

УДК 552.3/.4:551.763.2(470.44)

СЛЕДЫ ПИРОКЛАСТИКИ В САНТОН-КАМПАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗРЕЗА “ВИШНЕВОЕ” (СРЕДНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ)

© 2012 г. С. О. Зорина*, Н. И. Афанасьева*, А. В. Жабин**

*Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых
420097, г. Казань, ул. Зинина, 4
E-mail: svzorina@yandex.ru

**Воронежский государственный университет
394006, г. Воронеж, Университетская пл., 1
E-mail: zhabin@vsu.geol.ru

Поступила в редакцию 28.06.2011 г.

В статье приведены результаты комплексного литолого-аналитического изучения пород разреза “Вишневое”. Методами рентгеновского фазового, полного химического и электронно-микроскопического анализов исследованы опоки, бентонитоподобные и глауконитовые глины. В породах разреза выявлен парагенез аутигенных минералов (опал-кристобалит-тридимит, смектит, клиноптилолит, глауконит) в ассоциации с полуразложившимися обломками вулканических стекол, представляющих собой “камуфлированную” пирокластику. Рассмотрен механизм образования опок и смектитовых глин – полимеризация и осаждение опал-кристобалит-тридимитовых глобуль, образование чешуйчатых агрегатов смектита из кремнистого, алюмокремнистого и ферриалюмокремнистого геля – продукта разложения вулканических стекол. Образование глауконитовых сферолитов связано с процессами дэпитизации метастабильных обломков силикатов. Установлена нестабильность структурного и физико-химического состояния минеральных компонентов пород, позволяющая прогнозировать их дальнейшее постседиментационное преобразование с возможным переходом в кремневые отложения с прослоями глауконитовых и бентонитовых глин.

Ключевые слова: *опоки, глины, опал-кристобалит-тридимит, смектит, иллит, глауконит, вулканическое стекло, пирокластика, сантон-кампанские отложения, восток Русской плиты.*

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что вулканические извержения сопровождаются пеплопадами, причем эруптивное облако может распространяться на тысячи километров от вулкана. Так, в работе В.В. Пономаревой [27] приведены сведения о переносе пепловых туч на расстояние более 4500 км. Ф. Фанти реконструировано распространение пеплов, выброшенных вулканическими аппаратами Канадских Кордильер во внутренний Канадский бассейн, на расстояние до 1500–1800 км [39].

Такой дальний перенос объясняется тем, что пепловое облако сильного извержения, достигая верхних слоев атмосферы, попадает в струйные течения, которые и переносят тончайший пепел на огромные расстояния. После золотого переноса тефры, состоящая в основном из химически неустойчивого вулканического стекла и фермических силикатов, осаждается на земную или водную поверхность. В морском бассейне реакционно способный вулканокластический материал легко преобразуется в более устойчивые минеральные компоненты – так называемую “камуфлированную пирокластику” [14].

Несмотря на быстрые трансформации вулканокластических частиц, свидетельства разгрузки пепловых облаков – слои витрокластических туфов и “камуфлированной пирокластики” – обнаруживаются как в современных, так и в древних толщах Русской плиты.

Примеры глинизации и окремнения верхневендских (редкинских) туфов описаны Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [32]. В среднедевонской–среднекаменноугольной нефтепродуктивной толще востока Русской плиты, сложенной органогенными известняками, установлена примесь вулканического материала [16]. Специальными методами рентгеновской дифрактометрии выявлено, что он представлен продуктами преобразования вулканического пепла – “пепловым смектитом”, смешаннослойным иллитом-смектитом, цеолитами, неустойчивыми аллотигенными силикатами и др.

Следы эффузивной деятельности в мезозое Русской плиты отмечались И.В. Ренгартен и К.И. Кузнецовой [29]. Пирокластический материал ими выявлен в нижне- и средневожских мергелях и горючих сланцах в виде остроугольных осколков вулканических стекол с плоскораковистым изломом и газовыми включениями, и обломков свежих кристаллов пироксена, амфибола и

биотита. З.А. Яночкиной и Т.Ф. Букиной [34] при изучении цеолитсодержащих средневожжских горючих сланцев Заволжья установлена “камуфлированная пирокластика” – минеральная ассоциация (монтмориллонит, цеолиты, вулканическое стекло), косвенно свидетельствующая о влиянии на ход осадконакопления синхронных вулканических процессов.

Палеоценовые и эоценовые вулканические пеплы Поволжья фиксировались многими авторами. Наиболее детально они исследованы методами электронной микроскопии саратовскими литологами [2, 3]. В.И. Муравьевым с соавторами [25] в Южном Поволжье изучены позднепалеоценовые вулканические пеплы базальтоидного состава, сложенные черными и бурыми стеклами.

Морфоскопические особенности неогеновых и четвертичных вулканических пеплов Воронежской области описаны Г.В. Холмовым [30]. По результатам обработки электронно-микроскопических данных, им выделено восемь типов пепловых частиц. В.Ю. Лаврушиным с коллегами [17] обнаружены линзы пеплового материала в отложениях четвертичного возраста на правом берегу Волги между Волгоградом и Астраханью.

В 2008 году нами был изучен вещественный состав многочисленных фрагментов верхнемеловых и палеоценовых литостратонов, распространенных на востоке и юго-востоке Русской плиты [11]. Установлено повсеместное присутствие в породах цеолитов, которые, наряду с бентонитоподобным глинистым веществом и вулканическими стеклами, представляют собой “камуфлированную” пирокластику (по А.Г. Коссовской, [14]).

В настоящей статье приведены новые данные о пепловых слоях, обнаруженных нами в сантон-кампанской толще разреза “Вишневое” (правобережье Волги в 80 км к ССЗ от Саратова).

Наибольший интерес в изучении вещественного состава пепловых слоев представляет вопрос о трансформациях исходного вулканического материала в новые, более устойчивые минеральные компоненты. Тем самым, появляется возможность прогнозировать дальнейшие преобразования горной породы во времени.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА

Разрезу верхнемеловых отложений “Вишневое” уделяется пристальное внимание биостратиграфов с начала XXI в. В 2007 г. А.Г. Олферьевым с коллегами была опубликована статья по результатам послойного литологического описания и детального биостратиграфического расчленения сеноман-маастрихтской толщи, составляющей данный разрез [26]. Однако изучение вещественного состава пород с применением комплекса современных методов исследования вещества до последнего времени не проводилось.

