



## ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

УДК. 553.623.54:553.08: 552.143 (470.32)

### МИКРО- И МАКРОЭЛЕМЕНТЫ В ГЛАУКОНИТАХ ЭОЦЕНА ЮГО-ЗАПАДА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

А.В. Жабин, В.А. Шатров

*Воронежский государственный университет*

Рассматриваются особенности фракционного и химического составов глауконитов нижнего и среднего эоцена Воронежской антеклизы, особенности распределения в них петрогенных окислов и микроэлементов (в том числе и редких земель). Отмечается зависимость химического состава глауконитов от фациальной обстановки осадконакопления и проницаемости земной коры. Рассматривается возможность применения глауконитов для целей палеогеографического анализа.

Глаукониты на территории Воронежской антеклизы являются широко распространенными образованиями и встречаются в отложениях большинства стратиграфических подразделений осадочного чехла. В то же время индикационные возможности глауконитов, как показателей условий образования осадка, используются недостаточно при палеогеографических реконструкциях.

Целью работы является рассмотрение связи химического состава глауконитов нижнего и среднего эоцена (каневский, бучакский и киевский горизонты) с их фракционным составом и фациальными условиями формирования, рассматривается возможность изучения глауконитов для палеогеографического анализа. Выбор стратиграфических подразделений обусловлен достаточно большим количеством аналитического материала и хорошей изученностью палеогена в пределах антеклизы, что позволяет сравнить полученные выводы с результатами ранее проведенных работ.

Изучение глауконитов включало микроскопическое изучение и определение фракционного состава вмещающих их обломочных пород; вещественного состава как глинистой фракции песков и алевритов, так и собственно самих глауконитовых сферолитов с помощью рентгеноструктурного (установка ДРОН – 2.0; лаборатория Воронежского университета, аналитик – А.В. Жабин) и электронно-микроскопического анализов. Химический состав глауконитов (петрогенные окислы) определен с помощью микрозонда (лаборатория АО «Электромикрос»), микроэлементный состав – методом индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS Induktively Coupled Plasma Mass Spectrometry) квадрупольным масс-спектрометром

PLASMA QUAD PQ2+TURBO английской фирмы VG Instruments (лаборатория ИГЕМ, г. Москва).

#### Результаты изучения

При микроскопическом изучении наблюдаются следующие формы глауконитов: округлые зерна (шаровидные, гроздевидные, почковидные и т.п.) с трещинами синерезиса и без них, в одних случаях с гладкой, блестящей поверхностью, в других – матовой, шероховатой. Передки и обломочные, несколько сглаженные формы. Цвет глауконитов включает все оттенки зеленого, изменяясь от бледно до темно-зеленого, почти черного. Встречаются и желто-зеленые, иногда зеленовато-синие и практически синие цвета. Преобладающий размер зерен – 0,01-0,5 мм. По результатам рентгеноструктурного анализа глаукониты по минеральному составу можно разделить на три группы: 1) чисто слюдистые; 2) слюдистые с монтмориллонитом; 3) слюдистые с хлоритом. Иногда во всех группах наблюдается каолинит. Все исследуемые глаукониты – слюдистые, с различными содержаниями монтмориллонита, от первых до двадцати процентов, а в каждом отдельно взятом образце его количество, как правило, выше во фракции < 0,1 мм. Электронно-микроскопические исследования показали, что внутреннее строение глауконитов достаточно сложное и состоит из пластинок, направленных перпендикулярно поверхности из одного или нескольких центров (рис. 1). Такое их расположение позволяет идентифицировать зерна этих образований как сферолиты. Иногда внутри этих форм находят обломки других минеральных фаз с неровной, явно подвергшейся процессам растворения поверхностью (рис. 2).



Рис. 1. Электронно-микроскопический снимок глауконита. РЭМ. Увеличение 4000 х



Рис. 2. Электронно-микроскопический снимок минерального обломка со следами растворения в глауконите. РЭМ. Увеличение 5000 х

При изучении вещественного состава глауконитов они были разделены на фракции < 0,1 мм, 0,1–0,25 мм, что связано с некоторыми различиями глауконитовых сферолитов в зависимости от их размеров. Во фракции < 0,1 мм преобладают глаукониты зеленовато-желтого цвета, преимущественно с обломочной формой, но без резких граней, хотя среди них достаточно

много и округло-глобулярных разновидностей. Содержание монтмориллонитовой составляющей в них выше, чем в более крупных фракциях. Во фракциях крупнее 0,1 мм зерна глауконитов темные, форма глауконитов округло-глобулярная, гроздевидная, реже обломочная, по составу они более слюдистые, при этом чем крупнее сферолиты, тем больше в них слюдистого компонента.

Таблица 1

**Распределение псаммитов и глауконитов по фракциям в псаммитах нижнего и среднего эоцена**

Место отбора	Содержание (%)					
	фракция 0,1–0,01 мм		фракция 0,25–0,1 мм		общее количество глауконита в породе	фракция < 0,01 мм в породе
	псаммит в породе	глауконит	псаммит в породе	глауконит		
<b>Киевский горизонт</b>						
Белый Колодец	0,4	20	0,4	20	0,2	
Толстое	15	38,5	36	36,8	21	
Киргизовка	3	12,5	15,6	0,9	0,5	
Большой Скорорыб	1,6	18,2	12,9	5,6	1,4	
Колпаково	0,5	16,7	0,2	37,5	0,2	
Ватутино	1,0	11,1	11,4	2,5	0,5	
Ендовино	1,7	5,2	0,6	9,1	0,1	
Суворово	7,6	20,8	37,4	2,3	2,8	
<b>среднее</b>	<b>3,85</b>	<b>17,9</b>	<b>14,3</b>	<b>14,3</b>	<b>3,3</b>	
<b>Бучакский горизонт</b>						
Сергеевка	79	25	4	31	21	16
Яковлево	16	9	65	3	5	
Коренное	81	22	1	38	18	17
Киргизовка	2	7	9	2	0,4	
Большой Скорорыб	2	12	28	6	3	
Нижний Кисляй	63	27	10	28	20	17
<b>среднее</b>	<b>40,5</b>	<b>17</b>	<b>19,5</b>	<b>18</b>	<b>11,2</b>	
<b>Каневский горизонт</b>						
Обоянь	30	10	51	1	4	
Яковлево	13	5	64	0,4	0,3	
Белый Колодец	11	17	38	1,9	2,6	
Ватутино	42	3,0	2	1	1	
<b>среднее</b>	<b>24</b>	<b>8,8</b>	<b>38,8</b>	<b>1,1</b>	<b>1,98</b>	

Фракционный состав обломочных пород и процентное содержание глауконита во фракциях приведены в табл. 1. Анализ таблицы показывает, что с увеличением сортировки псаммитов и уменьшением их размера (увеличение процентного содержания фракции < 0,1 мм), как правило, возрастает содержание глауконита в породе, при увеличении содержания фракции 0,1–0,25 мм, наоборот, происходит уменьшение. Обогащение пород глауконитом при улучшении сортировки вмещающих псаммитов отмечается В.Н. Швановым [1], но это скорее тенденция, а не закономерность. Литологические составы песчано-алевритовых отложений, представленные глауконит-кварцевыми образованиями различной зернистости, от тонкой до средней, близки [2]. Так же в целом идентичны и вещественные составы глинистой части горизонтов, при наблюдающейся смене каолинит-монтмориллонитовых ассоциаций на цеолит-монтмориллонитовые в южном направлении [3].

Анализ петрогенных окислов показывает, что во фракции < 0,1 мм преобладают более высокие содержания SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO, CaO (что указывает на повышение содержания монтмориллонита), по сравнению с фракцией 0,1–0,25 мм, для которой, наоборот, характерны более высокие значения определяющих слюды окислов MgO, FeO<sub>общ</sub>, K<sub>2</sub>O (табл. 2). Менее отчетливо подобная тенденция выражена в глауконитах киевского горизонта. Отмечается незначительное увеличение содержания в глауконитах вверх по разрезу (от каневского горизонта к киевскому) CaO и K<sub>2</sub>O, и уменьшение SiO<sub>2</sub>, FeO<sub>общ</sub>.

В целом для всех изученных глауконитов содержания петрогенных окислов достаточно близки.

Для глауконитов отмечается большой разброс содержаний микроэлементов как во фракциях, так и по возрастам (табл. 3, 4, 5). По отношению к кларку [4] для единичных проб повышены содержания в 3–7 раз: Be, Ge, Cr, Zn, Mo, Sn, Ta, Pb, U, Th, при постоянно высоких содержаниях As, Se, Ag, Cd, Te, Au, Bi, превышающих кларк в десятки – сотни раз в большинстве проб.

