

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ РЕЖИМ И АККОМОДАЦИОННОЕ ПРОСТРАНСТВО В СРЕДНЕЙ ЮРЕ—РАННЕМ МЕЛУ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

С.О. Зорина

*Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых,
420097, Казань, ул. Зинина, 4, Россия*

Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия

Приведены результаты исследований по оценке трансгрессивно-регрессивного и аккомодационно-седиментационного режимов на ВРП в средней юре—раннем мелу. На основе разработанной генерализованной схемы взаимодействия трех основных факторов, определяющих накопление осадочных толщ различной архитектуры (эвстазии, тектонического «шума» и седиментационного градиента), произведены количественные расчеты параметров седиментации (δS) и аккомодации (δA) для циклов 2-го и 3-го порядков. Специфической особенностью эволюции рассматриваемого среднеюрско-раннемелового осадочного бассейна является превышение объема аккомодационного пространства над объемом седиментации. Расхождение строения отдельных интервалов разреза и расчетных значений отношения $\delta A/\delta S$ позволяет предположить существование невыявленных палеонтологическим методом перерывов в осадконакоплении в бате, позднем титоне—берриасе, сопровождающихся размывом и перебивом песчаных толщ. Причиной установленного ступенчатого регрессивно-трансгрессивного углубления в оксфорде—раннем титоне и трансгрессивно-регрессивного обмеления в позднем титоне—берриасе, по-видимому, являются кратковременные проявления тектонического «шума», а также вызванные им перерывы в осадконакоплении, сопровождающиеся размывом отсутствующих элементов строения циклов 3-го порядка. В нижнемеловых отложениях свидетельств несоответствия трансгрессивно-регрессивной и ретроградационно-проградационной цикличности не установлено, что еще раз подтверждает в целом более спокойный тектоноэвстатический и седиментационный фон в раннем мелу в сравнении со средне-позднеюрским режимом осадконакопления.

Аккомодация, седиментация, эвстазия, тектонический «шум», трансгрессивно-регрессивные циклы, средняя юра—нижний мел, циклы 2-го и 3-го порядков.

SEDIMENTATION REGIME AND ACCOMMODATION SPACE IN THE MIDDLE JURASSIC–LOWER CRETACEOUS ON THE EASTERN RUSSIAN PLATE

S.O. Zorina

This study presents new data on transgressive–regressive and accommodation–sedimentation regimes in the eastern Russian Plate during the Middle Jurassic–Lower Cretaceous. The proposed generalized scheme illustrating the combined effects of three major factors (eustasy, tectonic “noise”, and depositional gradient) controlling the deposition of sequences with different stratal architecture allowed us to quantify the parameters of sedimentation (δS) and accommodation (δA) for second- and third-order cycles. A distinctive feature of the evolution of the Middle Jurassic–Lower Cretaceous sedimentary basin is the excess of accommodation space over sediment supply, which was not conducive to creation of clinoforms. The difference between stacking patterns in individual time intervals and the estimated values of $\delta A/\delta S$ may be indicative of the presence of unidentified stratigraphic breaks in the Bathonian and Late Tithonian–Berriasian, which were accompanied by erosion and reworking of sand strata. The stepwise regressive–transgressive deepening during the Oxfordian–Early Tithonian and transgressive–regressive shallowing during the Late Tithonian–Berriasian were probably caused by short-term manifestations of local tectonic “noise”, and depositional hiatuses accompanied by the erosion of missing elements in the structure of third-order cycles. The Lower Cretaceous succession exhibits no mismatch between transgressive–regressive and retrogradational–progradational cycling, which provides another supporting evidence for a quiet tectono-eustatic and sedimentation regime during the Early Cretaceous compared to that of Middle–Late Jurassic time.

Accommodation, sedimentation, eustasy, tectonic noise, transgressive–regressive cycles, Middle Jurassic–Lower Cretaceous, second- and third-order cycles

ВВЕДЕНИЕ

Среднеюрские—нижнемеловые отложения широко распространены на востоке Русской плиты (ВРП) (рис. 1). Они имеют длительную историю литолого-стратиграфического, палеогеографического и минерагенического изучения в связи с востребованностью их в качестве источника широкого спектра твердых полезных ископаемых.