В 2009 г. разрез “Вишневое” был задокументирован и опробован для проведения аналитических исследований авторами настоящего сообщения. Причем при литологическом описании нами была проведена точная увязка опробуемых слоев со слоями А.Г. Олферьева и соавторов [26]. Этим была обеспечена возможность использования надежного хроностратиграфического каркаса при реконструкции условий формирования рассматриваемой осадочной последовательности.

Разрез находится в овраге, открывающемся на северную окраину д. Вишневое Петровского района Саратовской области (рис. 1). При его обследовании было установлено, что для поверхностного изучения доступен фрагмент верхнемеловой толщи, охватывающий верхи коньякского, сантонский и кампанский ярусы.

По разрезу было отобрано 17 точечных проб для исследования вещественного состава пород комплексом аналитических методов, включающим полный химический (ПХА), рентгеновский количественный фазовый (РКФА) и электронно-микроскопический анализы.

Первоначально все 17 проб были проанализированы в АТСИЦ ФГУП “ЦНИИГеолнеруд” методами ПХА и РКФА для определения химических и минеральных компонентов, составляющих исследованные образцы. Затем отдельные пробы с повышенными содержаниями смектита, иллита, цеолитов и опал-кристобалит-тридимитовой (ОКТ) фазы были переданы для исследований электронно-микроскопическим и рентгеновским фазовым анализом в Воронежский госуниверситет. Параллельно проведено описание зерен глауконита под бинокляром МБС-9.

Химический состав пород определен методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре “Optima 2000DV” (Perkin-Elmer) (аналитик О.А. Медведева). Рентгенографический анализ выполнен на аппаратурно-программном комплексе на базе рентгеновского дифрактометра D8 Advance (Bruker Axs, Германия) (аналитики Ф.А. Рахимова, В.В. Власов – АТСИЦ ФГУП “ЦНИИГеолнеруд”) и на базе дифрактометра ARL XTRA (Воронежский госуниверситет). Электронно-микроскопические изображения получены на растровом электронном микроскопе Jeol 6380-LV.

Полевые названия пород были уточнены и существенно детализированы по данным РКФА на основе общепринятых классификаций [31]. Нами приняты следующие наименования второстепенных компонентов пород: песчаный, алевритовый, глинистый, известковый, глауконитовый, смектиновый, цеолитовый, иллитовый, кремнистый – при содержании соответствующего компонента в пределах 25–50%; песчанистый, алевритистый, слабо глинистый, известковистый, глауконитсодержа-

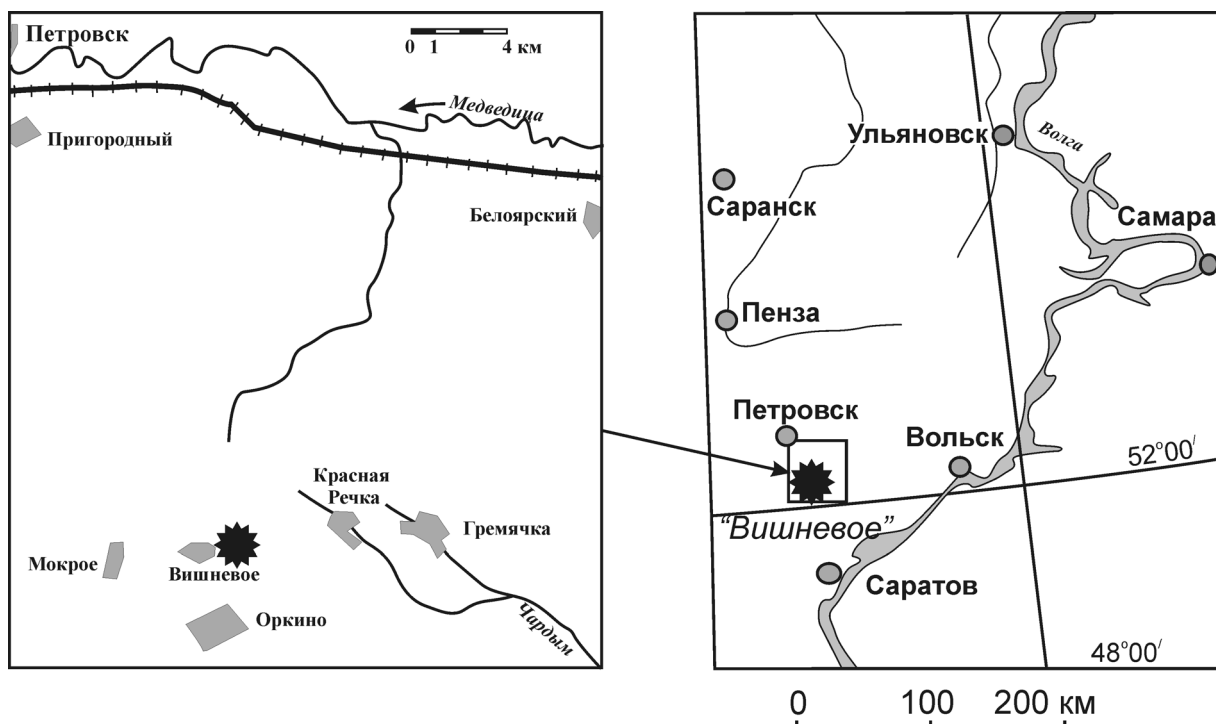


Рис. 1. Схема расположения разреза “Вишневое”.

щий, смектитсодержащий, цеолитистый, иллитсодержащий, слабо кремнистый – при содержании 5–25%.

Полученные литолого-аналитические данные позволили реконструировать особенности условий формирования опок, смектитовых и глауконитовых глин разреза “Вишневое”, выделить признаки наличия в них пирокластического материала.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Литологическое строение разреза. Строение изученного фрагмента разреза “Вишневое” приведено на рис. 2. По результатам РКФА (табл. 1) и ПХА (табл. 2) установлено, что базальными образованиями являются фосфоритсодержащие (P_2O_5 – 8%) песчаники борисоглебской толщи среднего-верхнего коньяка [26], видимой мощностью 3.0 м. Выше, со следами перерыва и размыва, залегает можжевелоовражная свита нижнего сантона, мощностью 14.7 м, представленная неравномерно глинистыми и цеолитистыми опоками с прослоями (мощностью 0.5–0.7 м) зеленовато-серых и черных смектитовых глин.

Верхнесантонская мезинолапшиновская свита, мощностью 11.9 м, залегает на можжевелоовражной с признаками перерыва и представляет собой широко распространенную на востоке Русской плиты “полосатую серию” сантона. В разрезе “Вишневое” она представлена равномерным переслаиванием известковистых опок и иллит-смектитовых из-

вестковистых глин (мощностью 0.1–0.3 м) с прослоями (мощностью до 4.0 м) глауконитовых глин.

