

Разработана методика ICP-MS определения РЗЭ в горных породах и минералах без предварительного концентрирования в диапазоне от 0,01 до 100 мг/кг с относительным стандартным отклонением 0,08–0,116.

Определены содержание и распределение РЗЭ в гранитах Русско-Полянского массива и их породообразующих минералах. От средне-крупнозернистых и порфиropодобных до мелко-среднезернистых гранитов происходит увеличение содержания тяжёлых РЗЭ, уменьшение – лёгких РЗЭ и углубление европиевого минимума.

По сравнению с полевыми шпатами биотиты редкоземельных гранитов характеризуются отрицательной европиевой аномалией и высоким содержанием РЗЭ, что связано с присутствием в нём большого количества акцессорных минералов, обогащённых этими элементами.

Библиографические ссылки

1. Заяць О. В. Геохімія русько-полянських рідкіснometалевих гранітів Корсунь-Новомиргородського плутону (Інгульський мегаблок УЩ) // Мінерал. журн. 2015. Т. 37, № 3. С. 67–77.

2. Николаева И. В., Палесский С. В., Козьменко О. А., Аношин Г. Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.

3. Самчук А. І., Пономаренко О. М., Антоненко О. Г. Аналітичні схеми мікрохвильового розкладу гірських порід і мінералів та визначення в них мікроелементів методом мас-спектрометрії з індукційно зв'язаною плазмою // Укр. хім. журн. 2010. Т. 76, № 10. С. 115–121.

4. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

5. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.

УДК 550.424.6

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС АРХЕЙСКИХ ИНТРУЗИЙ ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНОГО СОСТАВА В СОФИЕВСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЕ

Г. В. Артеменко

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; regulgeo@gmail.com

Софиевская зеленокаменная структура отличается от других зеленокаменных структур (ЗС) Среднеприднепровского мегаблока присутствием большого количества интрузий габброидов, диоритов, плагиогранитов и трондьемитов (рис. 1). Софиевская ЗС сложена осадочно-вулканогенными породами сурской свиты конкской серии (парагенерации КТ-1, КТ-2, КТ-3) [1]. Интрузии габброидов отнесены к габбро-диабазовой формации, среди которой выделяются две возрастные группы. К габброидам первой интрузивной фазы относят силлы среди вулканогенных пород коматит-толеитовой формации (КТ-1), а также штокообразные тела изометричной формы, достигающие размера до 1-2 км. Они представлены метагаббро и метагаббро-долеритами и рассматриваются как комагматиты с вулканическими породами парагенерации КТ-1. Интрузии габброидов второй интрузивной фазы имеют штокооб-

разную форму. Они прорывают вулканиты парагенераций КТ-1 и КТ-2 и являются, предположительно, комагматичными с вулканитами парагенерации КТ-3. Они представлены метагабброидами и габбро-норитами. Габбро-нориты слагают тела мощностью до 180 м и длиной до 8 км.

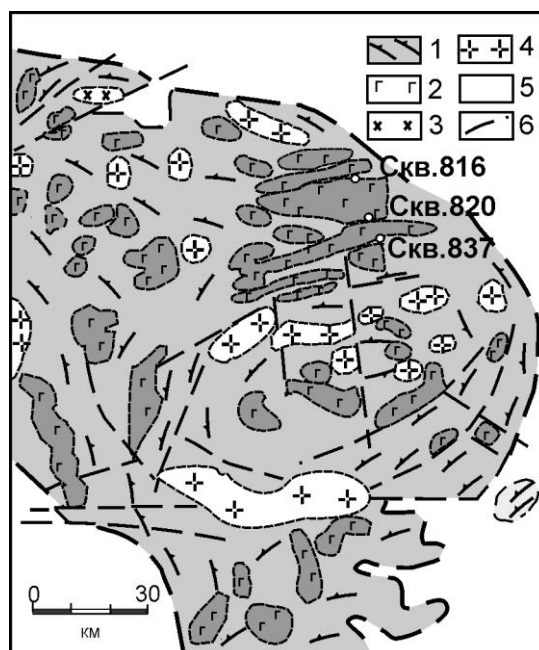


Рисунок 1 – Схематическая геологическая карта Софиевской ЗС

1 – осадочно-вулканогенные породы конкской серии; 2 – габброиды; 3 – диориты; 4 – плагииграниты; 5 – плагииомигматиты днепропетровского комплекса; 6 – тектонические разломы.

