

УДК 551.763.3'79(084.2)(470.44)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА «БЕЛОГРОДНЯ» (САРАТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

С.О. Зорина, Н.И. Афанасьева

Аннотация

В статье приведены результаты рентгеновского фазового, полного химического и полуколичественного спектрального анализов пород, слагающих разрез «Белогродня». Определена минералого-геохимическая характеристика пород, на основе которой выделены доминирующие и второстепенные геологические процессы, повлиявшие на формирование литостратонов. Обоснована непрерывность даний-зеландских слоев, придающая разрезу «Белогродня» высокую стратиграфическую значимость.

Ключевые слова: маастрихт, палеоцен, Поволжье, нанозона, минеральный состав, глауконит, цеолит, опока, геохимия, фация.

Введение

Разрез «Белогродня» привлекает внимание исследователей уже более 100 лет, выделяясь среди всех литологических разновидностей палеоцена Поволжья сохранившейся от размыва прибрежной фацией – слоями Белогродни. Они залегают на верхнемаастрихтских мергельно-меловых отложениях и перекрываются опоками нижнесызранской свиты палеоцена. Мощность слоев Белогродни составляет 10–12 м. Разрез расположен на правом берегу р. Волга, южнее г. Вольск, в 100 м ниже бывшего с. Белогродня (рис. 1), в береговом обрыве высотой более 60 м.



Рис. 1. Схема расположения разреза «Белогродня»

В литературе нет данных о послойном опробовании рассматриваемого разреза на аналитические исследования методами химического, рентгеновского фазового и спектрального анализов. Соответственно, литологическая характеристика пород разреза до сих пор была ограничена лишь визуальными описаниями, часто достаточно субъективными. Из-за обилия в слоях Белогродни рассеянных зерен глауконита и обломочного материала песчаной размерности большинством исследователей породы принимались за глауконитовый песчаник.

Целью настоящего исследования является изучение вещественного состава литостратонов, слагающих разрез «Белогродня», выявление минералого-геохимических и фациальных особенностей пород, реконструкция условий их образования.

Изученность разреза «Белогродня»

Геологическое изучение разреза «Белогродня» носило в основном стратиграфическую и палеонтологическую направленность. Взгляды исследователей относительно возраста слоев Белогродни противоречивы. Впервые слои были описаны в 1897 г. А.П. Павловым как «глауконитово-слюдистый песчаник» с *Nautilus danicus Schloth.* и выделены в самостоятельный стратиграфический горизонт [1]. Не решая окончательно вопроса о возрасте слоев, автор писал, что «в данной местности горизонт этот тесно связан с третичной системой и резко отделяется от меловой». Позднее найденная А.П. Павловым форма была переопределена А.Д. Архангельским [2, 3] в *Nautilus pavlowi Arkh.* А.Д. Архангельский считал песчаные слои Белогродни чисто местным явлением. По его мнению, породы по латерали переходят в кремнистые глины нижнего горизонта сызранских отложений района Вольска. Е.В. Милановским [4, 5], В.Г. Камышевой-Елпатьевой [6] и многими другими исследователями слои Белогродни принимались как базальный горизонт палеоцена.

Н.А. Васильева [7], изучавшая фауну фораминифер из глауконитово-песчаных слоев Белогродни, считает ее переотложенной позднемеловой.

Весьма интересны исследования В.Г. Морозовой [8], которая в «толще рыхлых известковистых глауконитовых песчаников» слоев Белогродни выявила довольно богатый комплекс фораминифер. В нем, наряду с меловыми формами, присутствует зональный вид датского яруса – *Globigerina pseudobulloidis Plum.* В вышележащих опоках нижнесызранской свиты В.Г. Морозова выделила сходный комплекс, что позволило отнести обе толщи к монтскому ярусу палеогена.

Г.П. Леонов [9], учитывая «небольшой ареал распространения слоев Белогродни, их небольшую мощность и недостаточно ясный характер их взаимоотношения с вышележащими сызранскими слоями», считал, что их следует рассматривать как слои, то есть как подразделение относительно узкого местного масштаба, аналогичное Березовским и другим «слоям» палеогена Нижнего Поволжья».

Т.А. Кузнецова [10] опубликовала результаты споро-пыльцевого анализа слоев, обнажающихся в разрезе «Белогродня». Характер флоры, по ее мнению, свидетельствует об одновозрастности пород всего изученного разреза. Автор отмечает колебания в количестве пыльцы основных групп растений в спектрах песчаной (слои Белогродни) и опоковой (нижнесызранская свита) частей разреза.

В спектрах слоев Белогродни пыльца стеммы *Normapolles Pfl.* составляет наибольший процент от суммы всей встреченной пыльцы и спор. Среди последней присутствуют виды, характерные для палеоценовых отложений Поволжья, Украины, Южного Урала, Приуралья, Западной Сибири, Германии, Венгрии. В перекрывающих нижнесызранских опоках происходит уменьшение количественного содержания не только этой пыльцы, но и общее обеднение спектра. Это связывается Т.А. Кузнецовой со сменой условий седиментации – удалением береговой линии от места накопления изученного разреза.

С введением в стратиграфическую практику нанозонального расчленения, позволяющего сопоставлять верхнемеловые и палеогеновые слои с глобальными нанопланктонными шкалами, возраст слоев многих разрезов Поволжья был значительно уточнен [11].

В.А. Мусатовым и Н.А. Христенко [12] терминальные слои маастрихта соотношены с нанозонами СС25–СС26 шкалы Перч-Нильсена [13]. Согласно стратиграфической схеме А.Г. Олферьева и А.С. Алексеева [14], данные слои принадлежат радищевской свите верхнего маастрихта, имеющей широкое распространение на востоке Русской плиты [15].

