говорит о том, что измеренные изотопные отношения не являются результатом перераспределения изотопов между карбонатами и поровыми растворами в ходе диагенеза [24] и поэтому могут использоваться для реконструкции палеообстановок.

Значения обоих изотопных отношений изменяются по разрезу в довольно широких пределах. Кривая $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (рис. 7) демонстрирует положительный экскурс (до 2,7 ‰) в верхнем киммеридже, после которого значения изотопно-углеродного отношения сначала постепен-

но уменьшаются, достигая минимума (–2 ‰) в основании промзинской свиты, а затем снова смещаются в положительную сторону. Невысокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ во время накопления промзинских сланцев синхронны максимальным значениям $\text{C}_{\text{орг}}$ и хорошо согласуются с углеродными кривыми для Русской плиты [13] и Западного Тетиса [25]. В нижнемеловом интервале разреза отношение $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ постепенно увеличивается, достигая максимума (4,8 ‰) в битуминозных сланцах у кровли ульяновской толщи. Эта положительная изотопно-углеродная аномалия является маркером события ОАЕ 1а.

Величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ постепенно уменьшается вверх по разрезу. На фоне этого общего сдвига в отрицательную сторону выделяются отдельные положительные аномалии меньшего порядка (в частности, в волжском и готеривском ярусах).

Любопытно, что бентосные организмы характеризуются в целом более отрицательными значениями изотопно-кислородного отношения (среднее значение –2,57 ‰)

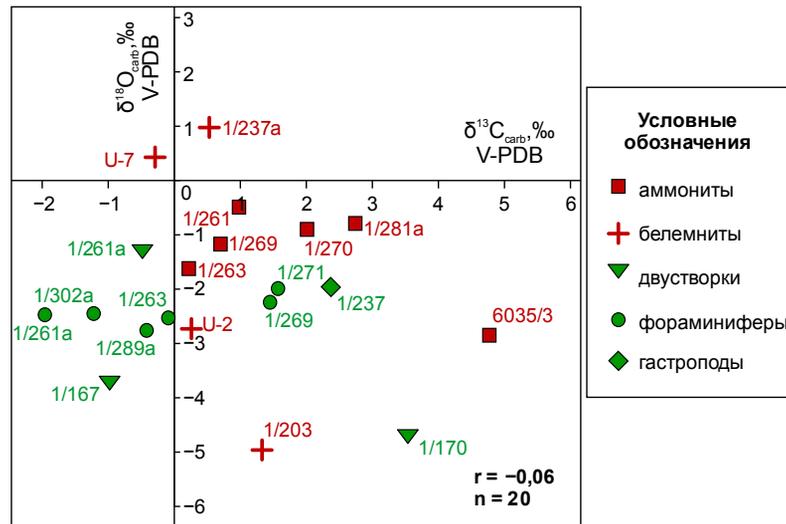


Рисунок 6. Вариации $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в исследованном раковинном материале (r – коэффициент корреляции, n – размер выборки)
 Figure 6. Variations in $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ in the studied shell material (r – correlation coefficient, n – sample size)

по сравнению с пелагическими аммонитами и белемнитами (среднее значение $-1,41 \text{‰}$, рис. 6). Эта тенденция хорошо прослеживается в верхнекимериджском–средневожском интервале разреза, в котором раковины бентосных и пелагических организмов отобраны синхронно. Здесь «бентосные» значения $\delta^{18}O$ меньше «пелагических» на величину от 0,9 до 2 ‰. Такие результаты хорошо согласуются с представлениями о батиметрической приуроченности изученных групп фауны в юрско-меловом бассейне УСП [26, 27].

Климат и его влияние на формирование высокоуглеродистых горизонтов. Предварительную качественную оценку эволюции климата в позднеюрское–раннемеловое время можно получить, проследив изменения ассоциации глинистых минералов по разрезу. Постепенное снижение доли каолинита в глинистой компоненте, наблюдаемое в киммеридж-вожском интервале разреза Татарско-Шатрашанской скважины, и его полное исчезновение в средневожских сланцах (рис. 7) указывает на постепенную аридизацию климата в поздней юре. Такой вывод согласуется с выводами, сделанными в [28] и [29], а также с литологическими данными, свидетельствующими об аридизации климата в конце юры в Северо-Западной [30] и Центральной Европе [31] и в Иране [32]. Важно заметить, что следствием аридизации климата должно было стать ослабление выветривания на прилегающей суше и, следовательно, сокращение сноса терригенного материала и биофильных элементов (элементов, используемых организмами в процессе жизнедеятельности, например, Fe и P) в бассейн.