Нижне-верхнекампанская рыбушкинская свита, сложенная в данном разрезе песчаниками [26], оказалась задернованной и выпала из опробования. Верхнекампанская ардымская свита, мощностью 8.0 м, представлена опоками слабоглинистыми с прослоями мергелей глауконитсодержащих.

Венчает разрез верхнекампанская налитовская свита, видимой мощностью 4.0 м, сложенная цеолитистыми мергелями с прослоями черной иллит-смектитовой глины.

Анализ распределения содержаний минеральных (табл. 1) и химических (табл. 2) компонентов позволил выделить следующие разновидности пород, слагающих разрез: опоки, смектитовые и глауконитовые глины.

Опоки преобладают в сантон-кампанской части разреза (слои 4, 6, 7, 10, 13, 16). Визуально это светло-серые, крепкие, массивные породы, с раковистой поверхностью скола, с крупными пятнами темно-серого халцедоновидного окремнения, в центральной части которых локализованы мельчайшие кристаллики кварца.

В составе опок (пробы 4, 13 и 15) в качестве основного минерального компонента установлено ОКТ-фаза (75–93%), являющаяся квазикристаллической формой кремнезема и характеризующаяся на рентгенограмме сильным и широким рефлексом 3.88–4.35 Å и более слабым рефлексом – 2.50–2.51 Å. Отмечается присутствие кальцита (3.04,

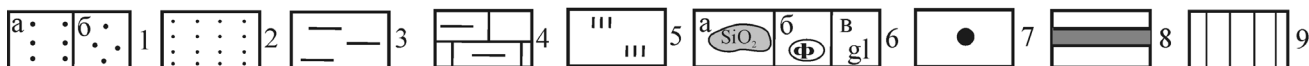
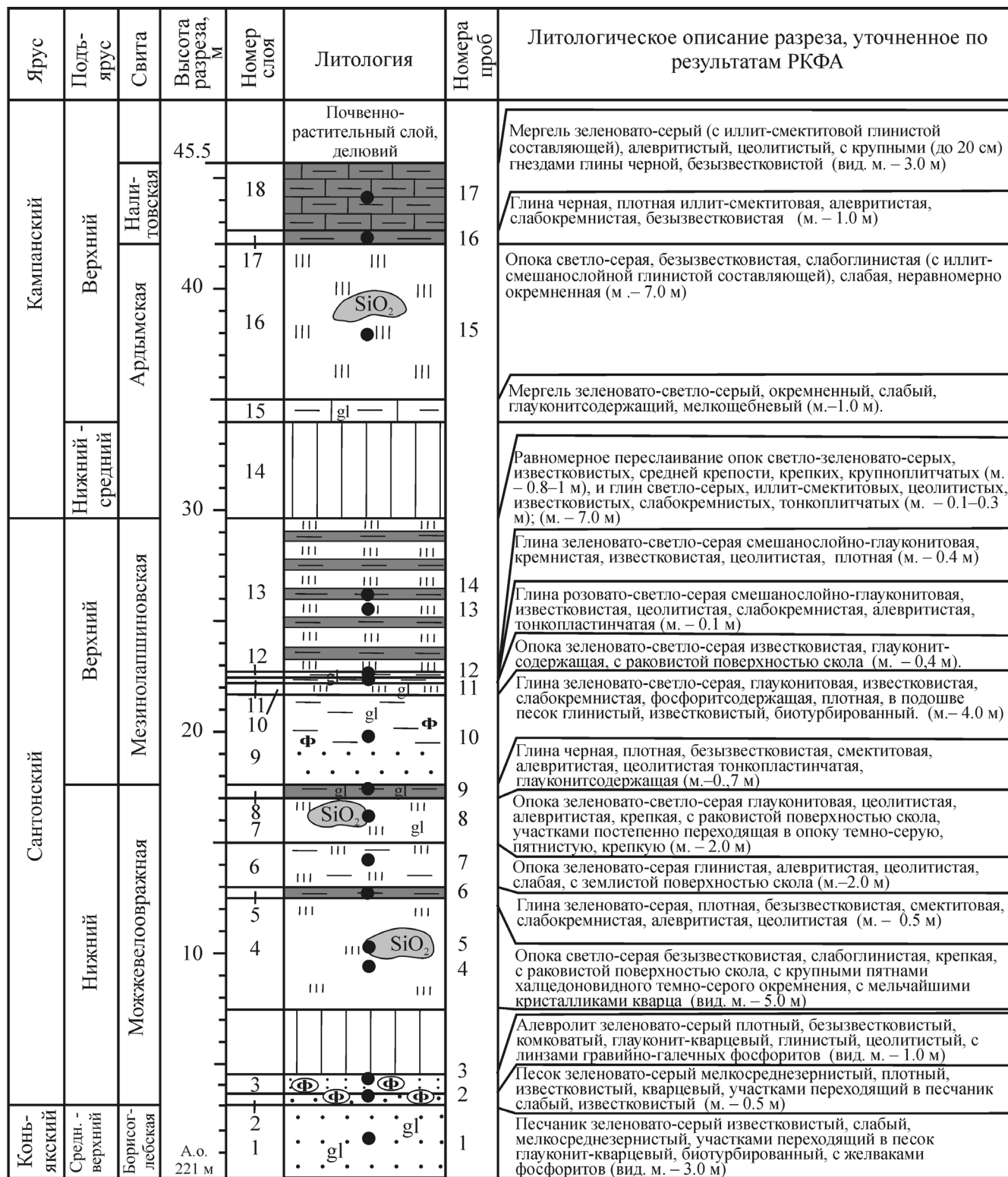


Рис. 2. Строение разреза верхнемеловых пород у д. Вишневое.

1 – песчаные отложения: а – песчаник, б – песок; 2 – алевролит; 3 – глина; 4 – мергель; 5 – опока; 6 – включения: а – пятна окремнения, б – галка фосфоритов, в – глауконит; 7 – точка опробования; 8 – смектитсодержащие (пепловые) слои; 9 – задернованные интервалы; м. – мощность, вид. м. – видимая мощность.