© С.О. Зорина, 2014

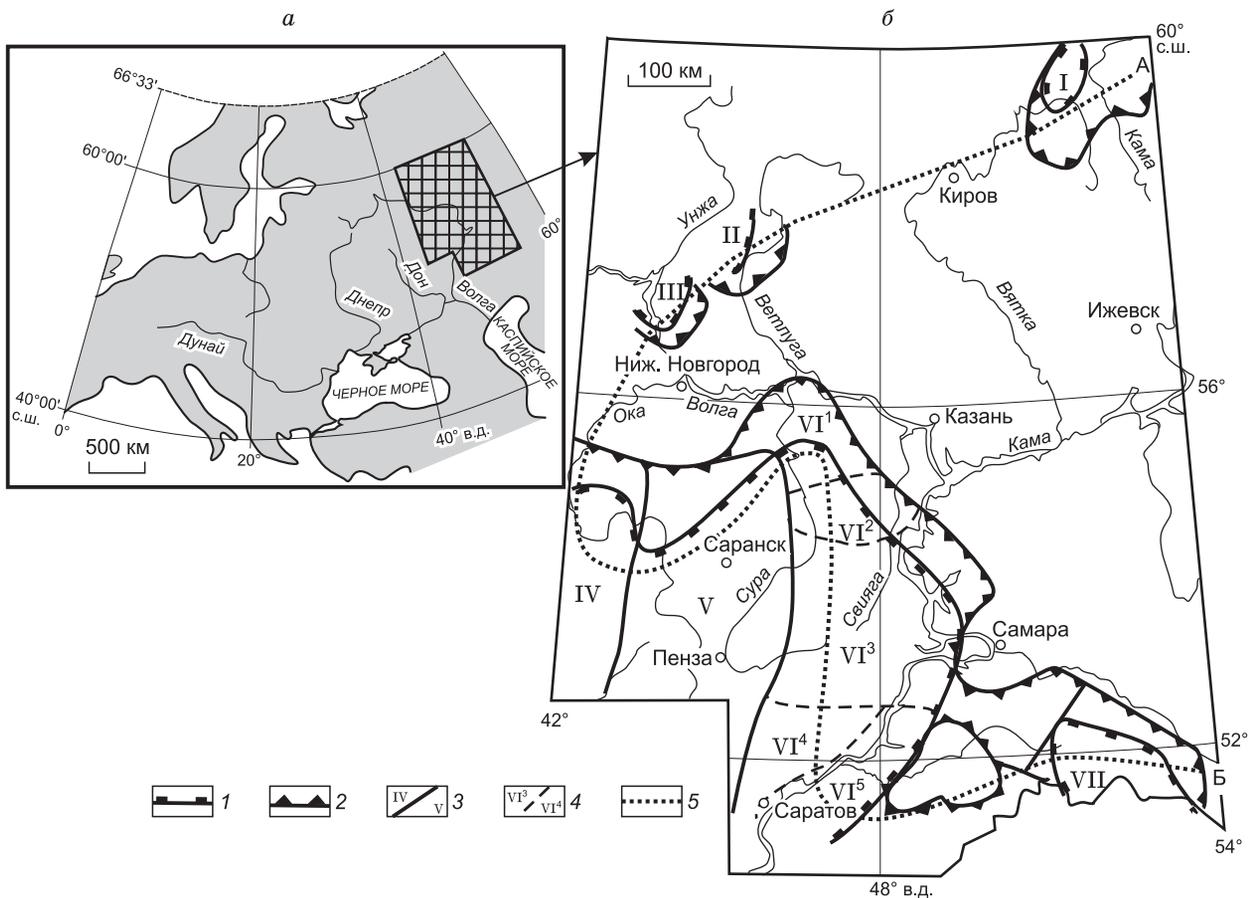


Рис. 1. Схема местоположения рассматриваемой территории (а) и структурно-геологического районирования (б) юрских и нижнемеловых отложений востока Русской плиты.

1 — граница распространения нижнемеловых отложений; 2 — граница распространения юрских отложений; 3 — граница структурно-геологических зон и их номера; 4 — граница структурно-геологических подзон и их номера; 5 — профиль АБ через сводные хроностратиграфические разрезы структурно-геологических зон и подзон. Структурно-геологические зоны [Унифицированная..., 1993]: I — Вятско-Камская впадина; II — Московская синеклиза (восточное крыло); III — Ковернинская впадина; IV — Окско-Донская депрессия; V — Муромско-Ломовский прогиб; VI — Ульяновско-Саратовский прогиб: VI¹ — Чебоксарское Поволжье, VI² — северо-восток УСП [Зорина, 2005], VI³ — Ульяновско-Самарское Поволжье, VI⁴ — Саратовское Правобережье, VI⁵ — Саратовское Заволжье; VII — Бузулукская впадина.

Согласно Унифицированным стратиграфическим схем [Унифицированная..., 1993; Унифицированные..., 1993], эти отложения представляют собой последовательности свит и толщ, выделенных в пределах структурно-геологических зон и подзон, и имеют подробную литологическую и биостратиграфическую характеристику. Сводные разрезы по каждой зоне сопоставлены с последовательностью региональных биостратонов и подразделениями Общей стратиграфической шкалы.

В начале 2000-х годов практически одновременно были опубликованы актуализированные стандартные зональные шкалы юры и нижнего мела бореального пояса [Барабошкин, 2004; Захаров и др., 2005], детализация которых проведена в последние годы [Шурыгин и др., 2011; Никитенко и др., 2013]. Эти шкалы послужили надежным инструментом для увязки юрских и нижнемеловых разрезов ВРП со шкалой геологического времени [Gradstein et al., 2004], другими словами — позволили создать хроностратиграфический каркас для анализа эволюции осадочного бассейна и дальнейших построений [Зорина, 2008, 2009, 2012б]. В дополнение к унифицированным разрезам в хроностратиграфическую схему включены детально расчлененные и комплексно изученные нами разрезы юры и нижнего мела северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба (УСП) [Диденко, Зорина, 2003а,б].

Хроностратиграфическое расчленение среднеюрских—нижнемеловых разрезов дало возможность рассмотреть осадочный бассейн как систему с циклическим чередованием периодов относительно непрерывного осадконакопления и длительных перерывов. Ключом для реконструкции тектоноэвстатического режима явилось литолого-батиметрическое моделирование и построенные на его основе региональные эвстатические кривые и кривые вертикальных тектонических движений [Зорина, 2012а,б].

Несмотря на достигнутый практический эффект от тектоноэвстатического анализа, который заключается главным образом в установлении минерагенической специализации пяти выделенных среднеюрских—нижнемеловых мегасеквенций на различные виды твердых полезных ископаемых [Зорина, 2005, 2006], очевидно, что требуется проведение дальнейших исследований по оценке трансгрессивно-регрессивного и аккомодационно-седиментационного режимов на ВРП. Это необходимо для понимания механизмов накопления осадочных толщ различной архитектуры и устранения пробелов в имеющихся данных об эволюции осадочного бассейна.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Как известно, эпиконтинентальные бассейны — это внутренние, преимущественно мелководные платформенные моря, связанные с океанами проливами и периодически утрачивающие эту связь. В отличие от пассивных континентальных окраин, эпиконтинентальные бассейны характеризуются сложной вертикальной тектоникой, которая либо препятствует, либо усиливает влияние глобальных эвстатических колебаний [Наг, Al-Qahtani, 2005]. Ярким примером эпиконтинентального бассейна является юрско-меловое море Русской плиты. По терминологии Н.М. Страхова, это было плоское [Страхов, 1962], шельфовое море проливного характера, с неровным рельефом дна и обилием островов [Сазонова, Сазонов, 1967]. Глубина бассейна соответствовала преимущественно области мелководного шельфа [Атлас..., 1969]. В нем отсутствовал такой важнейший элемент строения океанских бассейнов, как материковый склон, способствующий формированию прилегающих секвенционных тел. В рассматриваемом эпиконтинентальном бассейне флуктуации глубины приводили к миграции береговой линии на значительные расстояния и накоплению протяженных (сотни километров) слоевых ассоциаций, или платформенных секвенций.

