

¹Институт геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семеново НАН Украины, г. Киев

²Криворожская комплексная геологическая партия,
г. Кривой Рог

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ РАССЛОЕННОГО УЛЬТРАМАФИТ- МАФИТОВОГО КОМПЛЕКСА АЛЕКСАНДРОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

Вступление. Александровская структура является частью Авдотьевско-Александровского габбро-гипербазитового пояса, крупные тектонические фрагменты которого прослежены на расстоянии более 100 км – от Восточно-Анновской полосы на севере, до Чертомлыкской зеленокаменной структуры на юге (рис.1). Она простирается субпараллельно зеленокаменным толщам Саксаганской синклинали и Высокопольской зеленокаменной

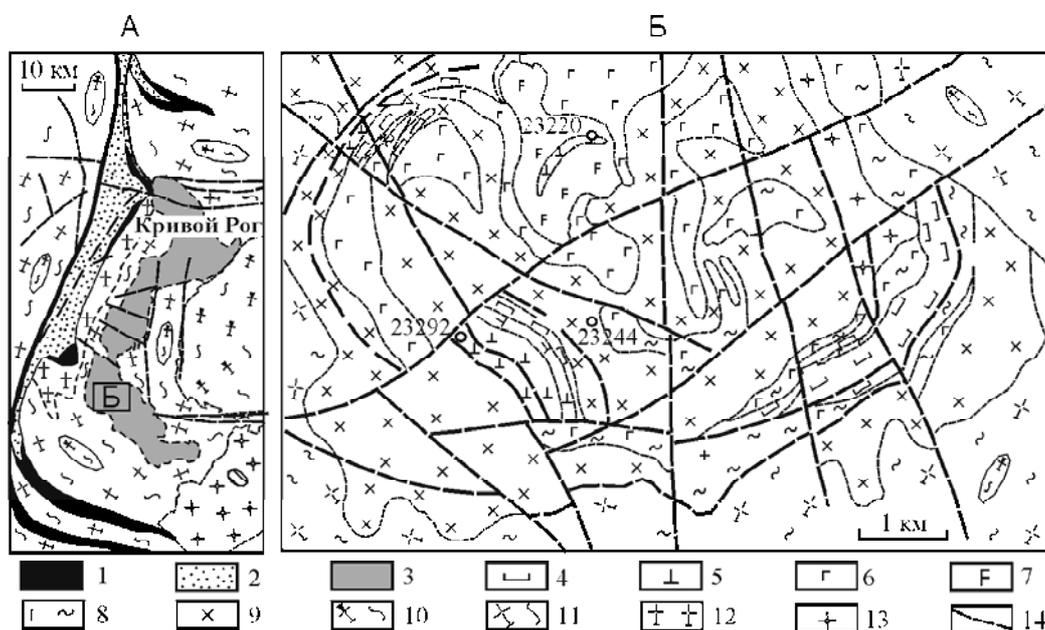


Рис. 1 А. Упрощенная геологическая карта докембрия Криворожского железорудного района. Б – Александровский участок. Упрощенная геологическая карта фрагмента Александровской структуры: 1 – конкская серия; 2 – криворожская серия; 3 – Авдотьевско-Александровская структура; 4 – дуниты, лерцолиты, вебстериты, оливинные вебстериты; 5 – метаультрабазиты; 6 – габбро; 7 – габбронориты; 8 – габброамфиболиты; 9 – диориты, кварцевые диориты; 10 – плагиогранитоиды днепропетровского комплекса; 11 – плагиомигматиты сурского комплекса; 12 – плагиограниты саксаганского комплекса; 13 – дайковые граниты двуполевошпатовые; 14 – тектонические разломы

структуре, вместе с которыми облекают с запада более молодой Саксаганский гранитный купол. В геологическом разрезе Александровской структуры выделяется нижняя толща ультрабазитов и верхняя – габброидного состава. Последние магматические фазы представлены андезиновыми анортозитами, диоритами и плагиогранитоидами возрастом 3060 млн лет. Метаморфизм пород – от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Вмещающие породы представлены плагиомигматитами мезоархейского возраста, от которых породы Александровской структуры отделяются тектоническими разломами. Структурное положение Авдотьевско-Александровской структуры аналогично зеленокаменным поясам, что позволяет рассматривать ее как корни глубоко эродированного зеленокаменного пояса. Близкие по составу базит-ультрабазитовые интрузии ритмично-зонального строения габбро-перидотитовой формации выделяются в пределах Алферовского участка Верховцевской зеленокаменной структуры [1–7]. Их генезис рассматривается как эффузивно-интрузивный. В зеленокаменных структурах Среднеприднепровского мегаблока они занимают стратиграфически устойчивое положение в нижней части разреза конкской серии. Мощность эффузивно-интрузивных горизонтов достигает 2,5 км, а длина – до нескольких десятков километров. Эта ассоциация пород рассматривалась предшествующими исследователями как офиолитовая ассоциация, формировавшаяся в эвгеосинклинальных прогибах [1–3, 8–12].

