

## ГЕОХИМИЯ АРХЕЙСКИХ КУМУЛЯТИВНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ АЛЕКСАНДРОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

Самборская И. А., Артеменко Г. В., Бондаренко И. Н., Мартынюк А. В.\*

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев*

\* — *Криворожская комплексная геологическая партия, г.Кривой Рог*

Ультрамафиты Александровской структуры являются расслоенными магматическими породами. Они представлены дунитами, лерцолитами и вебстеритами, которые слагают толщу ритмично-зонального строения. По геологическому строению, минералогическим и геохимическим характеристикам они подобны кумулятивным ультрамафитам расслоенных габбровых комплексов офиолитов. Ультрамафиты имеют геохимические характеристики островодужных магматических пород. Останцы габбро-гипербазитов Авдотьевско-Александровского пояса являются, вероятно, тектоническими фрагментами малоглубинных промежуточных магматических камер архейского зеленокаменного пояса.

### ВВЕДЕНИЕ

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 и сложены ультрабазитами, габброидами, плагиоклазитами, диоритами и тоналитами. Она простирается субпараллельно зеленокаменным толщам Саксаганской синклинали и Высокопольской ЗС, вместе с которыми облекают с запада более молодой Саксаганский гранитный купол (рис. 1а). Согласно геофизическим данным, строение Александровской структуры интерпретируется как килевидное или воронковидное. По двум профилям и нескольким поисковым скважинам получены данные, позволяющие предположить ее концентрично-зональное строение (рис. 1б). Центральная часть этой структуры сложена практически полностью диоритами, которые имеют тектонический контакт с габброидами и ультрамафитами. Внешнее “кольцо” сложено габброидами и ультрамафитами, которые прорываются жилами диоритов. К телам ультрамафитов и их тектоническому контакту с вмещающими породами приурочены проявления сульфидных медно-никелевых руд (Солдатское, Владимировское, Александровское). В геологическом разрезе Александровской структуры выделяется нижняя толща ультрабазитов и верхняя — габ-

броидного состава. Переходная зона от ультрабазитов к габброидам, сложена плагиоклазовыми пироксенитами. Последние магматические фазы представлены андезиновыми анортозитами и плагиогранитоидами возрастом 3060 Ма [1]. Метаморфизм пород — от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Наиболее высокая степень метамор-

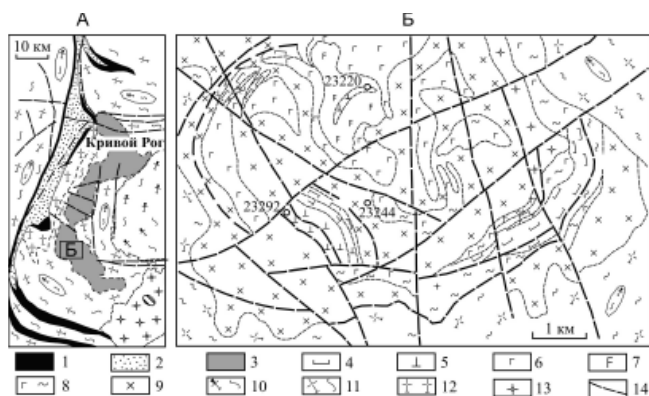


Рис. 1А. Упрощенная геологическая карта докембрия Криворожского железорудного района. Б — Александровский участок.

Рис. 1Б. Упрощенная геологическая карта фрагмента Александровской структуры.

1 — конкская серия; 2 — криворожская серия; 3 — Авдотьевско-Александровская структура; 4 — дуниты, лерцолиты, вебстериты, оливиновые 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 двухполюсоватые; 14 — тектонические разломы.

физма пород габбро-гипербазитового пояса наблюдается в зоне их сочленения с метабазитовыми толщами Восточно-Анновской полосы и Чертомлыкской ЗС. Вмещающие породы представлены плагиомигматитами днепропетровского комплекса, от которых породы Александровской структуры отделяются тектоническими разломами. В Александровской структуре не выявлены структурные элементы, характерные для стратиформных интрузий (зоны закалок, центральная и краевая серии). Слагающая ее ультрамафит-мафитовая ассоциация пород отличается от дунит-клинопироксенит-габбровой (ДКГ) отсутствием горячих контактов с вмещающими породами.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами выполнены детальные геохимические и микрозондовые исследования ультрабазитов, слагающих периферическую часть Александровской структуры. Наиболее детально их разрез изучен по скв. 23292, глубиной 378,0 м, которая вскрыла магматические расслоенные породы, отвечающие по составу дунитам, перидотитам и пироксенитам, а также развитые по ним автometасоматические породы. Анализы редких, в том числе редкоземельных элементов были выполнены методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Elan 6100 в ЦЛ ВСЕГЕИ. Состав минералов изучался в полированных шлифах и монофракциях на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в ИГМР НАН Украины.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА УЛЬТРАМАФИТОВ