В основе реконструкции механизмов формирования осадочных последовательностей в платформенных бассейнах седиментации лежит интерпретация результатов совместного воздействия разнонаправленных и разноамплитудных геологических процессов, важнейшими из которых признаны глобальная эвстазия, тектонический «шум» и седиментационный градиент [Van Wagoner et al., 1990; Vail et al., 1991; Catuneanu et al., 1998; Einsele, 2000; Catuneanu, 2002; Neal, Abreu, 2009] (рис. 2).

При избытке аккомодационного пространства (A) и/или недостатке осадочного материала (S) и выполнении условия: $\delta A/\delta S > 1$, формируются ретроградационные последовательности (см. рис. 2). При недостатке аккомодационного пространства и/или избытке осадочного материала и при выполнении условия: $\delta A/\delta S < 1$, сформируются проградационные (до деградационных) последовательности [Catuneanu et al., 1998; Neal, Abreu, 2009; Зорина, 2013].

Для оценки роли всех трех факторов в формировании среднеюрско-нижнемеловой осадочной толщи ВРП и выявления особенностей ее архитектуры проведено изучение совместного влияния изменяющегося аккомодационного пространства, доступного для заполнения осадками, и объема накопившегося осадочного материала. Аккомодация рассмотрена как произведение площади развития отложений и глубины бассейна. Объем толщи определен как произведение площади ее распространения и мощности.

В хроностратиграфическом разрезе средней юры—нижнего мела ВРП методами лито-, био-, магнитостратиграфии выделены пять мегасеквенций [Vail et al., 1991]: байос-келловейская, оксфорд-берриасская, валанжинская, готерив-аптская и альбская (рис. 3, 4) [Зорина, 2012a]. Ранг мегасеквенций соответствует циклам 2-го порядка, длительность формирования которых составляет 3—50 млн лет [Vail et al., 1991; Catuneanu, 2002].

Каждая мегасеквенция имеет достаточно выдержанный в пространстве вещественный состав, но во времени

Рис. 2. Генерализованная схема [Зорина, 2013], иллюстрирующая влияние глобальной эвстазии, вертикальной тектоники и осадконакопления на архитектуру осадочных последовательностей [Catuneanu et al., 1998; Neal, Abreu, 2009].



их распространенность крайне неравномерна (см. рис. 3, 4), что связано главным образом с локальным дискретным проявлением вертикальной тектоники.

Байос-келловейская мегасеквенция представлена бескарбонатными песчаными глинами с прослоями песков, в кровле с прослоями глин с обилием железистых оолитов; оксфорд-берриаская — карбонатными глинами с прослоями мергелей, перекрытыми горючими сланцами, песчаниками и конгломератами; валанжинская — фосфоритсодержащими песчаниками, конгломератами, участками — бескарбонатными глинами; готерив-аптская — бескарбонатными глинами с прослоями горючих сланцев, песками и альбская — бескарбонатными песчаными глинами с прослоями фосфоритсодержащих песков, песками.

Циклы 3-го порядка (секвенции) детализируют строение мегасеквенций (таблица). Это генерализованные разрезы разновозрастных свит и толщ, выделяемых на ВРП согласно Унифицированных схем в различных структурно-геологических зонах и подзонах [Унифицированная..., 1993; Унифицированные..., 1993]. Циклы 3-го порядка имеют высокую степень литолого-стратиграфической изученности по разрезу и латерали, что позволило определить их усредненную мощность (м), среднюю длительность накопления (млн лет) и площадь распространения (км²), а также вычислить скорость накопления осадков каждого цикла (м/млн лет) и объем осадочной толщи (км³).

Для количественных определений аккомодационного пространства требовались численные значения глубины палеобассейна. Многочисленными исследованиями показано, для палеобатиметрических построений могут быть успешно применены результаты микрофаунистического анализа, так как расселение бентосных фораминифер четко контролируется батиметрическими зонами [Sharma, Takayanagi, 1982; Liu et al., 1997; Wescott et al., 1998]. Количественная оценка изменения глубины бассейна на ВРП (см. рис. 3, 4) выполнена на основе анализа микрофаунистических данных, полученных по детально расчлененному разрезу скв. 1, пробуренной на северо-востоке УСП [Зорина, Старцева, 2010].

На основе выработанных представлений о закономерностях глубинного распределения фораминифер в рассматриваемом палеобассейне, произведено моделирование батиметрического расселения известкового и агглютинирующего бентоса в средней юре—раннем мелу на северо-востоке УСП. Анализ количественных параметров, рассчитанных по юрской и раннемеловой популяциям бентосных фораминифер (общая численность популяции, родовое и видовое разнообразие, появление новых видов, число агглютинирующих и известковых форм), в совокупности с особенностями палеоэкологии известкового и агглютинирующего бентоса, позволил оценить вариации глубины палеобассейна и построить палеобатиметрическую кривую [Зорина, Старцева, 2010].

Кимериджские и нижнетитонские мергельно-глинистые осадки отлагались преимущественно в нижнеритической—верхнебатиальной области шельфа (100—250 м). Максимальная глубина бассейна (около 300 м) реконструируется в конце раннетитонского времени. За этим достаточно резким углублением последовало трансгрессирующее обмеление (до 100 м), сопровождавшееся аноксией и формированием пачки битуминозных глин и горючих сланцев. В конце позднего титона—берриасе, а после перерыва и в валанжине — глубина бассейна не превышала 50 м [Сазонова, Сазонов, 1967].