Интрузии плагиигранитоидов прорывают габброиды. Они отнесены к сурскому комплексу [1]. Среди них выделяют три интрузивные фазы. К первой интрузивной фазе отнесены дайки и штокоподобные тела плагиигранит-порфиров; ко второй – кварцевые диориты, диориты и тоналиты; и к третьей – мусковит-биотитовые и биотит-амфиболовые трондьемиты. Наиболее поздними являются жильные тела калиево-натриевых гранитов токовского комплекса, мощностью от первых сантиметров до первых метров.

U-Pb возраст по циркону гиперстен-салитовых габбро-диабазов и меланогаббро диалагового интенсивно уралитизированного второй интрузивной фазы – $3\,090 \pm 15$ млн лет и $3\,090 \pm 5$ млн лет (соответственно) [2]. Эти датировки определяют верхнюю возрастную границу базитового магматизма конкской серии.

Возраст жильных тел лейкогаббро по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 3 080 млн лет. Дайка низкощелочных гранитов имеет возраст $3\,075 \pm 15$ млн лет (конкордантный). Таким образом, интрузии габброидов второй интрузивной фазы габбро-диабазовой формации и гранитоидов второй и третьей интрузивных фаз сурского комплекса сформировались в течение узкого интервала времени 3,09–3,08 млрд лет.

Методика исследований. Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ЦЛ ВСЕГЕИ и АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород, проводили методом кислотного разложения. Правильность анализов контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, ВМ, СГД-

1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

Результаты геохимических исследований. Среди габброидов габброидов второй интрузивной фазы различаются несколько минеральных и структурных разновидностей: мезо- и меланогаббро, габбро-порфириды, габбро-нориты и габбро-диабазы нескольких минеральных разновидностей. Выделяются как не метаморфизованные, так и метаморфизованные разновидности. К первым относятся преимущественно мелкозернистые гиперстен-диопсид габбро-диабазы, габбро-нориты и диабазы, которые иногда имеют порфироподобную текстуру и признаки амфиболизации на стадии автометаморфизма. Ко вторым – амфиболизированные и уралитизированные габбро.

Меланогаббро (обр. 93-118) отличаются низким содержанием K_2O (0,11 %) (табл. 1). По соотношению $Na_2O/K_2O = 18,9$ относятся к натриевой петрохимической серии. В них невысокое содержание TiO_2 (1,24 %) и MgO (6,50 %). Магнезиальность низкая ($\#mg = 0,45$). На диаграмме АФМ их фигуративная точка лежит в поле пород толеитовой серии (рис. 2). В них низкое содержание РЗЭ ($\Sigma REE = 36,4$ мг/кг), невысокое содержание высокозарядных – Y (19,3 мг/кг), Nb (4,93 мг/кг), Yb (2,06 мг/кг) и переходных – Cr (86,9 мг/кг), Ni (36,0 мг/кг) элементов (табл. 2). РЗЭ слабо дифференцированные – $(La/Yb)_N = 1,47$ (при $Yb_N = 19,2$) (рис. 3). Выделяется небольшая отрицательная аномалия Eu – $Eu/Eu^* = 0,83$. Высокое отношение $(Nb/La)_N = 1,16$ указывает на отсутствие контаминации коровым веществом. Расплав меланогаббро образовался из плюмового источника – $\Delta Nb > 0$. В габброидах повсеместно присутствует сингенетический циркон.

Лейкогаббро (обр. 93-120) отличаются повышенным содержанием TiO_2 (1,71 %) Al_2O_3 (17,41 %) (табл. 1). В них низкое содержание K_2O (0,20 %) По соотношению $Na_2O/K_2O = 12,5$ относятся к натриевой петрохимической серии. Это низкомагнезиальные породы ($\#mg = 0,23$). На диаграмме АФМ их фигуративная точка лежит в поле пород толеитовой серии (рис. 2). В них высокое содержание высокозарядных – Y (31,3 мг/кг), Nb (3,84 мг/кг), Yb (3,27 мг/кг) и переходных Cr (286 мг/кг), Ni (93,1 мг/кг) элементов (табл. 2). РЗЭ слабо дифференцированные – $(La/Yb)_N = 1,47$ (при $Yb_N = 19,2$) (рис. 3). Выделяется небольшая отрицательная аномалия Eu – $Eu/Eu^* = 0,88$. Низкое отношение $(Nb/La)_N = 0,55$ указывает на сильную контаминацию коровым веществом.

