

11. Краснов С.Г. Условия нефтеносности // Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. – Л.: Недра, 1983. – С.17-26.
12. Краснов С.Г., Хуторской М.Д. О влиянии интрузий в фундаменте Западно-Сибирской плиты на нефтеносность баженовской свиты // Докл. АН СССР. – 1978. – Т.243. – № 4. – С. 995-997.
13. Лебедев Б.А., Аристова Г.Б., Бро Е.Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покровов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. – Л.: Недра, 1976. – 132с.
14. Лебедев Б.А., Краснов С.Г. Геолого-геохимические особенности // Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. – Л.: Недра, 1983. – С.6-17.
15. Лукин А.Е., Луговая И.П., Загнитко В.Н. Палеогеотермические и геохимические критерии нефтегазоносности // Докл. АН УССР. Сер.Б. -1987. – № 8. – С.10-15.
16. Нефтегазоносность глинистых пород Западной Сибири. – М.: Недра, 1987.
17. Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Глинообразование при постмагматических изменениях андезитов-базальтов силура Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. – 1972. – № 4. – С.93-109.
18. Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гидротермальная аргиллизация верхнесантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Саригюх (Армянская ССР) // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1973. – № 12. – С.41-56.
19. Соколов Б.А., Абя Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. – М.: ГЕОС, 1999.
20. Фёдоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С. и др. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Ar – метода датирования) // Докл. РАН. – 2004. – Т.397. – № 2. – С.239-242.
21. Фёдорова Т.А., Бочко Р.А. Водно-растворимые соли баженовской свиты как критерий выделения зон коллекторов // Геология нефти и газа. – 1991. – № 2. – С.23-26.
22. Халимов Э.М., Колесникова Н.В., Морозова М.Н. Оценка экономической эффективности освоения запасов нефти в баженовской свите // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2004. – № 4. – С.71-79.
23. Шапенко В.В., Шепеткин Ю.В. Палеотемпературы нефтегазоносных толщ юго-востока Западно-Сибирской плиты // Докл. АН СССР. – 1978. – Т.242. – № 2. – С.402-404.

УДК 552.143:551.781(470.44/47)

ЛИТОКОМПЛЕКСЫ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОГЕНЕ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

© 2010 г. Е.Ф. Ахлестина

НИИ естественных наук Саратовского государственного университета

Поздний палеоген на территории Нижнего Поволжья представлен разрозненными слоями белоглинской (киевской, балыклейской) свиты верхнего эоцена и майкопской серией олигоцена. С этим интервалом в геологической истории Земли связаны значительные события как глобального, так и регионального масштаба. Они многосторонне отражены в коллективной двухтомной мо-

нографии [1], хотя полнота освещения событий по регионам различна. Особое внимание уделяется перестройке структурных планов, климатическим изменениям, массовым вымираниям биоты. Краткие сведения по вещественному составу отложений этого возраста приводятся и в вышедшей позже статье [2]. Автор дополняет данные по составу и условиям накопления этих отложений.

Белоглинская свита

В ее строении выделяются три лито-комплекса: песчано-алевритово-глинистый, алевритово-глинисто-кремнистый и алевритово-глинисто-карбонатный.

Песчано-алевритово-глинистый лито-комплекс изучен в районе Волгограда и на некоторых участках Волгоградской области (по реке Донской Царице, верхнего течения реки Мышковой, среднего течения Дона, Хопра). Эти отложения представлены светло-сероватыми породами, прослоями с буроватым, желтоватым или зеленоватыми оттенками, в основном рыхлыми, комковатыми, реже уплотненными, неслоистыми. Мощности их изменяются от 1-2 до 28 м. [3]. По гранулометрическому составу среди них выделяются преимущественно смешанные двух-трех-компонентные литотипы с различными количественными соотношениями размерных фракций (табл.1). Это алевро-пески, алевро-глины, глино-алевро-пески, алевролиты глинистые, глины алевритовые, последовательно закономерно сменяющиеся в разрезе, соответствуя полному трансгрессивно (алевро-песок → алевро-песок-глина → глина алевритовая) – регрессивному (глина-алеврит-алевро-песок) циклу седиментации в прибрежно-мелководной фациальной зоне морского бассейна. Преобладание в этом комплексе смешанных разностей литотипов обусловлено неравномерным распределени-

ем терригенного материала как по разрезу, так и в пространстве (пятнистыми, послойно-линзовидными скоплениями), чем подтверждается неустойчивость гидродинамического режима седиментационного бассейна в период накопления этих отложений.

Песчано-алевритовый материал по результатам петрографо-минералогических анализов состоит главным образом из минералов легкой фракции, составляющей 98,94 ~ 99,95 %, в которой преобладают терригенные минералы: кварц (50-83,40 %) и полевые шпаты (2,6-17,5 %) (табл.2). Аутигенные седиментационно-диагенетические минералы представлены преимущественно глауконитом, глинистыми агрегатами и цеолитами и составляют 13,8-31,1 % легкой фракции. Несколько повышенные содержания глауконита приурочены к нижней алевритово-глинистой части разреза, а цеолитов – к верхней глинистой и алевритово-глинисто-песчаной.

Состав тяжелой фракции разнообразен, и процентное значение почти всех минералов, особенно терригенных, существенно колеблется (табл.3), что непосредственно связано с неравномерным распределением песчано-алевритового материала вследствие активного гидродинамического режима, взмучиваемости осадка, отсутствия возможности естественного шлихования в период осадконакопления.

Таблица 1

Гранулометрический состав песчано-алевритово-глинистых пород

№ обн/обр	Местонахождение	Название породы	> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-1	0,1-0,01	< 0,01 мм
81/162	р. Донская Царица (б. Соленая)	глина алевритовая	—	—	0,08	0,02	3,76	31,34	64,90
163	—	—	—	0,04	0,12	0,08	0,08	32,52	67,16
24/203	р-н г. Волгограда	алевро-песко-глина	2,18	1,04	3,64	1,16	24,8	22,04	45,14
204	—	алевро-глина	0,16	0,02	0,02	0,02	0,92	45,14	53,72
205	—	глино-алевролит	—	0,02	0,18	0,08	1,04	56,24	42,44
206	—	алевролит глинистый	—	—	0,06	0,04	0,34	61,78	37,78
207	—	—	—	0,02	0,12	0,02	0,64	65,8	33,40
208	—	глина алевритовая	—	—	0,02	0,02	0,18	30,7	69,08
209	—	—	—	0,02	0,04	0,04	1,2	25,7	73
210	—	алевро-глино-песок	—	0,20	1,86	0,80	52,88	20,34	23,92
211	—	алевро-песок глинистый	—	0,28	3,82	1,12	43,68	37,40	13,70