Расслоенные магматические комплексы широко распространены и в других архейских гранит-зеленокаменных областях. Эти комплексы весьма изменчивы по размерам и форме, а по валовому составу слагающих пород варьируют от ультраосновных (перидотитовых коматиитов) до базальтовых коматиитов и толеитов [13]. Типичные для зеленокаменных поясов интрузивные (силловые) магматические комплексы имеют мощность от 0,5 до 1 км и протягиваются по простиранию на расстояние до 20 км. Они выделяются в зеленокаменном поясе Барбертон Каапваальского кратона [14], на блоке Йилгарн в Западной Австралии [15], поясе Саргур (Индия) [13] и др. С этими интрузиями связаны месторождения никеля, хрома, кобальта, золота, серебра, платиноидов и др. полезные ископаемых. Среди существующих представлений о генезисе архейских расслоенных комплексов рассматриваются модели с единовременным внедрением магмы из мантии и ее кристаллизацию в квазизамкнутой системе и такие, которые требуют неоднократных инъекций магмы из более глубоких очагов, где происходит фракционная кристаллизация [13].

Методика исследований. Геохимические исследования пород Александровской структуры выполнялись по наиболее полным пересечениям ультрабазитов и габброидов Александровской структуры. Ультрамафиты

изучены по скв.23292, глубиной 378,0 м, которая вскрыла магматические расслоенные породы, отвечающие по составу дунитам, перидотитам и пироксенитам. Породы расслоенного базитового комплекса изучались по скважинам 23220, 23232. В этих скважинах выделены – габбро, габбронориты и нориты. Породы частично или полностью изменены в процессе низкотемпературного метаморфизма – амфиболизации, уралитизации, окварцевания. Наиболее полно разрез габброидов представлен в скв. 23220 в такой последовательности (сверху – вниз): норит, габбронорит, габбро. Анализы редких, в том числе редкоземельных элементов были выполнены методом масс-спектрографии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Elan 6100 в ЦЛ ВСЕГЕИ.

Результаты геохимических исследований.

Ультрамафиты. В наиболее полном пересечении ультрабазитов скв.23292 вскрыты магматические расслоенные породы, отвечающие по составу дунитам, перидотитам и пироксенитам. Широкие вариации состава расслоенной толщи определяются переменными содержаниями в них орто- и клинопироксена [16]. Оливиновые и двупироксеновые кумулаты (кумулятивные ультрамафиты) Александровской структуры характеризуются высоким содержанием MgO (19,89–41,66 мас.%), низким TiO₂ (0,13–0,50 мас.%), щелочей (K₂O + Na₂O = 0,16–1,10 мас.%) и P3Э. Коэффициент железистости пород составляет 18 – 43% (табл.1). Содержание Ni (324–1340 ppm), Cr (833–3550 ppm) (табл. 2). На диаграмме AFM (рис. 2) они попадают в поле кумулатов основного и ультраосновного состава офиолитов [17]. Их фигуративные точки расположены значительно ниже железистого тренда Скергаардской интрузии. Исходная магма для кумулятивных ультрамафитов Александровской структуры, вероятно, была более магниальной. Определение ее состава связано со значительными трудностями, поскольку их ритмично-слоистый разрез не отвечает закрытой системе дифференциации, а краевые фации закалки отсутствуют. По таким индикаторным отношениям, как Ti/V (6,1–23,6), Ni/Co (3,4–7,8), Ti/Zr (65,6–143,3), Zr/Y (2,5–6,6), ультрамафиты Александровской структуры наиболее близки к островодужным толеитам. Нормализованные отношения La_N/Nb_N , Ce_N/Nb_N , P_N/Nb_N на состав базальта N типа срединно-океанических хребтов (COX) [18] равны (соответственно) – 2,9; 2,7; 2,9. На диаграмме Nb/Y – Zr/Y [18] точки составов ультрамафитов попадают в поле островодужных пород (рис. 3).

Нормированное по хондриту [19] распределение P3Э в ультрамафитах Александровской структуры дифференцированное. Отношение La_N/Yb_N во всех образцах составляет 1,28–2,91 за исключением сильно измененных вебстеритов для которых $La_N/Yb_N = 0,96$. Среди них выделяются как слабо обогащенные легкими P3Э ($La_N/Sm_N = 1,04–3,72$, при $Gd/Yb_N = 1,16–1,96$) так и обедненные

Таблица 1. Представительные химические анализы ультрамафитов и габброидов

Оксиды, %	1/	2/	3/	4/	5/	6/	7/	8/	9/	10/	11/	12/
	92-493	92-494	92-488	92-503	92-504	92-489	92-507	92-491	92-492	92-512	92-515	92-519
SiO ₂	53,59	54,36	43,44	47,58	53,25	53,50	53,04	39,20	38,71	39,23	41,39	54,28
TiO ₂	0,14	0,20	0,47	0,50	0,14	0,14	0,13	0,28	0,13	0,12	0,36	0,14
Al ₂ O ₃	1,56	1,42	3,96	8,62	2,97	1,56	2,38	3,11	1,56	2,38	5,19	1,60
Fe ₂ O ₃	0,82	0,22	3,93	3,13	0,58	Сл.	0,69	6,31	2,29	3,17	5,09	4,27
FeO	12,16	10,12	9,36	9,80	10,65	13,39	10,37	9,21	6,98	5,79	9,65	7,89
MnO	0,19	0,21	0,20	0,25	0,19	0,20	0,17	0,22	0,09	0,14	0,19	0,27
MgO	26,95	23,08	30,41	21,52	24,72	28,18	24,37	31,20	41,66	40,69	27,98	26,08
CaO	2,41	8,02	3,22	7,11	5,44	1,61	6,30	2,99	0,92	0,70	3,82	3,70
Na ₂ O	0,10	0,70	0,05	0,55	0,20	0,20	0,35	0,34	0,20	0,15	0,40	0,40
K ₂ O	0,06	Сл.	0,20	0,15	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	0,10	0,50	-
S _{общ}	0,04	Сл.	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02	0,04	-
P ₂ O ₅	0,09	0,05	0,09	0,03	0,04	0,06	0,04	0,12	0,10	0,05	0,05	0,12
H ₂ O-	0,07	0,03	0,09	0,07	0,39	Сл.	0,07	0,16	0,15	0,46	0,28	0,14
П.п.п.	1,40	1,82	4,95	0,99	1,56	1,57	1,76	6,95	7,36	7,04	4,53	0,98
Сумма	99,58	100,23	100,39	100,31	100,19	100,48	99,73	100,24	100,48	100,03	99,45	99,96
#mg	0,67	0,69	0,70	0,57	0,69	0,68	0,69	0,67	0,82	0,82	0,65	0,68