Таблица 1. Минеральный состав пород разреза “Вишневоє” (по данным РКФА)

Ярус	Отдел	Свита	Номер пробы	Название породы	Содержание, мас. %								ОКТ
					смектит	смешано- слойный минерал	иллит	каль- цит	кварц	поле- вой шпат	цео- лит	фосфо- рит	
Кампанский	Верхний	Нали- товская	17	мергель алевроитистый, цеолитистый	30		5	35	12	3	14	1	6
			16	глина иллит-смектитовая, алевроитистая, слабокремнистая	64		14	1	6	5	4		
Сантонский	Верхний	Мезиолап- шиновская	15	опока слабоглинистая		15	5	1	3	1			75
			14	глина иллит-смектитовая	33		6	18	2	1	23		17
	Верхний		13	опока известковистая				6	1				93
			12	глина смешанослойно-глауконитовая, кремнистая		13	31	9	2	1	7	4	33
			11	глина смешанослойно-глауконитовая		24	26	23	5		13	4	5
			10	глина глауконитовая, известковистая			70	14	2		3	5	6
	Нижний	Можеевско- ворчанская	9	глина смектитовая, алевроитистая	66		4	1	10	5	14		50
			8	опока глауконитовая, цеолитистая			29	1	9	1	11		
			7	опока глинистая, алевроитистая, цеолитистая		23	13		9	2	10		43
			6	глина смектитовая, слабокремнистая	59		4	1	11	2	7	2	15
			5	опока слабоглинистая			19		4				77
			4	опока слабоглинистая			15		4				81
Конь- яцкий	Сред.- верх.	Бори- согледская	3	алевролит глинистый, цеолитистый		18	7		40	4	22	7	2
			2	песок известковистый, фосфоритсодержащий				12	70	6	2	7	3
			1	песчаник известковистый, фосфоритсодержащий				24	64	2	2	8	

Примечание. ОКТ – опал-кристобалит-тридимитовая фаза.

Таблица 2. Химический состав пород разреза “Вишневоe” (мас. % на абсолютно сухую навеску)

Номер пробы	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	ппп	Сумма
17	39.45	0.48	7.61	4.26	0.29	0.02	23.33	1.33	0.20	1.66	0.12	0.05	21.28	100.03
16	61.90	0.55	14.01	8.46	0.59	0.01	1.71	3.03	0.08	3.08	0.25	0.05	6.31	99.98
15	84.43	0.26	6.39	1.95	0.19	0.01	1.09	1.09	0.02	0.87	0.07	0.05	3.67	100.03
14	49.00	0.33	8.03	3.69	0.25	0.02	18.39	1.57	0.04	1.25	0.16	0.05	17.28	100.01
13	83.17	0.08	2.02	0.62	0.12	0.01	6.30	0.24	0.01	0.29	0.74	0.05	6.37	99.95
12	62.48	0.13	4.76	4.49	0.47	0.01	11.91	1.39	0.03	1.85	1.66	0.06	10.76	100.00
11	40.50	0.15	6.03	6.58	0.67	0.02	20.86	2.12	0.05	2.80	2.44	0.05	17.79	100.01
10	46.36	0.07	5.86	9.74	0.91	0.01	14.80	2.68	0.04	3.98	3.26	0.06	12.22	99.99
9	67.51	0.62	12.42	5.13	0.64	0.01	2.30	2.00	0.01	1.94	0.18	0.05	7.25	100.00
8	85.92	0.28	4.00	1.43	0.41	0.01	2.08	0.18	0.01	1.03	0.13	0.05	4.30	99.76
7	83.50	0.41	6.51	2.03	0.44	0.01	1.05	0.50	0.01	1.37	0.03	0.12	4.04	100.01
6	68.69	0.66	12.44	4.91	0.64	0.01	1.87	1.68	0.01	1.97	0.18	0.06	6.89	100.00
5	89.27	0.19	3.52	1.34	0.37	0.01	0.84	0.17	0.01	0.68	0.16	0.13	3.37	100.05
4	88.40	0.18	3.15	1.33	0.41	0.01	1.19	0.88	0.01	0.63	0.45	0.05	3.30	99.93
3	77.91	0.41	6.74	2.50	0.63	0.02	3.44	0.78	0.01	1.64	1.51	0.05	4.43	100.01
2	75.70	0.11	2.20	0.97	0.50	0.01	10.00	0.07	0.01	0.76	2.50	0.05	6.75	99.57
1	66.33	0.06	1.17	0.40	0.43	0.02	16.81	0.03	0.01	0.35	4.17	0.10	10.18	100.05

2.50 Å), кварца (3.35 Å), иллита (8.79, 5.01, 3.34 Å) (рис. 3а–в). В пробе 15 диагностируется смешанослойный минерал, представляющий собой чередование слоев смектита и слюды.

Нанопетрографическое изучение опок при увеличении 4500 показало, что они сложены плотной кремнистой массой, представленной скоплениями и сростками леписферических “ежиков” ОКТ (размером 2–4 микрон), плавно переходящими в гелевидную кремнистую массу, плотнолистоватые агрегаты глауконита (рис. 4а), полурастворившиеся вулканические стекла и чешуйчатые новообразования смектита (рис. 4б). На электронно-микроскопических снимках отчетливо фиксируется метастабильное состояние породы.

Смектитовые (бентонитоподобные) глины. Прослой смектитовых глин выявлены во всех трех свитах сантон-кампанского интервала разреза “Вишневоe”. В 10-метровой толще опок нижесантонской можжевелоовражной свиты их зафиксировано два (слои 5 и 8): в средней части разреза – прослой глины зеленовато-серой, плотной, безызвестковистой, смектитовой, слабоскремнистой, алевролитистой, цеолитистой (мощностью 0.5 м) и в кровле свиты – прослой глины черной, плотной, безызвестковистой, алевролитистой, смектитовой, цеолитистой, тонкопластинчатой (мощностью 0.7 м).

Верхняя половина верхнесантонской мезинолапшиновской свиты (мощностью 7 м) представлена равномерным переслаиванием опок светло-зеленовато-серых, известковистых, средней крепости, крупноплитчатых (мощностью 0.8–1 м) и глин светло-серых иллит-смектитовых, цеолитистых, известковистых, слабоскремнистых тонкоплитчатых (мощностью 0.1–0.3 м).

Разрез верхнекампанской налитовской свиты представлен глиной черной плотной алевролитистой иллит-смектитовой, слабоскремнистой, безызвестковистой (мощностью 1.0 м), перекрытой мергелем зеленовато-серым алевролитистым цеолитистым видимой мощностью 3.0 м, с иллит-смектитовой глинистой составляющей, с крупными (до 20 см) гнездами глины черной, безызвестковистой.