Распределение редкоземельных элементов (нормировано к глинам платформ) [5] характеризуется более пологим типом для бучакского и киевского горизонтов, и более угловатым – для каневского (рис. 3–5). Для большинства глауконитов отмечается снижение иттрия, что связано с его повышенной подвижностью при выветривании, особенно в начальную щелочную стадию, и выведением его из образований в составе комплексных соединений дренирующими водами [5]. Для фракций < 0,1 и 0,1–0,25, полученных при разделении одной пробы, характерен близкий тип распределения REE, отличающийся только суммой редких земель. Для изученных глауконитов характерно два типа распределения лантаноидов:

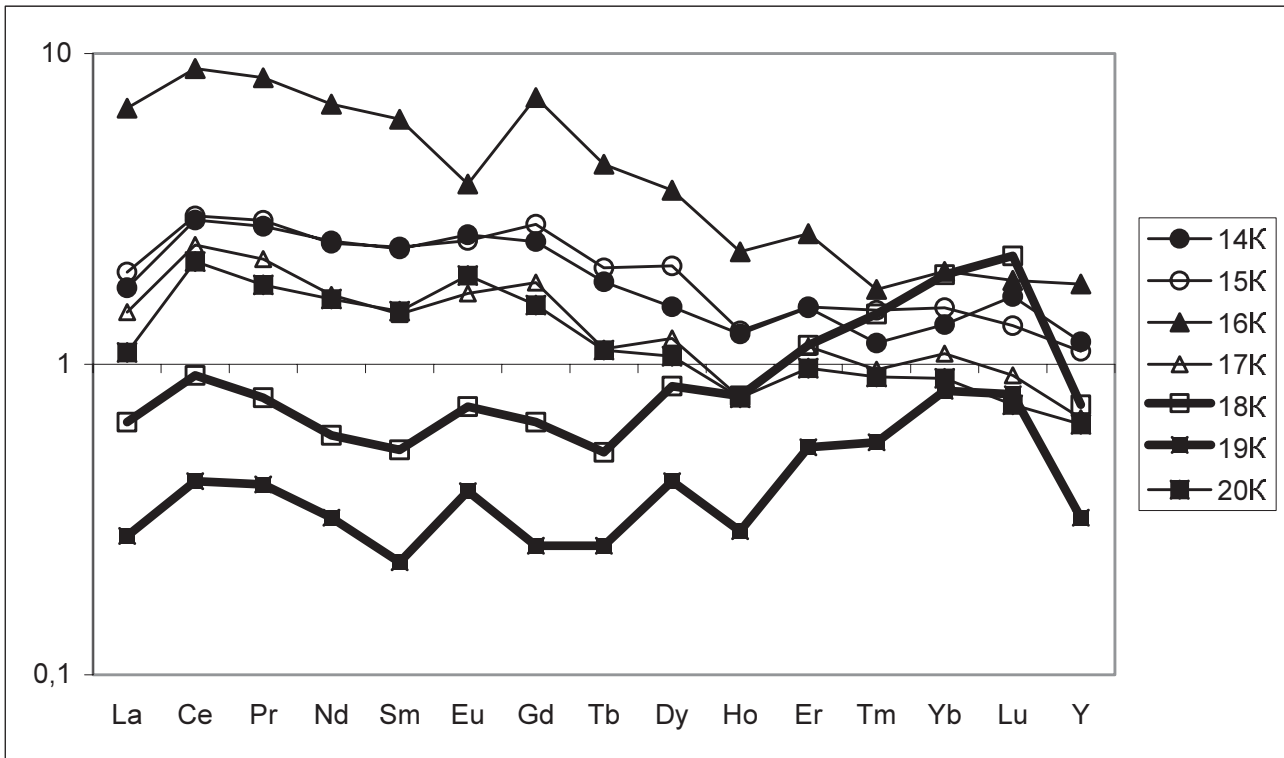
1) слабо выраженный дефицит тяжелых (Ho – Lu, Y), при разной степени выраженном избытке легких (La – Pr) и средних (Nd – Dy);

2) хорошо выраженный избыток тяжелых, при разной степени выраженном дефиците легких и средних.

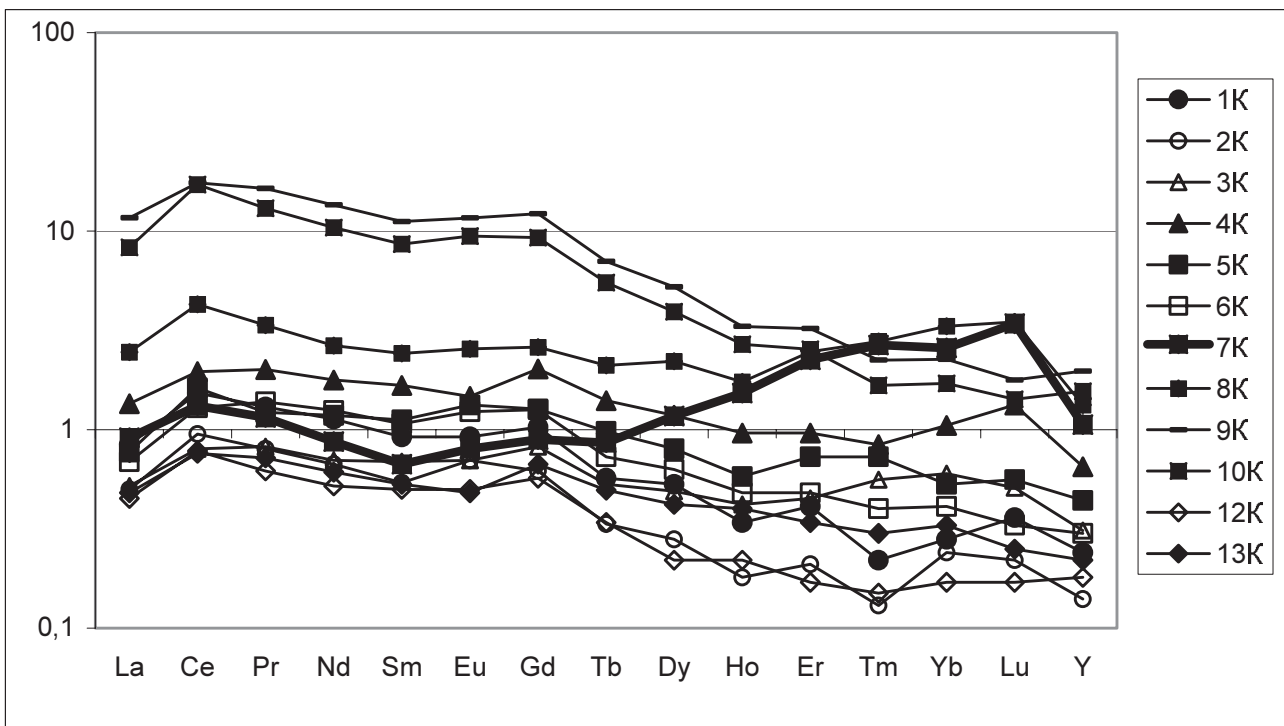
Таблица 2

**Результаты силикатного анализа глауконитов нижнего и среднего эоцена**

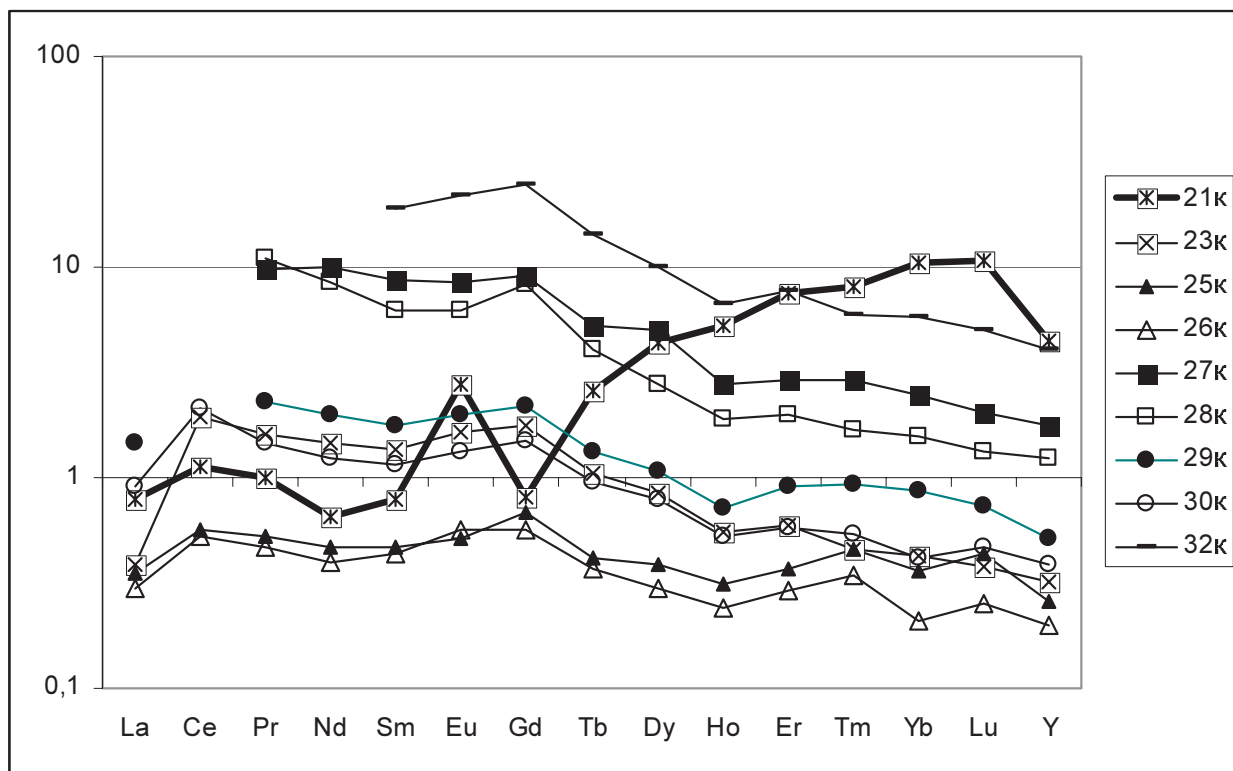
№ обр.	Место отбора	фракция	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>общ</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O
<b>Киевский горизонт</b>									
21-К	Белый Колодец	< 0,1; 0,1 – 0,25	52,93	-	6,96	26,3	6,69	0,4	7,0
23-К	Киргизовка	< 0,1; 0,1 – 0,25	57,71	-	10,28	20,23	5,01	1,2	5,57
27-К	Большой Скорорыб	< 0,1	51,88	-	7,74	24,09	7,24	0,18	8,88
28-К	Большой Скорорыб	0,1 – 0,25	50,01	-	7,15	27,69	5,95	0,22	8,98
29-К	Ендовино-3	< 0,1	55,03	-	8,76	21,63	5,02	0,65	5,57
30-К	Ендовино-3	0,1 – 0,25	56,04	-	8,59	22,14	5,05	0,84	7,35
43-К	Городище	< 0,1	54,42	-	8,34	25,47	3,31	0,52	7,93
44-К	Городище	0,1 – 0,25	54,53	-	7,33	23,64	5,59	0,56	8,35
45-К	Соколовка	< 0,1	57,03	-	9,69	21,8	3,89	0,86	6,73
<b>среднее</b>			<b>54,4</b>		<b>8,32</b>	<b>20,6</b>	<b>5,3</b>	<b>0,6</b>	<b>7,4</b>
<b>Бучакский горизонт</b>									
1-К	Сергеевка	< 0,1	56,0	0,2	10,5	20,7	4,9	0,3	6,9
2-К	Сергеевка	0,1 – 0,25	53,7	-	6,4	26,4	5,6	0,4	7,5
5-К	Коренное	0,1 – 0,25	53,5	0,1	7,8	27,2	4,2	0,5	6,8
6-К	Коренное	< 0,1	56,5	0,2	8,6	22,8	5,2	1,3	5,5
12-К	Нижний Кисляй	0,1 – 0,25	53,7	0,2	7,8	26,0	4,1	0,2	8,0
13-К	Нижний Кисляй	< 0,1	55,6	0,4	11,5	20,6	6,2	0,8	4,9
<b>среднее</b>			<b>54,8</b>		<b>8,77</b>	<b>23,95</b>	<b>5,03</b>	<b>0,58</b>	<b>6,6</b>
<b>Каневский горизонт</b>									
16-К	Яковлево	< 0,1	53,1	0,3	8,4	25,2	4,8	0,6	4,6
17-К	Яковлево	0,1 – 0,25	51,9	-	6,7	27,9	6,8	0,1	6,6
18-К	Белый Колодец	0,1 – 0,25	55,3	-	8,9	23,2	5,3	0,4	6,9
19-К	Белый Колодец	< 0,1	52,2	0,1	10,3	25,6	6,1	0,9	4,8
20-К	Ватутино	< 0,1; 0,1 – 0,25	56,1	0,2	7,3	24,6	8,6	0,6	5,6
<b>среднее</b>			<b>55,7</b>		<b>8,3</b>	<b>25,3</b>	<b>6,3</b>	<b>0,52</b>	<b>5,8</b>