В нижнемеловой части разреза содержание каолинита снова увеличивается, достигая в ульяновской толще 17 % (рис. 7), что указывает на установление более гумидных условий. Тенденция к гумидизации климата в раннем мелу в регионе прослеживается и по данным споро-пыльцевого анализа [33]. При этом, судя по менее высокому содержанию органического углерода в ульяновских сланцах (относительно средневожских), гумидизация климата не сопровождалась значительным увеличением продуктивности бассейна.

Более точное представление об эволюции климата дают рассчитанные по величине $\delta^{18}O_{carb}$ палеотемпературы. Проведенное нами комплексное изучение раковинного материала из верхнеюрских–нижнемеловых отложений позволило убедиться в его хорошей сохранности и пригодности для изотопных исследований.

Вариациям изотопно-кислородных температур в позднеюрско-раннемеловом бассейне востока Русской плиты посвящен целый ряд работ (для поздней юры – [12, 13, 27, 34], для раннего мела – [26, 27]). Как правило, в этих работах рассматриваются узкие стратиграфические интервалы. Построенные нами две палеотемпературные кривые (по бентосным и пелагическим организмам, рис. 7) охватывают интервал от позднего киммериджа до раннего апта и выявляют некоторые не описанные ранее особенности эволюции климата в регионе.

Для позднекимериджского–ранневожского времени кривая демонстрирует стабильно теплый, но не жаркий климат, с температурами, варьирующими в интервале от 19,7 °C до 24,9 °C. Такие температуры в целом согласуются с кривой глобальных средних температур К. Скотиза [2], реконструирующей постепенное похолодание в поздней юре после киммериджского климатического максимума. Значения температур в умеренном поясе северного полушария [35] и на востоке Русской плиты [13], рассчитанные по $\delta^{18}O$ позднеюрских белемнитов, несколько (на 1–5 °C) ниже приводимых нами. Такое расхождение может быть связано с приуроченностью белемнитов к более глубоким и холодным частям водной толщи [26, 27] по сравнению с изученными нами в этом интервале группами фауны (аммониты и бентосные фораминиферы). Температуры, реконструированные по аммонитам и по бентосным фораминиферам, весьма близки друг к другу, что может говорить о низком температурном градиенте в водной толще и, следовательно, о ее слабой стратификации.

Пелагическая температурная кривая демонстрирует довольно резкое похолодание с начала средневожского времени. Минимальная температура – 10,4 °C – дости-