Таблица 1. Продолжение

Оксиды, %	13/	14/	15/	16/	17/	18/	19/	20/	21/	22/	23/
SiO ₂	92,521	91,391	91,397	93,37	93,42	93,49	93,45	93,51	7,10	91,394	93,158
TiO ₂	39,02	52,12	52,91	45,28	47,52	48,22	49,62	51,35	47,98	48,76	49,22
Al ₂ O ₃	0,14	0,33	0,27	1,05	1,18	0,93	0,68	0,59	0,93	0,72	1,05
Fe ₂ O ₃	2,24	3,29	2,30	14,84	14,25	14,92	15,24	14,67	14,92	12,87	14,21
FeO	4,67	0,80	1,47	3,06	2,68	1,23	1,25	0,59	1,45	0,44	4,28
MnO	7,78	11,20	13,40	14,44	13,20	8,98	11,87	9,58	10,85	6,75	9,48
MgO	0,18	0,24	0,25	0,34	0,36	0,34	0,25	0,30	0,34	0,24	0,30
CaO	37,04	19,89	20,83	7,77	8,26	6,80	7,89	7,87	7,93	7,90	8,07
Na ₂ O	1,47	9,44	6,03	9,28	8,81	15,51	9,30	12,21	10,90	18,40	8,67
K ₂ O	0,32	1,10	0,52	2,40	2,20	1,36	1,89	1,30	2,70	2,20	2,40
S _{общ}	-	Сл.	Сл.	0,08	0,12	0,08	0,20	0,10	0,16	0,10	0,06
P ₂ O ₅	-	Сл.	Сл.	-	-	-	0,02	-	-	сл.	-
H ₂ O-	0,15	0,06	0,06	<0,05	0,04	<0,02	0,03	0,09	<0,02	0,08	<0,02
П.л.п.	0,38	0,01	0,09	0,12	0,17	0,08	0,05	0,05	0,24	сл.	0,17
Сумма	6,40	1,52	1,20	1,02	1,21	1,06	1,28	0,97	1,19	1,04	1,59
#mg	99,81	100,0	99,55	99,68	100,00	99,51	99,57	99,67	99,59	99,50	99,50
	0,75	0,62	0,58	0,69	0,66	0,60	0,62	0,56	0,68	0,48	0,53

Примечания. Скв.23292: 1 – гл.65,5 м, вебстерит (92-493); 2 – гл.73,0 м, вебстерит (92-494); 3 – гл.139,0 м, оливинный вебстерит (92-488); 4 – гл.151,0 м, оливинный вебстерит (92-503); 5 – гл.156,0 м, амфиболитизированный пироксенит (92-504); 6 – гл.168,8 м, тоже (92-489); 7 – гл.194,0 м, вебстерит (92-507); 8 – гл.237,2 м, лерцолит (92-491); 9 – гл.245,0 м, дунит (92-492); 10 – гл.247,5 м, дунит; 11 – гл.262,9 м, лерцолит (92-515); 12 – гл.290,0 м, актинолитизированный пироксенит (92-519); 13 – гл.316,0 м, лерцолит (92-521). Скв.23232: 14 – гл.105,2 м, вебстерит (91-391); 15 – гл.177,0 м, вебстерит (91-397). Скв.23220: 16 – норит, гл.140,7 м (93-37); 17 – габронорит, гл.154,0 м (93-42); 18 – норит, инт.198,0 м (93-49); 19 – габронорит, инт.140,7-157,0 м (93-45); 20 – габронорит, инт.192,5-200,5 м (93-51); Скв.23226: 21 – габроамфиболит, гл.118,6 м (7-10); Скв.23232: 22 – габбро, гл.151,3 м (91-394); Скв.23305: 23 – метагаббро, гл.205,5 м (93-158). Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГМР НАН Украины.