Диориты (обр. 93-259) характеризуются низким содержанием K_2O (0,16 %) (табл. 1). По соотношению $Na_2O/K_2O = 12,75$ относятся к натриевой петрохимической серии. Это высокомагнезиальная порода ($\#mg = 0,50$). На диаграмме АФМ попадают в поле толеитовой серии (рис. 2). В них очень низкое содержание Rb (1,37 мг/кг) и умеренное Sr (136 мг/кг) и Ba (82,7 мг/кг). Отличаются высоким содержанием высокозарядных элементов – Y (26,5 мг/кг), Nb (8,51 мг/кг), Yb (2,93 мг/кг) и низким переходных – Cr (6,83 мг/кг), Ni (4,83 мг/кг) элементов (табл. 2). РЗЭ слабо дифференцированные – $La_N/Yb_N = 2,96$ при $Yb_N = 17,4$. Низкое отношение Sr/Y (5,13). Выделяется положительная аномалия Eu – $Eu/Eu^* = 1,25$ (рис. 3). Их расплав мог образоваться в малоглубинном (<30 км) магматическом источнике в результате кристаллизационной дифференциации основной магмы.

Плагииграниты (обр. 93-24) по соотношению $Na_2O/K_2O = 3,32$ соответствуют калиево-натриевой серии, магнезиальность низкая – ($\#mg = 0,30$). На диаграмме АФМ попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 2). В них небольшое содержание Rb (52 мг/кг), Sr (172 мг/кг) и Ba (191 мг/кг). Повышенное содержание высоко-

козарядных элементов – Y (33,8 мг/кг), Nb (7,27 мг/кг), Yb (3,99 мг/кг) и низкое содержание переходных – Cr (18,7 мг/кг), Ni (14,7 мг/кг) элементов. РЗЭ слабо дифференцированные – $(La/Yb)_N = 2,66$ (при $Yb_N = 23,5$) с отрицательной аномалией Eu – $Eu/Eu^* = 0,78$ (рис. 3). Их расплав мог образоваться в малоглубинном (<30 км) магматическом источнике.