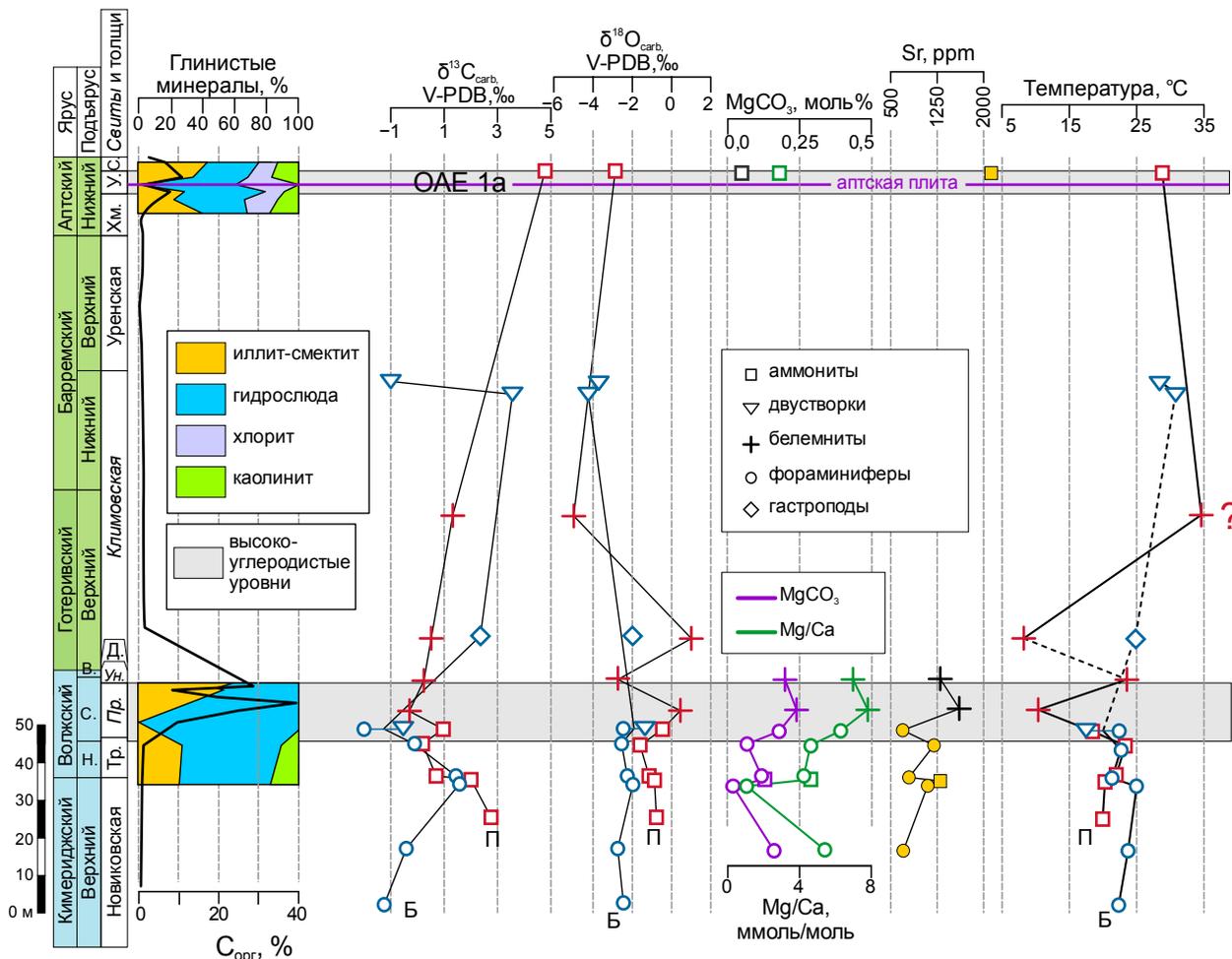


Рисунок 7. Вариации содержания C_{org} , глинистых минералов, элементного и изотопного состава раковинного материала и соответствующих палеотемператур в верхнеюрском–нижнемеловом разрезе Ульяновско-Саратовского прогиба. Сокращения: Тр. – тразовская, Пр. – Промзинская, Ун. – Ундорская, Д. – Долгорецкая, Хм. – Хмелёвская, У. – Ульяновская, С. – Студенецкая, Б – Бентосные организмы, П – пелагические организмы
Figure 7. Variations in C_{org} content, clay minerals, elemental and isotopic composition of shell material, and corresponding paleotemperatures in the Upper Jurassic–Lower Cretaceous section of the Ulyanovsk–Saratov Trough. Abbreviations: Тр. – Trazovskaya, Пр. – Promzinskaya, Ун. – Undorskaya, Д. – Dolgoretskaya, Хм. – Khmelevskaya, У. – Ulyanovskaya, С. – Studenetskaya, В – benthic organisms P. – pelagic organisms

гается в конце средневожского времени. Затем, в поздневожское время, температуры снова возвращаются к значениям, превышающим 20 °С. Кривые, предложенные в [12, 13, 35], не фиксируют такого резкого похолодания в средневожское время на региональном и глобальном уровне, но и не демонстрируют экстремально высоких температур. Таким образом, палеотемпературные реконструкции не позволяют говорить об установлении гипертермального климата как о причине накопления средневожских высокоуглеродистых сланцев. По всей видимости, формирование высокоуглеродистых осадков было связано с ростом продуктивности фитопланктона. В условиях аридизации климата и сокращения сноса биофильных элементов с суши стимулировать рост продуктивности могло поступление пирокластического материала, следы которого в средневожских отложениях описывались в [8, 36, 37]. Вероятными источниками этого материала считаются островные дуги северной окраины Тетиса, а также Армавирский массив [37]. Кратковременное падение температур в конце средневожского времени до 10 °С также могло быть связано с вулканической

активностью. Известно, что вспышки вулканизма, экранируя солнечную радиацию, могут приводить к резкому похолоданию климата – так называемой вулканической зиме [38].

Раннемеловой сегмент построенной нами палеотемпературной кривой значительно менее детальный по сравнению с ее позднеюрским сегментом. Кроме того, в основании мела в Ульяновско-Саратовском прогибе присутствует длительный стратиграфический перерыв, вследствие чего палеотемпературные данные для этого интервала недоступны. Тем не менее полученные результаты позволили нам выделить некоторые тенденции в эволюции температур в раннем меле. Поздний готерив начинается с эпизода похолодания (температура пелагиали здесь составляет 8,3 °С, что на 15 °С меньше аналогичной температуры на рубеже юры и мела). Определить время начала и продолжительность этого эпизода пока не представляется возможным. Учитывая, что поздний готерив был временем климатического оптимума, известного как событие Фараони [2], можно предположить, что построенная нами кривая зафиксировала кратковременный

импульс похолодания на фоне этого общего потепления. В качестве причины похолодания снова можно предложить вулканическую активность на южной окраине Русской плиты. Кратковременное позднеготеривское похолодание сменяется ростом температур в барреме–апте, который прослеживается и на кривых в [2, 27, 39].