Таблица. 2. Содержание редких элементов в ультрамафитах и габброидах

Элем.	1/ 91-391	2/ 91-397	3/ 92-507	4/ 92-491	5/ 92-515	6/ 92-521	7/ 92-493	8/ 92-498	9/ 92-487	10/ 92-488
Rb	1,31	0,65	0,74	1,24	26,9	0,75	-	-	-	-
Sr	49,8	37,9	9,60	11,50	13,8	6,63	-	-	-	-
Ba	26,2	13,9	8,38	10,40	125	14,0	5,99	2,33	10,9	15,3
V	204	198	128	70,3	96,5	39,7	-	-	-	-
Cr	1230	1090	1460	3550	3010	833	-	-	-	-
Co	97,0	83,0	90,9	155	145	173	-	-	-	-
Ni	332	324	507	648	555	1340	-	-	-	-
Cu	63,8	34,4	8,46	6,29	<5	5,19	-	-	-	-
Zn	170	167	113	108	137	124	-	-	-	-
Ga	9,17	8,58	4,63	4,66	5,73	3,23	4,20	3,92	4,35	4,54
Y	6,20	5,55	2,58	4,11	6,34	1,93	1,30	2,14	6,46	7,38
Nb	0,83	0,70	0,34	1,33	1,50	0,78	0,27	-	0,68	1,14
Ta	0,076	0,059	0,029	0,044	0,11	0,061	4,39	1,36	6,57	9,60
Zr	24,7	20,0	11,1	12,5	15,9	12,8	-	-	-	-
Hf	0,80	0,61	0,27	0,37	0,54	0,26	3,64	0,22	0,51	0,65
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,18	1,12	<0,1
Th	0,14	0,14	0,058	0,10	0,064	0,13	-	-	0,11	0,18
La	1,47	1,29	0,73	0,78	1,46	0,42	0,20	0,56	1,54	1,69
Ce	-	3,70	2,50	1,93	4,29	1,07	0,58	1,80	-	-
Pr	0,80	0,65	0,41	0,32	0,66	0,15	0,10	0,34	0,67	0,70
Nd	3,90	3,31	1,78	1,28	3,12	0,63	0,54	1,53	3,23	3,63
Sm	1,22	1,04	0,57	0,51	1,00	0,22	0,15	0,49	0,81	1,02
Eu	0,37	0,26	0,18	0,19	0,31	0,065	-	0,11	0,26	0,28
Gd	1,24	1,04	0,59	0,66	1,14	0,26	0,15	0,44	0,97	1,14
Tb	0,21	0,17	0,087	0,12	0,18	0,042	-	-	0,20	0,22
Dy	1,20	1,00	0,53	0,79	1,20	0,25	0,23	0,41	1,17	1,24
Ho	0,26	0,21	0,11	0,15	0,23	0,062	-	-	0,27	0,29
Er	0,67	0,67	0,28	0,47	0,67	0,15	0,12	0,17	0,64	0,71
Tm	0,098	0,094	0,036	0,063	0,086	0,021	-	-	0,11	0,12
Yb	0,65	0,60	0,19	0,38	0,59	0,11	0,15	0,16	0,60	0,58
Lu	0,094	0,092	0,041	0,064	0,098	0,029	-	-	0,078	-
Ge	1,64	1,76	1,54	1,47	1,62	1,35	1,29	1,50	1,32	1,41
Mo	0,65	0,58	0,64	0,76	0,61	0,73	-	-	-	-
Sn	0,39	0,36	0,29	0,41	0,52	0,32	-	-	-	-
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	-	-	-
Cs	0,16	0,15	0,20	0,099	1,25	0,066	-	-	-	-
W	<0,15	<0,15	<0,15	0,27	<0,15	0,32	-	-	-	-
Pb	5,98	1,71	1,45	0,81	1,40	2,72	-	-	-	-
(Nb/La) _N	0,54	0,52	0,45	1,64	0,99	1,79	1,3	-	0,43	0,65
(La/Yb) _N	1,62	1,54	2,76	1,47	1,78	2,74	0,96	2,51	1,84	2,09
Zr/Y	4	3,6	4,3	3	2,5	6,6	-	-	-	-
Ti/Zr	82,5	81	43,2	143,9	135,7	70,2	-	-	-	-

легкими РЗЭ породы ($(La_N/Sm_N) = 0,74-0,99$, при $Gd/Yb_N = 1,44-2,28$) (табл. 2, рис. 4). Содержания РЗЭ четко коррелируют с содержанием иттербия, что указывает на преимущественное вхождение их в пироксен. Присутствуют ультрамафиты как с отрицательной, так и с положительной ниобиевой аномалиями – соответственно $(Nb/La)_N = 0,31-0,71$ и $(Nb/La)_N = 1,30-1,79$.

Габброиды. В наиболее полном разрезе габброидов (скв. 23220) выделяется такая последовательность (сверху – вниз): норит, габбронорит, габбро. Переходная зона от ультрабазитов к габброидам сложена плагиоклазовыми оливиновыми вебстеритами. Плагиоклаз расположен в интерстициях и является интеркумулясом [16]. Габброиды по химическому составу отно-