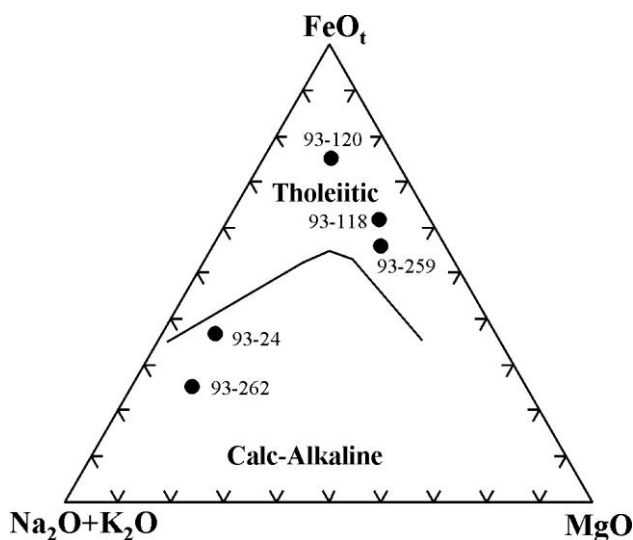


Рисунок 2 – Диаграмма AFM для интрузивных пород, развитых в Софиевской ЗС

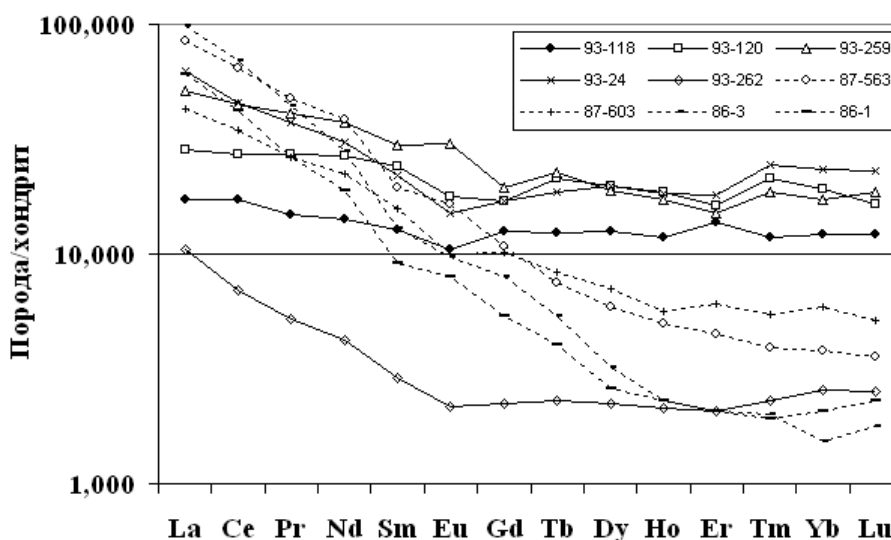


Рисунок 3 – Графики распределения РЗЭ для интрузивных пород из Софиевской ЗС. Нормировано по составу хондрита C1 [3]

Трондьемиты (обр. 93-262) по соотношению $Na_2O/K_2O = 7,13$ соответствуют натриевой петрохимической серии. Порода низкомагнезиальная ($\#mg = 0,42$). На диаграмме AFM попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 2). В них низкое содержание Rb (8,65 мг/кг), умеренное содержание Sr (90,5 мг/кг) и повышенное – Ba (259 мг/кг). Очень низкое содержание РЗЭ ($\sum РЗЭ = 11,9$ мг/кг), высокозарядных –

Y (3,36 мг/кг), Nb (1,86 мг/кг), Yb (0,438 мг/кг), Ta (0,092 мг/кг) и переходных – Ni (0,68 мг/кг), Cr (1,5 мг/кг) элементов. В трондьемитах низкое отношение Sr/Y (26,5). График распределения РЗЭ слабо дифференцированный – $(La/Yb)_N = 4,08$; при $Yb_N = 2,6$ с небольшой отрицательной аномалией Eu – $Eu/Eu^* = 0,96$ (рис. 3). Их расплав мог образоваться в малоглубинном магматическом источнике (<30 км).

Выводы. Габброиды, диориты и плагиограниты, слагающие интрузии в Софиевской зеленокаменной структуре, выплавились, вероятно, в результате кристаллизационной дифференциации базитовой магмы в малоглубинных магматических камерах (<30 км) на этапе затухания вулканизма. По геохимическим характеристикам они резко отличаются от ТТГ Среднеприднепровского мегаблока. В них значительно выше содержание тяжёлых РЗЭ (рис. 3), Y и значительно меньшая величина отношение Sr/Y (табл. 2). На спайдер-диаграмме в них выделяются отрицательные аномалии Sr и Ti, что свидетельствует, вероятно, о процессах кристаллизационной дифференциации. Породы ТТГ сурского комплекса, слагающие преобладающую площадь Среднеприднепровского фрагмента мезоархейского кратона, формировались в другой геодинамической обстановке. Их геохимические характеристики указывают на формирование расплавов ТТГ при частичном плавлении метабазитов на глубинах >40 км. В их магматических источниках в составе реститовой фазой были амфибол и/или гранат.

Таблица 1 – Силикатные анализы интрузивных пород в Софиевской ЗС

%	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47,10	46,99	52,55	66,59	76,81	59,34	61,90	71,50	71,33
TiO ₂	1,24	1,71	0,57	0,44	0,20	0,60	0,84	0,42	0,33
Al ₂ O ₃	15,30	17,41	16,56	16,37	11,64	18,64	18,20	14,32	15,21
Fe ₂ O ₃	3,50	2,10	1,82	1,42	1,28	1,43	0,73	0,48	0,14
FeO	11,00	15,44	8,39	3,07	1,01	3,21	4,45	2,30	2,08
MnO	0,30	0,34	0,10	0,08	0,05	0,07	0,11	0,05	0,04
MgO	6,50	2,91	5,69	1,08	0,92	2,59	2,03	1,32	0,98
CaO	12,00	8,74	11,27	3,81	1,77	5,59	4,30	2,23	3,16
Na ₂ O	2,08	2,50	2,04	4,42	4,42	5,22	4,36	4,46	4,54
K ₂ O	0,11	0,20	0,16	1,33	0,62	1,20	1,28	1,68	1,26
S _{заг}	0,03	–	0,03	–	0,18	0,04	сл.	сл.	сл.
P ₂ O ₅	0,11	0,53	0,12	0,09	0,06	0,39	0,08	0,11	0,11
CO ₂	–	–	–	–	0,62	0,30	1,02	–	0,24
H ₂ O ⁻	–	0,15	0,12	0,12	0,09	0,09	0,20	0,05	–
В.п.п.	1,00	0,79	0,99	0,97	0,38	0,80	0,12	0,85	0,46
Сумма	100,27	99,81	100,41	99,79	100,05	99,51	99,68	100,49	99,88
#mg	0,45	0,23	0,50	0,30	0,42	0,50	0,41	0,45	0,44