Таблица 2

Минеральный состав легкой фракции песчано-алевритово-глинистых пород

№ обн/обр	Терригенные, %							Аутигенные, %						
	кварц	полевые шпаты	мусковит	биотит	хлорит	обломки кремн. пор.	вулкан. стекло	глауконит	опал-кристоб. органог.	агрегаты глинисто-кремнист.	цеолиты	кальцит	фосфаты	глинисто-кремнист.-цеолитов. агрегаты
24/203	64	13,4	0,2			0,4		21,4					0,6	
204	59,6	13,5	0,4			0,8		24,9			0,2			0,6
205	50	17,5	0,5	0,2		0,9	0,2	16,6	0,4	0,2		0,2		12,9
206	54,7	17	0,6		0,2	1,5		24,6	0,4		0,2	0,2		0,6
207	55,8	12,1	0,4		0,2	0,4		26,5	0,4	0,2	0,4			3,6
208	61,2	17,4	0,6			0,9		7,4	0,4		1,4			10,7
209	66,1	16,5	0,7			0,7		8,3	0,2		0,9			6,6
210	83,4	2,6	0,2					2,1	0,2		1,2			10,3
211	77,4	7,4	0,2	0,2		0,2		13,8	0,2					0,7

Таблица 3

Минеральный состав тяжелой фракции песчано-алевритово-глинистых пород

№ обн/обр	Терригенные, %													Аутигенные, %								
	ильменит	лейкоксен	рутил	сфен-анатаз	циркон	турмалин	гранаты	эпидоты	амфиголы	дистен	силлиманит	андалузит	ставролит	мусковит	хлоритовид.	апатит	хромшпине-лиды	пирит	лимонит	глауконит	фосфаты	ярозит
24/203	12,2	4	2,5	0,2	1,7	0,8	9,69	4,4	0,2	3,0	1,7	0,2	1,7						5,6	0,4	51,6	
204	34,3	9,5	5,8	3,5	1,6	2,1	18,2	1,5	0,6	5,4	0,8	0,4	2,4	0,2	0,4	0,4	1,3	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2
205	20,9	8,9	3,3	0,8	4,1	1,5	0,6	2,1		3,5	0,6	0,2	1,1	0,2	0,4		1,1		0,2	0,2		50,3
206	43,1	11	9,9	3	7,8	1,4	10,6	0,9	0,4	4,6	1	0,4	1,4		0,7	0,2	2,6	0,2		0,6	0,2	
207	52,6	12,7	6,4	0,7	10	3,4	1,9	0,4	0,4	7,3	0,6	0,6	1,4	0,2	0,4		0,6		0,2	0,2		
208	43,8	12,5	9,1	2,7	13,1	4,8	2,9	1,7	0,6	2,5	1,2	0,2	1,9	0,2	0,4		1,2		0,4	0,6		0,2
209	16,4	3,1	6,5	0,6	5,1	2,4	1,4	1,8	0,4	4,4	2,2	0,2	2,2	0,2			0,2		2,7			50
210	30,6	3,2	14,1	0,8	10,9	1,4	18	2,4	0,2	9,5	2,6	0,2	5,7			0,4						
211	30,1	5,2	10,2	0,8	8,8	4,6	17,9	8,8		8,2	2,6	0,4	6,8			0,4				0,2		

Из вторичных минералов заметные концентрации образует ярозит в алевро-глинах и глинах алевритовых.

Пелитовые фракции представлены преимущественно монтмориллонитом ($d_{гг.}$ 17,12-17,67 Å), нерастворимым в HCl (d_{HCl} 12,88-14,39 Å). Содержание его относительно группы глинистых минералов 75-85 %, 10-25 % составляет гидрослюда ($d_{ест. оп.}$ 9,89-10 Å) диоктаэдрическая

($d_{ест. неор.}$ 4,97; d_{060} 1,497 Å) обычно с 10-20 % в кристаллической решетке разбухающих пакетов ($d_{гг.}$ 9,65-9,89 Å). Иногда наблюдается новообразованная ($d_{гг.}$ 9,34 Å) гидрослюда (глауконит). Редко отмечается каолинит (до 6 %) (d_{HCl} 717; $d_{гг.}$ 7,14 Å). Кроме глинистых минералов в пелитовых фракциях содержится много кварца, цеолитов, мало ярозита, реже и в небольшом количестве встречаются полевые шпаты, кри-

тобалит. Сложный состав пелитовых фракций выявляется и химическим анализом (табл.4).

Согласно петрографическим описаниям монтмориллонит различно окристаллизован, имеет крупно-тонкочешуйчатую агрегатную структуру с различной ориентировкой отдельных чешуек. Глауконит (гидрослюда) выделяется в виде зеленых неправильно-округлых алевритово-песчаных зерен агрегатного и волокнистого строения, микроглобулей и диффузной пленки. Цеолиты просматриваются в виде гнездовидных скоплений и рассеянной вкрапленности мельчайших призматических кристалликов в глинах, алевро-глинах. В алевритово-песчаных литотипах цеолиты заполняют межзерновые участки, слабо цементируя эти породы. Ярозит содержится в виде микроглобулярных рассеянных вкраплений и сгустков. Часто эти породы ожелезнены. Гидроокислы железа беспорядочно распределены в виде отдельных зернистых включений, сгустков и диффузной пленки, пигментирующей породы в бурый, ржаво-бурый цвет. Редко наблюдаются агрегаты игольчатых кристалликов гипса (1-2 %), заполняющего обычно пустоты.

В химическом составе отдельных образцов пород этого комплекса и их пелитовых фракций определен разнообразный спектр элементов (табл.4) при пороодообразующем значении SiO_2 , Al_2O_3 .

Структуры пород описываемого литокомплекса преимущественно смешанные:

псаммитово (мелкозернисто) – алевритово-пелитовые, алевритово-псаммитовые (мелкозернистые) и т. д.

Завершается разрез этого литокомплекса фосфоритовым горизонтом, представляющим собой алевритово-песчано-глинистую рыхлую породу с включениями зернистых фосфатов (пеллеты, чешуя рыб) и желваковых фосфоритов. Последние различны по величине, форме и составу. Соотношение субколломорфного (аморфного) и слабо окристаллизованного фосфата и вмещающего желваки фосфоритов алевритово-песчано-глинистого матрикса меняется по ряду: фосфорит песчаный, фосфорито-песчаник (алевро-песчаник) – песчаник с фосфатным цементом.