Таблица. 2. Продолжение

Элементы	11/ 92-503	12/ 92-504	13/ 92-492	14/ 92-512	15/ 92-518	16/ 93-37	17/ 93-42	18/ 93-49	19/ 93-45
Be	-	-	-	-	-	<1	<1	<1	-
Rb	-	-	-	-	-	<0,5	0,80	0,66	-
Sr	-	-	-	-	-	50,7	49,9	114	-
Ba	55,3	3,81	8,70	9,80	19,6	10,1	14,7	10,3	15,3
V	-	-	-	-	-	304	255	252	-
Cr	-	-	-	-	-	18,6	11,3	228	-
Co	-	-	-	-	-	58,0	56,5	37,2	-
Ni	-	-	-	-	-	42,3	43,7	102	-
Cu	-	-	-	-	-	99,8	124	50,2	-
Zn	-	-	-	-	-	70,2	55,4	55,6	-
Ga	8,92	3,80	1,72	1,70	3,12	13,6	12,5	13,4	13,3
Y	10,0	1,99	2,02	1,90	3,48	15,1	15,0	13,8	17,8
Nb	1,26	0,20	0,34	0,27	0,43	0,78	1,50	1,45	0,98
Ta	6,92	4,49	2,58	2,34	2,54	<0,1	<0,1	<0,1	4,15
Zr	-	-	-	-	-	14,4	18,0	17,7	-
Hf	0,76	0,17	0,13	0,095	0,32	0,53	0,75	0,54	0,81
U	1,16	<0,1	2,14	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	0,14	-	-	-	0,15	<0,1	<0,1	<0,1	4,87
La	1,71	0,62	0,69	0,49	1,08	0,88	0,89	1,32	0,88
Ce	-	1,74	1,61	1,27	2,59	3,05	2,70	4,32	2,97
Pr	0,81	0,31	0,22	0,21	0,37	0,61	0,45	0,74	0,51
Nd	3,60	1,47	1,01	0,91	1,69	3,32	2,69	4,43	3,10
Sm	1,06	0,34	0,12	0,17	0,54	1,28	1,08	1,48	1,25
Eu	0,41	0,11	-	-	0,15	0,45	0,44	0,59	0,46
Gd	1,44	0,43	0,29	0,28	0,63	2,10	1,95	2,16	2,00
Tb	0,29	-	-	0,062	0,11	0,39	0,36	0,39	0,39
Dy	1,64	0,35	0,31	0,30	0,67	2,92	2,60	2,70	3,21
Ho	0,40	-	-	-	0,16	0,62	0,61	0,59	0,65
Er	1,17	0,19	0,23	0,17	0,39	1,79	1,78	1,68	2,14
Tm	0,15	0,047	-	0,029	-	0,28	0,28	0,27	0,35
Yb	0,96	0,22	0,17	0,20	0,36	1,65	1,73	1,62	2,15
Lu	0,12	0,020	0,023	-	-	0,27	0,27	0,23	0,29
Ge	1,68	1,17	0,83	0,97	0,96	1,77	1,82	1,78	2,46
Mo	-	-	-	-	-	<1	<1	<1	-
Sn	-	-	-	-	-	<0,5	<0,5	<0,5	-
Sb	-	-	-	-	-	<0,5	<0,5	<0,5	-
Cs	-	-	-	-	-	<0,1	<0,1	<0,1	0,27
W	-	-	-	-	-	<0,5	<0,5	<0,5	-
Pb	-	-	-	-	-	<1	<1	<1	-
(Nb/La) _N	0,71	0,31	0,48	0,53	0,38	0,85	1,62	1,06	1,07
(La/Yb) _N	1,28	2,02	2,91	1,76	2,15	0,38	0,37	0,59	0,29
Zr/Y	-	-	-	-	-	0,95	1,2	1,28	-
Ti/Zr	-	-	-	-	-	437,1	393	315	-
Eu/Eu*	-	-	-	-	-	0,84	0,93	1,10	0,89

Примечание. Привязки образцов даны в таблице 1. Прочерк – нет данных.

сятся к натриевой серии (табл.1). Они характеризуются широкими колебаниями CaO (8,81–18,40 мас.%), низким содержанием K₂O (0,06–0,2 мас.%), при сумме щелочей (1,40–2,86 мас.%), умеренным содержанием TiO₂ (0,59–1,2 мас.%) с магнезиальностью в пределах 0,31–0,52. Содержание MgO (6,80–8,07 мас.%), Sr до 311 ppm., Ni до 84 ppm. (табл. 1, 2). На диаграмме AFM фигуративные точки габброидов лежат в поле пород толеитовой серии и расположены в начале тренда Скергаардской интрузии (рис. 2). Вниз по разрезу скв. 23220 наблюдается увеличение содержания CaO (от 9,28 мас.% до 15,51 мас.%), что обусловлено увеличением количества клинопироксена

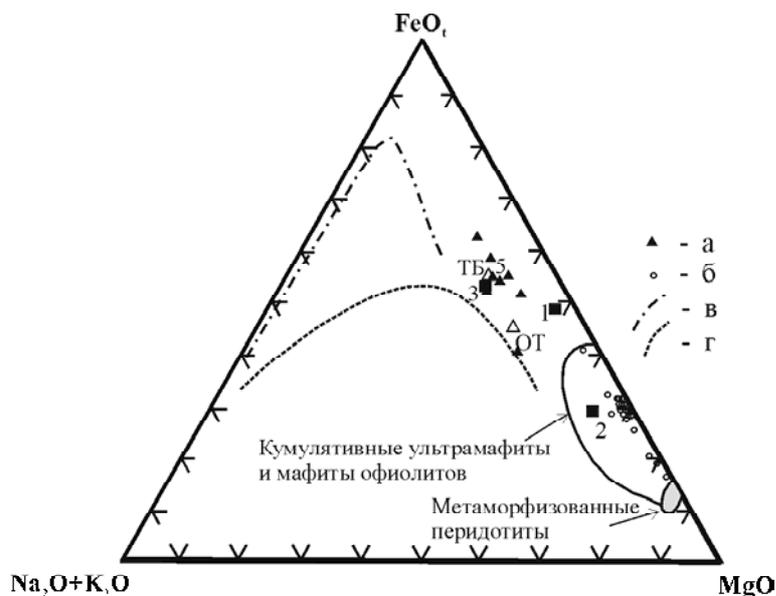


Рис. 2. Вариации составов ультрамафитов (а) и габброидов (б) Александровской структуры на диаграмме АФМ; в – тренд Скергаардской интрузии, г – линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий. Средние составы базитов (треугольники и квадраты) [20]: ТБ – средний состав толеитовых базальтов островных дуг; ОТ – океанические толеиты; 1 – двупироксеновое офиолитовое габбро Войкарского массива; 2 – оливковые габбро Кемпирсайского массива; 3 – габбронориты Кытлымского массива