Примечания. Интрузивные породы в Софиевской ЗС: 1 – меланогаббро, скв. 837, инт. 290,5–301,9 м (обр. 93-118); 2 – габбро-диорит, скв. 837, инт. 177–186,5 м (обр. 93-120); 3 – диорит, скв. 819, гл. 118,8 м (обр. 93-259); 4 – плагиогранит, скв. 775, гл. 51 м (обр. 93-24); 5 – трондьемит, скв. 816/6, гл. 134,5 м (обр. 93-262). ТТГ Среднеприднепровского мегаблока: 6 – тоналит, Рыбальский карьер (обр. 87-563); 7 – диорит, Правобережный район, Ореховский участок, скв. 17846, инт. 187,5–188 м (обр. 87-603); 8 – плагиогранит, Коломыйцевский карьер (обр. 86/3); 9 – плагиогранит, с. Редуты, карьер (обр. 86/1). Химические анализы выполнены в лаборатории ИГМР НАН Украины.

Таблица 2 – Содержание элементов в интрузивных породах в Софиевской ЗС

мг/кг	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li	н. опр.	10,2	7,43	17,8	0,71	19,7	17,5	–	22,0
Be	0,66	0,383	0,687	1,94	1,48	0,54	0,79	<1	0,63
Sc	н. опр.	37,4	23,3	6,51	0,513	6,7	11,6	–	3,1
V	305	177	30,9	45,4	8,51	60,5	176	33,2	18,1
Cr	86,9	286	6,83	18,7	1,5	27,9	17,1	6,51	7,4
Co	46,1	45,6	14,1	8,5	0,206	13,8	13,9	6,82	4,9
Ni	36,0	93,1	4,83	14,7	0,68	19,2	19,3	8,91	5,8
Cu	63,2	51,9	24,7	32,9	5,9	34,4	19,2	12,6	12,3
Zn	71,7	90,9	96,7	47,5	3,39	72,6	63,6	35,7	54,1
Ga	14,3	17,2	18,9	19,6	15,6	16,4	20,1	18,5	16,2
Rb	<2	1,86	1,37	52	8,65	21,5	37,8	27,5	34,0
Sr	82,4	135	136	172	90,5	865	381	185	301
Y	19,3	31,3	26,5	33,8	3,36	7,5	9,0	3,20	3,8
Mo	0,54	0,139	0,817	1,23	1,14	0,68	0,66	<1	0,41
Sb	<0,1	0,098	0,032	0,204	0,016	0,21	0,17	<0,5	0,31
Cs	0,10	0,219	0,056	1,5	0,044	0,27	0,7	0,37	1,1
Ba	11,7	54,1	82,7	191	259	544	356	359	391
La	4,11	6,71	12,1	14,8	2,49	20	10,1	23,4	14,3
Ce	10,6	16,7	27,5	28	4,24	39,6	21,1	42,4	25,8
Pr	1,41	2,58	3,89	3,57	0,499	4,5	2,5	4,17	2,5
Nd	6,61	12,5	17,5	14,3	1,97	18	10,5	13,1	8,8
Sm	1,96	3,68	4,56	3,37	0,44	3,0	2,4	1,99	1,4
Eu	0,61	1,03	1,75	0,871	0,125	0,95	0,58	0,56	0,46
Gd	2,56	3,49	4,02	3,49	0,459	2,2	2,1	1,64	1,1
Tb	0,46	0,792	0,85	0,692	0,086	0,28	0,31	0,20	0,15
Dy	3,18	4,99	4,83	5,05	0,568	1,5	1,8	0,82	0,66
Ho	0,67	1,05	0,979	1,04	0,121	0,28	0,32	0,13	0,13
Er	2,26	2,67	2,51	2,99	0,344	0,74	1,0	0,34	0,34
Tm	0,30	0,54	0,478	0,627	0,059	0,10	0,14	0,051	0,049
Yb	2,06	3,27	2,93	3,99	0,438	0,64	1,0	0,26	0,35
Lu	0,31	0,416	0,47	0,581	0,064	0,091	0,13	0,045	0,058
W	<0,15	0,159	0,192	0,492	0,083	0,13	0,4	<0,5	0,25
Pb	1,37	1,67	2,19	11,4	4,54	5,2	6,3	5,07	13,0
Th	<0,10	0,151	0,467	4,91	0,205	1,7	2,4	6,28	2,9
U	<0,05	0,06	0,675	1,45	0,134	0,32	0,87	0,62	0,44
Nb	4,93	3,84	8,51	7,27	1,86	2,7	5,0	4,49	3,0
Ta	0,23	0,296	0,546	0,531	0,092	0,095	0,49	3,20	3,8
Zr	29,4	30,7	308	108	64,1	127	90,2	4,49	3,0
Hf	0,85	0,845	5,75	2,27	1,53	3,0	2,3	0,53	0,29
Rb/Sr	0,024	0,014	0,010	0,30	0,096	0,03	0,1	0,15	0,11
Sr/Y	4,27	4,31	5,13	5,0	26,9	115,3	42,3	57,8	79,2
∑REE	37,1	60,41	84,367	83,371	11,903	91,88	53,98	89,106	56,10
Eu/Eu*	0,83	0,88	1,25	0,78	0,96	1,13	0,79	0,95	1,13
(La/Yb) _N	1,43	1,47	2,96	2,66	4,08	22,4	7,25	64,56	29,31