По химическому анализу в одном из случайно выбранных желваков фосфоритов выявлены следующие компоненты: SiO_2 39,46; TiO_2 0,19; Al_2O_3 3,29; Fe_2O_3 1,98; FeO 0,73; MnO 0,16; CaO 27,34; MgO 0,5; Na_2O 1,23; K_2O 1,28; P_2O_5 16,71; SO_3 1,19; H_2O^+ 3,4; ППП 2,56; Σ 100,02; H_2O^- 1,39.

Формирование фосфоритового горизонта, по всей вероятности, соответствует периоду значительного и резкого обмеления седиментационного бассейна вследствие его регрессии, вызвавшего перемещение больших масс различных твердых и жидких веществ, концентрацию отдельных из них в иловом осадке, в частности фосфатного геля, выполняющего локальными участками роль цемента, и желваковых фосфоритов.

Таблица 4

Химический состав алевритово-глинистых пород и их пелитовых фракций района Волгограда

№ обн/обр	Название породы, фракции, мм	Элементы, %															
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^+	ППП	Σ	H_2O^-
24/205	фракция < 0,01	59,38	0,70	12,70	7,27	0,51	0,10	1,40	1,81	0,53	2,37	0,42	2,39	8,88	0,59	100,23	3,34
24/208	—	64,84	0,77	13,75	3,28	0,88	—	1,54	1,92	0,55	2,58	0,20	0,49	не опред.	9,47	100,27	3,28
24/210	—	60,82	0,63	13,29	5	1,02	0,02	1,96	1,81	0,69	2,96	0,39	0,35	—	11,42	100,36	3,80
24/208	глина алевритовая	73,56	0,75	10,75	2,30	2,38	0,01	0,70	1,01	0,86	2,22	0,16	0,50	4,58	2,38	100,44	не опред.
24/210	алевро-глино-песок	85,78	1,37	4,47	0,66	0,51	0,02	0,28	0,5	0,23	1,08	0,22	0,35	2,40	0,16	99,75	—

В целом же накопление описываемых отложений происходило в морской мелко-водной зоне шельфа при относительно активном гидродинамическом режиме, периодически несколько ослабевающим, и тогда формировались глины, алевро-глины. При этом глинистое вещество претерпело в диагенезе значительную трансформацию, которая проявилась в некоторой гелефикации, образовании алюмокремнистого гидрогеля и его частичной кристаллизации до тонко- и крупночешуйчатых агрегированных структур монтмориллонита, инкрустации им обломочных зерен кварца, полевых шпатов и других минералов. Этот процесс протекал, вероятно, на всех стадиях диагенеза. Частично он сопровождался и другими новообразованиями: глауконита, цеолитов, фосфоритов. Интенсивность образования каждого из этих минералов проявлялась локально и поэтапно. Повышение концентрации ярозита в отдельных прослоях глин, по-видимому, связано с гипергенными процессами, как и широко развитое в рассматриваемых отложениях ожелезнение и загипсованность в отдельных прослоях. С этими же процессами, возможно, связано частично и цеолитообразование, особенно в рыхлых разностях пород – песках, алевролитах, вследствие миграции цеолитовых растворов.

Алевритово-глинисто-кремнистый литокомплекс. Отложения распространены локальными участками в районах Волгоград-

ской области (село Ивановка, хутор Балтиновский и др.). Южнее они вскрываются скважинами и встречаются линзовидными участками в толще глинисто-карбонатных пород. Это собственно диатомиты и их смешанные разности (глино-диатомиты, диатомиты глинистые, алевритистые, глино-цеолито-силициты). Внешне эти породы светло-серые и серые тонкодисперсные, довольно плотные легкие монолитные, участками со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, с неровным шероховатым изломом. При выветривании диатомиты превращаются в белую или желтоватую комковатую массу. В гранулометрическом составе определяется практически одна пелитовая фракция (табл.5), количество которой изменяется в пределах 88,1-98,7 %. В районе хутора Балтиновского наблюдается послойное обогащение толщи глино-диатомитов алевритом (до 35 %). Породообразующими компонентами диатомитов являются, главным образом, диатомовый шлам, глинистые минералы и цеолиты, количественные соотношения между которыми изменяются по разрезам в широких пределах при определяющей роли диатомового планктона (40-55 %).

Среди глинистых минералов преобладает монтмориллонит ($d_{гг}$ 17,67-17,12 А°; d_{600} 9,82-9,65 А°), нерастворимый в HCl (d_{HCl} 13,94-13,60; 12,56; 12,45 А°). В меньшем количестве содержится гидрослю-

Таблица 5

Гранулометрический состав глинисто-кремнистых пород

№ обн/обр	Местонахождение	Название породы	> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	< 0,01
55/127	с. Ивановка	глина известковистая	—	—	0,01	0,01	0,02	2,63	97,33
128	—	глино-цеолито-силицит	—	0,02	0,01	0,01	0,15	3,65	96,16
129	—	—	0,07	0,01	0,08	0,01	0,14	2,62	97,07
130	—	диатомит глинистый	—	—	0,01	0,01	0,25	4,85	95,08
23/246	х. Балтиновский	—	—	0,01	0,01	0,01	0,06	1,24	98,7
23/248	—	глино-диатомит алевритистый	—	0,01	0,01	0,01	0,03	11,86	88,1
23/249	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,13	9,04	90,8
25/266	—	глино-диатомит	—	0,1	0,4	0,4	0,28	6,48	92,7
25/269	—	—	—	0,06	0,4	0,08	1,16	3,6	94,7

да ($d_{\text{ест. ор.}} \text{HCl}$ 9,87-10,00 A°) с 10-20 % разбухающих пакетов ($d_{\text{гл.}}$ 9,68-9,89 A°). В отдельных образцах рентгеноструктурным анализом определяются смешанослойное гидрослюдисто-монтмориллонитовое образование ($d_{\text{ест. ор.}}$ 13 A° ; $d_{\text{гл.}}$ 16,36; 9,82 A° ; d_{600} 9,89 A°), каолинит (d_{HCl} 7,08 A°). Из неглинистых минералов в пелитовых фракциях часто наблюдаются цеолиты, представленные клиноптилолитом ($d_{\text{ест. неор.}}$ 8,88; 7,86; 3,95; 2,95; 2,79 A° и др.; $d_{\text{ест. ор.}} \text{HCl}$ 8,88; 7,86 A° ; $d_{\text{гл.}}$ 8,90; 7,86 A° ; d_{600} 8,90; 7,86 A°) и гейландитом ($d_{\text{ест. ор.}}$ 8,90; 7,86; 3,94; 2,78 A° ; $d_{\text{ест. неор.}} \text{HCl}$ 8,88 A° ; $d_{\text{гл.}}$ 8,84 A°), а также кристобалит ($d_{\text{ест. неор.}}$ 4,09; 2,41 A°), кварц ($d_{\text{ест. неор.}}$ 4,24; 3,33-3,30; 2,13-2,11; 1,81 A°).