Слои Белогродни соответствуют нижней части зоны NP4 шкалы Мартини [16], то есть верхней половине датского яруса [12]. Опоки нижнесызранской свиты, перекрывающие слои Белогродни, соотносятся этими исследователями с верхней частью зоны NP4 и датируются ранним зеландием. Таким образом, по результатам нанопланктонного расчленения гиатус между слоями Белогродни и нижнесызранской свитой не зафиксирован. Даний-зеландские слои разреза «Белогродня» формировались в пределах палеоценового бассейна Поволжья и Прикаспия [17, 18].

Хроностратиграфическое положение слоев Белогродни в общей схеме взаимоотношения фациальных разновидностей палеоцена Поволжья было показано в публикации [11]. Анализ возрастных датировок палеоценовых фаций, выполненный разными авторами, позволил нам сделать вывод о том, что временной интервал формирования нижнесызранской свиты в Среднем и Нижнем Поволжье ограничивается зонами NP1–NP4, а слои Белогродни имеют более узкую возрастную датировку и на хроностратиграфической схеме расположены «внутри» нижнесызранской свиты.

Фактический материал и методика исследований

Фактический материал собран авторами при проведении полевых работ в 2005–2006 гг. и публикуется впервые. Разрез «Белогродня» был послойно задокументирован и опробован для аналитических исследований с использованием методов рентгеновского количественного фазового (РКФА), полного химического (ПХА) и полуколичественного спектрального анализов (ПКСА). На РКФА и ПХА было отобрано всего 17 рядовых точечных проб, в том числе 2 пробы мела и мергеля радищевской свиты верхнего маастрихта, 11 проб опок и глины из слоев Белогродни и 4 пробы опок нижнесызранской свиты. Для изучения геохимических особенностей отобрано 30 точечных проб: 2 пробы мела и мергеля радищевской свиты, 21 проба опок, глины и песка из слоев Белогродни и 7 проб опок нижнесызранской свиты.

Аналитические исследования выполнены в аккредитованных Госстандартом России лабораториях Аналитико-технологического сертификационного испытательного центра ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» (аналитики С.А. Волкова, М.А. Королев, Ф.А. Рахимова, М.Н. Морозова, Е.Н. Шунина, Н.А. Фролова, М.Н. Иванова и др.).

Одним из основных методов диагностики минералов в составе пород послужил рентгенографический фазовый анализ. Этот вид анализа является оптимальным количественным методом исследования вещественного состава горных пород и нерудного минерального сырья. Для кремнистых цеолитсодержащих пород в ЦНИИГеолнеруде разработаны методики количественной оценки минералов «по наложенным» рефлексам, характерным для этого типа пород. РКФА пород выполнялся в соответствии с разработанными ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» методиками и инструкциями [19, 20] на дифрактометре Bruker марки D8 Advance и дифрактометре ДРОН-4-07.

Химический состав пород определялся методами классической «мокрой» химии.

Эмиссионный ПКСА с определением 21 химического элемента выполнен на дифракционном спектрографе ДФС-458. Данный метод позволяет получать широкий спектр элементов с диапазоном их содержаний от 0.0001 до 100%. Расшифровка эмиссионных спектров проводилась согласно аттестованной и утвержденной НСАМ инструкции № 227-С [21].

Дальнейшая обработка аналитических данных заключалась в усреднении содержаний минеральных и химических фаз по каждому литостратону (радищевская свита, слои Белогродни и нижнесызранская свита) и уточнении полевых определений. Литологическая характеристика пород в настоящей работе дана согласно общепринятым классификациям осадочных образований [22] и была недавно использована нами для характеристики цеолитсодержащих пород верхнего мела-палеогена [23]. При этом второстепенные литологические компоненты, уточняющие основное название породы, располагаются в порядке уменьшения их содержаний.

В качестве информации для сопоставления полученных результатов исследования вещественного состава пород разреза мы воспользовались опубликованными данными по химическому составу палеогеновых опок и диатомитов Ульяновского Поволжья [18].

Обработка геохимических данных заключалась в расчете средних содержаний каждого элемента по стратону, коэффициентов концентрации по отношению к кларкам химических элементов в земной коре [24] и ряда геохимических коэффициентов. Сопоставление средних содержаний химических элементов в каждом литостратоне с их средними содержаниями в литологически аналогичных разновозрастных образованиях региона [25, 26], сравнение с платформенным фоном [27] и кларками в Земной коре позволило выделить индикативные элементы, проявляющие наиболее устойчивую тенденцию к концентрированию или рассеиванию в литостратоне. Полученные данные легли в основу реконструкции доминирующих и второстепенных процессов, которые в совокупности привели к формированию литостратонов разреза.

Литолого-минералогическая характеристика разреза

Геологическое строение разреза «Белогродня» представлено на рис. 2.

Слои *радищевской свиты*, обнажающиеся в разрезе «Белогродня», соответствуют терминальной части маастрихтского яруса. По данным РКФА (табл. 1) и ПХА (табл. 2) они представлены чистым писчим мелом, в кровле с прослоями цеолитистого песчанистого мергеля. Видимая мощность свиты в данном разрезе составляет 3 м.

На размытой поверхности мергельно-меловой радищевской свиты со стратиграфическим перерывом, охватывающим первую половину датского века, залегают слои *Белогродни*. Строение слоев начинается микрослоем остаточной кремнистой, песчанистой, цеолитистой глины – нерастворимого остатка подстилающих карбонатных пород. Слои Белогродни сложены опоками слабоглинистыми и глинистыми, глауконитсодержащими, песчаными и песчанистыми, неравномерно известковистыми, в подошве цеолитистыми. Количество обломочного материала возрастает снизу вверх по стратону. Если в нижней части разреза он представлен маломощными (до 10 см) прослоями алевролита в опоках, то в верхней части среди песчаных опок отмечен 1.5-метровый слой песка глауконит-кварцевого, участками переходящего в песчаник известковистый.