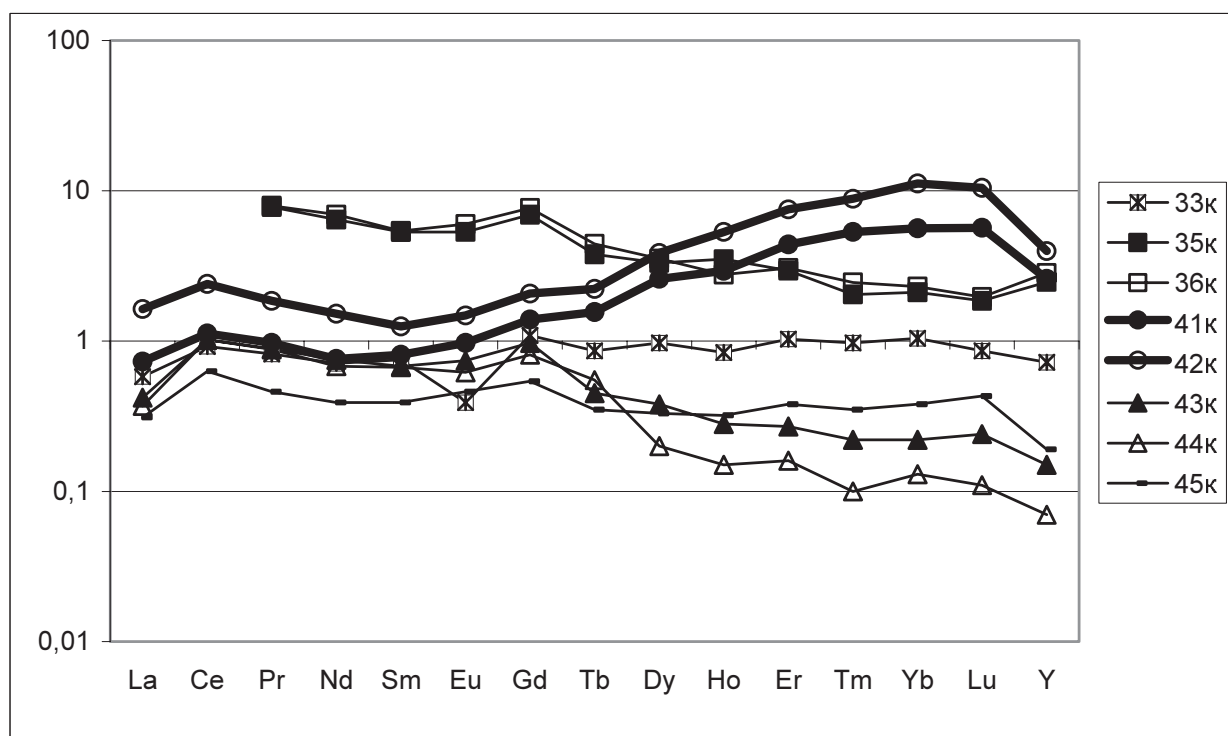
**Рис. 3.** Распределение REE в глауконитах каневского горизонта. Одинаковая по форме объемная фигуративная точка характеризует глаукониты разных фракций, отобранные в одном месте:  
 черного цвета – фракция < 0,1 мм; без заливки – 0,1–0,25 мм. Жирная черная линия характеризует глаукониты с избытком тяжелых лантаноидов



**Рис. 4.** Распределение REE в глауконитах бучакского горизонта



а



б

Рис. 5. Распределение REE в глауконитах киевского горизонта:

а – первый тип распределения, б – второй тип распределения

Первый тип распределения характерен для большинства глауконитов, второй – для проб, отобранных в пределах южной части антеклизы (Ватутино, Киргизовка,

Белый Колодец, Колпаково). Необходимо отметить хорошо выраженный европиевый максимум для обр. 18, 19, 21 (Белый Колодец) (каневский и киевский горизонты).

## Содержание микроэлементов (г/т) в глауконитах каневского горизонта

№ пробы	14-К	15-К	16-К	17-К	18-К	19-К	20-К
фракция (мм)	< 0,1	0,1–0,25	< 0,1	0,1–0,25	0,1–0,25	< 0,1	< 0,1
место отбора	г. Обоянь		д. Яковлево		д. Белый Колодец		д. Ватутино
Li	Не уч.	Не уч.	Не уч.	Не уч.	Не уч.	Не уч.	Не уч.
Be	54,33	43,56	59,11	74,31	78,2	98,29	97,24
Sc	81,59	74,46	96,59	49,80	61,37	51,43	61,84
Ti	Не уч.	Не уч.	Не уч.	Не уч.	Не уч.	36281	Не уч.
V	101,06	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	621,62	524,4	360,37	477,23	617,56	580,64	572,92
Mn	Не уч	Не уч	Не уч	Не уч	Не уч	1804,3	Не уч
Co	24,79	25,72	18,01	17,93	23,67	15,93	19,72
Ni	36,75	36,82	17,37	25,84	37,89	37,16	33,06
Cu	128,85	140,46	107,37	196,23	276,97	32,94	125,06
Zn	201,84	232,09	257,46	224,59	254,16	100,39	178,91
Ga	29,3	26,35	27,90	25,90	21,28	25,71	23,58
Ge	0,08	0,0	0,051	0,0	0,0	0,0	0,0
Se	7,89	0,0	2,18	3,31	0,0	0,0	0,0
Rb	127,41	91,47	137,69	153,5	161,54	231,45	189,65
Sr	59,47	80,15	131,51	77,55	67,33	67,60	89,1
Zr	166,74	174,69	142,16	131,84	116,07	79,44	127,7
Nb	142,45	185,55	127,78	64,44	117,97	23,09	45,61
Mo	3,55	4,76	7,30	4,91	4,76	2,56	1,19
Ag	35	28,54	0,39	1085,8	509,51	0,0	0,0
Cd	0,0	0,0	1,77	0,0	0,0	0,0	1,83
Sn	0,0	0,0	25,11	0,0	0,0	0,0	0,0
Sb	3,79	4,23	2,02	1,46	2,07	0,68	1,66
Te	0,39	0,29	0,06	0,2	0,37	0,0	0,0
Cs	3,36	3,01	4,04	4,75	3,63	5,26	5,41
Ba	198,28	398,91	416,93	177,79	398,18	131,32	82,51
Hf	6,3	6,8	5,59	5,05	4,24	4,16	5,73
Ta	12,68	21,54	16,98	8,08	13,27	4,52	6,68
W	4,45	10,62	7,6	3,52	8,04	4,51	3,44
Au	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hg	0,67	0,0	1	0,0	0,48	0,99	0,0
Tl	0,31	0,28	0,18	0,2	0,39	0,26	0,09
Pb	99,15	112,65	77,99	44,26	86,42	16,83	39,57
Bi	1,31	2,31	2,24	1,61	0,42	0,33	1,34
Th	17,05	22,82	117,43	14,43	10,71	4,66	16,66
U	4,9	5,78	12,25	5,12	6,89	2,09	3,53