Термогравиметрическим анализом устанавливаются в основном цеолиты и монтмориллонит со значительными потерями веса (до 14-16 %) [4].

В отдельных разрезах диатомитов (село Ивановка) отмечаются прослойки цеолито-глинисто-кремнистой породы, обогащенной органоминеральным (фораминиферово-кокколитовым) кальцитом ($d_{\text{ест. неор.}}$ 3,03; 2,49; 2,28; 2,09; 1,908; 1,871; 1,602; 1,519 A°). Примесь алевритового материала в виде бесцветных угловатых зерен кварца, полевых шпатов, пеллетов фосфата, глауконита обычно незначительная. Отмечаются включения углистых частиц, пирита.

Распределение всех компонентов неравномерное. Монтмориллонит образует преимущественно линзовидно-прожилковые уплотнения с частично ориентированным расположением тонких чешуек. Пятнисто-линзовидными участками локализуются цеолиты, глауконит. С цеолитами, как правило, ассоциирует кристобалит. При этом наблюдается приуроченность цеолитов, например, к краевым частям полосей, пор, а кристобалита — к центральным. Сложный состав со значительными колебаниями количественных характеристик элементов выявлен и химическим анализом (табл.6).

Участками диатомиты имеют кремневидный, фарфоровидный облик, что обусловлено частичным растворением опаловых скелетов диатомей и агрегацией диатомового шлама, терригенных частиц вторичным опал-халцедоновым кремнеземом. Халцедон микрозернистый и радиально-лучистый. Последний развит по полостям кремниевых организмов и порам.

Структуры пород этого комплекса пелитово-органогенные, алевритово-пелитово-органогенные.

Формирование осадков происходило в углубленных участках (впадинах) мелководного морского бассейна при относительно спокойном гидродинамическом нормальном солевом и газовом режимах, способствовавших бурному расцвету диатомовых водорослей и накоплению в илах их скелетных остатков.

Алевритово-глинисто-карбонатный комплекс. Отложения распространены преимущественно в южных и юго-западных районах исследованной территории, где они практически полностью слагают разрез позднего эоцена. В изученных нами разрезах (обнажения в районе станции Суводской, села Ивановка, в скважинах: 7 Котельниково, 406 Соляно-Купольная площадь Волгоградской области) эти породы представлены органоминеральными (кокколитовыми, фораминиферовыми) известняками и их глинистыми разностями, связанными между собой постепенными переходами как по вертикали, так и латерали. Известняки белые с голубоватым или зеленоватым оттенками с расплывчатыми серыми пятнами, с прослоями, обусловленными неравномерным уплотнением породы, обогащением глинистым, кремнистым, реже алевритово-песчаным материалом. Текстуры массивные и плитчатые. Поверхность скола обычно ребристо-комковатая или пльчатая (типа "ряби"). Излом неровный и ступенчатый. Нередко наблюдаются вкрапления пирита. В приконтактных зонах с майкопскими глинами отмечаются беспорядочные структуры, тексту-

ры со смешиванием карбонатного и глинистого вещества. Известняки состоят почти нацело из кокколлит различной степени сохранности со следами растворения и вторичного пелитоморфного и криптокристаллического кальцита с образованием довольно равномерной тонкоагрегатной пелитовой массы, в которой беспорядочно рассеяны фрагменты фораминифер из различно окристаллизованного кальцита, отдельные ромбовидные кристаллики кальцита и доломита, вкрапления пирита и реликты кремниевых радиолярий.

Содержание кальцита ($d_{\text{ест. неор.}}$ 3,84; 3,03; 2,49; 2,28; 2,09; 1,913; 1,873; 1,622 A° и др.) изменяется от 100 % в чистых разностях известняков до 36 % в известковых кремнисто-глинистых породах. Количество доломита составляет 3-5 %.

Глинистое вещество образует послойнопятнисто-прожилковые скопления в известняках или довольно равномерную пелитовую смесь с кальцитом в различных количественных соотношениях по ряду известняк – глина. Из глинистых минералов преобладает монтмориллонит ($d_{\text{гл.}}$ 17,89-17,46 A° ; d_{600} 9,89), нерастворимый в HCl (d_{HCl} 14,73-14,12; 13,39 A°). Постоянно отмечается гидрослюда (глауконит) ($d_{\text{ест. ор.}}$ 10,12; 9,98-9,87 A°) в разных количествах с 10-15 % разбухающих пакетов в кристаллической решетке ($d_{\text{гл.}}$ 9,89-9,76 A°). Редко и не всегда уверенно диагностируются каолинит (d_{HCl} 7,14 A° ; $d_{\text{гл.}}$ 7,08 A°) и хлорит (d_{600} 13,81; 13,60 A°), обычно в разной степени выщелоченный. Каолинит и хлорит имеют сугубо терригенное образование. У монтмориллонита и глауконита двойственный генезис: терригенный и аутигенный; минералы первого генезиса попадали в осадки в результате местного размыва глинистых и алевритово-песчаных пород, второго – образовались *in situ* и (или) в результате диагенетических изменений, заполняя полости в органических остатках и образуя микроглобулярные и пятнистые выделения в основной пелитовой массе. Из вторичных минералов

содержится много цеолитов ($d_{\text{ест. неор.}}$ 8,84; 7,86; 3,94; 3,16; 2,78 A° и др.; d_{600} 8,90; 7,90 A°) (клиноптилолита). В отдельных образцах фиксируются кристобалит ($d_{\text{ест. неор.}}$ 4,04 A°), пирит ($d_{\text{ест. неор.}}$ 2,71; 2,43; 1,635 A°).

Прослоями отмечается обогащение глинисто-карбонатной массы алевритовым материалом (от 3-6 до 10-20 %), состав которого в целом аналогичен таковому вышеописанных комплексов. Несколько меняются лишь количественные соотношения терригенных минералов (табл.7, 8) и увеличивается содержание аутигенных.

Определения $C_{\text{орг.}}$ показали незначительные его концентрации (0,04-0,26) с постепенным увеличением снизу вверх по разрезу карбонатной толщи. В этом же направлении постепенно повышается количество глинистого и алевритового материала.

Верхние горизонты известковой толщи иногда (станция Суводская, обнажение 11) обогащены конкреционными фосфоритами, различными по величине, форме, с неровной поверхностью, представляющие собой фосфатизированный известковый ил. При этом соотношение колломорфного фосфата и матрикса осадка различно.