Нижнесызранская свита залегают без следов размыва на опоках слоев Белогродни. Непрерывность разреза устанавливается по споро-пыльцевому анализу [10] и нанопланктонному расчленению [12]. Свита представлена типичными для Среднего и Нижнего Поволжья песчанистыми слабоглинистыми опоками. Они отличаются от подстилающих слоев Белогродни большим содержанием ОКТ-фазы и меньшей глинистостью, а при усреднении количественных содержаний минеральных фаз они оказываются практически одинаковыми – такими же слабоглинистыми и песчанистыми.

По своему среднему химическому составу (табл. 2) нижнесызранские опоки выделяются большими, чем в опоках слоев Белогродни, содержаниями SiO_2 и Na_2O и меньшими содержаниями большинства остальных химических компонентов – TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , P_2O_5 и летучих. Нижнесызранские опоки оказались наиболее близки по химсоставу к опокам Ляхово-Выровского месторождения (Ульяновская область) [18], стоящего на балансе цементного сырья.

Геохимические особенности

Для выявления геохимических особенностей пород разреза «Белогродня» проведена обработка результатов ПКСА на 21 элемент (рис. 3). Сравнение средних содержаний элементов в слоях Белогродни и нижнесызранской свите показывает, что содержания большинства элементов выше в слоях Белогродни. Наиболее контрастны содержания Cr (в 2.1 раза выше, чем в опоках нижнесызранской свиты), Li и P (в 2 раза выше). Меньше, чем в 2 раза, превышают содержания Be, Mg, Sr, Y, Yb, La, Zn, Ga, Pb, Fe и Co. Пониженными по сравнению с опоками нижнесызранской свиты отличаются содержания Ti, Mn, Zr, Ba, Cu и Ni.



Рис. 2. Геологическое строение и схема опробования разреза «Белгородня». Условные обозначения: 1 – мел; 2 – мергель; 3 – опока; 4 – песок; 5 – прослойки: а – алевролита, б – глины; 6 – пункты отбора проб и их номера; глк – глауконит

Еще более контрастны превышения содержаний большинства исследованных элементов в слоях Белгородни при сравнении с подстилающими терминальными слоями радищевской свиты верхнего маастрихта. Наибольшее превышение установлено по Cr (в 11 раз), превышения от 2 до 4 раз отмечаются по Li, Be, Ti, Y, Yb, Ni; от 1.1 до 2 раз – по Zr, La, Cu, Zn, Ga, Pb, Fe и Co. Содержания Mg, P, Mn, Sr и Ba в опоках Белгородни оказались ниже, чем в подстилающих мергельно-меловых породах.

Табл. 1

Минеральный состав пород разреза «Белгородня» по данным РКФА

Ярус	Свита, слой	№№ проб	Литология	Содержание, %						Доломит
				Глинистые минералы	Цеолит	Опал-христовитовая фаза	Кварц	Полевой шпат	Кальцит	
Зеландский	Нижнесв-ранская	22	Опока слабо глинистая, песчаная	17		69	14			
		21	Опока песчаная, слабо глинистая	10		67	21	2		
		20	Опока песчаная, слабо глинистая, известковистая	10	2	60	19	4	5	
		19	Опока песчаная, слабо глинистая	11	2	57	26	1	3	
Датский	Белгородня		Среднее по опоке	12	1	63	20	2	2	0
		18	Опока песчаная, слабо глинистая	17	4	43	23	10	3	
		17	Опока песчаная, слабо глинистая, известковистая	17	2	49	20	7	5	
		14	Опока песчаная, слабо глинистая, известковистая	20	2	42	24	7	5	
		12	Опока песчаная, слабо глинистая, известковистая	17	1	50	23	3	6	
		10	Опока песчаная, глинистая	31	1	35	33			
		8	Опока глинистая, песчаная, известковистая	32		46	13	1	8	
		6	Опока глинистая, песчаная	28		58	14			
		4	Опока глинистая, песчаная, слабо известковистая	25		55	13	1	6	
		2	Опока глинистая, песчаная	27		59	12		2	
Мастрихт-ский	Радшевская	Д	Опока глинистая, песчаная, цеолитистая	30	5	34	22	4	4	1
		В	Глина кремнистая, песчаная, цеолитистая	36	11	30	18	5		
			Среднее по опоке	24	2	47	20	3	4	
		Б	Мертель цеолитистый, песчаный	9	16		9		62	4
		А	Мел				1		98	1

Табл. 2

Химический состав пород разреза «Белогродня»