Господство высоких температур (28,6 °C – по нашим данным, до 33,2 °C – по данным [26]) во время накопления ульяновских битуминозных сланцев согласуется с представлениями об имевшем место в раннем апте гипертермальном событии ОАЕ 1а. Жаркий климат, по всей видимости, был ключевым среди факторов, способствовавших накоплению этих сланцев. Положительная изотопно-углеродная аномалия в нижнем апте связана с интенсивным глобальным захоронением органического углерода в это время. В литературе описываются различные механизмы влияния климатических максимумов на захоронение органического вещества. Например, в [40] предполагается, что ускорение гидрологического цикла и усиление речного стока в таких условиях приводили к распреснению поверхностных вод полузамкнутых водоемов и к термохалинной стратификации водной толщи. В придонных водах таких бассейнов возникали аноксические условия, которые способствовали захоронению органического вещества. Такая модель может быть применена и к эпиконтинентальному бассейну Русской плиты. Интенсификация гидрологического цикла (а следовательно, выветривания) в раннем апте подтверждается относительно высоким содержанием смектита в глинистой компоненте ульяновских сланцев, а присутствие в них зеленых водорослей *Tasmanasea* указывает на пониженную соленость в фотической зоне [41]. Альтернативный механизм связывает накопление высокоуглеродистых отложений со вспышками продуктивности фитопланктона, вызванными привнесением биофильных элементов в бассейн на фоне усиленного выветривания или трансгрессий [1, 10]. Нельзя исключать, что оба фактора – и стратификация, и продуктивность – вносили свой вклад в накопление высокоуглеродистых отложений.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2020-931 в рамках программы развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты». Авторы выражают благодарность А. С. Алифирову за диагностику позднеюрских аммонитов и Л. Ф. Максютовой за предоставленные флуоресцентные микроскопические изображения битуминозных сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Jenkyns H. C. Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world // *Philosophical Transactions of The Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences*. 2003. Vol. 361. P. 1885–1916. <https://doi.org/10.1098/rsta.2003.1240>
2. Scotese C. R., Song H., Mills B. J. W., van der Meer D. G. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years // *Earth-Science Reviews*. 2021. Vol. 215. Article number 103503. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103503>
3. Foster G. L., Hull P., Lunt D. J., Zachos J. C. Placing our current “hyperthermal” in the context of rapid climate change in our geological past // *Philosophical Transactions of The Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences*. 2018. Vol. 376. Issue 2130. <https://doi.org/10.1098/rsta.2017.0086>
4. Pedersen T. F., Calvert S. E. Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? // *AAPG Bulletin*. 1990. Vol. 74. P. 454–466. <https://doi.org/10.1306/0C9B232B-1710-11D7-8645000102C1865D>
5. Jenkyns H. C. Geochemistry of oceanic anoxic events // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. Vol. 11. No. 3. P. 1–30. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>
6. Палеогеографический Атлас Северной Евразии / В. Г. Казьмин, Л. М. Натапов (ред.). М.: Институт тектоники литосферных плит, 1998. 26 л.
7. Страхов Н. М. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* d'Orb (очерк литологии) // *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологич.* 1934. Т. XII. Вып. 2. С. 200–250.
8. Букина Т. Ф. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланценосных отложений центральной части Волжского бассейна. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2013. 129 с.
9. Rogov M. A., Shchepetova E. V., Zakharov V. A. Late Jurassic–earliest Cretaceous prolonged shelf dysoxic-anoxic event and its possible causes // *Geological Magazine*. 2020. Vol. 157. P. 1622–1642. <https://doi.org/10.1017/S001675682000076X>