По данным РКФА, содержание смектита в пробах 6, 9, 14 и 16 (рис. 2, табл. 1) составляет 33–66%, что позволяет отнести их к бентонитоподобным глинам. Минеральная ассоциация вышеупомянутых образцов достаточно однородна. Они представлены смектитом (диагностический рефлекс с межплоскостным расстоянием 12.34 Å), иллитом (10.14, 4.99, 3.34 Å), цеолитом из группы клиноптилолита-гейландита (8.89, 7.89, 3.94 Å), кварцем (3.34 Å) (рис. 3г).

На электронно-микроскопических снимках проб 9 и 14 (рис. 4в, г), полученных при увеличении 4 тыс. и 10 тыс., отчетливо фиксируется характерная для смектита хлопьевидная масса, “обволакивающая” обломки вулканических стекол, неровные края которых просматриваются в этих чешуйчатых скоплениях.

Глауконитовые глины приурочены преимущественно к верхнесантонской части разреза (слои 9, 11, 12). В обнажении они выделяются как зеленовато-светло-серые глауконитсодержащие, известковистые, неравномерно кремнистые, тонкопластинчатые мощностью от 0.1 до 4.0 м.

Под биноклем зерна глауконита имеют темно-зеленую окраску, неправильную форму, матовую, реже глянцевую бугорчатую поверхность. У значительной части зерен наблюдаются трещины синерезиса, заполненные белым материалом, представленным, возможно, фосфатными минералами. Размеры зерен варьируют в пределах 0.2–0.4 мм, реже – до 0.05 мм.

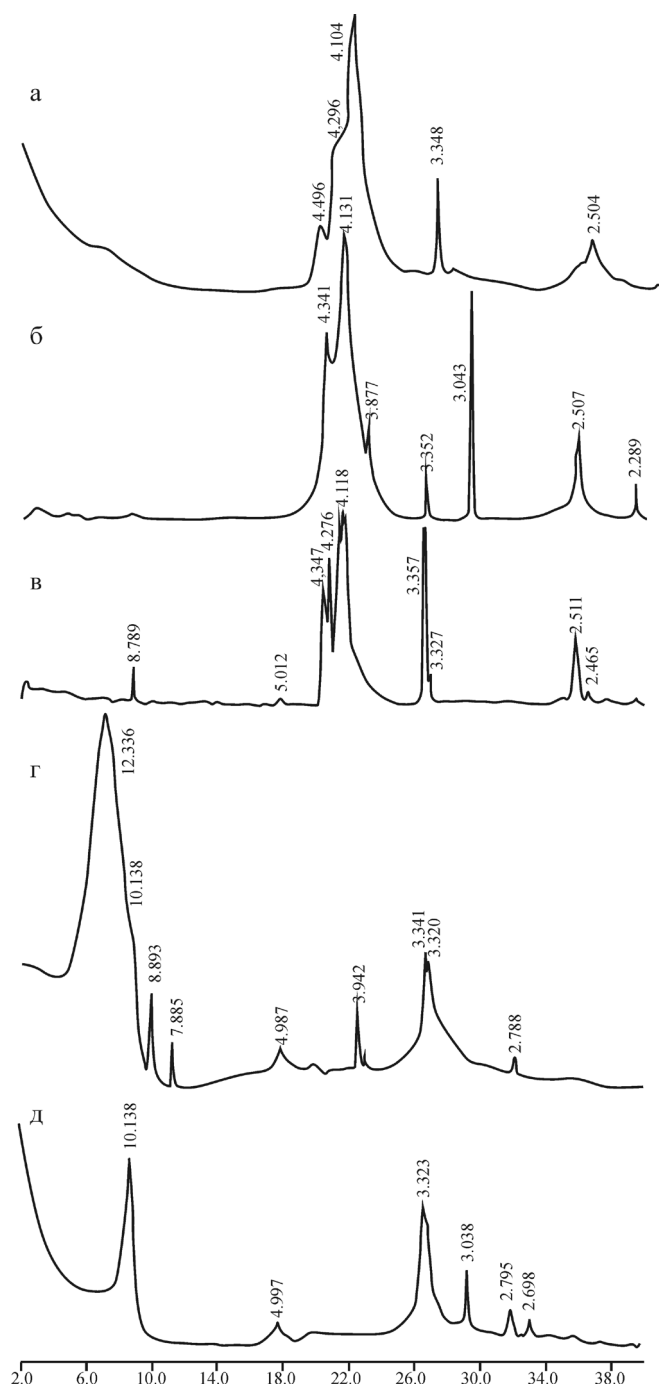


Рис. 3. Дифрактограммы опок и глин разреза “Вишневое”.

а – верхнекампанская слабоглинистая опока (проба 15),
б – верхнесантонская известковистая опока (проба 13),
в – нижнесантонская слабоглинистая опока (проба 4),
г – нижнесантонская смектитовая глина (проба 9), д –
верхнесантонская глауконитовая глина (проба 10).

По данным РКФА, содержание иллита в пробах 10, 11 и 12 составляет 26–70% (табл. 1). Смектит входит в состав смешанослойных минералов, содержание которых достигает 24%. Диагностика ил-

лита в ориентированном препарате проведена по достаточно интенсивному базальному (d_{001}) рефлексу 10.14 Å и характерным диагностическим рефлексам 4.99, 3.32 Å (рис. 3д). Минеральная ассоциация данных глин включает также кальцит (3.04 Å), клиноптилолит (8.89, 7.89, 3.94 Å) и др.

Нанопетрографическое изучение глауконитовой глины (проба 10) при увеличении 7.5 и 20 тыс. показало, что глауконит представлен глобулярными плотнолистоватыми агрегатами смектита-иллита (с размерами отдельных листочков до 1–2 микрон), среди которых обособляются частично растворенные обломки кокколитов, вулканические стекла с оплавленными краями (рис. 4д, е) и новообразованный по вулканическим стеклам смектит.

Следы пирокластики. По результатам проведенных исследований установлено, что изученные породы включают прямые и “закамуфлированные” признаки присутствия пирокластического материала. К прямым признакам относится широко распространенные в опоках и глинах обломки вулканических стекол, по которым развивается новообразованный смектит. На электронно-микроскопических снимках зафиксировано, что стекла во всех исследованных образцах имеют оплавленные края, а на отдельных участках их очертания едва просматриваются из-за хлопьевидных агрегатов смектита и гелевидных сгустков кремнезема и леписфер ОКТ, с которыми стекла не имеют четких границ, плавно переходя в них. Таким образом, показано, что источником смектита и ОКТ как в опоках, так и в глинах является растворяющийся материал вулканических стекол.

Следующим признаком первично вулканогенной природы породообразующего материала является присутствие в глинах и опоках клиноптилолита [15, 21, 22].