По химическому анализу в одном из желваков фосфоритов выявлены SiO_2 6,56; TiO_2 0,26; Al_2O_3 2,46; Fe_2O_3 1,24; FeO 0,80; MnO 0,28; CaO 46,27; MgO 0,25; Na_2O 1,23; K_2O 0,46; P_2O_5 26,92; SO_3 1,91; H_2O^+ 4,40; ППП 6,33; Σ 99,37; H_2O^- 1,28.

Образование фосфоритов происходило, вероятно, *in situ* в карбонатном иловом осадке в результате резко изменившихся условий осадконакопления: обмеления бассейна седиментации, некоторой стабилизации его уровня, сопровождающегося массовой гибелью наннопланктона, обогащением иловых вод фосфором, $C_{\text{орг.}}$ и другими элементами диагенетического минералообразования. Интенсивность садки фосфата зависела, вероятно, от скорости обезвоживания илового осадка, его дегазации, темпа осадконакопления. Последний был весьма замедленным и ограничивался незначительным

поступлением пелитового и алевритового материала, что непосредственно способствовало образованию конкреционных фосфоритов.

В целом же карбонатакопление позднего эоценового времени происходило в относительно глубоководной зоне морского бассейна, но не ниже зоны фотосинтеза, характеризующейся весьма спокойным гидродинамическим режимом, хорошей аэрируемостью, щелочной средой, что способствовало обильному развитию наннопланктона и существенно влияло на его продуктивность и накопление кокколитовых илов.

Олигоцен (майкопская серия)

Майкопская серия (хадумская свита) представлена в основном алевритово-глинистым комплексом пород. Лишь в южной части рассматриваемой территории развит алевритово-карбонатно-глинистый тип.

Алевритово-глинистый комплекс. Отложения слагают разрезы олигоцена практически на всей территории их распространения, в основном это нижнесреднеолигоценовые образования нижнемайкопской подсерии (подсвиты) (хадумская свита в составе пшехской, полбинской подсвит и нижних слоев морозкиной подсвиты). Верхнеолигоценовые отложения, представляющие однообразную алевритово-глинистую толщу, выделяются достаточно достоверно лишь в пределах юго-западного борта Прикаспийской впадины и вала Карпинского, где они

соответствуют среднемайкопской подсвите (подсерии), и многими исследователями описываются совместно с верхнемайкопскими (миоценовыми) образованиями [3].

На некоторых участках Саратовского Заволжья (Песчаный Мар, села Песчаное, Меловое, хутор Хорольский и др.) олигоценовые отложения выделены условно (гремучинская свита). Они представлены пестроцветными зеленовато-серыми, светло-коричневыми, вишнево-красными, сиреневыми глинами и прослоями таких же пестроцветных кварцевых, глауконитово-кварцевых алевритов, реже песков, песчаников. В глинах описан спорово-пыльцевой спектр тургайской флоры, характерный для верхнего олигоцена-миоцена Южного Приуралья и Казахстана. Мощность 82 м.

Более широко развиты монотонные серые, темно-серые толщи алевритово-глинистых отложений хадумской свиты. Разрезы, изученные в районах Волгограда, Балк-лейского грабена, села Суводского, сложены глинами серыми, светло- и (или) зеленовато-серыми, участками с ржаво-бурыми расплывчатыми пятнами, налетами гидроокислов железа, тонкоплитчатыми, плитчатокмковатыми, различными по плотности и крепости, местами обогащены алевритовым материалом. В гранулометрическом составе преобладает пелитовая (< 0,01 мм) фракция. Содержание алевритовой фракции иногда повышается до 23,6 %. Минимальны значе-

Таблица 8

Гранулометрический состав глин хадумской свиты

№ обн./обр.	Место отбора образцов	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	< 0,01	C	Md	So
11/109	станция Суводская	0,06	0,1	0,08	0,18	2,48	97,10	0,05	0,0035	1,777
110	—	0,02	0,22	0,04	0,32	4,24	95,16	0,07	0,0036	1,807
112	—	0,02	0,10	0,04	0,26	6,12	93,46	0,07	0,0036	1,835
113	—	0,04	0,08	0,04	0,14	3,70	96,0	0,06	0,0034	1,856
114	—	0,02	0,24	0,08	0,38	3,04	96,24	0,05	0,0034	1,826
115	—	0,01	0,01	0,01	0,08	23,01	76,88	0,095	0,0047	2,078
24/195	район Волгограда	0,02	0,02	0,02	0,06	2,62	97,26	0,03	0,0034	1,826
197	—		0,02	0,02	0,16	8,80	91,0	0,08	0,0037	1,891
198	—	0,02	0,02	0,02	0,2	8,92	90,82	0,08	0,0038	1,891
200	—	0,02	0,10	0,02	0,08	1,04	98,74	0,011	0,0033	1,81

ния гранулометрических коэффициентов (С, Md, So) (табл.9), что является признаком стабильно спокойных условий седиментации этих отложений.

Петрографо-минералогическое изучение глин показало, что они сложены почти нацело из различного окристаллизованного чешуйчатого глинистого вещества, преимущественно монтмориллонита ($d_{гил.}$ 17,46-17,89 А°), нерастворимого в HCl (d_{HCl} 12,63-13,90 А°). Количество его относительно группы глинистых минералов 70-90 %. Незначительна примесь гидрослюды (5-11 %) ($d_{ест. оп.}$ 9,89-10,09 А°) диоктаэдрической ($d_{ест. неор.}$ 4,94-4,97 А°; d_{060} 1,497-1,502 А°), содержащей в своей структуре обычно до 10 % разбухающих пакетов ($d_{гил.}$ 9,82-9,87 А°). Почти во всех изученных образцах отмечается небольшая примесь каолинита (3-5 %), (d_{HCl} 7,12-7,14; $d_{гил.}$ 7,02-7,17 А°), в единичных – до 19 %. Редко диагностируется хлорит относительно свежий (d_{600} 14,35 А°) (обнажение 11, образец 115, село Ивановка) и выщелоченный (d_{600} 13,68 А°) (обнажение 24, образец 200, Волгоград). Из неглинистых минералов в пелитовой фракции содержится, как правило, много кварца ($d_{ест. неор.}$ 4,23-4,24; 3,33-3,34; 2,44-2,46; 2,28 А° и др.), мало полевых шпатов ($d_{ест. неор.}$ 3,18-3,19 А°). В отдельных образцах наблюдаются цеолиты

($d_{ест. неор.}$ 8,90; d_{HCl} 8,97-8,99; $d_{гил.}$ 8,84-8,88; $d_{ест. неор.}$ 8,84; 3,94; 2,96 А°) (обнажение 24, образцы 195, 197, 198, район Волгограда) и ярозит ($d_{ест. неор.}$ 5,91; 5,06-5,10; 3,07-3,11 А°).