Готерив-среднеаптские глины формировались в нижней неритической и верхней батиальной зонах, глубина бассейна незначительно варьировала относительно отметки 200 м, в целом оставаясь постоянной. Нижнеаптская пачка битуминозных глин и горючих сланцев сформировалась в верхней батиальной зоне на глубине порядка 250 м.

Среднеальбские отложения являются более глубоководными, чем среднеаптские. Базальные слои среднего альба отлагались в нижней неритической зоне, затем произошло углубление бассейна и смещение области осадконакопления в верхнюю батиаль. Максимум глубины, зафиксированный в нижней половине среднеальбского разреза, оценивается в 350 м.

Полученные количественные данные о глубине бассейна включены в расчеты объемов аккомодационного пространства (км³), выполненные для циклов 2-го и 3-го порядков (см. таблицу).

Таким образом, количественных данных оказалось достаточно для оценки изменения аккомодационного пространства от цикла к циклу, сравнить полученные значения с изменением объема осадочной толщи, и, рассчитав отношение $\delta A/\delta S$ для каждого цикла, установить его проградационно-ретроградационные особенности.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Этапы углубления и обмеления. Источником информации для выделения этапов углубления и обмеления рассматриваемого участка осадочного бассейна послужила кривая регионального уровня моря, построенная недавно для данного участка платформы [Зорина, 2008, 2009, 2012а]. В средней и поздней юре доминировало общее углубление с накоплением преимущественно глинистых толщ. В раннем бате отмечено кратковременное обмеление, которое привело к накоплению полиминеральных

Аккомодационные и седиментационные параметры среднерусских—нижнемеловых циклов 2-го и 3-го порядков востока Русской плиты

Мегасеквенция (2-й порядок)	Вещественный состав секвенций (3-й порядок)	Стратиграфическое положение	Длительность накопления, млн лет	Мощность, м	Площадь, тыс. км ²	Глубина бассейна (УСП), м	Скорость накопления, м/млн лет	Объем аккумуляции (А), км ³			Объем осадочной толщи (S), км ³		δA/δS	
								3-й порядок	2-й порядок	3-й порядок	2-й порядок	3-й порядок	2-й порядок	
Альбская	Глины с прослоями песков и опок, пески	Средний—верхний альб	7.2	60	180	250	8.3	45	11	11	15.2	0.4	6.9	
	Пески с гальками фосфоритов, глины	Начало среднего альба	1.8	20	210	200	11.1	42	4.2	4.2	85	85		
	Глины с прослоями песков, пески	Нижний альб	3.2	50	75	100	15.6	8	3.8	3.8	3.8	2.2	2.2	
Готерив-аптская	Глины с прослоями песков, пески	Верхний апт	8.5	90	150	200	10.6	30	14	14	14	0.9	0.9	
	Глины с прослоями горючих сланцев и битуминозных глин, алевроитов и песков	Верхний готерив—нижний апт	12	200	255	250	16.7	64	51	51	51	1.01	1.01	
Валанжинская	Пески, песчаники с галькой фосфоритов, конгломераты, глины	Валанжин	3.2	5	270	50	1.6	14	14.0	1.4	1.4	12.5	12.5	
	Оксфорд-берриасская	Пески, песчаники с галькой фосфоритов, конгломераты, глины, мергели	Верхняя часть верхнего титона—берриас	6.3	5	180	50	0.8	9	9	1	1	4.3	4.3
Глины битуминозные с прослоями горючих сланцев		Нижняя часть верхнего титона	0.6	20	255	100	33.3	26	5	5	0.3	0.3		
		Верхний кимеридж—нижний титон	6	50	150	180	8.3	27	8	8	1.7	1.7	4.5	
Мергели, глины		Нижний кимеридж	2.2	25	180	120	11.4	22	130	5	28.4	1.7	1.7	
		Глины с прослоями песков	Верхний оксфорд	2.4	16	90	180	6.7	16	1.4	1.4	3	3	
Глины с прослоями песков, мергелей, оолитовых глин	Нижний—средний оксфорд	2.6	40	216	180	15.4	39	9	9	4.1	4.1			
Байос-келловейская	Глины	Верхний келловей	1.9	10	36	120	5.3	4	4.0	0.4	0.4	1.6	1.5	
	Глины с прослоями песков, алевроитов, оолитовых глин	Верхний бат—средний келловей	3.7	100	240	180	27	43	24	24	1.6	1.6		
		Пески, глины	Нижний бат	0.8	20	300	50	25	15	73.0	6	45.6	1.5	1.4
Глины, вулканогенно-осадочные отложения	Верхний байос	2	65	240	120	32.5	29	15.6	15.6					