Таблица 4

## Содержание микроэлементов (г/г) в глауконогитах бучакского горизонта

№ пробы фракция (мм)	1-К	2-К	3-К	4-К	5-К	6-К	7-К	8-К	9-К	10-К	12-К	13-К
	< 0,1	0,1–0,25	0,1–0,25	< 0,1	0,1–0,25	< 0,1	< 0,1, 0,1–0,25	< 0,1	0,1–0,25	0,25–0,63	0,1–0,25	< 0,1
место отбора	д. Сергеевка			д. Яковлево			д. Киргизовка	д. Большой Скорорыб				
	д. Сергеевка	д. Яковлево	д. Яковлево	д. Коренное	д. Коренное	д. Коренное		д. Большой Скорорыб	д. Большой Скорорыб	д. Большой Скорорыб	д. Большой Скорорыб	д. Большой Скорорыб
Li	39,02	27,06	22,34	18,79	29,28	34,66	20,96	27,83	24,77	36,22	He уч	He уч
Be	6,74	6,39	5,19	4,46	7,37	6,79	4,41	4,34	10,17	10,7	114,08	108,78
Sc	30,25	28,83	50,34	45,87	28,56	39,88	70,07	62,81	33,32	41,06	39,77	46,22
Ti	8961,0	2934	He уч	He уч	8347	17954	He уч	He уч	He уч	21684	2354	14017
V	447,0	394,3	403,4	452,7	415,69	434,29	474,78	434,69	556,93	548,69	246,6	197,39
Cr	569,4	460,98	430,9	412,56	477,9	398,2	879,5	620,53	481,54	492,11	772,96	718,63
Mn	407,1	357,26	He уч	He уч	1687,9	722,9	He уч	He уч	1082,9	896	417,9	552,24
Co	12,46	19,71	17,47	15,75	21,8	13,14	36,29	25,55	22,4	23,52	22,16	18,67
Ni	29,88	23,9	68,13	21,8	29,66	20,12	68,77	56,44	39,06	34,85	23,65	18,03
Cu	89,14	117,66	296,9	90,38	56,47	33,50	287,01	114,63	45,0	41,56	18,06	20,96
Zn	101,56	131,55	231,1	160,34	107,82	129,9	357,65	244,96	126,27	112,24	68,35	83,52
Ga	20,71	23,19	23,94	26,41	21,27	25,11	22,35	22,13	23,75	24,73	27,0	28,57
Ge	0,315	0,547	0,25	0,17	0,16	0,36	0,26	0,3	1,96	0,989	0,0	0,0
Se	0,21	2,4	0,0	1,82	0,0	0,26	1,68	3,06	1,62	0,0	1,296	2,42
Rb	190,16	183,36	169,05	153,22	177,8	190,55	95,08	115,64	226,75	225,95	262,17	261,75
Sr	74,29	92,74	66,36	107,28	101,39	80	135,54	139,01	82,53	71,6	79,72	82,34
Zr	120,99	120,26	162,9	137,42	116,5	148,31	145,3	118,82	119,65	129,98	104,47	98,89
Nb	11,33	4,88	46,84	103,63	8,73	13,08	224,25	107,13	26,76	20,83	4,87	11,41
Mo	0,065	0,396	10,11	23,27	2,08	0,12	5,47	5,03	2,23	2,18	0,56	0,082
Ag	73,31	138,42	273,69	124,6	142,5	10,1	266,36	75,76	57,93	93,91	3,89	4,28
Cd	0,35	0,98	1,4	0,85	1,79	0,95	2,26	3,22	0,55	1,18	0,173	He уч
Sn	5,78	13,91	27,81	5,91	29,68	3,28	7,88	3,99	2,34	2,302	2,27	0,0
Sb	0,0	0,0	1,82	4,91	0,0	0,61	4,48	2,005	0,51	0,74	1,02	0,54
Te	0,0	0,0	0,0	0,02	0,08	0,01	0,77	0,09	0,37	0,11	0,0	0,02
Cs	6,17	4,73	5,53	5,06	5,01	5,22	4,09	3,29	2,96	3,45	5,42	6,06
Ba	713,9	647,53	107,2	1353,2	613,3	46,97	1986,8	1761,5	28,2	45,45	54,57	108,35
Hf	6,175	6,51	9,27	7,21	7,37	7,43	6,94	6,48	4,87	5,88	3,31	4,0
Ta	2,11	1,17	6,78	14,88	1,57	2,92	34,53	16,1	5,43	3,5	2,22	2,91
W	0,676	0,815	5	3,43	0,87	0,92	12,72	6,22	1,56	1,31	5,26	3,15
Au	0,0	0,0	0,01	0,414	0,0	0,005	1,66	0,77	0,0	0,0	0,0	0,0
Hg	0,0	0,364	0,0	0,17	0,39	1,6	1,16	1,24	1,055	1,24	2,56	0,73
Tl	0,15	0,09	0,23	0,31	0,2	0,16	0,596	0,29	0,12	0,116	0,054	0,075
Pb	6,7	12,43	22,99	50,26	42,48	7,25	191,54	135,62	29,73	23,98	7,2	5,92
Bi	0,0	0,0	0,22	0,6	0,026	0,05	1,98	1,3	0,42	0,24	0,0	0,25
Th	10,49	7,88	14,45	35,07	5,19	16,17	26,22	22,32	29,05	34,91	2,44	6,09
U	1,855	0,96	4,75	9,02	4,24	1,53	12,95	5,68	11,51	9,64	2,02	1,54

Таблица 5

## Содержание микроэлементов (г/т) и геохимические коэффициенты в глауконитах киевского горизонта

№ пробы фракция (мм)	21-К	23-К	25-К	26-К	27-К	28-К	29-К	30-К	32-К	33-К	35-К	36-К	41-К	42-К	43-К	44-К	45-К
	Б. Ко-лодец	Кири-зовка	д. Сергеевка	д. Большой Ско-рорыб	д. Ендовино-3	д. Тол-стов-1	д. Кол-паково	д. Суворово	д. Вагулино	д. Городище	д. Соко-ловка						
Li	181,3	64,4	58,11	48,78	36,31	57,28	69,79	75,71	39,9	57,89	77,29	36,75	99,36	48,25	100,0	81,73	94,27
Be	4,31	10,32	7,38	7,66	7,41	9,9	6,64	7,68	7,89	7,31	14,39	12,52	8,17	2,51	12,72	17,78	9,28
P	не уч.	380,1	921,4	не уч.	639,0	960,1	526,3	377,0	не уч.	160,3	780,9	729,3	554,6	1106,	625,8	833,8	668,6
Sc	105,8	23,71	25,07	18,66	18,79	24,02	23,92	20,21	18,23	10,63	21,6	21,18	40,22	69,57	20,01	14,89	14,0
Ti	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	1035	1179	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	73,9	не уч.
V	337,5	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.
Cr	1556	339,6	435,8	414,1	289,1	348,3	374,1	414,8	329,6	420,8	420,0	363,9	660,4	871,5	389,4	342,4	323,4
Mn	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.
Co	58,28	33,48	20,0	24,6	30,38	32,64	23,39	26,87	31,49	30,43	37,18	51,04	120,1	83,31	22,64	23,54	191,6
Ni	105,5	58,2	26,55	31,82	26,23	37,11	36,14	45,5	30,94	30,23	50,1	46,38	138,1	65,09	27,98	42,87	143,3
Cu	219,9	25,64	7,06	11,97	13,53	16,94	15,92	6,95	6,69	68,1	54,88	51,79	62,87	123,6	14,33	18,77	95,49
Zn	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	не уч.	274,9	303,14	294,5	387,4	608,8	104,7	220,9	187,8
Ga	37,68	20,69	23,51	19,29	15,67	22,5	20,64	21,14	20,12	19,02	26,06	23,34	21,11	25,11	22,4	20,37	18,72
Ge	4,94	5,37	6,14	6,57	5,8	9,62	5,54	6,53	7,74	5,27	5,85	5,32	6,32	4,53	9,14	13,47	5,86
As	278,8	4,47	70,42	33,88	74,68	52,56	47,99	52,82	29,07	59,18	17,65	17,97	24,76	102,3	8,67	9,92	25,36
Se	19,4	14,32	14,46	9,06	16,37	10,2	4,67	5,83	14,71	0,72	12,42	4,76	9,07	8,62	13,83	22,64	18,81
Rb	55,54	177,8	193,2	184,2	172,3	289,9	не уч.	192,7	215,4	134,6	179,7	144,48	107,8	20,47	179,7	225,1	161,1
Sr	не уч.	40,46	71,1	76,1	79,73	69,39	76,1	82,9	89,9	47,82	79,22	75,22	121,8	152,5	36,71	35,98	58,85
Zr	292,3	90,12	100,3	112,4	67,22	113,6	89,6	67,1	87,74	933,05	106,7	127,8	130,8	198,0	108,1	104,6	93,43
Nb	не уч.	8,38	10,58	7,33	29,71	27,02	26,59	4,54	6,31	22,89	44,04	68,33	110,1	не уч.	8,59	4,58	11,91
Mo	7,42	0,67	0,44	1,12	1,16	2,0	1,08	0,3	0,83	24,52	1,47	1,74	6,76	6,42	2,02	3,06	10,95
Ag	5,44	0,69	0,97	0,98	1,19	0,94	6,43	0,64	0,97	1,55	1,1	0,8	1,78	2,01	0,96	1,96	0,55
Cd	73,5	2,69	0,76	2,03	0,67	0,88	0,56	0,98	0,66	7,59	2,02	3,04	10,84	21,06	1,9	2,51	2,33
Sn	не уч.	5,67	2,21	3,22	2,85	2,15	3,38	2,07	2,16	82,98	19,64	26,9	30,0	239,4	20,58	35,62	26,95
Sb	6,68	0,0	1,19	0,0	0,0	0,24	0,31	0,0	4,44	1,86	2,56	3,61	2,15	4,82	0,32	3,02	0,97
Te	0,0	0,0	0,26	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,04	0,051	0,09	0,15	0,0	0,0	0,0
Cs	2,9	7,2	6,42	5,01	6,83	3,66	7,22	6,41	5,71	4,69	4,79	3,99	4,07	1,21	5,83	6,06	6,48
Ba	не уч.	14,81	1215	1013	1472	772,2	891,8	не уч.	945,6	132,0	221,5	278,8	335,0	не уч.	53,15	30,48	130,1
Hf	10,9	3,95	3,41	4,19	3,36	4,26	4,62	2,77	4,1	3,75	4,23	4,62	5,38	7,19	4,74	4,92	3,42
Ta	16,1	2,2	2,46	2,42	5,88	5,01	3,68	5,04	0,79	2,62	5,26	7,01	18,88	43,39	1,65	0,49	1,92
W	17,76	0,61	0,84	0,76	1,02	1,31	1,6	0,43	7,27	1,99	3,12	3,12	4,77	13,75	1,93	7,69	2,76
Au	0,0	0,46	0,44	0,42	1,28	0,54	0,68	0,51	0,78	0,23	0,4	0,43	0,81	2,26	0,20	0,11	0,17
Hg	0,0	0,4	0,05	0,63	1,19	0,0	0,0	0,0	0,11	0,0	0,0	0,24	0,51	0,15	0,0	0,44	0,33
Tl	0,0	0,19	0,07	0,06	0,12	0,09	0,16	0,06	0,23	0,59	0,31	0,25	0,61	0,32	0,13	0,15	0,44
Pb	0,0	9,66	8,71	9,06	20,2	33,43	10,08	3,31	22,34	60,51	57,37	93,18	114,0	302,8	2,2	10,56	18,9
Bi	0,0	0,25	0,12	0,17	0,19	0,38	0,27	0,08	0,2	0,78	0,35	0,36	1,85	5,08	0,07	0,09	0,45
Th	0,0	6,99	2,57	1,95	11,26	20,22	12,89	7,86	15,19	8,92	28,69	24,43	8,21	19,95	3,36	2,72	6,5
U	0,0	1,29	1,26	1,78	2,22	12,21	2,54	1,32	5,61	2,98	15,65	19,54	4,45	9,03	0,93	0,71	2,29