В минеральной ассоциации пород, рассматриваемую толщу, как уже было отмечено, большую роль играет глауконит. О парагенезе глауконита с минералами типично вулканогенно-осадочного генезиса и его связи с вулканизмом неоднократно упоминалось исследователями [5, 14, 19, 35]. В качестве одного из механизмов образования глауконита в литературе описывается выпадение смектит-иллитовых глобуль из кремнисто-железистого геля, образующегося за счет растворения вулканических стекол [20].

Весьма вероятный, на наш взгляд, механизм глауконитообразования рассматривает концепция дэпитизации [1, 7, 18, 28]. Она заключается в преобразовании твердого вещества, находящегося в неустойчивом состоянии, путем его растворения и осаждения в новой форме на поверхностях раздела, т.е. при деструкционно-эпитаксиальном преобразовании твердых тел. Привлечение процессов дэпитизации для решения проблемы генезиса глауконита позволяет объяснить образо-

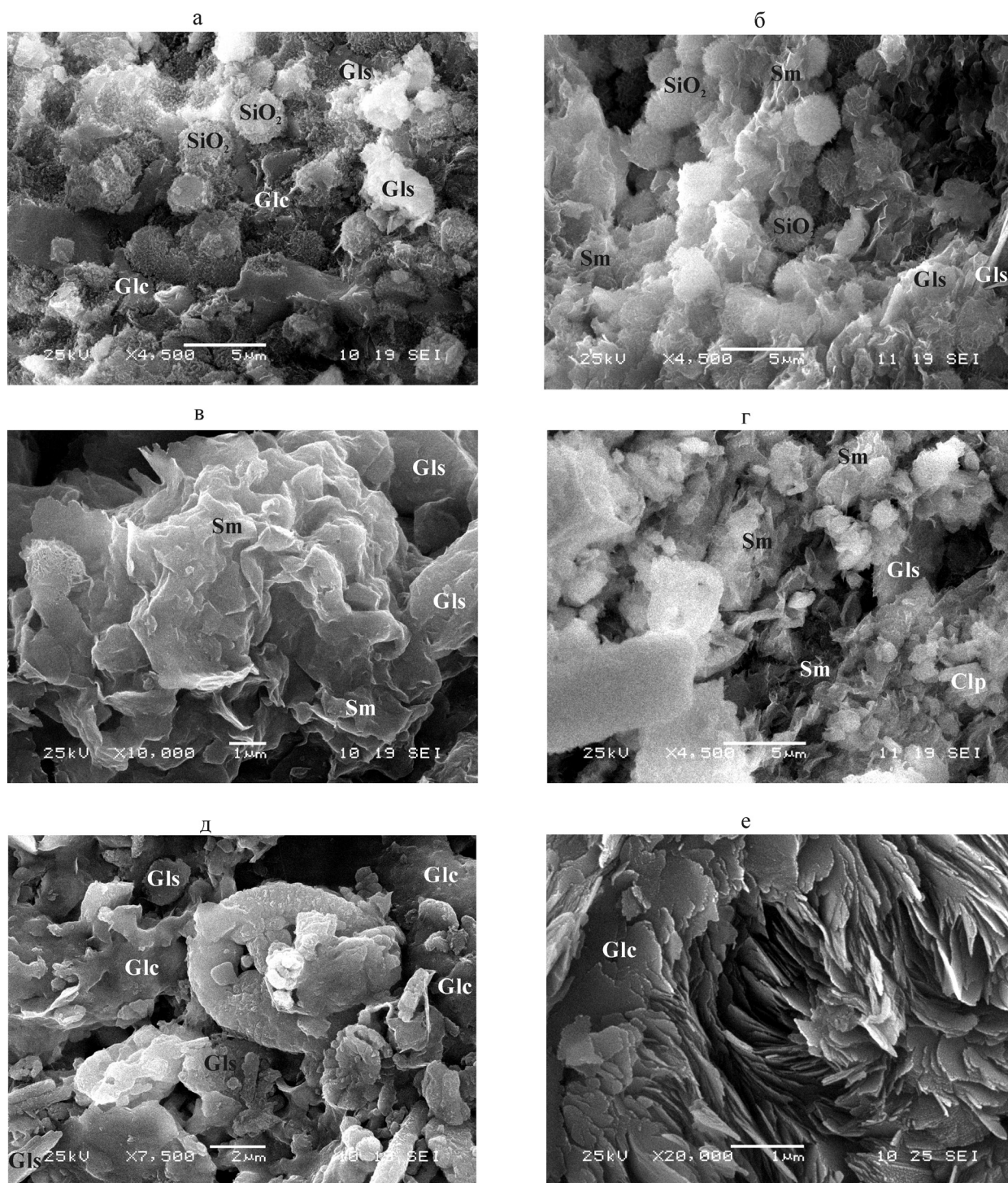


Рис. 4. Электронно-микроскопические снимки опок и глин разреза “Вишневое”.

а – нижнесантонская слабоглинистая опока (проба 4), б – верхнекампанская слабоглинистая опока (проба 15), в – нижнесантонская смектитовая глина (проба 9), г – верхнесантонская гидрослюда-смектитовая глина (проба 14), д, е – верхнесантонская глауконитовая глина (проба 10). Sm – смектит, Glc – глауконит, Clp – клиноптилолит, Gls – вулканическое стекло.

вание сферолитов по любым обломкам силикатов, неустойчивым в среде морского осадка [5, 7]. Ими могут быть вулканический пепел, остатки кремниевых скелетов организмов и т.п.

Присутствие щелочной пирокластики в изученных породах подтверждается и косвенными признаками. Так, А.Г. Коссовской с соавторами [15], а затем Ю.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [32] указано,

что повышенная магнезиальность глинистых морских осадков является индикатором областей проявления основного щелочного вулканизма. В изученном разрезе повышенная магнезиальность (свыше 2% MgO) установлена в пробах сантонских и верхнекампанских бентонитоподобных и глауконитовых глин (табл. 2): в пробе 9 – 2.0%, в пробе 10 – 2.68%, в пробе 11 – 2.12%, в пробе 16 – 3.03%. Все четыре пробы представлены смектитовыми и глауконитовыми глинами, которые, как было показано выше, являются продуктами диагенетического преобразования вулканического пепла.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Несмотря на полученные в рамках настоящего исследования и существующие прежде [3, 8–10, 12–15, 21–24] убедительные доказательства образования рассматриваемой минеральной ассоциации из кремнистого, алюмокремнистого и ферриалюмокремнистого геля, коллоидальные квазиглобулярные массы которого фиксируются на всех полученных электронно-микроскопических снимках, вопросы механизма образования и генезиса опок, бентонитовых глин и глауконита остаются дискуссионными. Причина этого заключается, с одной стороны, в отсутствии на Русской плите поздне меловых вулканических аппаратов, поставивших пепловый материал в бассейн седиментации, а с другой – в стойком убеждении многих исследователей в невозможности переноса пеплового материала на расстояния до тысячи и более километров. В начале настоящего сообщения было показано, что механизм дальнего переноса пепловых масс доказан и научно обоснован, и, более того, подтверждается актуалистически. Кроме того, Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [33] не исключают возможности продолжения длительной подводной гидротермальной деятельности после завершения активной фазы эксплозивного вулканизма, что приводило, по их мнению, к переносу течениями значительных масс кремнезема на большие расстояния.