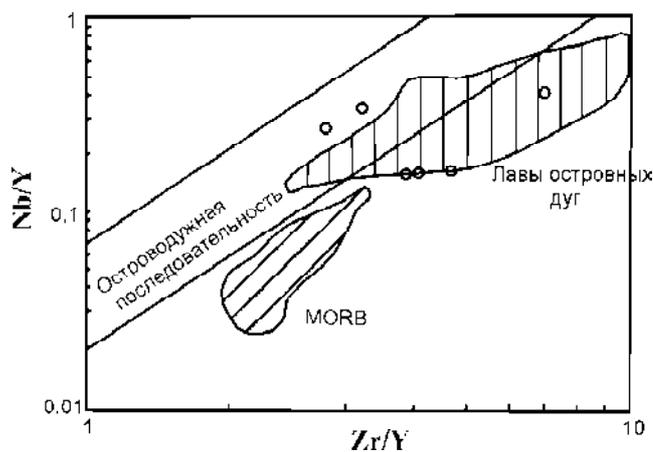


Рис. 3. Вариации составов ультрамафитов на диаграмме Zr/Y – Nb/Y

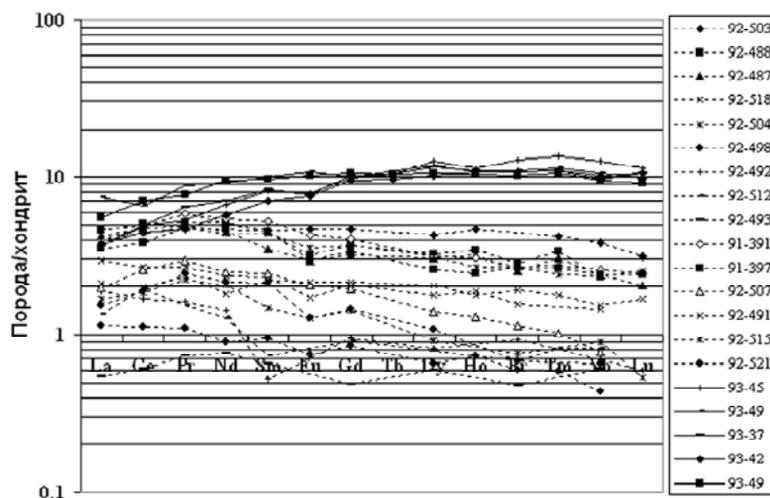


Рис. 4. Нормализованное к хондриту C1 [19] распределение РЗЭ в ультрамафитах и габброидах Александровской интрузии

в породе. Концентрации редких элементов в расслоенных габброидах примерно в 1,5 – 6 раза выше, чем в примитивной мантии. Они обеднены Rb, Ba, Zr. На диаграмме K–Rb (Лутц, рис. 45 [20]) точки составов магматических пород гипербазит-габбровой серии Александровской структуры совпадают с трендом СОХ. Содержание РЗЭ в 10–15 раз выше хондритового. Габброиды деплетированы легкими РЗЭ – $(La/Sm)_N = 0,44–0,58$; $(La/Yb)_N = 0,29–0,59$ (табл. 2, рис. 4), что свидетельствует о поступлении расплавов из истощенного мантийного источника. Высокое отношение $(Nb/La)_N = 1,07–1,25$, указывает на отсутствие коровой контаминации.

Вниз по разрезу скв. 23220 наблюдается увеличение содержаний легких РЗЭ, Cr, Ni. В то же время наблюдается уменьшение содержания V (от 304 до 252 р.р.м.) и величины Ti/Zr отношения (от 439 до 315) (табл. 2). Высокие Ti/Zr отношения свидетельствуют о накоплении титана в результате расслоения базитовой магмы. В габброидах верхней части разреза скв.23220 наблюдаются отрицательные европиевые аномалии ($Eu/Eu^* = 0,84–0,93$), а в нижней части (обр.93–49) – положительная ($Eu/Eu^* = 1,10$) (табл. 2).

Геохимические данные об исходных расплавах расслоенных пород.

Для определения геохимических характеристик исходных расплавов расслоенных магматических пород были использованы Zr, Y, Ti, поскольку эти элементы мало подвижны при низкотемпературном метаморфизме, а отношение Zr/Y мало зависит от фракционирования плагиоклаза, оливина и пироксенов. На диаграммах Zr–Y (рис. 5), Ti–Y (рис. 6) ультрамафиты и мафиты Александровской структуры разделяются на две геохимические группы. В ультрамафитах отношения Zr/Y (2,51–6,63); а в габброидах Zr/Y (0,95–1,2). При выраженном тренде совместного накопления Ti и Y (рис. 6) отношение Ti/Y существенно выше в габброидах.