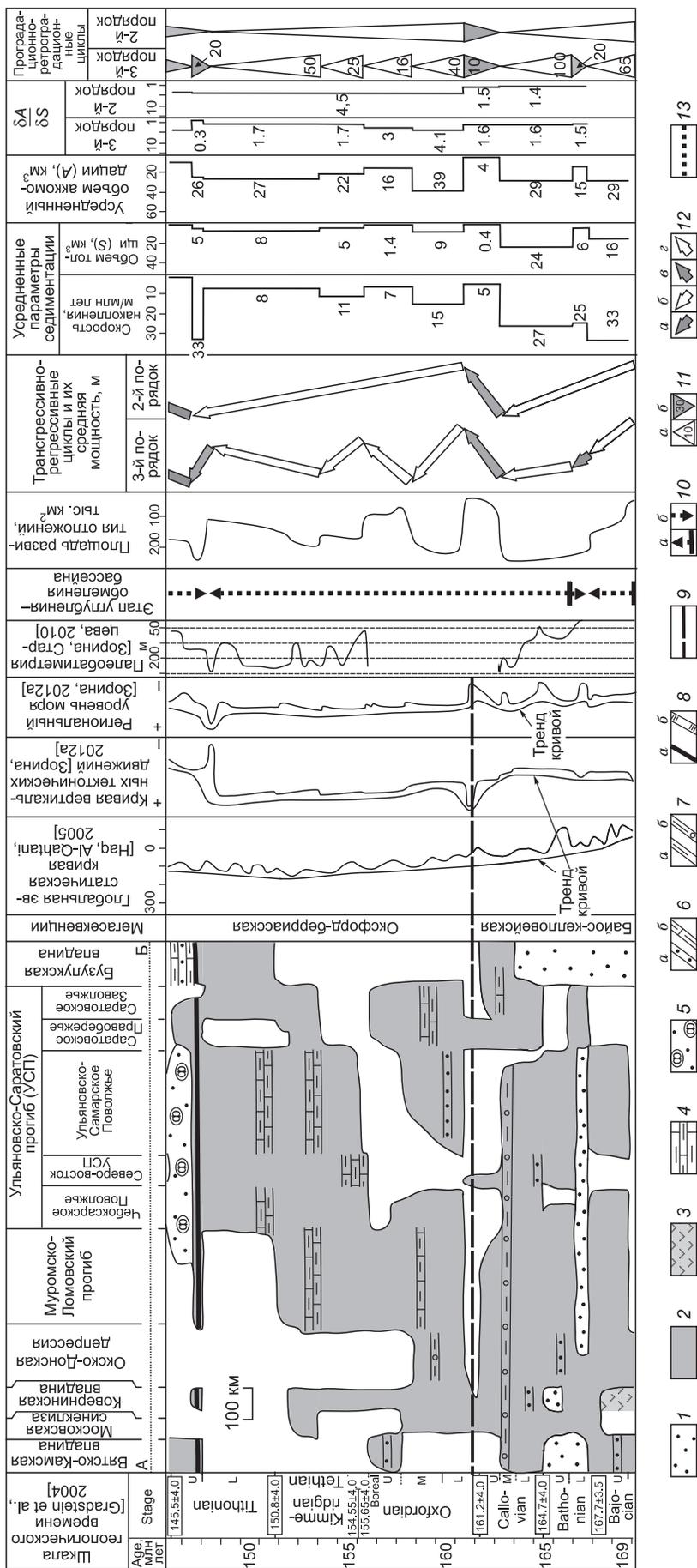


Рис. 3. Проградационно-ретроградационная и трансгрессивно-регрессивная цикличность юрских отложений востока Русской плиты.

1 — пески, песчаники; 2 — глины; 3 — вулканогенно-осадочные отложения; 4 — мертели; 5 — пески, песчаники с желваками и гальками фосфоритов; 6а — прослой песков, алевроитов, 6б — прослой мергелей; 7а — прослой глин, 7б — прослой глин с железистыми оолитами; 8а — битуминозные глины и горючие сланцы, 8б — прослой опок; 9 — границы метасеквенций; 10а — углубление, 10б — обмеление бассейна; 11а — ретроградационная последовательность и ее мощность в метрах, 11б — проградационная последовательность и ее мощность в метрах; 12 — трансгрессивно-регрессивный режим: а — трансгрессия с обмелением, б — трансгрессия с углублением, в — регрессия с обмелением, г — регрессия с углублением; 13 — профиль АБ через структурно-геологические зоны (см. рис. 1).

песков и песчаных глин. В позднем келловее обмеление завершилось образованием регионального гиатуса. В конце раннего титона, после скачкообразного углубления, которым завершился общий тренд увеличения глубины бассейна, началось не менее резкое обмеление. Данное событие привело к накоплению литологически контрастных толщ: нижнетитонские глины перекрыты верхнетитонскими горючими сланцами, на которые, в свою очередь, налегают фосфоритсодержащие песчаники и конгломераты.

Начало раннего мела характеризуется продолжающейся фазой обмеления, которое в позднем берриасе привело к прекращению осадконакопления и/или практически полному размыву ранее накопившихся песчано-конгломератовых толщ. Валанжинское углубление было незначительным и повлекло за собой накопление песчаников и конгломератов с фосфоритовыми гальками. В раннем готериве зафиксирован крупнейший региональный гиатус, на основании которого сделан вывод об обмелении бассейна и прекращении осадкообразования. Поздний готерив—ранний апт отмечен плавной фазой углубления со стабилизацией, поздний апт — устойчивым обмелением, завершившимся позднеаптским—раннеальбским региональным гиатусом. В альбе реконструирован общий тренд углубления.

Площадь распространения. Максимальная площадь распространения юрских и нижнемеловых отложений на ВРП составляет 300 тыс. км². Кривая изменения данного параметра во времени носит неравномерный, ступенчатый характер, изменяясь от 0 (ранний готерив) до максимальных значений (баррем). Количественные данные о площадном развитии рассматриваемых отложений в совокупности с полученными численными значениями глубины их образования позволили оценить динамику изменения аккомодационного пространства во времени и в пространстве.

Трансгрессивно-регрессивная цикличность. Характер трансгрессивно-регрессивной цикличности во многом определяется динамикой площадного распространения среднеюрских-нижнемеловых осадочных толщ, особенностями перекрытия нижележащих толщ вышележащими (см. рис. 3, 4). Поэтому циклы 3-го порядка синхронизированы с площадной кривой.

Основное время накопления осадочного материала всех мегасеквенций, кроме альбской, приходится на фазу трансгрессии. Позднекелловейская, позднетитонско-берриасская, раннеготеривская регрессии отличаются кратковременностью и высокой интенсивностью, о чем свидетельствует практически полное отсутствие осадков на ВРП. При формировании альбской мегасеквенции длительность трансгрессивной фазы меньше регрессивной, что свидетельствует о стабилизации тектоноэвстатического режима, а следовательно, и процессов седиментации.