Содержание (г/т) и характерные соотношения REE в глауконитах каневского горизонта

№ пробы	14-К	15-К	16-К	17-К	18-К	19-К	20-К
фракция (мм)	< 0,1	0,1–0,25	< 0,1	0,1–0,25	0,1–0,25	< 0,1	< 0,1
место отбора	г. Обоянь		д. Яковлево		д. Белый Колодец		д. Ватутино
La	62,67	70,27	237,19	52,196	22,96	10,07	38,7
Ce	195,24	201,39	599,42	162,21	61,56	28,06	143,16
Pr	19,45	20,33	61,93	15,27	5,49	2,89	12,67
Nd	82,37	81,14	226,66	54,99	19,72	10,87	53,54
Sm	15,72	15,97	41,17	9,75	3,55	1,57	9,97
Eu	3,23	3,07	4,71	2,08	0,91	0,49	2,4
Gd	14,90	16,94	43,31	10,99	3,93	1,62	9,29
Tb	1,84	2,04	4,39	1,12	0,52	0,26	1,11
Dy	7,95	10,78	18,87	6,31	4,44	2,17	5,52
Ho	1,56	1,59	2,87	0,98	0,98	0,37	0,97
Er	4,7	4,75	8,16	3,53	3,55	1,67	3,00
Tm	0,52	0,67	0,78	0,43	0,65	0,25	0,41
Yb	3,96	4,49	5,86	3,08	5,71	2,41	2,67
Lu	0,74	0,59	0,83	0,41	1,01	0,4	0,33
Y	33,08	30,88	50,80	18,87	20,83	8,86	17,85
$\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$	447,92	464,92	1306,94	342,2	155,79	71,96	301,75
La/Yb	15,83	15,65	40,48	16,95	4,02	4,18	14,49
Eu/Eu*	0,64	0,57	0,34	0,61	0,74	0,93	0,75
Ce/Ce*	1,37	1,35	1,37	1,54	1,48	1,40	1,58
$\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$	5,47	5,39	8,62	6,49	2,74	3,00	6,30
Ce/Sm	12,42	12,61	14,56	16,64	17,34	17,87	14,36
Yb/Sm	0,25	0,28	0,14	0,32	1,61	1,54	0,27
Y/Sm	2,10	1,93	1,24	1,94	5,87	5,64	1,79
Eu/Sm	0,21	0,19	0,11	0,21	0,26	0,31	0,24

Содержание редкоземельных элементов (табл. 6, 7, 8, 9) показывают отсутствие четкой зависимости геохимических отношений  $\Sigma(\text{REE} + \text{Y})$ , Eu/Eu\*, Eu/Sm от фракционного состава глауконита.

### Обсуждение результатов

Происхождение глауконитов часто связывают с процессами раскристаллизации кремнево-железистого геля при диагенетическом изменении морского осадка [6, 7]. По мнению А.В. Жабина [3, 8], образование глауконитовых сферолитов, часто называемых микроконкрециями, глобулами и т.п., происходит за счет деструкции поверхности неустойчивых в этих условиях силикатов, появления свободных радикалов кремнезема и осаждения их на месте растворения катионами, находящимися в осадке в виде другой, более устойчивой к этой обстановке минеральной фазе. Этот процесс при благоприятных условиях достаточно быстро приводит к преобразованию первичных силикатов. При этом форма глауконитов в точности повторяет облик первичного вещества: угловатые, обломочной формы сферолиты есть преобразованные зерна обломочных силикатов; овальные, почковидные, с трещинами синерезиса – копролиты илюидных организмов. Приуроченность глауконитовых образований к фосфоритам и кремнистым скелетным остаткам [9] указы-

вает на прямую связь их генезиса с органическим веществом, являющимся своеобразным катализатором и источником энергии при этих процессах. Разлагающаяся органика дает сильно реакционную среду, способствующую за относительно короткий срок образованию слюдитой компоненты сферолитов.

Совместное нахождение не только в одном образце, но даже в отдельно взятом зерне слюды и монтмориллонита свидетельствует о смене условий, в которых проходил генезис глауконитов. В щелочной среде морского осадка происходит растворение минерального вещества копролитов и обломков силикатов, с одновременным синтезом новых слоистых минералов, устойчивых к этим условиям. Так как процесс начинается в самой верхней части осадка, где pH среды не очень высокий, то здесь образуется гидрослюда. При захоронении обломков вглубь осадка или переносе их в более отдаленную от берега часть бассейна, где щелочность выше, начинается образование монтмориллонита (иногда даже цеолитов группы гейландита) [2].

Совершенно разные по морфологии и цветовой гамме глаукониты, находящиеся в одной пробе и одной фракции, прямо свидетельствуют, что их образование происходит не только по различному первичному материалу, но и в разные стадии диагенеза, при определенной, но не всегда определяющей роли фациальной принадлежности вмещающих пород, что отражается

Содержание (г/т) и характерные соотношения REE в глауконитах бучакского горизонта

№ пробы	1-К	2-К	3-К	4-К	5-К	6-К	7-К	8-К	9-К	10-К	12-К	13-К
фракция (мм)	< 0,1	0,1–0,25	0,1–0,25	< 0,1	0,1–0,25	< 0,1	< 0,1, 0,1–0,25	< 0,1	0,1–0,25	0,25–0,63	0,1–0,25	< 0,1
место отбора	д. Сергеевка		д. Яковлево		д. Коренное		Киргизовка	д. Большой Скорорыб			п. Нижний Кисляй	
La	29,86	17,9	18,71	47,87	27,19	24,63	32,45	87,34	414,4	329,5	16,11	17,17
Ce	102,3	63,53	53,95	131,1	108,7	86,52	88,81	286,6	1175,5	1149,2	52,41	51,14
Pr	9,22	5,66	5,74	14,07	8,54	9,69	8,05	23,53	114,9	91,25	4,34	5,05
Nd	37,47	22,35	23,24	58,86	38,88	41,12	29,03	87,57	447,5	344,3	17,42	20,19
Sm	6,17	3,63	4,61	11,22	7,54	7,15	4,46	16,24	74,88	57,78	3,34	3,54
Eu	1,15	0,87	0,87	1,83	1,65	1,53	0,99	3,17	14,47	11,72	0,63	0,6
Gd	6,18	3,77	4,91	12,14	7,64	7,58	5,36	15,62	73,45	55,7	3,43	4,05
Tb	0,57	0,335	0,53	1,4	0,98	0,73	0,86	2,11	7,04	5,51	0,34	0,5
Dy	2,78	1,46	2,55	6,13	4,16	3,25	6,1	11,5	27,24	20,48	1,42	2,18
Ho	0,46	0,226	0,53	1,2	0,72	0,6	1,91	2,17	4,14	3,36	0,28	0,5
Er	1,27	0,644	1,4	2,97	2,26	1,49	6,96	7,67	10,02	7,87	0,54	11,04
Tm	0,1	0,057	0,25	0,38	0,33	0,18	1,2	1,25	1,01	0,75	0,07	0,14
Yb	0,83	0,71	1,76	3,1	1,56	1,22	7,6	9,79	6,67	5,05	0,5	0,98
Lu	0,16	0,1	0,23	0,6	0,25	0,15	1,54	1,57	0,8	0,64	0,08	0,11
Y	6,83	3,8	8,54	18,31	12,42	8,29	29,57	37,45	55,15	43,66	5	6,08
$\Sigma(REE+Y)$	205,3	124,6	127,8	311,2	222,9	194,1	224,9	593,6	2427,2	2126,8	105,9	123,27
La/Yb	35,98	25,21	10,63	15,44	17,43	20,19	4,27	9,00	62,13	6,52	32,22	17,52
Eu/Eu*	0,56	0,71	0,56	0,48	0,6	0,63	0,61	0,6	0,59	0,62	0,56	0,48
Ce/Ce*	1,55	1,62	1,31	1,25	1,66	1,33	1,48	1,68	1,39	1,74	1,61	1,39
$\Sigma Ce/\Sigma Y$	9,73	10,68	5,18	5,73	6,33	7,26	2,68	5,66	12,08	13,87	8,08	3,82
La/Sm	4,84	4,93	4,06	4,27	3,61	3,44	7,28	5,38	5,53	5,7	4,82	4,85
Ce/Sm	16,58	17,5	11,7	11,68	14,42	12,10	19,91	17,65	15,7	19,89	15,69	14,45
Yb/Sm	0,13	1,20	1,38	0,28	0,21	0,17	1,7	0,60	0,09	0,09	0,15	0,28
Y/Sm	1,11	0,65	1,85	1,69	1,65	1,16	6,63	2,31	0,74	0,76	1,5	1,72
Eu/Sm	0,19	0,24	0,19	0,16	0,22	0,21	0,22	0,20	0,19	0,20	0,19	0,17

на минеральном составе глауконита. В крупнозернистых песчаных породах глауконитовые сферолиты сложены практически одной слюдой. С увеличением глинистости и уменьшением зернистости пород содержание монтмориллонита в них увеличивается, иногда в небольших количествах отмечаются цеолиты группы гейландита. В свою очередь и характер поверхности (гладкий или шероховатый) зависит от изменяющегося вещества. Подавляющее количество глауконитовых сферолитов в изученных свитах имеют гладкую блестящую поверхность и по этому признаку относятся к аутигенным образованиям, сформировавшимся на месте нахождения [10]. Все глаукониты могут рассматриваться как аутигенные сингенетические и раннедиагенетические образования. В литературе отмечается [11], что образование глауконита за счет терригенного материала не единственный процесс, происходящий *in situ* за счет биохемогенных процессов.