10. Гаврилов Ю. О., Щепетова Е. В., Барабошкин Е. Ю., Щербина Е. А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.
11. Бушнев Д. А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: органическая геохимия // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 1. С. 25–34.
12. Gröcke D. R., Price G. D., Ruffell A. H., Mutterlose J., Baraboshkin E. Yu. Isotopic evidence for Late Jurassic–Early Cretaceous climate change // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. Vol. 202. Issues 1–2. P. 97–118. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00631-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00631-X)
13. Price G. D., Rogov M. A. An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. Vol. 273. Issues 1–2. P. 41–49. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.11.011>
14. Сазонова И. Г., Сазонов Н. Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л.: Недра, 1967. 260 с.
15. Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы / В. В. Митта (отв. ред. объяснит. записки). М.: Палеонтологич. ин-т им. А. А. Борисяка, 2012. 78 с.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000 / А. Н. Кузьмин [и др.] Третье издание. Сер. Центрально-Европейская. Лист N-38. Пенза: объяснит. записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 406 с.
17. Hantzpergue P., Baudin F., Mitta V., Olferiev A., Zakharov V. The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies. Correlations between boreal-subboreal and submediterranean provinces // *Peri-Tethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri-Tethyan platforms (Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle)* / S. Crasquin-Soleau, É. Barrier (Eds). Paris: Muséum national d'Histoire naturelle, 1998. Vol. 179. P. 9–33.
18. Anderson T. F., Arthur M. A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems // *Stable isotopes in sedimentary geology* / M. A. Arthur, T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer, L. S. Land (Eds). SEPM Short Course 10. Dallas: SEPM, 1983. P. 1–151. <https://doi.org/10.2110/scn.83.01.0000>
19. Grossman E. L., Ku T.-L. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects // *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*. 1986. Vol. 59. P. 59–74. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(86\)90057-6](https://doi.org/10.1016/0168-9622(86)90057-6)
20. Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements // *Journal of Sedimentary Research*. 1980. Vol. 50 (4). P. 1219–1236. <https://doi.org/10.1306/212F7BB7-2B24-11D7-8648000102C1865D>
21. Morrison J. O., Brand U. Geochemistry of recent marine invertebrates // *Geoscience Canada*. 1986. Vol. 13. No. 4. P. 237–254.
22. Caus E., Frijia G., Parente M., Robles-Salcedo R., Villalonga R. Constraining the age of the last marine sediments in the late Cretaceous of central south Pyrenees (NE Spain): Insights from larger benthic foraminifera and strontium isotope stratigraphy // *Cretaceous Research*. 2016. Vol. 57. P. 402–413. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.05.012>
23. Dubicka Z., Wierzbowski H., Pałczyńska A. Can oxygen and carbon isotope ratios of Jurassic foraminifera be used in palaeoenvironmental reconstructions? // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2021. Vol. 577. Article number 110554. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110554>
24. Corfield R. M. An introduction to the techniques, limitations and landmarks of carbonate oxygen isotope palaeothermometry // *Geological Society, London, Special Publications*. 1995. Vol. 83. P. 27–42. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.083.01.03>
25. Padden M., Weissert H., Funk H., Schneider S., Gansner C. Late Jurassic lithological evolution and carbon-isotope stratigraphy of the western Tethys // *Eclogae Geologicae Helveticae*. 2002. Vol. 95. P. 333–346. <https://doi.org/10.5169/seals-168964>
26. Zakharov Yu. D., Baraboshkin E. Yu., Weissert H., Michailova I. A., Smyshlyaeva O. P., Safronov P. P. Late Barremian–early Aptian climate of the northern middle latitudes: Stable isotope evidence from bivalve and cephalopod molluscs of the Russian Platform // *Cretaceous Research*. 2013. Vol. 44. P. 183–201. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.04.007>
27. Zakharov Yu. D., Seltser V. B., Kakabadze M. V., Smyshlyaeva O. P., Safronov P. P. Oxygen–carbon isotope composition of Middle Jurassic–Cretaceous molluscs from the Saratov–Samara Volga region and main climate trends in the Russian Platform–Caucasus // *Geological Society, London, Special Publications*. 2020. Vol. 498. P. 101–127. <https://doi.org/10.1144/SP498-2018-57>
28. Ruffell A. H., Price G. D., Mutterlose J., Kessels K., Baraboshkin E. Yu., Gröcke D. R. Palaeoclimate indicators (clay minerals, calcareous nannofossils, stable isotopes) compared from two successions in the late Jurassic of the Volga Basin (SE Russia) // *Geological Journal*. 2002. Vol. 37. Issue 1. P. 17–33. <https://doi.org/10.1002/gj.903>
29. Riboulleau A., Baudin F., Deconinck J.-F., Derenne S., Largeau C., Tribouillard N. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. Vol. 197. Issues 3–4. P. 171–197. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00460-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00460-7)
30. Abbink O., Targarona J., Brinkhuis H., Visscher H. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 30. Issues 3–4. P. 231–256. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00101-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00101-1)
31. Grabowski J., Haas J., Stoykova K., Wierzbowski H., Brański P. Environmental changes around the Jurassic/Cretaceous transition: New nannofossil, chemostratigraphic and stable isotope data from the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary) // *Sedimentary Geology*. 2017. Vol. 360. P. 54–72. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.08.004>
32. Wilmsen M., Fürsich F. T., Seyed-Emami K., Majidifard M. R. The Upper Jurassic Garedu Red Bed Formation of the northern Tabas Block: elucidating Late Cimmerian tectonics in east-Central Iran // *International Journal of Earth Sciences*. 2021. Vol. 110. P. 767–790. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-01988-z>
33. Пещевицкая Е. Б. Палиностратиграфия и палеообстановки в разрезе Городищи (Среднее Поволжье, кимеридж–готерив) // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 7. С. 939–966. <https://doi.org/10.15372/GiG2019174>
34. Ветошкина О. С., Льюров С. В., Бушнев Д. А. Углерод-кислородная изотопия верхнеюрских фораминифер *Saracenaria pravoslavlevi* как показатель условий седиментации // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*. 2013. № 10 (226). С. 7–11.
35. Veizer J., Prokoph A. Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans // *Earth-Science Reviews*. 2015. Vol. 146. P. 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.008>
36. Рентгартен Н. В., Кузнецова К. И. Пирокластический материал в позднеюрских осадках Русской платформы // *Докл. АН СССР*. 1967. Т. 173. № 6. С. 1422–1425.
37. Никашин К. И., Зорина С. О. Вулканогенный материал в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях востока Русской плиты и его источники // *Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле*. 2021. Т. 21. Вып. 1. С. 49–57. <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-1-49-57>
38. Rampino M. R., Self S., Stothers R. B. Volcanic winters // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1988. Vol. 16. P. 73–99. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.16.050188.000445>
39. Mutterlose J., Malkoc M., Schouten S., Sinninghe Damsté J. S., Foster A. TEX₈₆ and stable δ¹⁸O paleothermometry of early Cretaceous sediments: Implications for belemnite ecology and paleotemperature proxy application // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 298. Issues 3–4. P. 286–298. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.043>
40. Erbacher J., Huber B. T., Norris R. D., Markey M. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period // *Nature*. 2001. Vol. 409. P. 325–327. <https://doi.org/10.1038/35053041>
41. Prauss M., Riegel W. Evidence from phytoplankton associations for causes of black shale formation in epicontinental seas // *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Monatshefte Jg.* 1989. Heft 11. P. 671–682. <https://doi.org/10.1127/njgpm/1989/1989/671>