Ярус	Света, слои	№№ проб	Содержание в % на абсолютно сухую навеску													
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃ общ	Ппп	Сумма
Зеландский	Нижнесвязан-ская	22	79.5	0.24	4.58	5.53	0.66	0.01	0.87	1.52	0.38	2.43	0.2	0.24	3.83	99.99
		21	83.16	0.4	5.04	2.68	0.37	0.02	0.8	1.14	0.64	1.78	0.08	0.14	3.66	99.91
		20	80.15	0.34	4.84	2.31	0.41	0.01	3.44	0.93	0.31	1.67	0.07	0.07	5.28	99.83
		19	79.27	0.38	5.27	2.92	0.42	0.02	2.96	1.1	0.36	1.77	0.08	0.39	5.21	100.15
		Среднее	80.52	0.34	4.93	3.36	0.47	0.02	2.02	1.17	0.42	1.91	0.11	0.21	4.5	99.97
Латский	Белогродня	18	71.83	0.81	9.21	4.03	0.89	0.02	1.95	1.72	0.4	2.76	0.11	0.11	6	99.84
		17	76.65	0.47	6.12	5.41	0.87	0.01	1.08	1.43	0.3	2.8	0.29	0.1	4.29	99.82
		14	68.84	0.49	6.13	5.95	1.47	0.01	4.25	2.08	0.42	2.95	0.31	0.39	6.75	100.04
		12	70.97	0.42	5.51	5.91	1.44	0.01	3.6	2.04	0.39	2.88	0.3	0.31	6.18	99.96
		10	60.68	0.4	6.86	13.26	2.11	0.02	2.06	2.83	0.48	3.95	0.48	0.64	6.14	99.91
		8	64.8	0.18	4.65	9.4	1.57	0.01	4.64	2.52	0.36	3.65	0.54	0.24	7.32	99.88
		6	68.98	0.23	4.27	9.83	1.04	0.01	2.98	2.38	0.46	3.49	0.49	0.13	5.54	99.83
		4	65.99	0.22	4.73	9.29	1.03	0.01	4.94	2.1	0.34	3.28	0.36	0.08	7.42	99.79
		2	71.98	0.17	4.01	9.15	1.22	0.01	1.95	2.13	0.3	3.35	0.41	0.17	5.01	99.86
		Д	64.84	0.47	8.04	9.6		0.01	3.25	2.68	0.3	3.41	0.32	0.05	7.04	100.01
В	72.6	0.15	4.4	10.77		0.01	1.89	1.99	0.3	2.97	0.49	0.11	4.52	100.2		
Среднее	62.54	0.62	9.82	7.38		0.01	4.69	2.58	0.3	3.01	0.15	0.12	9.16	100.38		
Мастрихтский	Радшевская	Б	17.87	0.21	3.68	1.7		40.22	1.34	0.16	0.86	0.11	0.3	33.62	100.09	

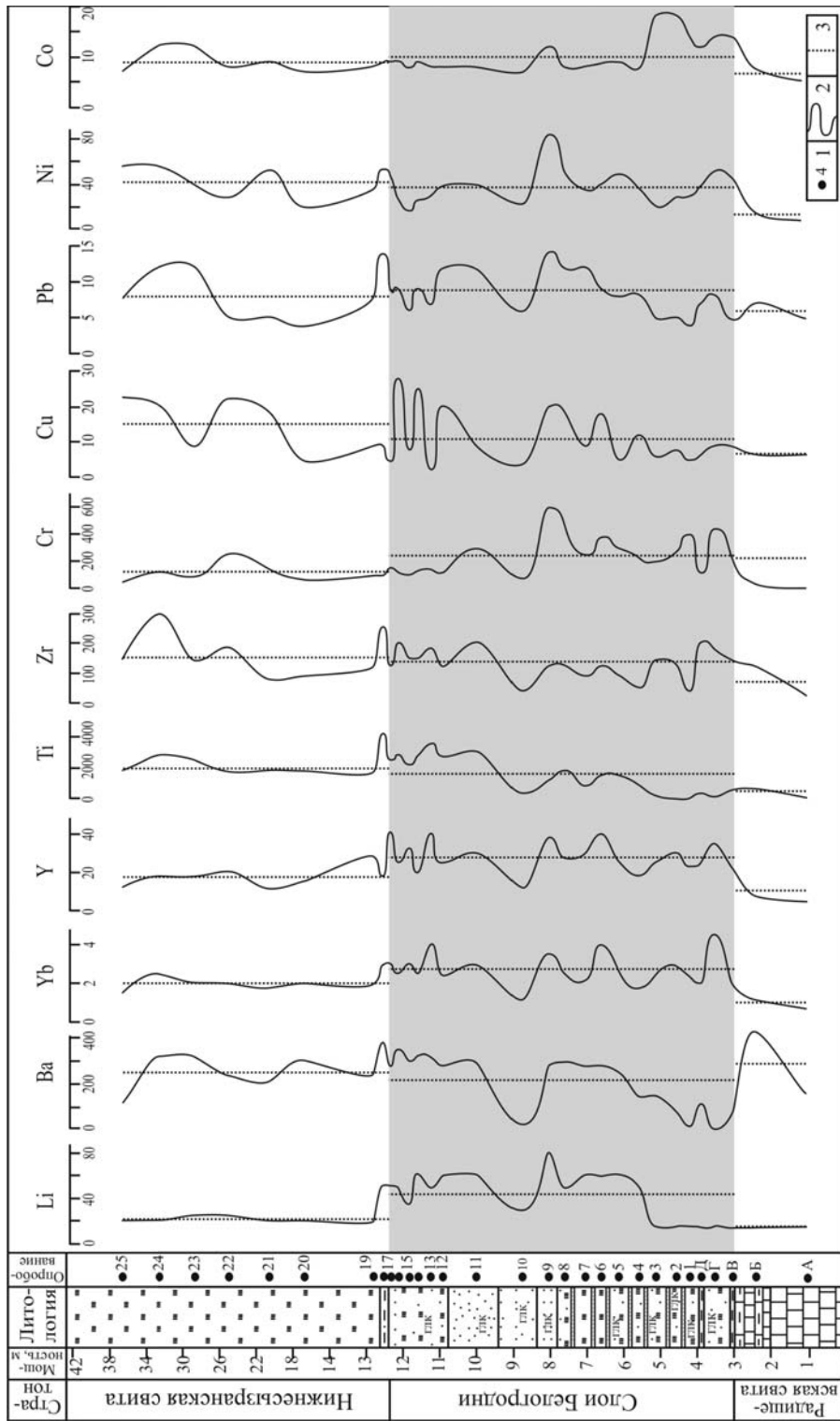


Рис. 3. Распределение микроэлементов в разрезе «Белогордья». Условные обозначения: 1 – пункты отбора проб и их номера; 2 – кривая содержания химического элемента в г/т; 3 – среднее содержание химического элемента по литостратону. Условные обозначения литологии см. рис. 2