Содержание петрогенных окислов в глауконите определяется фациальной обстановкой осадконакопления и составом пород размываемой суши. Близкие средние значения  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  в разновозрастных глауконитах определяются постоянством источника сноса на протяжении всего эоцена [2, 12]. Высокие значения  $CaO$  и  $K_2O$  и меньшие  $FeO_{общ}$  для глаукони-

тов киевского горизонта обусловлены относительно глубоководными условиями формирования, что выразилось в уменьшении количества железа, сносимого суши и увеличении карбонатной составляющей осадка. Аналогичная тенденция уменьшения в глауконитах общего содержания железа с глубиной формирования отмечена [13, 14] при изучении глауконитов юры и мела. Для глауконитов эоцена характерны относительно высокие содержания калия, что является показателем внутриконтинентального режима бассейна седиментации [15].

Анализ поведения микроэлементов (в том числе и лантаноидов) показывает отсутствие влияния фракционного состава глауконитов на характер распределения микроэлементов. Отмечается некоторое увеличение  $\Sigma(REE+Y)$  для фракции 0,1–0,25 мм, что в целом не противоречит более высокому содержанию редких земель в более мелких фракциях [16].

Средние  $\Sigma Ce/\Sigma Y$  и  $Ce/Ce^*$  по всем горизонтам (табл. 9) изменяются в небольших пределах (5,19–7,6) и (1,44–1,6) соответственно. Анализ значений  $\Sigma Ce/\Sigma Y$  показывает, что образование глауконитов происходило в условиях гумидного климата [5, 17]. Отношение  $Ce/Ce^*$  также может выступать индикатором климата при отсутствии факторов, влияющих на резкое изме-

Таблица 8

Содержание (г/г) и характерные соотношения REE в глауконитах киевского горизонта

№ пробы	21-К	23-К	25-К	26-К	27-К	28-К	29-К	30-К	32-К	33-К	д. Суворово		д. Ватутино		43-К	44-К	45-К
											д. Киргизовка	д. Бел. Колодец	д. Сергеевка	д. Большой Скорорыб			
фракция (мм)	<0,1, 0,1-0,25	<0,1, 0,1-0,25	<0,1	0,1-0,25	<0,1	0,1-0,25	<0,1	0,1-0,25	0,1-0,25	<0,1, 0,1-0,25	<0,1	0,1-0,25	<0,1	0,1-0,25	<0,1	0,1-0,25	<0,1
Место отбора	д. Бел. Колодец	д. Киргизовка	д. Сергеевка	д. Сергеевка	д. Большой Скорорыб	д. Большой Скорорыб	д. Ендовино-3	д. Ендовино-3	д. Толстое-1	д. Колпаково	д. Суворово	д. Ватутино	д. Ватутино	д. Городище	д. Городище	д. Городище	д. Соколовка
La	27,58	34,92	12,59	10,7	Не уч.	Не уч.	51,89	31,9	Не уч.	20,69	Не уч.	25,93	57,73	14,97	13,0	10,71	
Ce	74,75	131,5	38,02	35,75	Не уч.	Не уч.	Не уч.	144,2	Не уч.	61,44	Не уч.	75,47	160,4	68,62	68,39	42,53	
Pr	7,09	11,16	3,71	3,26	68,75	76,59	16,09	10,27	Не уч.	5,73	54,39	6,81	12,94	6,26	6,17	3,19	
Nd	21,34	47,75	15,49	13,3	327,3	279,0	65,1	40,89	Не уч.	23,35	211,9	25,11	50,17	24,62	22,55	12,73	
Sm	5,3	9,06	3,1	2,94	57,47	41,73	11,9	7,75	127,4	5,01	35,51	5,4	8,4	4,59	4,5	2,62	
Eu	3,47	2,04	0,65	0,7	10,45	7,67	2,46	1,64	26,43	1,23	6,6	1,2	1,84	0,92	0,77	0,56	
Gd	10,75	10,64	4,12	3,43	54,5	49,27	13,06	9,05	146,9	6,54	41,53	8,36	12,39	5,8	4,87	3,27	
Tb	2,58	1,06	0,42	0,37	5,26	4,05	1,34	0,95	14,17	0,86	3,77	1,56	2,22	0,45	0,35	0,35	
Dy	22,76	4,42	2,03	1,58	26,36	14,32	5,54	4,09	52,0	5,06	17,23	13,48	20,02	1,98	1,06	1,75	
Ho	6,57	0,68	0,38	0,3	3,47	2,38	0,9	0,66	8,44	1,05	3,53	3,67	6,65	0,4	0,18	0,4	
Er	23,06	1,83	1,14	0,89	9,12	6,12	2,85	1,8	23,86	3,18	9,12	13,61	23,31	0,84	0,5	1,19	
Tm	3,61	0,2	0,21	0,15	1,32	0,75	0,42	0,24	2,7	0,43	0,92	1,1	2,39	0,1	0,04	0,16	
Yb	31,13	1,27	1,07	0,63	7,34	4,66	1,98	1,23	17,06	3,07	6,24	16,57	32,95	0,65	0,38	1,13	
Lu	4,81	0,17	0,2	0,11	0,93	0,6	0,33	0,21	2,24	0,39	0,83	2,55	4,71	0,11	0,05	0,2	
Y	125,3	9,08	7,31	5,51	49,42	34,52	14,39	11,05	113,1	20,06	69,07	72,62	111,2	4,16	2,01	5,38	
Σ(REE+Y)	370,3	265,8	90,44	79,62	621,7	521,9	188,25	265,9	534,3	158,1	460,4	274,7	508,9	134,5	124,9	86,17	
La/Yb	0,89	27,5	11,77	16,98	-	-	26,21	25,93	-	6,74	-	1,57	1,75	23,03	34,21	9,59	
Eu/Eu*	1,38	0,69	0,56	0,67	0,56	0,52	0,6	0,6	0,59	0,66	0,53	0,55	0,55	0,55	0,5	0,59	
Ce/Ce*	1,24	1,64	1,39	1,51	-	-	-	2,01	-	1,42	-	1,49	1,51	1,73	1,92	1,8	
ΣCe/ΣY	0,6	8,05	4,36	5,14	2,95	3,46	3,61	88,09	-	2,89	2,03	1,04	1,34	8,26	12,13	5,23	
La/Sm	5,21	3,85	4,06	3,64	-	-	4,36	4,12	-	4,13	-	4,8	5,87	3,26	2,89	4,09	
Ce/Sm	14,1	14,51	12,26	12,16	-	-	-	18,61	-	12,26	-	13,98	19,1	14,95	15,2	16,23	
Yb/Sm	5,87	0,14	0,35	0,21	0,13	0,11	0,7	0,16	0,13	0,61	0,18	3,07	3,92	0,14	0,08	0,43	
Y/Sm	23,64	1,0	2,36	1,87	0,86	0,83	1,21	1,42	0,89	4,0	1,95	13,45	13,24	0,91	0,45	2,05	
Eu/Sm	0,65	0,23	0,21	0,24	0,18	0,18	0,21	0,21	0,21	0,25	0,19	0,22	0,22	0,2	0,17	0,21	

\*Курсивом показаны значения по неполным данным, при подсчете средних значений не использованы

Средние содержания геохимических отношений в глауконитах нижнего и среднего эоцена

Геохимические отношения	$\Sigma REE$ (г/т)	La/Yb	Eu/Eu*	Eu/Sm	Ce/Ce*	$\Sigma Ce/\Sigma Y$
Киевский горизонт	214,5	15,5	0,62	0,24	1,6	5,19
Бучакский горизонт	566,5	7,55	0,59	0,2	1,5	7,6
Каневский горизонт	441,64	5,43	0,65	0,22	1,44	5,43

нение окислительно-восстановительных обстановок осадкообразования [14]. Достаточно высокие близкие значения  $Ce/Ce^*$  предполагают гумидный тип литогенеза для отложений нижнего и среднего эоцена. При рассмотрении треугольных диаграмм в координатах La-(Nd+Sm)-(Y+Dy) и La-(Ce+Nd+Sm)-(Y+Dy) [18, 19, 20], на которых рассмотрены поля, разграничивающие глаукониты гумидного и аридного типов литогенеза, основная часть глауконитов попадает в поле гумидных условий образования (рис. 6, 7). При этом хорошо проявлена корреляция между приведенными диаграммами и  $\Sigma Ce/\Sigma Y$ , показывающими более стабильные климатические условия при формировании отложений бучакского времени.

Анализ отношений La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm, которые выступают индикаторами глубины палеобассейна [21, 22, 23], показывает уменьшение в глауконитах от бучакского горизонта к киевскому средних значений La/Sm, Ce/Sm и увеличение Yb/Sm, Y/Sm (табл. 10), что обусловлено трансгрессивным циклом развития палеобассейна. Необходимо отметить, что сравнение бассейнов каневского и бучакского времени предполагает преобладание более мелководных условий для последнего (увеличение средних значений Ce/Sm, уменьшение Yb/Sm, Y/Sm). Наблюдаемое противоречие с гранулометрическим составом (см. табл. 1), характеризующимся преобладанием во вмещающих

глаукониты песчаных фракциях более грубого материала в каневское время по сравнению с бучакским, объясняется высокой контрастностью рельефа дна в бучакское время, приводящего к обособлению более грубозернистых песков на поднятиях от более тонкозернистых с большим количеством глинистого материала, отлагаемых во впадинах [2]. Общие условия седиментации эоценового палеобассейна близки к шельфовым современных океанов [5].