Участками нижние горизонты майкопских глин известковистые, несколько обогащены кокколитовым и фораминиферовым шламом (район Волгограда), иногда содержат тонкие слои пылеватого алеврита, много чешуи рыб меллета, желваковые фосфориты (Сестринский грабен, Волгоградская обл.).

Распределение алевритового материала неравномерное. В одних разрезах количество его увеличивается постепенно снизу вверх, в других наблюдаются послойные, послойно-линзовидные (в виде присыпок на плоскостях слоев) скопления алеврита, представленного преимущественно минералами легкой фракции, составляющей 99,64-99,98 %. Из терригенных минералов обычно преобладают кварц (20,2-74,6 %) и полевые шпаты (4,9-17,9 %). Среди вторичных компонентов значительно содержание кремнисто-глинистых (глинисто-кремнистых) агрегатов (3,3-72,1 %), представляющих собой, вероятно, диагенетически преобразованные (или/и новообразованные) частицы глинистых минералов в пленке алюмокрем-

Таблица 9

Минеральный состав легкой фракции глин хадумской свиты

№ обн./обр.	Место отбора образцов	Терригенные, %							Аутигенные, %					
		кварц	полевые шпаты	мусковит	биотит	хлорит	агрегаты кремнист.	стекло вулканч.	глауконит	опал-халцедон органиген	агрегаты глинист.	гидрогель кремнист.	цеолиты	кальцит
11/109	станция Суводская	38	13,1	0,2		0,2	0,4		0,6		47,3		0,2	
110	—	39	13,9	0,4		0,4	0,2		3,1	0,6	42	0,2		0,2
112	—	56,4	17,9	0,4	0,2	0,4	0,4		2	0,4	21,5	0,2		0,2
113	—	35,2	10,4	0,4	0,2		0,4		1,7		51,7			0,2
114	—	20,2	5,8	0,2		0,2	0,2		1,1	0,2	72,1			
115	—	74,6	12	1,9	0,2	1	3,1		3,5	0,4	3,3			
24/195	район Волгограда	21	4,9	0,4		0,2			0,5	0,5	71,9		0,2	0,2
197	—	45,6	12,4	0,8	0,2		0,4	0,4	1,4	0,4	37,8		0,6	
198	—	53,1	17,2	0,6		0,2	0,4		1,1	0,6	26,2		0,4	0,2

нистого гидрогеля. В долях и единицах процента отмечаются глауконит (0,5-3,5%), цеолиты (0,2-0,6%), органогенный опаловый детрит (0,4-0,6) (табл.9).

Тяжелая фракция составляет сотые, реже десятые доли процента (0,02-0,36%) и часто представлена в основном гидроокислами железа и марганца, в меньшей степени – пиритом, мельниковитом, глауконитом и аксессуарными терригенными минералами. Среди последних максимальны значения ильменита, лейкоксена, циркона, рутила, эпидота (табл.10). Кроме того, почти во всех проанализированных образцах глин содержится много черных и бурых непрозрачных углестых частиц, углефицированных частично или полностью растительных остатков, зернистых фосфатов.

По химическому анализу пелитовых фракций отдельных образцов майкопских глин выявлены следующие компоненты (вес. %): SiO₂ 55,06-59,8; TiO₂ 0,77-0,80; Al₂O₃ 15,26-16,88; Fe₂O₃ 8,87-7,45; FeO 0,66-0,88; MnO 0,03; CaO 1,26-1,12; MgO 2,02-1,92; Na₂O 0,92-0,96; K₂O 3,06-2,82; P₂O₅ 0,35-0,33; SO₃ 2,33-0,15; H₂O⁺ 8,92-7,28; ППП 0,58-0,74; Σ 100,09-100,44. Структуры глин пелитовые, алевритово-пелитовые.

Алевритово-карбонатно-глинистый литокомплекс преимущественно распространен в северо-западных, западных и юго-западных районах Прикаспийской впадины, где отложения хадумской свиты вскрываются преимущественно скважинами (районы Новоузенска, створа Волгоградской, Цимлянкой ГЭС, разведочные площади Прикаспийской впадины и вала Карпинского) [3].

Таблица 10

Минеральный состав тяжелой фракции глин хадумской свиты

№ обн./обр.	Терригенные, %															Аутигенные, %																	
	ильменит	лейкоксен	рутил	сфен.	анатаз	циркон	турмалин	гранаты	эпидоты	ротавая обманка	нироксены	дистен	силтманит	андалузит	ставролит	биотит	мусковит	хлорит	анатит	хлоритовид	хромшпинелиды	корунд	мельниковит, пирит	доломит	барит	лимонит	глауконит	фосфаты	марганцевые гидроокислы				
11/109	25	2,7	1,3	0,6	7,1	0,6	0,9	2,9	0,2	0,4	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,2	0,2	0,6	0,2	0,2	0,4		55,4								
110	28,6	4,8	2,2	1,5	9,5	1	0,9	3,1	0,4	1,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	2,5	0,6	2,5	0,6	0,2	0,4		42	0,2							
112	45,3	11	5	3,5	8,6	1,2	1,6	5,6	0,4	0,9	1,7	0,9	0,9	0,9	0,2	0,6	0,2	0,2	0,4	0,2	0,8	0,2	0,2	0,2	4	0,2	0,2	0,2	2,3				
113	24,7	4,2	1,7	2,1	7,7	1,5	0,9	6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,8	0,2	0,2	0,2	1,1	1,1						47,3		
114	41,3	11	6,1	1,8	15,4	1,4	4,1	4,1	0,6	2,0	1,2	0,4	0,8	0,8	0,8	0,2	0,2	0,2		6,9	0,2	0,2	0,2	2,3	1,4						0,2		
115	41,3	15,7	8,4	2,4	15,6	0,6	1,8	1,1	0,2	2,5	1	0,7	0,7	0,7	0,7	4,4	4,4	4,4		2,7													
24/195	ед.з	ед.з	ед.з			ед.з		ед.з										ед.з	ед.з		ед.з				редкие зн.								
197	45,9	7,4	6,4	2,7	10,5	1,1	3,6	8	0,2	0,8	0,4	0,2	0,8	0,8	0,8	2,4	2,4	2,4		0,9	1,5		2,4		4,9	0,4							
198	24	8,1	3	1,1	5,8	1,5	3,6	13,2	0,2	0,2	0,6	0,2	0,4	0,4	0,4	2,1	2,1	2,1		2,2	1		2,1	0,2	33,9	0,2							

Характерный разрез описан в створе Волгоградской ГЭС (снизу вверх).