Статья поступила в редакцию 10 марта 2023 года

Paleoclimatic conditions during the accumulation of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous organic carbon-rich deposits of the Ulyanovsk-Saratov trough (eastern Russian platform)

Konstantin Igorevich NIKASHIN¹

Svetlana Olegovna ZORINA^{1**}

Valeriy Sergeevich ILYASOV^{2***}

Il'ya Vladimirovich KOLCHIN^{1****}

¹Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia

²LLC "Gazpromneft-Yamal", Tyumen, Russia

Abstract

Relevance of the work. Black shale horizons may reflect abrupt paleoclimate changes. In the northeast of the Ulyanovsk-Saratov Trough (UST), two black shale horizons widely occur, the Middle Volgian Promzino Formation and the Lower Aptian Ulyanovsk Formation. Despite years of research, the role of paleoclimate in their accumulation is still under discussion.

The aim of the research was to assess the climate as a factor of the accumulation of the Middle Volgian and Lower Aptian organic carbon-rich deposits in the northeastern UST.

Methods. To reconstruct paleoclimate and to evaluate its impact on the black shale deposition, a comprehensive isotope study of calcitic and aragonitic shells of several groups of benthic and pelagic organisms was performed. Besides, the lithological and geochemical features of organic carbon-rich and host deposits were studied using optical microscopy, XRD, and pyrolysis.

Results. Isotope study allowed to construct benthic and pelagic palaeotemperature curves and to reconstruct paleoclimate in the UST during the formation of black shales. Based on these data and data on lithological and geochemical features of sediments, the depositional mechanisms of the Promzino and Ulyanovsk Formations were clarified.

Conclusions. No causal link has been revealed between climate changes and the deposition of the Middle Volgian black shales. At the end of the Middle Volgian, a short-term cooling has been recorded, probably related to the volcanic activity of the northern Tethyan margin. The Lower Aptian black shales were formed during the hyperthermal. This hyperthermal controlled the accumulation of organic carbon-rich sediments by increasing the input of nutrients and/or providing conditions for its stratification and stagnation.

Keywords: paleoclimate, carbon and oxygen isotopes, Middle Volgian substage, Lower Aptian substage, Ulyanovsk-Saratov trough.

The work was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation under agreement No. 075-15-2020-931 within the framework of the WCSC development program "Rational development of liquid hydrocarbon reserves of the planet". The authors are grateful to A. S. Alifirov for diagnosing Late Jurassic ammonites and to L. F. Maksyutova for providing fluorescent microscopic images of bituminous shales.

REFERENCES

1. Jenkyns H. C. 2003, Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of The Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences*, vol. 361, pp. 1885–1916. <https://doi.org/10.1098/rsta.2003.1240>
2. Scotese C. R., Song H., Mills B. J. W., van der Meer D. G. 2021, Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Science Reviews*, vol. 215, article number 103503. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103503>
3. Foster G. L., Hull P., Lunt D. J., Zachos J. C. 2018, Placing our current "hyperthermal" in the context of rapid climate change in our geological past. *Philosophical Transactions of The Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences*, vol. 376, issue 2130. <https://doi.org/10.1098/rsta.2017.0086>
4. Pedersen T. F., Calvert S. E. 1990, Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *AAPG Bulletin*, vol. 74, pp. 454–466. <https://doi.org/10.1306/0C9B232B-1710-11D7-8645000102C1865D>
5. Jenkyns H. C. 2010, Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 11, no. 3, pp. 1–30. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>