Изучению геохимических особенностей палеоценовых опок Ульяновского Поволжья посвящена работа А.Г. Низамутдинова [26]. Сопоставление полученных нами данных по слоям Белогродни и нижнесызранской свите со средними содержаниями микроэлементов в опоках палеогеновой кварцево-кремнистой формации показывает, что содержания отдельных элементов в слоях Белогродни превышают средние их содержания в палеогеновых опоках, полученные А.Г. Низамутдиновым: Sr – в 9.3 раза, Zr – в 5.2 раза, Cr – в 3.4 раза, Cu – в 2.7 раза, Ni – в 1.4 раза. Содержания Ti и Ba в слоях Белогродни оказались ниже средних значений, полученных для палеогеновых опок (в 2.1 и 1.3 раза соответственно). В нижнесызранских опоках разреза «Белогродня» среднее содержание Sr в 8 раз выше регионального фона для палеогеновых опок, Zr – в 6 раз, Cu – в 3.6 раза, Mn – в 2 раза, Cr – в 1.6 раза, Ni – в 1.5 раза.

Весьма показательным сравнением полученных геохимических данных с результатами геохимических исследований алевропесчаных пород палеоцена и эоцена Русской платформы [27]. Содержания отдельных элементов в слоях Белогродни значительно превышают фоновые значения, полученные Ю.П. Гириным: Ni – в 2.7 раза, Co – в 2.5 раза, Cr – в 2.4 раза, Li – в 2.2 раза, Zn – в 2.1 раза, Pb – в 1.3 раза. Превышения для нижнесызранской свиты составляют: Ni – в 2.9 раза, Co – в 2.3 раза, Zn – в 1.8 раза, Cu – 1.3, Cr – в 1.2 раза, Pb – в 1.1 раза. Содержания Ti в нижнесызранских опоках ниже средних значений для палеогеновых опок Ульяновского Поволжья в 1.7 раза [26].

Сопоставление содержаний отдельных элементов в мергеле радищевской свиты разреза «Белогродня» со средними их содержаниями в мелоподобном мергеле верхнего маастрихта [25] показывает превышение по Cu в 10 раз, Mn – в 3.8 раза, Ni – в 3 раза, Sr – в 2.7 раза, Zr – в 2.4 раза. Сходимость результатов получена для Co, Ga, Ti. Содержание Cr в исследованном мергеле разреза «Белогродня» оказалось в 1.6 раза ниже средних содержаний данного элемента, полученных В.Н. Незимовым и В.А. Копейкиным для верхнемаастрихтских мергелей Среднего Поволжья.

Коэффициенты концентрации (КК) элементов подсчитаны как отношения их содержаний к кларкам в земной коре (табл. 3). В слоях Белогродни превышения кларка установлено для Cr (КК = 2.6), Li (1.7), La (1.2), Be (1.1) и Zn (1.1). В нижнесызранской свите кларковые содержания превышают только 2 элемента: Cr (КК = 1.2) и La (1.1). Содержания остальных элементов в слоях Белогродни и нижнесызранской свите оказались ниже кларковых.

Для выявления особенностей фациальной обстановки формирования слоев Белогродни и нижнесызранских опок, составляющих разрез «Белогродня», были рассчитаны геохимические коэффициенты, апробированные разными авторами при анализе геохимических данных верхнемеловых и палеогеновых пород Русской плиты и Северного Кавказа.

Комплексный коэффициент горизонтальной геохимической зональности (КГЗ) представляет собой отношение произведений средних концентраций легкоподвижных (Sr, Cu, Mn) к слабоподвижным (Ba, Cr, Ga) элементам, относительные содержания которых мало зависят от источников сноса. Данный коэффициент был успешно применен для геохимического районирования отдельных

Табл. 3

Коэффициенты концентрации химических элементов, рассчитанные по отношению к их кларкам в земной коре [24]

Литостратоны	Li	Be	Mg	P	Ti	Cr	Mn	Sr	Y	Yb	Zr	La	Ba	Sc	Cu	Zn	Ga	Pb	Fe	Co	Ni
Нижнесызранская свита (среднее по 7 пробам)	0.9	0.7	0.3	0.3	0.4	1.2	0.1	0.7	0.6	0.6	1	1.1	0.5	0.5	0.3	0.8	0.5	0.6	0.7	0.4	0.6
Слой Белогродни (среднее по 21 пробам)	1.7	1.1	0.5	0.6	0.3	2.6	0.1	0.7	0.9	0.9	0.9	1.2	0.5	0.5	0.2	1.1	0.5	0.7	0.9	0.4	0.5
Радищевская свита (мергель, мел)	0.6	0.6	1.1	0.8	0.1	0.4	0.3	2.7	0.3	0.4	0.8	0.8	0.9	0.5	0.1	0.7	0.7	0.5	0.5	0.3	0.2
	0.6	0.4	0.3	0.5	0	0.1	0.4	6.2	0.2	0.3	0.1	0.8	0.3	0.4	0.1	0.9	0.2	0.4	0.7	0.2	0.1