1. Глины темно-серые известковистые тонкослоистые, содержащие фораминиферы зоны *Caucasica schishkinskyae*. Мощность 1-15 м.

2. Глины зеленовато-серые с оливковым оттенком, микрослоистые. Мощность 3-20 м.

3. Глины темно-серые алевритистые с обуглившимися растительными остатками и фораминиферами зоны *Cibicides pseudonngianus*. Мощность 25-40 м.

4. Глины темно-серые известковистые алевритистые с многочисленными раковинами остракод, выделенные как глины остракодовой зоны (полбинская подсвета). Мощность 20-30 м.

5. Глины серые, темно-серые алевритистые с прослоями глинистых алевролитов и обуглившимися растительными остатками. Мощность 6-14 м.

Аналоги подобных отложений хадумской свиты вскрыты скважинами в юго-западной части Прикаспийской впадины и в пределах вала Карпинского. Некоторые отличия отмечаются в количественных соотношениях прослоев глин известковистых и известковистых, насыщенности отдельных слоев глин обуглившимся растительным материалом, пиритом, алевритом, микро- и макрофауной. Мощности этих отложений изменяются от первых десятков метров до 500 м (Новоузенская скв., Артезианская, Владимирская ОС) [3].

Палеогеографические условия осадконакопления

Поздний эоцен. В позднеэоценовое время на рассматриваемой территории существовал морской бассейн, представлявший собой юго-восточную часть шельфа океана Тетис. На севере море ограничивалось в правобережье, вероятно, широтой г. Камышина, в левобережье – широтой Саратова. Судя по приведенному выше описанию литокомплексов, условия осадконакопления в этом бассейне отличались сложностью, разнообразием процессов седиментогенеза и обус-

ловливались фациальной зональностью бассейна [5].

В прибрежных, прибрежно-мелководных его участках формировались сугубо терригенные песчано-алевритово-глинистые осадки в основном вследствие перемыва и переотложения местных осадочных пород. Осадки характеризовались достаточно хорошей сортировкой по гранулометрическому составу и окатанностью терригенных частиц, а также мономинеральностью, реже олигомиктовостью песчано-алевритового материала.

Кремнистые (глинисто-, алевритово-глинисто-кремнистые) терригенно-биогенные отложения накапливались преимущественно в углубленных депрессионных участках. Главной их составляющей были скелетные фрагменты диатомовых водорослей, в разной степени разубоженные глинистым, алевритовым, карбонатным материалом. В южном направлении кремнистые осадки постепенно, по мере удаления от депрессионных участков, сменяются карбонатными. Изменяется количественное соотношение в составе планктона. Постепенно исчезают диатомовые водоросли, уступая место кокколитофоридам, фораминиферам, менее прихотливым к питательным веществам. И в относительно удаленных от берега, и в мелководных частях моря накапливаются преимущественно карбонатные (глинисто-карбонатные, глинисто-кремнисто-карбонатные) илы с породообразующей ролью известкового наннопланктона.

Отложения описанных трех комплексов связаны в пространстве и во времени взаимными переходами, отражают ритмичное строение разрезов отложений позднего эоцена и закономерное последовательное чередование полного трансгрессивно-регрессивного цикла осадконакопления. Трансгрессивный этап представлен полным набором фаций от грубых песчано-алевритовых отложений прибрежных участков до тонкодисперсных глинистых (глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных) глубо-

ководных осадков. Регрессивная фаза осадконакопления редуцирована в разной степени, что отмечается в разрезах перерывом на границе эоцена с олигоценом, отсутствием отдельных заключительных элементов регрессивного ряда, наличием фосфоритового горизонта.

Позднеэоценовое море было богато и разнообразно заселено теплолюбивой органикой. Бурно развивались известковый бентос (фораминиферы, водоросли), известковый (кокколитофориды, фораминиферы) и кремниевый (диатомовые водоросли, радиолярии) планктон, пелагические толстостенные фораминиферы (глобогеренииды).

Судя по характеру осадков и органическому миру позднеэоценового морского бассейна, воды его были теплыми, имели нормальный солевой и газовый режим и были насыщены необходимыми для жизнедеятельности организмов питательными элементами.

Преобладание в разрезах позднеэоценовых отложений тонкодисперсных терригенных (алевритово-глинистых, глинистых) и терригенно-биогенных (кремнистых, карбонатных) осадков дает основание предполагать, что окружающая бассейн суша того времени имела чрезвычайно выравненный рельеф, на поверхности которого на прилегающих к морю низменностях произрастали представители тропической и субтропической флоры (семейства пальмовых, вечнозеленых жестколистных, каштановых, дубовых, таксодиевых и др.). На удаленных от берега моря участках росли травы, кустарники [3, 6, 7].

В конце эоцена среди растительных ассоциаций появились умеренно теплолюбивые формы, стало сокращаться количество субтропических видов. Температуры морских вод и воздушной среды постепенно понижались [8, 7].

Олигоцен. Начавшаяся в конце позднего эоцена крупномасштабная (глобальная) регрессия, захватившая и начало олигоцена, вызвала преобразование тетической субокеа-

нической зоны шельфа позднего эоцена во внутриконтинентальный олигоценовый бассейн Паратетис. Последний распался впоследствии на Западный, Центральный и Восточный. В пределах Восточного Паратетиса образовалось Южно-Русское море, акватория которого значительно сократилась по сравнению с позднеэоценовым. Под его водами оставались Прикаспийская впадина, вал Карпинского и, возможно, юго-восточный склон Воронежской антеклизы. На правом берегу Волги береговая линия, вероятно, не распространялась севернее широты Волгограда [3].

Осадконакопление в раннем (нижне+среднем) олигоцене (хадумской свите) отличалось малой литологической контрастностью и доминированием глинистых или алевритово-глинистых осадков. Песчано-алевритовые образования незначительны, и возрастают они по мере приближения к береговым зонам моря и осевой части вала Карпинского. На юго-западе Прикаспийской впадины несколько увеличивается в глинистых осадках содержание биогенного (кокколитового, фораминиферового, остракодового) кальцита. Участками в глинистых толщах прослеживается сероводородное заражение, о чем можно судить по малочисленной угнетенной мелкорослой ископаемой фауне, в глинах большое содержание органического вещества, в различной степени обуглившегося растительного детрита, пирита, сидерита. Максимальные мощности ранне+среднеолигоценовых и позднеолигоценовых отложений приурочены к южному склону вала Карпинского, где достигают соответственно 106-607 м и 510-680 м. В среднем олигоцене произошло значительное опреснение вод и в бассейне расселились многочисленные солоновато-водные остракоды, имевшие прослоями (остракодовый пласт полбинской свиты) породообразующее значение, и эвригалинные моллюски (кардиды, ергеники и др.). Последние виды моллюсков, широко распространенные в морском бассейне среднего оли-

гоцена, продолжали жить и в позднем олигоцене северных прибрежных участков (например, в Северных Ергенях), что, вероятно, связано с существованием в этих регионах опресненных лагун.