По результатам недавно проведенного изучения палеоценовых опок разреза “Каменный Яр” [9] был выявлен парагенез аутигенных минералов (ОКТ, клиноптилолит, смектит, в ассоциации с вулканическими стеклами), аналогичный установленному в опоках разреза “Вишневое”. Данная минеральная ассоциация, в совокупности с результатами модульной обработки литохимии [32], позволила рассмотреть каменноярскую опокую толщу как продукт гипергенеза вулканических пеплов, перенесенных водными массами на юго-восток Русской плиты из областей активного вулканизма – вероятнее всего, Малого Кавказа [6, 42].

Таким образом, наиболее вероятным меха-

низмом образования опок, на наш взгляд, является диагенетическое преобразование пепловых частиц в кремнистый, алюмокремнистый и ферриалюмокремнистый гель с дальнейшей полимеризацией кремнезема, сопровождающейся глинизацией и цеолитизацией илов [8, 32, 45]. Колломорфное кремнистое вещество, как неустойчивая физико-химическая субстанция, подвергается постепенной раскристаллизации [24] с образованием сначала ОКТ-фазы, а затем – кварца. Стадийное “старение” кремнистых пород реконструировано Вон Радом с соавторами [44]. Оно во многом объясняет отсутствие опок в геологических разрезах древнее мезозоя.

Глауконит, структура которого также нестабильна, образуется, возможно, при деструкционно-эпитаксиальном преобразовании обломков метастабильных силикатов. Данный минерал представляет непрерывный ряд неупорядоченных диоктаэдрических слюда-смектитовых образований, в которых при все более интенсивном вовлечении катионов калия в структуру минерала происходит увеличение количества слюдистых пакетов. Структура глауконита, таким образом, становится более упорядоченной, а сам минерал – более зрелым [20, 41]. Характерной особенностью глауконита является постепенное увеличение его зрелости, степень которой отражает длительность периода “накопления” перед захоронением осадка [36].

Еще одним продуктом преобразования вулканических пеплов в разрезе “Вишневое” являются смектитовые (бентонитоподобные) глины [6, 33, 37, 38, 40, 43]. Причем, если в нижесантонских отложениях смектитсодержащие слои единичны, то верхнесантонская “полосатая серия” представляет собой равномерное переслаивание опок и смектитовых глин. Верхнекампанские отложения включают наиболее мощный (до 4 м) смектитсодержащий горизонт, мергельная часть которого является свидетельством “разбавления” пеплового материала карбонатной составляющей и затухания вулканической активности [33].

Учитывая физико-химическую и структурную нестабильность практически всех породообразующих компонентов разреза “Вишневое”, нетрудно предположить, что в геологическом будущем породы претерпят переход к более устойчивому состоянию и преобразуются в кремневую толщу с прослоями глауконитовых и бентонитовых глин.

ВЫВОДЫ

1. По результатам изучения вещественного состава коньяк-кампанского фрагмента разреза “Вишневое” установлено, что он представлен опоками с прослоями бентонитоподобных и глауконитовых глин.

2. Выявленный парагенез аутигенных минералов (ОКТ, смектит, клиноптилолит, глауконит) на-

ходится в ассоциации с полурасстворившимися обломками вулканических стекол, являясь продуктами их постседиментационного преобразования, т.е. “камуфлированной” пирокластикой.

3. Наиболее вероятным механизмом образования минеральных компонентов опок рассмотренного разреза является полимеризация и осаждение ОКТ, образование чешуйчатых агрегатов смектита из кремнистого, алюмокремнистого и ферриалюмокремнистого геля – продукта разложения вулканических стекол. Сферолиты глауконита сформировались при дэпитизации обломков метастабильных силикатов.