Табл. 4

Величины геохимических коэффициентов

Объект геохимического изучения	Геохимические коэффициенты				
	КГЗ	La/Yb	S	М	КФ
Разрез «Белогродня» (настоящая статья)	Нижнесызранская свита	16	1.6	1.7	0.9
	Слой Белогродни	0.3	13	2.8	2.0
	Радищевская свита	72.4	25	1.1	1.4
Палеоген Белоруссии [28]: Пески Алевриты Мергели	0.1–40 3–80 30–600				
Шельфовые воды современного Мирового океана [29]		13.1			
Палеоцен-эоценовые осадочные породы Северного Кавказа [30]					0.3–1.8

горизонтов палеогена Белоруссии [28]. В.К. Лукашевым с соавторами установлено, что контрастность дифференциации значений КГЗ зависит от градиента перепада глубин палеобассейнов и степени тектонической активности, что позволяет восстанавливать относительную глубину палеобассейнов. Для литостратонов разреза «Белогродня» получены достаточно контрастные значения КГЗ: радищевская свита – 72.4, слои Белогродни – 0.3 и нижнесызранская свита – 1.7 (табл. 4).

Аналогичный вывод о вариациях глубины палеобассейна делается при анализе отношения La к Yb (табл. 4). Данный коэффициент был рассмотрен в работе В.А. Шатрова и Г.В. Войцеховского [29] применительно к меловым отложениям Воронежской антеклизы. Упомянутыми авторами показано, что целый ряд геохимических коэффициентов является индикаторами фациальных обстановок осадконакопления. Сравнение значения коэффициента La/Yb, составляющего для шельфовых вод современного Мирового океана 13.1 [29], со значениями, полученными для литостратонов разреза «Белогродня» (табл. 4), показывает, что слои Белогродни формировались в условиях, близких к современной шельфовой зоне (коэффициент равен 13). Повышение значений данного коэффициента в нижнесызранской свите (16) и особенно в радищевской свите (25) свидетельствует об их формировании в условиях все большего удаления от береговой линии.

Весьма показательными, отражающими особенности питающей провинции, оказались коэффициенты, рассмотренные в работе В.К. Лукашева с соавторами [28]: S – сумма КК малых петрогенных акцессоров: Be и Li; M – сумма КК металлических элементов: Cu, Pb и Zn. Повышение значений коэффициентов S и M связывается с увеличением поступления в бассейн осадконакопления продуктов выветривания изверженных пород. В разрезе «Белогродня» максимальные значения коэффициентов S и M установлены для слоев Белогродни (2.8 и 2.0 соответственно), несколько ниже значения данных коэффициентов в нижнесызранской свите (1.6 и 1.7) и самые низкие – в радищевской свите (1.1 и 1.4) (табл. 4).

Для фиксации наличия в породе тонкообломочного вулканогенного материала в осадочных породах палеоцена и эоцена Северного Кавказа А.Э. Хардиковым и Ю.В. Агарковым [30] был успешно использован коэффициент относительной фемафильности (КФ), предложенный ранее О.В. Горбачевым [31]. Данный коэффициент представляет собой отношение коэффициента накопления фемафильных элементов (Cr, Ni, Co, Sc, Zn, Cu) к коэффициенту накопления элементов фельсифильной и гомеофильной групп (Pb, Zr, Ba, Sr). Изученные А.Э. Хардиковым и Ю.В. Агарковым палеогеновые осадочные породы имеют небольшие коэффициенты относительной фемафильности (0.3–1.8) при максимальных значениях в цеолититах, в составе которых присутствует вулканогенный материал. Расчет КФ для литостратонов разреза «Белогродня» показал значения, близкие к результатам по Северному Кавказу [30]: для радищевской свиты – 0.2 (мергель – 0.3; мел – 0.17), слоев Белогродни – 1.3 и нижнесызранской свиты – 0.9 (табл. 4).

Фациальная характеристика и условия формирования

Анализ результатов, полученных при изучении минерального и химического состава, геохимических особенностей пород разреза «Белогродня», позволяет выделить доминирующие и второстепенные геологические процессы, повлиявшие на формирование литостратонов.

Общеизвестно, что основным осадкообразующим процессом в позднем мелу и, в частности, в маастрихте на востоке Русской плиты явилось накопление биоморфного кальцита. Последний практически нацело составляет раковины кокколитов, фораминифер, остатков макрофауны, из которых состоят меловые слои радищевской свиты. Второстепенную роль играли эпизодические колебания глубины бассейна, обусловившие локальный привнос терригенного материала и формирование мергельных прослоев в меловой толще. Концентрации цеолитов в мергельных слоях радищевской свиты связывается нами с поступлением в бассейн осадконакопления пирокластического материала из областей активного вулканизма [23]. Данное событие можно квалифицировать как эпизод общего процесса цеолитообразования на востоке Русской плиты, весьма характерного для позднего мела-палеоцена [32, 33].

Значения геохимических коэффициентов свидетельствуют о следующих особенностях фациальной обстановки осадкообразования. Меловые осадки радищевской свиты накапливались в условиях значительного удаления от береговой линии при стабильной глубине бассейна, минимальном накоплении большинства микроэлементов и отсутствии терригенного вещества.

Ведущим концентрирующимся элементом в радищевской свите является Sr при устойчивом рассеивании Sr. Распределение Sr обычно зависит от карбонатного вещества [28] в силу изоморфного вхождения его ионов в кристаллическую решетку кальцита. Поэтому концентрирование Sr находится в полном соответствии с доминирующим процессом осадкообразования – кальцитообразованием. Дефицит Sr, содержание которого контролируется количеством глауконита [28], скорее всего, связан с отсутствием данного минерала в радищевских слоях. Другими словами, деглауконитизация является еще одной характерной чертой осадконакопления на востоке Русской плиты в позднем маастрихте.