Развитие стеногалиновой фауны (в том числе и морских ежей) в позднем олигоцене – признак восстановления нормально солевых условий в морском бассейне. Но родовой и видовой состав фауны, по сравнению с началом олигоцена, был обедненный. В олигоценовом море наряду с тропическими формами моллюсков (*Lucina*, *Cardita*, *Pteria* и др.) существовали обитатели умеренных температур (*Solen*, *Mastra* и др.) и эвритермные (*Anomia*, *Cardium*, *Ostrea* и др.). Но с течением времени существенно возросло количество холодолюбивых эвритермных организмов (*Nucula*, *Tellina* и др.).

Олигоценовая суша была несколько возвышенной, по сравнению с позднеэоценовой, и поставляла в море огромную массу терригенного (в основном, алевритового и глинистого) материала. В лесной растительности этой эпохи широко были развиты таксодиевые, доминировали мезофильные виды умеренного климата и влаголюбивые папоротники. К концу олигоцена почти повсеместно исчезли теплолюбивые сообщества и лесная растительность состояла из обитателей умеренно теплых условий (*Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*). Произошедшие в олигоценовое время значительные изменения в вещественном составе осадков, видоизменения растительного и животного мира свидетельствуют о похолодании, постепенно распространявшемся на юг [2, 8, 9].

Заключение

Поздний палеоген отмечен на рассматриваемой территории существенными геологическими преобразованиями, произошедшими на границе позднего эоцена и олигоцена.

Глобальная регрессия, начавшаяся в конце позднего эоцена и захватившая ранний олигоцен, привела к сокращению акватории позднеэоценового моря. Море покинуло об-

ширные территории, сохранившись локальными участками во впадинах (грабенах) внешнего шельфа и в пелагиали, вызвав перерыв в осадконакоплении и размыв отложившихся ранее осадков.

Олигоценовое море также значительно сократилось, сместившись в юго-восточные области. Связь с Мировым океаном практически прервалась. Море стало повсеместно мелководным.

Преимущественно биогенное (кремнистое, карбонатное) осадконакопление в позднем эоцене сменилось в раннем олигоцене терригенным глинистым.

Изменения характера морских бассейнов, условий осадконакопления отразились на климате и органическом мире. Гумидный субтропический климат позднего эоцена сменился в олигоцене умереннотеплым. Отмечается снижение температуры вод морских бассейнов на 5-6 °С, а среднегодовых температур воздуха – на 2-4 °С [6, 7].

Соответственные изменения претерпела морская фауна. Обильная теплолюбивая фауна (фораминиферы, наннопланктон, кораллы, акулы) позднеэоценовых морей постепенно вымирала, менялся численный, родовой, видовой состав. Олигоценовый морской бассейн был заселен более бедной фауной. Среди ее представителей наряду с тропическими видами отдельных организмов (например, моллюсков, фораминифер и др.) обитали в большом количестве умеренные и холодноводные формы.

На суше в связи с похолоданием субтропические и тропические леса позднего эоцена вытеснялись постепенно листопадными мезофильными лесами, наиболее развивались как голосеменные (сосна, ель, кипарис, таксодиевые), так и покрытосемянные (дуб, бук, каштан и др.), характерные для умереннотеплых и сравнительно влажных условий в раннеолигоценовое время.

В позднем палеогене (позднем эоцене и раннем олигоцене) территория Нижнего Поволжья неоднократно вовлекалась в общие колебательные движения, вызвавшие

трансгрессии и регрессии белоглинских и хадумских морей, что обуславливало общие изменения геологических процессов этого времени.

Л и т е р а т у р а

1. Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч.1. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. – М., 1996. (Труды ГИН. Вып.489). Ч.2. Геологические и биотические события. – М., 1998. (Труды ГИН. Вып.507).
2. Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф. и др. Наиболее значимые событийные уровни, выраженные в вещественном составе отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы //Известия Саратовского ун-та. Нов. сер. – 2004. – Т.4. – Вып.1-2. – С.63-79.
3. Курлаев В.И., Ахлестина Е.Ф. Палеоген Среднего и Нижнего Поволжья. – Саратов, 1988. – Деп. ВИНТИ, № 8825.
4. Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В. Силициты верхнего мела и палеогена Поволжья. – Саратов: изд-во ГосУНЦ "Колледж", 1998.
5. Яночкина З.А., Гуцаки В.А., Иванов А.В. и др. Литолого-фациальные особенности отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы. – Саратов: изд-во ГосУНЦ "Колледж", 2000.
6. Жидовинов Н.Я., Ахлестина Е.Ф. Ландшафты и климаты кайнозоя юго-востока европейской части России как основные элементы биосферы //Проблемы изучения биосферы: избран. труды всерос. науч. конф., посвящ. 70-летию выхода в свет "Биосферы" В.И. Вернадского. – Саратов: изд-во ГосУНЦ "Колледж", 1999. – С.149-161.
7. Ахлестина Е.Ф., Жидовинов Н.Я. Юго-восток Русской равнины. Кн. "Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет". – М.: Геос, 1999. – С.54-62.
8. Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. – М.: Недра, 1978.
9. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. – Л., 1985.

УДК 553.98:55 (574.1)

**ПРИУРАЛЬСКИЙ НЕФТЕГАЗОВЫЙ КОМПЛЕКС
(ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И РАЗВИТИЯ)**

© 2010 г. О.Н. Марченко
Казахстан, г. Уральск

В историческом аспекте рассмотрены основные этапы создания и развития нефтегазового комплекса в северо-западной части Прикаспийской впадины. Приводятся наиболее полные сведения об объемах глубокого бурения на нефть и газ, количестве скважин по категориям и достигнутым глубинам в пределах геоструктурных зон, охватывающих территорию Приуралья.

В некоторых научных публикациях северную часть Прикаспийской впадины,

район междуречья Эмба-Урала, включая и левобережье реки Урал, называют Приуральем. Это территория Западно-Казахстанской области (ЗКО), пограничная с Россией, где осадочный комплекс отложений состоит из подсолевого и надсолевого мегакомплексов, разделенных толщей гидрохимических пород кунгурского яруса нижней перми. Весьма сложны горно-геологические условия разреза, обусловленные чередованием терригенных, карбонатных, гидрохи-