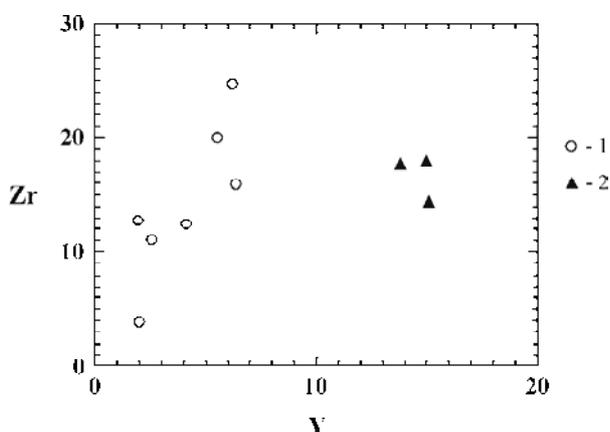


Рис. 5. Положение фигуративных точек составов ультрамафитов и габброидов Александровской структуры на диаграмме Zr – Y. Условные на рис. 2

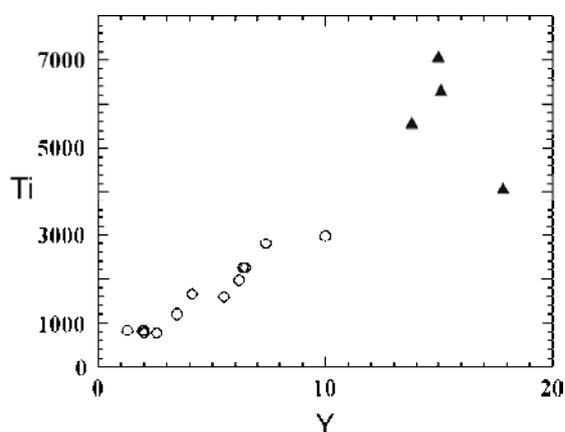


Рис. 6. Положение фигуративных точек составов ультрамафитов и габброидов Александровской структуры на диаграмме Ti – Y. Условные – на рис. 2

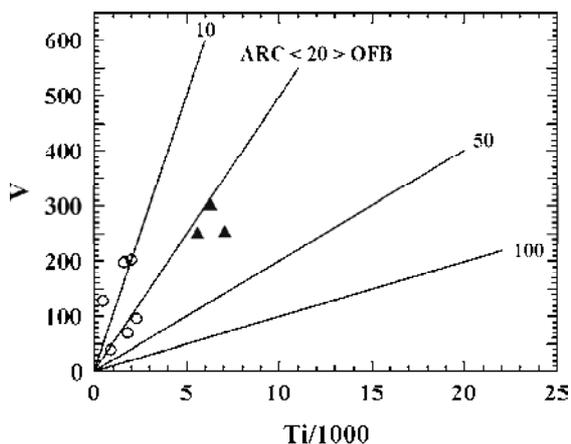


Рис. 7. Диаграмма $Ti/1000 - V$ [21] Для магматических пород Александровской структуры. Условные на рис. 2

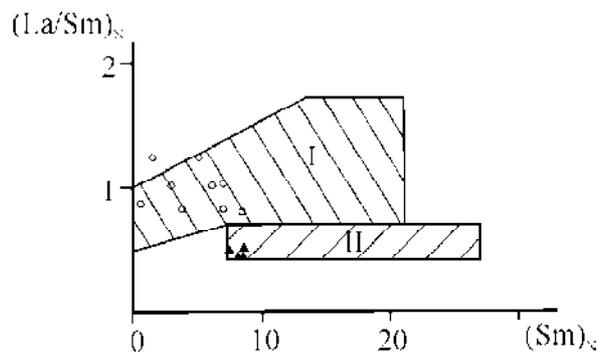


Рис. 8. Диаграмма $(La/Sm)_N - (Sm)_N$ для пород Александровской структуры [13]. Данные по базальтам срединно-океанических хребтов (COX) заключены в прямоугольник. Условные на рис. 2

По низкому содержанию титана и отношению $Ti/V < 20$ [21] исходная магма ультрамафитов и габброидов соответствует толеитам островных дуг (рис. 7).

На диаграмме $(La/Sm)_N - Sm_N$, используемой для оценки степени истощенности мантии [13], точки габброидов попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов (COX) (рис. 8), что свидетельствует о их выплавлении из деплетированного магматического источника, а ультрамафиты – в поле менее деплетированных вулканических пород зеленокаменных поясов.

На диаграмме $La - Sm$, позволяющей оценить относительную степень частичного плавления мантийного субстрата [22], точки ультрамафитов и габброидов Александровской структуры расположены в секторе океанических плутонических комплексов, что указывает на их образование при высокой степени частичного плавления (рис. 9). Большинство образцов ультрамафитов характеризуются меньшими содержаниями La и Sm , чем габброиды и они формируют несколько различающиеся тренды.

На диаграмме $(La/Sm)_N - Yb$ [23] отчетливо проявлена отрицательная корреляция между соотношением легких и тяжелых лантаноидов от Yb , что характерно для пород островных дуг. Анализ зависимости отношения $(La/Yb)_N$ от содержаний La и Yb показывает, что основную роль в изменении соотношений

легких и тяжелых лантаноидов играют вариации содержаний Yb , что связано с фракционированием пироксенов, фиксирующих Yb .

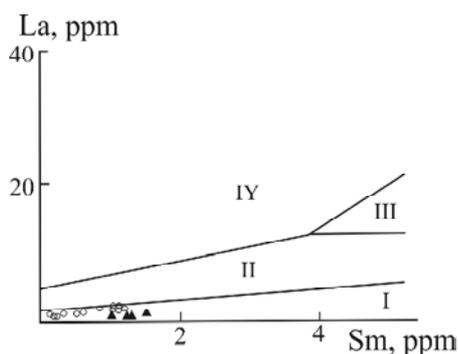


Рис. 9. Диаграмма $La - Sm$ для плутонических комплексов [22]. Поля: I – океанические, II – раннеостроводужные; III – островодужные; IV – зрелых дуг, активных континентальных окраин и зон коллизии. Условные на рис. 2

Выводы.