Трансгрессивно-регрессивная цикличность 3-го порядка существенно детализирует пространственно-временные особенности строения юрских мегасеквенций. В частности, формирование оксфорд-берриасской мегасеквенции было осложнено тремя циклами 3-го порядка. В раннем мелу циклы 2-го и 3-го порядков практически синхронны. Причиной смены неустойчивого юрского трансгрессивно-регрессивного режима на спокойный раннемеловой, по-видимому, была стабилизация вертикальных тектонических движений.

Необходимо особо отметить раннеаптский событийный горизонт, представленный битуминозными глинами и горючими сланцами, являющийся региональным отражением глобального аноксического события ОАЕ-1а [Гаврилов и др., 2002; Зорина, 2009]. Приведенные в настоящей статье результаты построений не подтверждают предположение Ю.О. Гаврилова с соавторами [2002] об образовании данных аноксических слоев за счет размыва прибрежных ландшафтов быстротрансгрессирующим морем после завершившегося регрессивного эпизода. Формирование битуминозных слоев происходило в конце длительной трансгрессивной фазы цикла 2-го порядка. Сразу после завершения накопления данных слоев последовала регрессивная фаза и незначительное обмеление бассейна (см. рис. 4). По результатам проведенных построений стало очевидно, что причина наступления аноксии заключалась не в резком изменении трансгрессивно-регрессивного режима. Вероятнее всего, ее следует искать во внезапном глобальном ухудшении климатических условий, вызвавшем угнетение биоты [Read, 1998].

Параметры седиментации. Скорость накопления среднеюрских—нижнемеловых толщ в целом можно оценить как достаточно равномерную с отдельными кратковременными всплесками ее увеличения. В позднем байосе—келловее темп осадконакопления глин, песчаных глин и песков был сравнительно высок и составил 25—33 м/млн лет, тогда как в оксфорде—раннем титоне глины и мергели накапливались со скоростью, не превышающей 5—15 м/млн лет. В начале позднего титона, когда практически на всей рассматриваемой территории сформировались битуминозные глины и горючие сланцы, скорость осадкообразования скачкообразно возрасла в 4 раза: с 8 до 33 м/млн лет. Перекрывающие верхнетитонско-берриасские и валанжинские песчано-конгломератовые толщ формировались крайне медленно — со скоростью 0.8 и 1.6 м/млн лет соответственно. В позднем готериве—апте накопление глин происходило в спокойном режиме со скоростью, не превышающей 11—17 м/млн лет. А конец альба отмечен замедлением темпов глинообразования до 8 м/млн лет.

Динамика изменения объема накопившихся толщ в основном параллелизуется с изменением скорости осадконакопления, т.е. рост объемов осадков сопровождался увеличением скорости осадконакоп-

ления и наоборот. Данной закономерности не подчинены три интервала разреза, в которых эти параметры разнонаправленны. Кимериджско-нижнетитонские глины и мергели образовались в условиях роста объема толщи при падении темпов накопления. Формирование верхнетитонских битуминозных глин и горючих сланцев, а также нижнесреднеальбских глин и песков, напротив, происходило на фоне роста скорости осадкообразования и снижения объема толщи.

Объем аккомодационного пространства. Сопоставление численных значений объемов аккомодационного пространства и объемов накопившихся толщ позволили сделать весьма интересные выводы. В среднеюрско-нижнемеловом разрезе ВРП не выявлены интервалы, в которых аккомодация была меньше объема накопившейся толщи и происходило бы засыпание бассейна осадками. Таким образом, в отличие от Западно-Сибирского бассейна, на ВРП не были созданы условия для образования клиноформ.

Сопоставимые значения аккомодации и объема осадка получены для песчано-глинистой толщи верхнего бата—среднего келловея (29 и 24 км³ соответственно) и глинистой толщи верхнего готерива—нижнего апта (64 и 51 км³), что свидетельствует об отсутствии выраженного гранулометрического тренда и о формировании агтрадационной последовательности. Для остальных интервалов рассчитано, что объем аккомодации превышает объем осадочной толщи от 1.4 (глины верхнего альба) до 11.4 раз (глины верхнего оксфорда).

Анализ изменения аккомодационного пространства, доступного для осадконакопления, показал практически полную синхронность с динамикой изменения объемов накопившихся толщ: при росте аккомодации объем осадочных толщ увеличивался, при падении — уменьшался. Единственным исключением является среднеальбский интервал, когда при резком (более чем в 5 раз) росте аккомодационного пространства объем накопившегося осадочного материала уменьшился.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение $\delta A/\delta S$ по разрезу. Отношение изменения объемов аккомодации к изменению объемов седиментации ($\delta A/\delta S$) было изначально разработано для отбивки проградационно-ретроградационных циклов, выделяющихся преимущественно на пассивных окраинах [Catuneanu et al., 1998; Neal, Abreu, 2009]. В рамках настоящего исследования оно было применено к осадочным толщам, образовавшимся в специфических эпиконтинентальных условиях (см. рис. 3, 4).

Для среднеюрских—нижнемеловых мегасеквенций характерно доминирование значений > 1 , свидетельствующих о формировании ретроградационных последовательностей. Максимальное значение $\delta A/\delta S$ (12.5) установлено для валанжинской мегасеквенции. Только в позднеаптском интервале расчетное значение $\delta A/\delta S$ оказалось < 1 , что логично увязывается с приходящейся на данный интервал регрессивной фазой и постепенным опесчаниванием альбских глин вверх по разрезу (проградационная последовательность).

Расчеты значений $\delta A/\delta S$ для циклов 3-го порядка также показали почти полное преобладание значений, превышающих единицу, и большой разброс самих значений. Примечательно, что в начале позднего титона при формировании битуминозных глин и горючих сланцев значение $\delta A/\delta S$ оказалось равным 0.3, что согласуется с обмелением, установленным по данным микрофаунистического анализа. Еще один временной интервал с обмелением отмечен в позднем альбе ($\delta A/\delta S = 0.4$). Кратковременному регрессивному эпизоду в среднем альбе соответствуют максимальное для всей рассматриваемой толщи значение отношения $\delta A/\delta S$, равное 85. Такое резкое увеличение δA по сравнению с δS , зафиксированное на фоне регрессии, можно объяснить только угнетением терригенного сноса.