✉ kostya97@inbox.ru

 <http://orcid.org/0000-0002-4749-9895>

**svzorina@yandex.ru

 <http://orcid.org/0000-0001-6315-1672>

***ilyasov.vs@gazprom-neft.ru; 230989@list.ru

 <https://orcid.org/0000-0003-3777-4926>

****kolchin.ilja@yandex.ru

 <https://orcid.org/0009-0003-2755-3270>

6. 1998, Paleogeographic Atlas of the Northern Eurasia. V. G. Kaz'min, L. M. Natapov (Eds). Moscow, 26 sheets.
7. Strakhov N. M. 1934, Oil shales of the Perisphinctes panderi d'Orb zone (Lithological description). *Bulletin of Moscow society of naturalists. Geological Series*, vol. XII, issue 2, pp. 200–348. (In Russ.)
8. Bukina T. F. 2013, Sedimentogenesis and early lithogenesis of the Upper Jurassic shale-bearing deposits of the central part of the Volgian basin. Saratov, 129 p. (In Russ.)
9. Rogov M. A., Shchepetova E. V., Zakharov V. A. 2020, Late Jurassic–earliest Cretaceous prolonged shelf dysoxic-anoxic event and its possible causes. *Geological Magazine*, vol. 157, pp. 1622–1642. <https://doi.org/10.1017/S001675682000076X>
10. Gavrilov Yu. O., Shchepetova E. V., Baraboshkin E. Yu., Shcherbinina E. A. 2002, Early Cretaceous anoxic basin of the Russian Platform: sedimentology and geochemistry. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources], no. 4, pp. 359–380. (In Russ.)
11. Bushnev D. A. 2005, Early Cretaceous anoxic basin of the Russian Platform: organic geochemistry. *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and Mineral Resources], no. 1, pp. 25–34. (In Russ.)
12. Gröcke D. R., Price G. D., Ruffel A. H., Mutterlose J., Baraboshkin E. Yu. 2003, Isotopic evidence for Late Jurassic–Early Cretaceous climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 202, pp. 97–118. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00631-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00631-X)
13. Price G. D., Rogov M. A. 2009, An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 273, pp. 41–49. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.11.011>
14. Sazonova I. G., Sazonov N. T. 1967, Paleogeography of the Russian Platform in the Jurassic and Early Cretaceous. Leningrad, 260 p. (In Russ.)
15. 2012, Unified Regional Stratigraphic Scheme of the Jurassic of East European Platform. V. V. Mitta (ed. of Explanatory Note). Moscow, 78 p. (In Russ.)
16. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000. A. N. Kuz'min [et al.]. 3rd Edition. Ser. Central-European. Sheet N-38. Penza. Explanatory Note. St. Petersburg, 406 p. (In Russ.)
17. Hantzpergue P., Baudin F., Mitta V., Olfieriev A., Zakharov V. 1998, The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies. Correlations between boreal-subboreal and submediterranean provinces. Peri-Tethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri-Tethyan platform (Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle). S. Crasquin-Soleau, É. Barrier (Eds). Paris: Muséum national d'Histoire naturelle, pp. 9–33.
18. Anderson T. F., Arthur M. A. 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. Stable isotopes in sedimentary geology. M. A. Arthur, T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer, L. S. Land (Eds). SEPM Short Course 10. Dallas, SEPM, pp. 1–151. <https://doi.org/10.2110/scn.83.01.0000>
19. Grossman E. L., Ku T.-L. 1986, Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effect. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, vol. 59, pp. 59–74. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(86\)90057-6](https://doi.org/10.1016/0168-9622(86)90057-6)
20. Brand U., Veizer J. 1980, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 50 (4), pp. 1219–1236. <https://doi.org/10.1306/212F7BB7-2B24-11D7-8648000102C1865D>
21. Morrison J. O., Brand U. 1986, Geochemistry of recent marine invertebrates. *Geoscience Canada*, vol. 13, no. 4, pp. 237–254.
22. Caus E., Frijia G., Parente M., Robles-Salcedo R., Villalonga R. 2016, Constraining the age of the last marine sediments in the late Cretaceous of central south Pyrenees (NE Spain): Insights from larger benthic foraminifera and strontium isotope stratigraphy. *Cretaceous Research*, vol. 57, pp. 402–413. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.05.012>
23. Dubicka Z., Wierzbowski H., Pałczyńska A. 2021, Can oxygen and carbon isotope ratios of Jurassic foraminifera be used in palaeoenvironmental reconstructions? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 577, article number 110554. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110554>
24. Corfield R. M. 1995, An introduction to the techniques, limitations and landmarks of carbonate oxygen isotope palaeothermometry. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 38, pp. 27–42. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.083.01.03>
25. Padden M., Weissert H., Funk H., Schneider S., Gansner C. 2002, Late Jurassic lithological evolution and carbon-isotope stratigraphy of the western Tethys. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 95, pp. 333–346. <https://doi.org/10.5169/seals-168964>