Авторы благодарят Ф. Фанти (Университет Болонии, Италия) за помощь с литературой, А.А. Сабитова (ФГУП ЦНИИГеолнеруд) и глубокоуважаемого рецензента за ценные замечания, устранение которых способствовало улучшению статьи; аналитиков АТСИЦ ЦНИИГеолнеруд за проведение лабораторных исследований на высоком методическом уровне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алесковский В.Б. Химия твердых веществ. М.: Высшая школа, 1978. 225 с.
2. Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В. Атлас кремнистых пород мела и палеогена Поволжья. Саратов: ГосУНЦ “Колледж”, 2000. 166 с.
3. Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. о цеолитонности пепловых отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья // Тр. конф. по вопросам геологии, физико-химических свойств и применения природных цеолитов. Тбилиси: МЕЦНИЕРЕБА, 1985. С. 41–44.
4. Гептнер А.Р., Ивановская Т.А. Глауконит из морских нижнемеловых терригенных отложений Англии (концепция биохеогенного генезиса) // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 487–499.
5. Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Покровская Е.В., Кураленко Н.П. Глауконит из вулканотерригенных отложений палеогена Западной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 255–279.
6. Дзоцендзе Г.С. Роль вулканизма в образовании пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.
7. Жабин А.В., Савко А.Д. Глаукониты Воронежской антеклизы // Очерки региональной геологии. Саратов: Наука, 2008. С. 48–56.
8. Зорина С.О., Афанасьева Н.И. Киевские глины – последствие эоценового пеплопада на юго-востоке Русской плиты // Природа и экономика Кузбасса и сопредельных территорий: мат-лы Всерос. науч. конф. Т. 1. Новокузнецк: КузГПА, 2010. С. 43–47.
9. Зорина С.О., Афанасьева Н.И. Минеральный состав и литохимия палеоценовых опок разреза “Каменный Яр” (Астраханская область) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 14. Пермь: ПГУ, 2011. С. 124–131.
10. Зорина С.О., Афанасьева Н.И. Пепловые слои в сантон-кампанских отложениях разреза “Вишневое” (Саратовская область) // Палеонтология, стратиграфия мезозоя и кайнозоя бореальных районов: мат-лы науч. сессии. Т. 1. Мезозой / Под ред. Б.Н. Шурыгина, Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой. Новосибирск: ИНГГиГ СО РАН, 2011. С. 106–109.
11. Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Волкова С.А. Цеолитонность верхнемеловых-палеогеновых осадочных пород востока и юго-востока Русской плиты // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 6. С. 638–649.
12. Калущая С.А. Бентонитовые глины кайнозоя Воронежской антеклизы // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 64–73.
13. Калущая С.А. Вулканогенное происхождение бентонитов палеогена и неогена Воронежской антеклизы // Новое в современной литологии. М.: Наука, 1981. С. 88–91.
14. Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.
15. Коссовская А.Г., Гуцина Е.Б., Дриц В.А. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 “Гломар Челленджер” // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 6. С. 12–35.
16. Кринари Г.А., Королев Э.А., Пикалев С.Н. Вулканокластический материал в палеозойской толще Татарстана: методы выявления и роль в нефтедобыче // Литосфера. 2003. № 1. С. 27–38.
17. Лаврушин В.Ю., Лаврушин Ю.А., Кулешов В.Н., Антипов М.П. Первая находка вулканического пепла в четвертичных отложениях Нижнего Поволжья // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 207–218.
18. Лебедев В.И. О механизме преобразования кристаллических веществ в процессах эпигенеза – явления дэпитизации // Вестник Ленинградского ун-та. 1981. № 12. С. 21–35.
19. Литкина М.И. Глауконит – продукт подводного вулканизма // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
20. Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. К вопросу о генезисе океанических глауконитов // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 91–97.
21. Муравьев В.И. О генезисе опок // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 4. С. 94–106.
22. Муравьев В.И. О природе глобулярного опала в опоках и трепелах // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 684–686.
23. Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 208 с.
24. Муравьев В.И. Вопросы абиогенного осадочного кремненакопления // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 86–96.
25. Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Ахлестина Е.Ф. и др. Вулканические пеплы базальтового состава из палеоценовых отложений южного Поволжья // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 3. С. 327–330.
26. Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С. и др. Верхне-меловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 1. Разрез у д. Вишневого. Лито- и биостратиграфический анализ // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 62–109.
27. Пономарева В.В. Крупнейшие эксплозивные вулканические извержения и применение их тефры для

- датирования и корреляции форм рельефа и отложений // Автореф. дисс. ... докт. географ. наук. М.: Институт географии РАН, 2010. 53 с.
28. *Поспелов Г.Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
 29. *Ренгартен И.В., Кузнецова К.И.* Пирокластический материал в позднеюрских осадках Русской платформы // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173, № 6. С. 1422–1425.
 30. *Холмовой Г.В.* Морфоскопические особенности неогеновых и четвертичных вулканических пеплов Воронежской области // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2008. Вып. 1. С. 19–22.
 31. *Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др.* Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
 32. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
 33. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.
 34. *Яночкина З.А., Букина Т.Ф.* Цеолитовая минерализация в горячих сланцах Волжского бассейна // Тр. конф. по вопросам геологии, физико-химических свойств и применения природных цеолитов. Тбилиси: МЕЦНИЕРЕБА, 1985. С. 45–48.
 35. *Білоніжска П.М.* Сліди вулканізму в палеогенових відкладах Гірського Криму (за даними мінералогічних досліджень) // Вісник Львів. ун-ту. Серія геологічна. 2002. Вип. 16. С. 96–101.
 36. *Amorosi A.* Glaucony and verdine // Encyclopaedia of Sediments and Sedimentary Rocks / G.V. Middleton (ed.). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003. P. 331–333.
 37. *Bates R., Jackson J.* Glossary of Geology. Third Edition. American Geological Institute Alexandria. Virginia, 1987. 788 p.
 38. *Byrne P.* Bentonite in Alberta // Research Council of Alberta. Rep. 1955. V. 71. P. 1–20.
 39. *Fanti F.* Bentonite chemical features as proxy of Late Cretaceous provenance changes: A case study From Western Interior Basin of Canada. Sediment. Geol. 2009. V. 217. P. 112–127.
 40. *Grim R.E., Güven N.* Bentonites. New York: Elsevier, 1978. 256 p.
 41. *Odin G.S., Matter A.* De glauconiarum origine // Sedimentology. 1981. V. 28. P. 611–641.
 42. *Ross C.S.* Provenience of pyroclastic materials // GSA Bulletin. 1955. V. 66. № 4. P. 427–434.
 43. *Thomas R., Eberth D., Deino A., Robinson D.* Composition, radioisotopic ages, and potential significance of an altered volcanic ash (bentonite) from the Upper Cretaceous Judith River Formation, Dinosaur Provincial Park, southern Alberta, Canada. Cretaceous Research. 1990. V. 11. P. 125–162.
 44. *Von Rad U., Riech V. and Rösch H.* Silica diagenesis in continental margin sediments of Northwest Africa. DSDP. 1978. V. XLI. P. 879–905.
 45. *Williams L.A., Crerar D.A.* Silica diagenesis. II. General Mechanism. J. Sediment. Petrol. 1985. V. 55, №. 3. P. 312–321.

Рецензент Г.А. Мизенс

Traces of pyroclastics in Santonian-Campanian deposits ("Vishnevoje" section, the Middle Volga)

S. O. Zorina*, N. I. Afanasjeva*, A. V. Zhabin**

*Central Scientific Research Institute of Geology of Industrial Minerals

** Voronezh State University

The results of complex lithological and analytical research of "Vishnevoje" section rocks are given in the article. The gaizes, bentonite-like and glauconitic clays were investigated by X-ray phase analysis, complete chemical analysis and the electron microscopy ones. The parageneses of authigenic minerals (opal-CT, smectite, clinoptilolite, glauconite) in association with semi-decomposed fragments of volcanic glasses is identified as "camouflage" pyroclastics. The provenance of the gaizes, and smectite clays as a result of polymerization and precipitation opal-CT globules, origin of scaly smectite aggregates from the silica, alumo-silica and ferri-alumo-silica gel (the volcanic glass decomposition products) is considered. The glauconite globules formation mechanism based on depitization processes of metastable silicates detrites. The instability of structural and physicochemical state of the mineral components allowed prediction of further postsedimentation transformation of studied rocks to the cherty deposits interbedded with glauconitic and bentonite clays.

Key words: gaizes, clays, opal-CT, smectite, glauconite, volcanic glass, pyroclastics, the Santon-Campanian deposits, Russian Plate.