Средние значения La/Yb (показывает различие в накоплении легких и тяжелых REE) возрастают от каневского горизонта к киевскому (5,43–7,55–15,5) соответственно (см. табл. 9, 10). Поведение La/Yb определяется не изменением глубины бассейна, а, по всей видимости, содержанием тяжелой фракции во вмещающих породах. Акцессорные минералы, представленные темноцветными силикатами с более высоким содержанием тяжелых REE по сравнению с легкими [5, 16], выступают в качестве первичных силикатов для образования глауконитов. Анализ минерального состава тяжелой фракции (0,05–0,2 мм) [2] показывает уменьшение в процентном содержании биотита и суммы амфиболов и пироксенов от каневского горизонта к верхнекиевскому с 0,7 до 0,3 и с 0,8 до 0,4 соответственно. Это приводит к уменьшению в процентном составе глауконитов, образованных за счет деструкции темноцветных силикатов с низким отношением La/Yb.

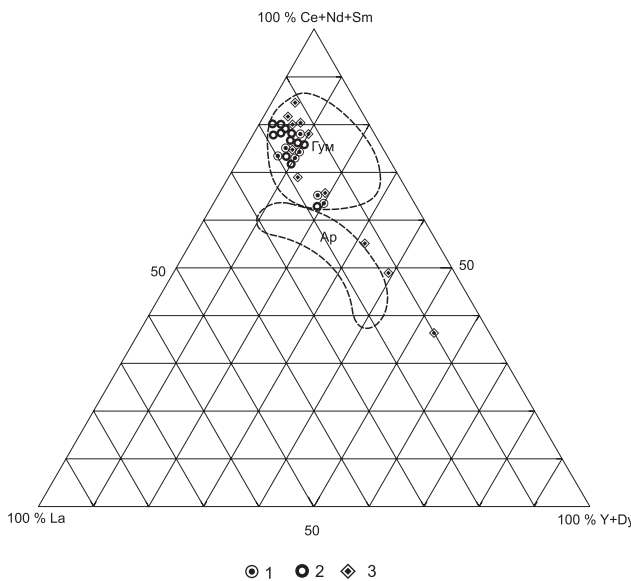


Рис. 6. Диаграмма в координатах La – (Ce + Nd + Sm) – (Y + Dy) с нанесенными на нее фигуративными точками монофракций глауконита палеогена:

1 – каневского горизонта; 2 – бучакского горизонта;  
3 – киевского горизонта

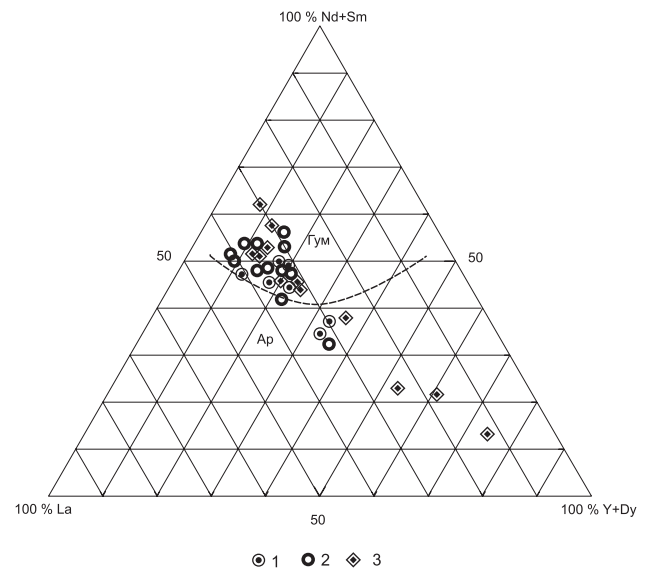


Рис. 7. Диаграмма в координатах La – (Nd + Sm) – (Y + Dy) с нанесенными на нее фигуративными точками монофракций глауконита палеогена:

1 – каневского горизонта; 2 – бучакского горизонта;  
3 – киевского горизонта

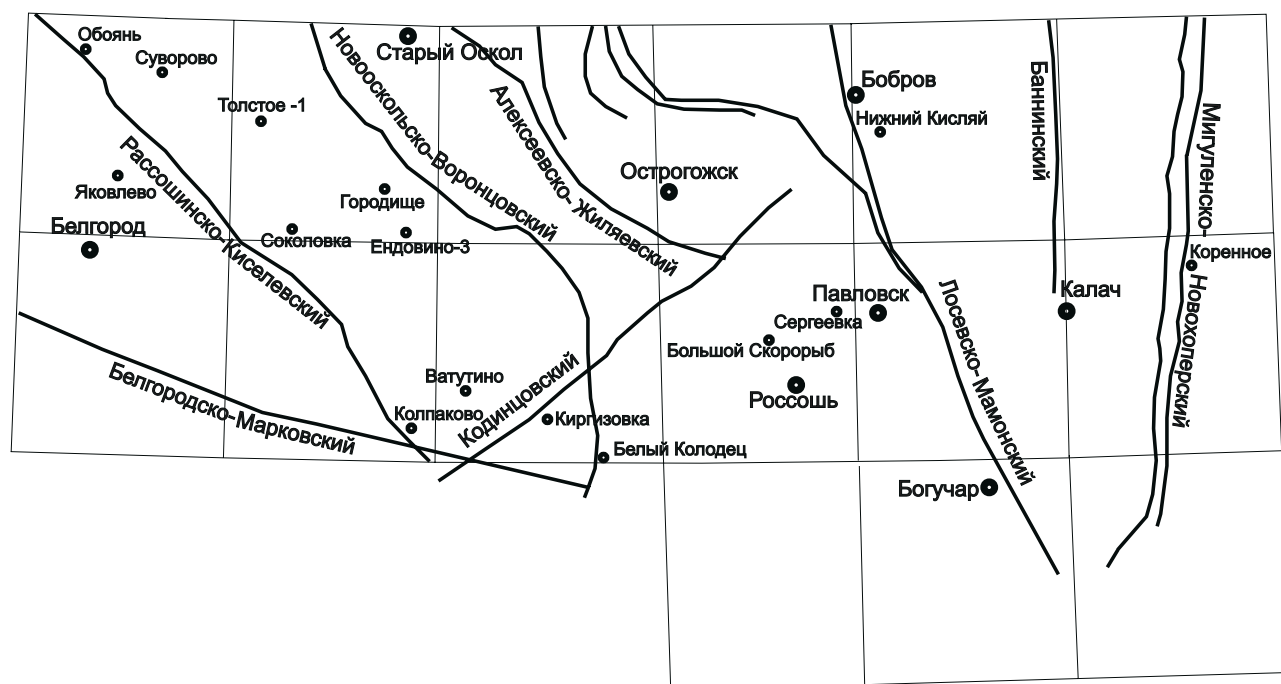
**Значения геохимических отношений в глауконитах нижнего и среднего эоцена и в шельфовых водах океана**

Геохимические отношения	Каневский горизонт (среднее по 7 обр.)	Бучакский горизонт (среднее по 12 обр.)	Киевский горизонт (среднее по 11–17 обр.)	Шельфовые воды (глубиной до 350 м)
La/Sm	5,18	4,89	4,19	5,2
Ce/Sm	15,11	15,6	14,85	13,0
Yb/Sm	0,63	0,36	0,97	0,4
Y/Sm	2,93	1,84	4,25	7,7

Наиболее наглядно изменение фациальных условий образования глауконитов показывает характер распределения лантаноидов (см. рис. 3, 4, 5). Все пробы с преобладанием в составе глауконитов тяжелых REE располагаются в пределах южной части антеклизы с более глубоководными фациальными условиями седиментации на протяжении эоцена [3]. При этом в них значительно возрастают отношения Yb/Sm, Y/Sm и уменьшается La/Yb (см. табл. 6, 7, 8) как по отношению к одновозрастным глауконитам, так и по возрасту (от нижнего к среднему эоцену). Считая, что основная масса REE поступает в осадки из морской воды [24, 25, 26], такая тенденция поведения лантаноидов определяется изменением глубины формирования глауконитов. Подтверждением углубления бассейна седиментации от каневского времени к киевскому может служить увеличение отношения Eu/Sm (табл. 9), которое выступает индикатором общей проницаемости земной коры (трансгрессия сопровождается увеличением общей проницаемости коры за счет преобладающего процесса ее растяжения. При этом возрастает поступле-

ние европия из глубинных очагов за счет флюидного потока, увеличивается его суммарное содержание в осадочных образованиях) [27].

Зоны глубинных разломов с высокой проницаемостью земной коры, сопровождающиеся интенсивным флюидопереносом, также влияют на характер поведения редких и редкоземельных элементов [28, 29]. Точка отбора глауконитов (д. Белый Колодец) располагается в зоне пересечения Белгородско-Марковского и Новооскольско-Воронцовского разломов фундамента (рис. 8) [30], характеризующихся, по всей видимости, активизацией на момент образования отложений эоцена. Для этих глауконитов (обр. 18, 19, 21) характерно аномально высокое содержание тяжелых лантаноидов, хорошо выраженная положительная европиевая аномалия (см. рис. 3, 5), высокое значение Eu/Eu\* и Eu/Sm (см. табл. 6, 8), повышенные содержания ряда халькофильных элементов, в том числе и мышьяка (см. табл. 3, 5). Высокие содержания As и Eu/Eu\* служат подтверждением большой глубины заложения разломов [27, 31], которые могут рассматриваться как нижнекоровые, достигающие верхней мантии.



**Рис. 8.** Схема расположения разломов фундамента, имеющих отражение в осадочном чехле. Показаны нанесенные пункты отбора проб глауконитов

Палеогеографические реконструкции, проведенные на основании распределения редкоземельных элементов, полностью согласуются с результатами ранее проведенных работ [2, 3, 12, 32]. По В.К. Бартеневу [2], бучакский бассейн по сравнению с каневским в целом был более мелководным и имел более контрастный рельеф дна. Максимальная трансгрессия на территории произошла в раннекиевское время (сергеевское время по В.П. Семенову [12]). Обстановки формирования отложений эоцена на данной территории характеризуются: очень мелководно-морскими и морскими с достаточно активным гидродинамическим режимом в каневское время; мелководно-морскими при активном гидродинамическом режиме, создаваемом волнением в пределах приподнятых участков морского дна в бучакское время; мелководно-морскими и относительно глубоководными, удаленными от берега в киевское время, которые были в нижней части шельфа, а возможно и верхней части батиальной области. Глубины бассейнов изменялись от  $100 \pm 50$  м (каневское время) до более 200 м (раннекиевское время) [2, 12]. Климат на все время нижнего и среднего эоцена был близок к субтропическому – теплому и влажному. Считается, что эоценовый морской бассейн был наиболее обширным за все палеогеновое время, по своим размерам почти не уступал верхнемеловому и прилегал к низменной равнине [12, 32].