Важнейшим осадочным процессом на востоке и юго-востоке Русской плиты в палеоцене явилось кремненакопление. Существенную роль в формировании слоев Белогродни сыграл и привнос терригенного материала. Об этом свидетельствует значительное количество глинистых минералов и кварца в составе опок. Подтверждением близости береговой линии является известковистость пород, обусловленная сносом карбонатного вещества с близрасположенных массивов верхнего мела. Вывод о мелководности бассейна делается и на основе полученных значений геохимических коэффициентов: КГЗ и La/Yb.

Слои Белогродни характеризуются повышенными по сравнению с подстилающими и перекрывающими образованиями концентрациями малых петрогенных аксессуаров и металлических элементов. Источником поступления данных продуктов выветривания изверженных пород, возможно, являлся Воронежский кристаллический массив. Повышенное количество тонкообломочной пирокластике подтверждается наиболее высоким значением КФ в слоях Белогродни по сравнению с радищевской и нижнесызранской свитами.

В качестве основных индикативных элементов, концентрирующихся в слоях Белогродни, определены Sr, Ni и Li (в порядке уменьшения содержания). Дефицитным является Ba. На парагенез Sr и Ni с глауконитом указано В.К. Лукашевым с соавторами [28]. Примечательно, что и Li концентрируется в глауконите [34]. Таким образом, выделенные три элемента-индикатора указывают на глауконитизацию как на один из важнейших процессов, повлиявших на формирование слоев Белогродни. Рассеивание Ba, который обычно парагенетически связан со Sr, может быть связано с резким снижением карбонатности палеоценовых осадков по сравнению с верхнемеловыми.

Нижнесызранские опоки были сформированы под влиянием тех же геологических процессов, что и подстилающие слои Белогродни. Доминирующим был привнос в бассейн седиментации свободного кремнезема. В качестве второстепенного процесса также фиксируется снос обломочного материала, но интенсивность его существенно снизилась.

В зеландии по сравнению со второй половиной датского века произошло некоторое удаление береговой линии и углубление бассейна. Но палеоглубина зеландского моря была значительно меньше, чем в позднем маастрихте.

Важнейшими элементами-индикаторами, концентрирующимися в нижнесызранских опоках, являются Ni, Sr и Cu (в порядке уменьшения КК). Накопление Ni и Sr свидетельствует о продолжающемся процессе глауконитизации в осадочном бассейне. Обогащение таким подвижным элементом, каким является Cu, возможно, связано с удалением от береговой линии и углублением бассейна в зеландии. Аналогичный вывод был сделан В.К. Лукашевым с соавторами [28] применительно к палеогеновым отложениям Белоруссии.

Заключение

В настоящей статье приведен новый фактический материал, включающий результаты аналитических исследований вещественного состава пород разреза «Белогродня». Информация (в основном биостратиграфическая), накопленная за многие годы изучения этого известного разреза, дополнена минералогическими, химическими и геохимическими данными о литостратонах. Анализ и переинтерпретация имеющейся в нашем распоряжении геологической фактуры позволили не только выявить фациальные особенности каждого стратона, но и определить, какие геологические процессы повлияли на их формирование.

Биостратиграфические и литологические данные свидетельствуют о непрерывной последовательности даний-зеландских слоев в разрезе «Белогродня», что, несомненно, придает ему бесценный стратиграфический статус. При выполнении недостающих магнитостратиграфических исследований и их увязки с литобиостратиграфией разрез вполне может выступить в качестве регионального стратотипа ярусной границы зеландского яруса на Русской плите.

Авторы благодарны Е.М. Аксенову за ценные критические замечания, устранение которых придало статье большую логичность и целостность.

Summary

S.O. Zorina, N.I. Afanasjeva. Composition and Formation Conditions of the Upper Cretaceous and Paleocene Sediments of the “Belogrodnya” Deposit (Saratov Area).

The article presents the results of X-ray phase, the full chemical and spectral semi-quantitative analyses of the “Belogrodnya” deposit rocks. Mineralogical and geochemical characteristics of rocks are determined. The received data allows specifying dominant and minor geological processes which have influenced the formation of lithostratigraphic units. Continuity of the Danian and Selandian sequences is proved, attaching high stratigraphic significance to the “Belogrodnya” deposit.

Key words: Maastrichtian, Paleocene, Volga Region, nannozone, composition, glauconite, zeolite, opoka, geochemistry, facies.

Литература

1. Павлов А.П. О третичных отложениях Симбирской и Саратовской губерний // Труды С.-Петербур. об-ва естествоиспытателей. – 1897. – Т. 28, Вып. 1. – С. 126–127.
2. Архангельский А.Д. Некоторые данные о палеоценовых отложениях Симбирской и Саратовской губерний // Материалы геологии России. – 1905. – Т. 2, Вып. 2. – С. 385–415.
3. Архангельский А.Д. Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна: Материалы для геологии России // Избранные труды. – 1952. – Т. 22, Вып. 1. – С. 48.
4. Милановский Е.В. Геологический очерк Поволжья. Путеводитель по Среднему Поволжью. – М., 1927. – 144 с.
5. Милановский Е.В. Геология Волго-Донского водораздела. – Ростов н/Д, 1930. – 650 с.
6. Камышева-Елпатьева В.Г. О контакте верхнемеловых и палеогеновых отложений Нижнего Поволжья // Учен. зап. Саратов. гос. ун-та. – 1951. – Т. 28, Вып. геол. – С. 36–44.
7. Васильева Н.А. К вопросу о стратиграфическом положении слоев Белогродни // Учен. зап. Саратов. гос. ун-та. – 1959. – Т. 65, Вып. геол. – С. 91–93.
8. Морозова В.Г. Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР и граница мела с палеогеном // Граница меловых и третичных отложений: Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5. – М., 1960. – С. 83–100.
9. Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской платформы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. – 552 с.
10. Кузнецова Т.А. Палинологическая характеристика слоев Белогродни // Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые мезокайнозоя Урало-Поволжья: Труды Геол. ин-та г. Казани. – Казань, 1971. – Вып. 29. – С. 20–29.
11. Зорина С.О., Афанасьева Н.И. О хроностратиграфическом соотношении пограничных стратонамов верхнего мела и палеоцена в Среднем и Нижнем Поволжье // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2006. – № 4. – С. 3–7.
12. Мусатов В.А., Христенко Н.А. Граница верхнемеловых и палеоценовых отложений в Саратовском Поволжье // Бюл. МОИП. Отдел геол. – 2004. – Т. 79, Вып. 4. – С. 48–56.
13. Perch-Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils / Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (eds.) Plankton stratigraphy. – Cambridge, 1985. – P. 423–554.
14. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. – СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2004. – 9 л.

15. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. ред. А.П. Виноградов. 71 карта. Т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды / Под ред. В.Н. Верещагина, А.Б. Ронова. – М.: Всесоюз. аэрогеол. трест Мингео СССР, 1969.
16. *Martini E.* Nene Daten zum Paläozän und Unter-Eozän im südlichen Nordseebecken – Das Nordwestdeutsche Tertiärbecken // Beitr. Newslett. Stratigr. – 1977. – Bd. 6(2). – S. 97–105.
17. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. ред. А.П. Виноградов. 55 карт. Т. IV. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды / Под ред. В.И. Гроссгейма, В.Е. Хаина. – М.: Всесоюз. аэрогеол. трест Мингео СССР, 1967.
18. *Дистанов У.Г.* Кремнистое сырье (диатомиты и опоки) // Геология и полезные ископаемые мезокайнозойских отложений Ульяновской области: Труды КФАН СССР. Сер. геол. наук. – 1964. – Вып. 11. – С. 136–197.
19. Количественный фазовый анализ цеолитсодержащих пород. Инструкция ЦНИИГеолнеруд № 3-РТ. – М.: ВИМС, НСОММИ, 1979. – 39 с.
20. Рентгенографический количественный фазовый анализ форм кремнезема в кремнистых породах: опоках, трепелах, диатомитах. Инструкция ЦНИИГеолнеруд № 46. – М.: ВИМС, НСОММИ, 1997. – 14 с.
21. Полуколичественный спектрографический анализ силикатных горных пород по методу вдувания пробы в четырехполосный дуговой разряд. Инструкция № 227-С. – М.: ВИМС, 1986. – 19 с.
22. *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). – М.: Высш. шк., 1984. – 416 с.
23. *Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Волкова С.А.* Цеолитоносность верхнемеловых-палеогеновых осадочных пород востока и юго-востока Русской плиты // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 6. – С. 638–649.
24. *Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. – М.: Недра. 1990. – 248 с.
25. *Незимов В.Н., Копейкин В.А.* Распределение некоторых малых химических элементов в карбонатно-кремнисто-глинистых породах сантонского и маастрихтского ярусов Среднего Поволжья // Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые мезокайнозоя Урало-Поволжья: Труды Геол. ин-та г. Казани. – Казань, 1971. – Вып. 29. – С. 163–171.
26. *Низамутдинов А.Г.* Распределение микроэлементов в осадочных формациях мезокайнозоя Ульяновского Поволжья // Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые мезокайнозоя Урало-Поволжья: Труды Геол. ин-та г. Казани. – Казань, 1971. – Вып. 29. – С. 139–152.
27. *Гирич Ю.П.* Эволюция химического и минерального состава мезозойских и кайнозойских алевропесчаных пород на тектоническом профиле Русская платформа – Кавказская геосинклинальная область // Геохимия. – 2001. – № 12. – С. 1285–1311.
28. *Лукашев В.К., Кузнецов В.А., Матрунчик Л.И.* Литогеохимические фации кайнозоя запада Русской платформы. – Минск: Наука и техника, 1974. – 264 с.
29. *Шатров В.А., Войцеховский Г.В.* Индикационные возможности микроэлементов для реконструкций обстановок образования меловых толщ (на примере Воронежской антеклизы) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. материалов Третьего Всерос. совещания / Отв. ред. В.А. Мусатов. – Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. – С. 152–153.
30. *Хардинов А.Э., Агарков Ю.В.* Геохимические особенности цеолитсодержащих пород Предкавказья // Геохимия. – 2000. – № 12. – С. 1350–1352.

31. *Горбачев О.В.* Геохимические особенности метаморфизованных карбонатно-глинистых пород в связи с условиями их седиментации (на примере параамфиболитов) // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М., 1975. – Вып. 4, Кн. 2. – С. 64–72.
32. *Коссовская А.Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 2. – С. 23–44.
33. *Муравьев В.И.* О генезисе опок // Литология и полезные ископаемые. – 1973. – № 4. – С. 94–106.
34. *Ферсман А.Е.* Геохимия. Т. II. – Л.: ОНТИ – Химгеорет, 1934. – 354 с.

Поступила в редакцию
02.12.08

Зорина Светлана Олеговна – кандидат геолого-минералогических, ученый секретарь ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», г. Казань.

E-mail: office@geolnerud.net, Svetlana.Zorina@ksu.ru

Афанасьева Надежда Иосифовна – кандидат геолого-минералогических, ведущий научный сотрудник ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», г. Казань.

E-mail: office@geolnerud.net