Библиографические ссылки

1. Бобров О.Б., Бестужев О.М., Кузь В.Д. Геологічна будова Софіївської зеленокам'яної структури (Середнє Придніпров'я, Український щит) // Мінер. ресурси України. 2004. № 4. С. 21–26.
2. Щербак Н. П., Артеменко Г. В. Лесная И. М., Пономаренко А. Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей). Киев: Наук. думка, 2006. 321 с.
3. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Saunders A. D., Norry M. J. Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Society. Special Publication. 1989. N 42. P. 313–345.

УДК 551.3(478)

ЭПИГЕНЕЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Э. Я. Жовинский, Н. О. Крюченко

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семенованко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; zhovinsky@ukr.net

Для юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы характерно развитие вулканогенно-осадочных и осадочных формаций рифейского, вендского и палеозойского возраста с моноклинальным падением на юго-запад, под углом до 1° и горизонтально залегающих отложений меловой, частично палеогеновой и четвертичной систем.

Как было установлено ранее [1], индикатором эпигенеза осадочных пород юго-запада Восточно-Европейской платформы являются глинистые минералы. Их распределение в вертикальном разрезе (например, в осадочных породах верхнего протерозоя) находится в прямой зависимости от стадии эпигенетического преобразования пород, что, в свою очередь, связано с глубиной их залегания. Для эпигенеза характерны определённые процессы преобразования глинистого вещества: на начальных его стадиях (глубина 200–500 м) протекают процессы каолинизации, монтмориллонитизации, диккитизации и образование гидрослюд; на более высоких стадиях отмечается полная гидрослюдизация каолинита, монтмориллонита и начинается хлоритизация (глубина 1 500–2 000 м). В этих условиях в глинистых породах полностью исчезают каолинит, монтмориллонит и диккит. На глубине более 2 000 м среди глинистых минералов преобладает хлорит.

В эпигенетическом преобразовании глинистых пород основным фактором является гидростатическое давление, а песчаных – подземные воды. Это подтверждается закономерностью изменения пористости пород.

При изучении влияния различных факторов на эпигенетическое преобразование осадочных пород юго-запада Восточно-Европейской платформы установлена ведущая роль гидрохимических процессов, связанных с деятельностью подземных вод. Активность воздействия подземных вод на вмещающие породы определяется химическим составом и гидрогеологическим режимом, а также минеральным составом пород. От этого в значительной мере зависят условия равновесия в системе раствор-порода. Необходимо отметить, что наиболее интенсивные эпигенетические преобразования связаны, главным образом, с зонами тектонических нарушений. Естественно, что указанные факторы эпигенетического преобразования осадочных