26. Zakharov Yu. D., Baraboshkin E. Yu., Weissert H., Michailova I. A., Smyshlyaeva O. P., Safronov P. P. 2013, Late Barremian–early Aptian climate of the northern middle latitudes: Stable isotope evidence from bivalve and cephalopod molluscs of the Russian Platform. *Cretaceous Research*, vol. 44, pp. 183–201. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.04.007>
27. Zakharov Yu. D., Seltser V. B., Kakabadze M. V., Smyshlyaeva O. P., Safronov P. P. 2020, Oxygen–carbon isotope composition of Middle Jurassic–Cretaceous molluscs from the Saratov–Samara Volga region and main climate trends in the Russian Platform–Caucasus. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 498, pp. 101–127. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.4697078.v1>
28. Ruffel A. H., Price G. D., Mutterlose J., Kessels K., Baraboshkin E. Yu., Gröcke D.R. Palaeoclimate indicators (clay minerals, calcareous nanofossils, stable isotopes) compared from two successions in the late Jurassic of the Volga Basin (SE Russia). *Geological Journal*, vol. 37, issue 1, pp. 17–33. <https://doi.org/10.1002/gj.903>
29. Riboulleau A., Baudin F., Deconinck J.-F., Derenne S., Largeau C., Tribouillard N. 2003, Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 197, issues 3–4, pp. 171–197. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00460-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00460-7)
30. Abbink O., Targarona J., Brinkhuis H., Visscher H. 2001, Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Global and Planetary Change*, vol. 30, issues 3–4, pp. 231–256. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00101-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00101-1)
31. Grabowski J., Haas J., Stoykova K., Wierzbowski H., Brański P. 2017, Environmental changes around the Jurassic/Cretaceous transition: New nanofossil, chemostratigraphic and stable isotope data from the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). *Sedimentary Geology*, vol. 360, P. 54–72. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.08.004>
32. Wilmsen M., Fürsich F.T., Seyed-Emami K., Majidifard M. R. 2021, The Upper Jurassic Garedu Red Bed Formation of the northern Tabas Block: elucidating Late Cimmerian tectonics in east-Central Iran. *International Journal of Earth Sciences*, vol. 11, pp. 767–790. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-01988-z>
33. Peshchevitskaya E. B. 2021, Palynostratigraphy and paleoenvironments in the Gorodishchi section (Middle Volgian region, Kimmeridgian–Hauterivian). *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], vol. 62, no. 7, pp. 939–966. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2019174>
34. Vetoshkina O. S., Lyyurov S. V., Bushnev D. A. 2013, Carbon and oxygen isotopes of the upper Jurassic *Saracenia pravoslavlevi* foraminifera as an indicator of sedimentation conditions. *Vestnik Instituta Geologii Komi NTs UrO RAN* [Vestnik of the Institute of Geology of the Komi Science Center of the Ural Branch of the RAS], no. 10 (226), pp. 7–11. (In Russ.)
35. Veizer J., Prokoph A. 2015, Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans. *Earth-Science Reviews*, vol. 146, pp. 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.008>
36. Rentgarten N. V., Kuznetsova K. I. 1967, Pyroclastic material in the Later Jurassic deposits of the Russian platform. *Doklady Akademii nauk SSSR* [Reports of the Academy of Sciences of the USSR], vol. 173, no. 6, pp. 1422–1425. (In Russ.)
37. Nikashin K. I., Zorina S. O. 2021, Volcanogenic material in the Upper Jurassic–Lower Cretaceous deposits of the Eastern Russian plate and its sources. *Izvestiya Saratovskogo universiteta. Novaya seriya. Seriya: Nauki o Zemle* [Izvestiya of Saratov University. Earth Sciences], vol. 21, issue 1, pp. 49–57. (In Russ.) <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2021-21-1-49-57>
38. Rampino M. R., Self S., Stothers R. B. 1988, Volcanic winters. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 16, pp. 73–99. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.16.050188.000445>
39. Mutterlose J., Malkoc M., Schouten S., Sinninghe Damsté J. S., Foster A. 2010, TEX₈₆ and stable δ¹⁸O paleothermometry of early Cretaceous sediments: Implications for belemnite ecology and paleotemperature proxy application. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 298, pp. 286–298. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.043>
40. Erbacher J., Huber B.T., Norris R. D., Markey M. 2001, Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, vol. 409, pp. 325–327. <https://doi.org/10.1038/35053041>
41. Prauss M., Riegel W. 1989, Evidence from phytoplankton associations for causes of black shale formation in epicontinental seas. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Monatshefte* Jg., heft 11, pp. 671–682. <https://doi.org/10.1127/njgpm/1989/1989/671>

The article was received on March 10, 2023