1. Ультрамафиты и габброиды Александровской структуры являются расслоенными магматическими породами. Ультрамафиты имеют кумулятивный генезис и представлены дунитами, лерцолитами и вебстеритами, которые слагают толщу ритмично-зонального строения. Среди габброидов выделяются габбро, габбро-нориты и нориты. Расслоенность габброидов выражена увеличением вниз по разрезу содержаний CaO, LPЗЭ, а также Cr и Ni, что обусловлено фракционированием клинопироксена. В ультрамафитах и габброидах выделяется скрытая расслоенность.
 2. Магматические породы перидотит-пироксенит-габбровой ассоциации Александровской структуры характеризуются низкими содержаниями калия, титана, рубидия, стронция, PЗЭ, что позволяет отнести их геохимическому типу примитивных низкокалиевых толеитов.
 3. Исходная магма для расслоенных ультрамафитов выплавлялась из неистощенного магматического источника, а габброидов – из деплетированного. Это является, вероятно, результатом последовательных выплавов в пределах одной зоны магмогенерации. В процессах кристаллизационной дифференциации магм ведущая роль принадлежала фракционированию клинопироксена и оливина.
 4. Расслоенные ультрамафиты и габброиды Александровской структуры имеют геохимические характеристики островодужных магматических пород. Эта ассоциация пород, сходная по геологическому строению с габброидными комплексами офиолитов, формировалась, вероятно, на ранней стадии заложения проторифтогенных структур зеленокаменных поясов Среднеприднепровского мегаблока.
 5. Среди ультрамафитов выделяются неконтаминированные ($(\text{Nb/La})_N = 1,30-1,79$) и контаминированные коровым веществом ($(\text{Nb/La})_N = 0,31-0,71$). Габброиды характеризуются отсутствием коровой контаминации ($(\text{Nb/La})_N = 1,07-1,25$).
1. Наливкина Э.Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. – М.: Недра, 1977. – 183 с.
 2. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. – Киев: Наук. Думка, 1979. – 412 с.
 3. Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита / Под ред. Н.П. Семененко. – Киев: Наук. Думка, 1982. – С. 368.
 4. Стульчиков В.А. Геохимии и рудоносность докембрия Верховцевской синклинали. – Киев: Наук. Думка, 1985. – 156 с.
 5. Дудник Н.Ф. Петрогенетические типы мафитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Геология и металлогения мафит-ультрамафитов докембрия Приднепровья: Сб. науч. Тр. – Днепропетровск: ДГУ, 1989. – С. 103–113.
 6. Стульчиков В.А. Никеленосность ультраосновных пород зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья // Геохимия и рудообразование. Сборник научных трудов. – Киев.: Изд-во АН УССР, 1992. Вып.19. – С. 57–69.

7. Бобров А.Б. К вопросу о расчленении основных и ультраосновных пород Среднего Приднепровья // Геол. журнал. – 1992. – № 6. – С. 35–42.
8. Бордунов И.Н. Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. – Киев: Наук. думка. – 1983. – 304 с.
9. Ильвицкий М.М. Ультрамафиты Днепровской гранит-зеленокаменной области // Геология и металлогения мафит-ультрамафитов докембрия Приднепровья: Сб. науч. Тр. – Днепропетровск: ДГУ, 1989. – С. 103–113.
10. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. – Киев. – Наук. думка. – 1965. – 190 с.
11. Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. – Киев: Наук. Думка, 1984. – 232 с.
12. Бондаренко Я.Н. Метаморфизованная офиолитовая формация гранит-зеленокаменных структур Среднего Приднепровья // Геол. журнал. – 1992. – № 1. – С. 45–54.
13. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса: Пер. с англ. – М.: Мир, 1983. – 390 с. (Науки о Земле, Т.85).
14. Viljoen M.J., Viljoen R.P. The geology and geochemistry of the layered ultramafic bodies of the Kaapmuideren area, Barberton Mountain Land // Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ., 1: 661-688, 1970.
15. McCall G.J.H., Doepel J.J.G. Some ultrabasic and basic igneous rock occurrences in the Archean of western Australia // Geol. Soc. Aust., Spec. Publ., 3: 429-442, 1971.
16. Самборская И.А., Артеменко Г.В. Геохимия расслоенных ультрамафитов Александровской структуры (Среднеприднепровский мегаблок УЩ) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Мат-лы междунар. Конф. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. – С. 233–236.
17. Coleman. Ophiolites. – Springer-Verlag. – 1977. – 229 p.
18. Kerr A.C., White R.V. and Saunders A.D. LIP Reading: recognizing Oceanic Plateaux in the Geological Record // J. Petrol., 2000, V.41, №7. – P. 1041–1055.
19. 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, Geological Society. Special Publication 1989, № 42. – P. 313–345.
20. Лутц Б.Г. Геохимия океаническая и континентального магматизма. – М.: Недра, 1980. – 247 с.
21. Shervais J.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V.59, №2. – P.101–118.
22. Sun S.S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // Contrib. Mineral. Petrol., 65: 301-325, 1978.
23. Cameron W.E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V.89, №2/3. – P. 239–255.