На основании вышеизложенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Отсутствие связи фракционного и химического составов глауконитов может служить подтверждением предложенного биохемогенного механизма их формирования за счет метасоматического замещения силикатов и копролитов, при этом большую роль играет не первичный состав обломка, а среда осадкообразования.
2. Содержание редких земель и петрогенных окислов в глауконитах определяется фациальными условиями образования – глубиной бассейна седиментации и удаленностью от береговой линии.
3. Глаукониты являются индикаторами климатических условий образования.
4. Геохимический состав глауконитов: микроэлементов в меньшей степени, редких земель – в большей, зависит от общей проницаемости территории (верхней части земной коры) на момент их образования или нахождения в зоне диагенеза. Наибольшее влияние на микроэлементный состав глауконитов (высокое содержание халькофильных и высокоподвижных элементов, положительная европиевая аномалия, увеличение тяжелых лантаноидов) оказывают зоны разуплотнения земной коры, приуроченные к разрывным нарушениям высоких порядков.
5. Глаукониты, как аутигенные образования, широко развитые в осадочном чехле платформы, могут выступать индикаторами палеогеографических условий осадкообразования.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Шванов, В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов) / В.Н. Шванов. – Л. : Недра, 1987. – 269 с.

2. Бартенев, В.К. Литология и полезные ископаемые палеогена ЦЧЭР / В.К. Бартенев, А.Д. Савко. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2001. – 146 с. – (Тр. НИИ геологии ВГУ; Вып. 7).

3. Жабин, А.В. Аутигенное минералообразование в палеогеновых и верхнемеловых отложениях Воронежской антеклизы / А.В. Жабин, Д.А. Дмитриев // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – 2002. – № 1. – С. 84–94.

4. Виноградов, А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры / А.П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.

5. Балашов, Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов. – М. : Наука, 1976. – 276 с.

6. Коваль, С.А. Результаты литологического исследования нижневолжских и неокомских отложений территории КМА / С.А. Коваль // Труды третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1966. – С. 203–208.

7. Николаева, И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях / И.В. Николаева. – Новосибирск, 1977. – 321 с.

8. Жабин, А.В. Минеральный состав глауконитовых сферолитов в верхнемеловых отложениях Воронежской антеклизы / А.В. Жабин // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – 2000. – № 10. – С. 58–63.

9. Фролов, В.Т. Литология / В.Т. Фролов. – М. : Изд-во МГУ. – Кн. 1. – 1992. – 336 с.

10. Шатров, В.А. Геохимические особенности глауконитов нижнего и среднего эоцена Воронежской антеклизы как индикаторы обстановок осадконакопления / В.А. Шатров, А.В. Жабин, В.И. Сиротин // Тезисы докладов к международной научной конференции «Глины и глинистые минералы», 28 июня – 3 июля 2004, Воронеж. – Воронеж : Воронеж. гос. ун-т, 2004. – С. 153–155.

11. Гептнер, А.Р. Глауконит из морских нижнемеловых терригенных отложений Англии (концепция биохемогенного генезиса) / А.Р. Гептнер, Т.А. Ивановская // Литология и полез. ископаемые. – 2000. – № 5. – С. 487–499.

12. Семенов, В.П. Палеоген Воронежской антеклизы / В.П. Семенов. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1965. – 280 с.

13. Коваль, С.А. Глаукониты нижневолжско-неокомских отложений КМА и условия их образования / С.А. Коваль // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – 2001. – № 1 – С. 52–69.

14. Сиротин, В.И. Литологические и геохимические особенности песчаных толщ альба и сеномана Воронежской антеклизы и их палеогеографическое значение / В.И. Сиротин и др. // Литология и полез. ископаемые. – 2005. – № 2. – С. 1–13.

15. Сиротин, В.И. О литогенезе глиноземистых пород докембрия Воронежского кристаллического массива / В.И. Сиротин, И.П. Лебедев // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – 2004. – № 1. – С. 30–37.

16. Тейлор, С.Р. Континентальная кора: ее состав и эволюция / С.Р. Тейлор, С.М. Мак-Леннон. – М. : Мир, 1988. – 384 с.

17. Маслов, А.В. Использование петрогеохимических данных для реконструкции условий формирования осадочных образований (на примере стратотипического разреза докембрия) / А.В. Маслов, Э.В. Гареев // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия : материалы 3-го Всерос. литологического совещ., Москва, 18–20 марта 2003 г. – М., 2003. – С. 228–231.

18. Ронов, А.Б. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле / А.Б. Ронов, Ю.А. Балашов, А.А. Мигдиков // Геохимия. – 1967. – № 1. – С. 3–19.

19. Казаков, Г.А. Глаукониты как показатели геохимических условий формирования осадочных пород / Г.А. Казаков // Геохимия. – 1983. – № 12. – С. 1670–1680.

20. Казаков, Г.А. Глаукониты как показатели климатических условий литогенеза / Г.А. Казаков, А. Балашов, Р.Х. Брагишко // Геохимия. – 1976. – № 5. – С. 758–764.

21. Зеленская, А.Н. Редкоземельные и малые элементы как индикаторы обстановок осадконакопления (на примере Воронежской антеклизы) / А.Н. Зеленская, В.А. Шатров, Г.В. Войцеховский // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – 1999. – № 8. – С. 38–45.

22. Шатров, В.А. Новые данные по распределению редкоземельных и малых элементов в сеноманских фосфоритах Воронежской антеклизы / А.В. Шатров, Г.В. Войцеховский, А.Н. Зеленская // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – 2000. – № 3(9). – С. 95–101.

23. Шатров, В.А. Новые данные по распределению элементов-примесей в диагенетических образованиях Воронежской антеклизы / В.А. Шатров и др. // Геохимия. – 2002. – № 4. – С. 450–458.

24. Бутузова, Г.Ю. Гидротермальное осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря / Г.Ю. Бутузова. – М. : Геос, 1998. – 311 с.

25. Гурвич, Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана / Е.Г. Гурвич. – М. : Научный мир, 1998. – 340 с.

26. Холленд, Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы / Х. Холленд. – М. : Мир, 1989. – 552 с.

27. Шатров, В.А. Особенности поведения европия в экзогенных условиях (чехол Воронежской антеклизы) / В.А. Шатров // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы : материалы Междунар. конференци: в 2 т. – Воронеж : Воронеж гос. ун-т, 2002. – С. 324–327.

28. Летников, Ф.А. Флюидный режим / Ф.А. Летников // Современная динамика литосферы континентов. Платформы / ред. В.С. Хромовских В.С. и др. – М. : Недра, 1991. – С. 99–108.

29. Шатров, В.А. Конкреции осадочного чехла Воронежской антеклизы как геохимические индикаторы зон повышенной проницаемости земной коры / В.А. Шатров, В.И. Сиротин, Г.В. Войцеховский // Доклады Академии Наук. – 2002. – Т. 385. – № 4. – С. 1–3.

30. Шевырев, Л.Т. Геологическое развитие Воронежской антеклизы : автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук / Л.Т. Шевырев. – Воронеж, 1989. – 42 с.

31. Шатров, В.А. Индикаторные возможности микроэлементов для реконструкции образования нельгесинской свиты верхнего триаса / В.А. Шатров // Материалы XXXVIII тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии». – Том. 2. – М. : ГЕОС, 2005. – С. 343–347.

32. Савко, А.Д. Геология Воронежской антеклизы / А.Д. Савко – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2002. – 165 с. – (Тр. НИИ геологии ВГУ; Вып. 12).

УДК 551.583.7:551.4

## ПРЕОБРАЖЕНИЕ – ГИПОСТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ МУЧКАПСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

**Б.В. Глушков, Г.В. Холмовой, М.С. Маркин**

*Воронежский государственный университет*

Обнаружен и изучен уникальный разрез мучкапских озерных отложений, выходящих на дневную поверхность. Он расположен у с. Преображенье Рассказовского района Тамбовской области. Из мергелей и других озерных отложений получены: богатый комплекс фаунистических остатков, спорово-пыльцевая и диатомовая диаграммы, палеомагнитные определения. Учитывая геологические позиции и анализируя все палеонтологические материалы, время формирования толщи озерных мергелей и глин можно сопоставить с 11 ярусом кислородно-изотопной шкалы.

Уникальный разрез мергельной толщи в районе с. Преображенье Рассказовского района Тамбовской области был обнаружен еще в 1975 году П.В. Семеновым [1] и позднее был изучен другими авторами [2–7]. Это единственный на Европейской части России разрез озерных мергелей, выходящих на дневную поверхность. Он расположен на правом борту р. Нару-Тамбов, в 200 м западнее старой разрушенной церкви с. Преображенье, справа от грунтовой дороги, ведущей на пойму реки (рис. 1). Условия залегания озерных отложений в районе с. Преображенье иллюстрируются рисунком 2.

В 2000–2003 годах были пройдены два шурфа: первый – нижний, глубиной 7,5 м и второй – верхний,

глубиной 4,5 м. Шурфы проходились с расчетом перекрытия разреза. В 2001 году здесь была пройдена скважина, керн которой так же, как и шурфы был подробно описан и опробован. Из шурфов были отобраны пробы на промывку и из них получены значительные коллекции моллюсков, мелких млекопитающих и рыб, а также палеомагнитные, спорово-пыльцевые и диатомовые диаграммы. Из мергелей получены данные, восстанавливающие температурный режим озерного бассейна, в котором формировалась толща.

В 2002 году, сверху-вниз, с абсолютной высоты около 138 м шурфами вскрыт следующий сводный разрез (табл.):