Выше отмечалось, что специфической особенностью эволюции рассматриваемого среднеюрско-раннемелового осадочного бассейна является превышение объема аккомодационного пространства над объемом седиментации. Вследствие этого, даже при анализе отдельных интервалов разреза, представленных явно проградационной последовательностью осадков (пески нижнего бата, залегающие на глинах байоса; песчано-конгломератовая фосфоритсодержащая толща верхнего титона—берриаса, перекрывающая горючие сланцы верхнего титона), значение $\delta A/\delta S$ оказывается > 1 . Это означает, что, согласно теоретическому моделированию, осадочная последовательность должна быть ретроградационной, характерной для углубления.

Выявленное расхождение строения отдельных интервалов разреза и расчетных значений отношения $\delta A/\delta S$ позволяет предположить существование дополнительных механизмов, участвующих в осадочном процессе, и неучтенных формулой. Среди возможных следует в первую очередь указать наличие стратиграфических перерывов как в бате, так и в позднем титоне—берриасе, сопровождающихся размывом и перебивом песчаных толщ. Занижение объема накопившихся толщ приводит к смещению формульного соотношения в сторону аккомодации. Особенно ярко это проявилось при его применении к верхнетитонской—берриасской толще, где значение соотношения составило 4.3, что характерно для

отчетливых ретроградационных последовательностей. Из вышесказанного следует важнейший вывод. Если строение литологической последовательности не соответствует значениям аккомодационно-седиментационного соотношения, полученного расчетным путем, значит в осадочной последовательности существуют невыявленные перерывы, во время которых происходил размыв толщ. И чем расчетное значение > 1 , тем интенсивнее размывалась толща.

Не менее важный вывод следует исходя из установленных фактов полного соответствия фактических и расчетных данных (см. рис. 2): если для мелеющих последовательностей $\delta A/\delta S < 1$, а для углубляющихся > 1 , то данные последовательности следует отнести к непрерывно накопившимся.

Проградационно-ретроградационная цикличность. В основу построения шкалы проградационно-ретроградационной цикличности положено изменение гранулометрического состава пород по разрезу с учетом значений $\delta A/\delta S$, полученных для циклов 2-го и 3-го порядков (см. рис. 3, 4).

Все мегасеквенции состоят из ретроградационной и проградационной составляющих, за исключением валанжинской мегасеквенции, у которой проградационная часть размывта. Однотипность строения объясняется воздействием на их формирование классических эволюционных механизмов: в трансгрессивную фазу бассейн углублялся, в регрессивную — мелел. Однако этот вывод справедлив только для наиболее общих (трендовых) тенденций эволюции данного бассейна.

Циклы 3-го порядка, детализирующие строение мегасеквенций, не всегда подчинены вышеприведенной закономерности. В частности, в нижнебатском интервале байос-келловой мегасеквенции произошло трансгрессивное обмеление бассейна с налеганием песков и песчаных глин на верхнебайосские глины. Средневерхнеоксфордские и верхнекемериджско-нижнетитонские глины и мергели отлагались в регрессивную фазу, сопровождающуюся углублением. И, наконец, наиболее яркий пример — образование верхнетитонских битуминозных глин и горючих сланцев в условиях мелеющей трансгрессии. Причиной такого ступенчатого регрессивно-трансгрессивного углубления в оксфорде—раннем титоне и трансгрессивно-регрессивного обмеления в позднем титоне—берриасе, по-видимому, являются кратковременные проявления тектонического «шума», а также вызванные им перерывы в осадконакоплении, сопровождающиеся размывом отсутствующих элементов строения циклов 3-го порядка.

В нижнемеловых отложениях свидетельств несовпадения трансгрессивно-регрессивной и проградационно-ретроградационной цикличности не установлено, что еще раз подтверждает в целом более спокойный тектоноэвстатический и седиментационный фон в раннем мелу в сравнении со среднепозднеюрским режимом осадконакопления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Специфической особенностью эволюции рассматриваемого среднеюрско-раннемелового осадочного бассейна является превышение объема аккомодационного пространства над объемом седиментации. Не выявлены интервалы, в которых аккомодация была меньше объема накопившейся толщи и происходило бы засыпание бассейна осадками. Таким образом, в отличие от Западно-Сибирского бассейна, на ВРП не были созданы условия для образования клиноформ.

2. Выявленное расхождение строения отдельных интервалов разреза и расчетных значений отношения $\delta A/\delta S$ позволяет предположить существование стратиграфических перерывов в бате, позднем титоне—берриасе, сопровождающихся размывом и перемывом песчаных толщ. Занижение объема накопившихся толщ привело к смещению формульного соотношения в сторону аккомодации.

3. Однотипность архитектуры практически всех среднеюрских—нижнемеловых мегасеквенций объясняется воздействием на их формирование сходных тектоноэвстатических механизмов, при которых в трансгрессивную фазу бассейн углублялся, в регрессивную — обмелел.

4. В нижнемеловых отложениях свидетельств несовпадения трансгрессивно-регрессивной и проградационно-ретроградационной цикличности не установлено, что еще раз подтверждает в целом более спокойный тектоноэвстатический и седиментационный фон в раннем мелу в сравнении со среднепозднеюрским режимом осадконакопления.

Автор выражает благодарность В.П. Девятову и анонимному рецензенту за ценные критические замечания, устранение которых способствовало улучшению статьи.

Работа выполнена в рамках проекта 609, финансируемого Международной программой наук о Земле ЮНЕСКО и Международного союза геологических наук (UNESCO-IUGS-IGCP Project 609) «Climate-environmental deteriorations during greenhouse phases: Causes and consequences of short-term Cretaceous sea-level changes». Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета, в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды / Ред. А.П. Виноградов. ВАГТ. М., Мингео СССР, 1969, 71 карта.

Барабошкин Е.Ю. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт бореального пояса // Бюл. МОИП, Отд. геол., 2004, т. 79, вып. 5, с. 44—68.

Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полезные ископаемые, 2002, № 4, с. 359—380.

Диденко А.Н., Зорина С.О. Меловая система // Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. М., GEOS, 2003а, с. 207—219.

Диденко А.Н., Зорина С.О. Юрская система // Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. М., GEOS, 2003б, с. 197—206.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В., Рогов М.А., Киселев Д.Н., Никитенко Б.Л., Дзюба О.С., Ильина В.И. Бореальный зональный стандарт юры: обсуждение новой версии / Под ред. В.А. Захарова, М.А. Рогова, О.С. Дзюба // Материалы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». М., ГИН РАН, 2005, с. 89—96.

Зорина С.О. К стратиграфии мезозоя востока Восточно-Европейской платформы: свитный, секвенционный и хроностратиграфический подходы / Ред. Е.М. Аксенов. Казань, ЦНИИГеолнедр, 2005, 158 с.

Зорина С.О. Секвенс-стратиграфическая модель размещения твердых полезных ископаемых мезозоя на востоке Русской плиты // Отечественная геология, 2006, № 6, с. 71—77.

Зорина С.О. Цикло- и секвенс-стратиграфия средневерхнеюрских отложений востока Русской плиты // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов, 2008, № 1, с. 31—49.

Зорина С.О. Секвенс-стратиграфия нижнемеловых отложения востока Русской плиты // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 566—575.

Зорина С.О. Среднеюрские-нижнемеловые тектоноэвстатические циклиты востока Русской плиты // ДАН, 2012а, т. 444, № 6, с. 631—634.

Зорина С.О. Юрские-палеогеновые осадочные последовательности востока Русской плиты: тектоноэвстатический анализ, секвенс-стратиграфия, фациальные трансформации и полезные ископаемые. М., Книжный перекресток, 2012б, 192 с.

Зорина С.О. Эвстатический, тектонический и седиментационный контроль образования осадочных последовательностей в платформенных бассейнах // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского / Ред. И.И. Чайковский. Пермь, Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2013, с. 176—183.

Зорина С.О., Старцева Г.Н. Биофашии бентосных фораминифер, палеобатиметрия и секвенс-стратиграфия среднеюрских-нижнемеловых отложений востока Русской плиты (район Татарско-Шатрашанской скважины 1, Республика Татарстан) // Литосфера, 2010, № 4, с. 81—93.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1047—1082.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л., Недр, 1967, 260 с. (Труды ВНИГНИ. Вып. LXII).

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР, 1962, 212 с.

Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы / С.П. Яковлева. СПб., ВНИГРИ, 1993, 28 листов. 71 с.

Унифицированные стратиграфические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы / С.А. Чирва. СПб., ВНИГРИ, 1993, 58 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С., Князев В.Г. Комплексные зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумарктических корреляций // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1051—1074.

Catuneanu O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls // J. African Earth Sci., 2002, v. 35, p. 1—43.

Catuneanu O., Willis A.J., Miall A.D. Temporal significance of sequence boundaries // Sedimen. Geol., 1998, v. 121, p. 157—178.

- Einsele G.** Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. B., Springer-Verlag, 2000, 792 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A., House M.R., Lourens L., Luterbacher H.P., McArthur J., Melchin M.J., Robb L.J., Shergold J., Villeneuve M., Wardlaw B.R., Ali J., Brinkhuis H., Hilgen F.J., Hooker J., Howarth R.J., Knoll A.H., Laskar J., Monechi S., Plumb K.A., Powell J., Raffi I., Rohl U., Sadler P., Sanfilippo A., Schmitz B., Shackleton N.J., Shields G.A., Strauss H., Van Dam J., Van Kolfshoten T., Veizer J., Wilson D.** A Geologic Time Scale 2004. Cambridge, Cambridge University Press, 2004, 589 p.
- Haq B.U., Al-Qahtani A.M.** Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // *Geoscientific Research*, 2005, v. 10, № 2, p. 127—160.
- Liu C., Browning J.V., Miller K.G., Olsson R.K.** Paleocene benthic foraminiferal biofacies and sequence stratigraphy, Island Beach Borehole, New Jersey / Eds. K.G. Miller, S.W. Snyder. Foraminiferal biofacies and sequence stratigraphy // *Proceedings of the Oceanic Drilling Program, Scientific Results*, 1997, v. 150X, p. 267—275.
- Neal J., Abreu V.** Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method // *Geology*, 2009, v. 37, № 9, p. 779—782.
- Read J.F.** Phanerozoic carbonate ramps from greenhouse, transitional and ice-house worlds: clues from field and modelling studies / Eds. V.P. Wright, T.P. Burchette // *Carbonate ramps* // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1998, № 149, p. 107—135.
- Sharma V., Takayanagi Y.** Paleobathymetric history of Late Neogene foraminiferal assemblages of the Kakegawa Area, Central Asia. Tohoku University // *Sci. Rep.*, 2nd ser. Geol. 1982, v. 52, № 1—2, p. 77—90.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C.** The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology — an overview / Eds. G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher. *Cycles and events in stratigraphy*. B., Springer-Verlag, 1991, p. 617—659.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D.** Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Methods in Exploration Series*, 1990, № 7, p. 1—55.
- Wescott W.A., Krebs W.N., Sikora P.J., Boucher P.J., Stein J.A.** Modern applications of biostratigraphy in exploration and production // *The leading edge. Geologic*. September, 1998, p. 1204—1210.

*Рекомендована к печати 11 октября 2013 г.
Б.Н. Шурыгиным*

*Поступила в редакцию
8 мая 2013 г.*