Пироксениты слагают около 60-70% разреза скв.23292 и представлены вебстеритом и оливинным вебстеритом (рис. 2). Главными породообразующими составляющими пироксенитов являются крупные (1,8 x 3,6 мм) призматические зерна пироксенов и идиоморфный оливин (до 15%), шестигранный в разрезе. Пироксен представлен в равных количествах клино- и ортопироксеном. Породы безплагиоклазовые и характеризуются панидиоморфной структурой, местами пойкилитовой.

Перидотиты составляют 30-40% скв. 23292. Они приурочены к сложнорасслоенному интервалу (мощностью до 53 м), который характеризуется сложным чередованием маломощных (до 10 м) слоев пироксенита и перидотита. В интервале 245,0-257,7 м значительно увеличивается количество оливина и порода достигает состава дунита.

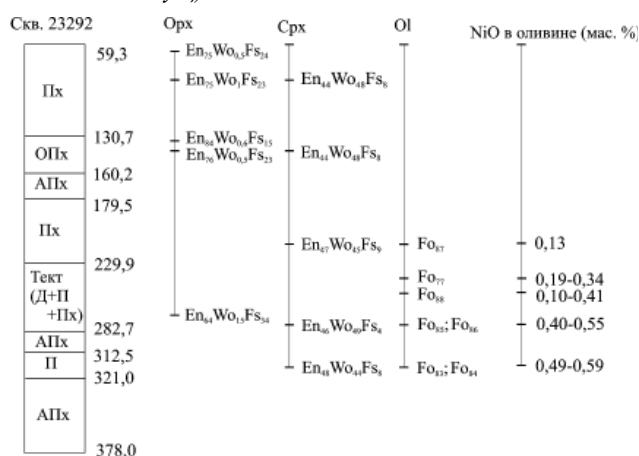


Рис. 2. Вариации состава ортопироксена, клинопироксена, оливина и содержания NiO в оливине по разрезу скв. 23292. Д – дуниты, П – перидотиты, Пх – пироксениты, ОПх – оливинные пироксениты, АПх – апопироксениты, Тект – тектоническое переслаивание дунитов, перидотитов и пироксенитов.

Перидотит по составу соответствует лерцолиту. Это мелкозернистая (зерна от 0,12 до 0,5 мм в поперечнике) порода, состоящая из серпентинизированных идиоморфных зерен оливина (до 50%), клино- (15-20%) и ортопироксена (15-20%), рудного минерала до 5%. Ко вторичным минералам относятся амфибол (10%) и флогопит (доли процента). В протолочных пробах обнаружен в аксессуарном количестве пикотит.

### МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАМАФИТОВ

Главными породообразующими минералами расслоенных ультрамафитов Александровской структуры являются оливин, орто- и клинопироксениты. Рудные минералы представлены титаномagnetитом, аксессуарные — хромшпинелидами.

**Оливин** образует мономинеральные скопления только на небольших интервалах. Он наблюдается в виде реликтовых зерен (обр. 92-492, 92-512), сохранившихся при серпентинизации изометричных кристаллов размером 0,5-3,5 мм. Представлен хризолитом (Fo88). Содержит MgO 47,43 мас. %, FeO 11,34 мас. %, NiO 0,41 мас. % (табл. 1). Порода по минеральному и химическому составу отвечает дуниту (Кф 18%).

В оливинном вебстерите (гл. 151,0 м) пироксен содержит округлые включения серпентинизированного оливина. По результатам микрозондового изучения оливина из интервала 229,9-316,0 м установлено закономерное увеличение с глубиной содержания NiO от 0,19 до 0,59 мас. %, % (табл. 1, рис. 2). Содержание форстеритового компонента

Таблица 1

Результаты микрозондового анализа оливинов из ультрамафитов (скв.23292).

№ обр., глуб., м	92-482,	92-491,	92-492,	92-518,	92-518,	92-518,	92-518,	92-521,	92-521,
	212,3	237,2	245,0	274,0	274,0	274,0	274,0	316,0	316,0
SiO <sub>2</sub>	39,36	39,99	39,77	39,29	39,90	39,54	39,21	38,97	38,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	46,62	38,57	47,43	44,90	44,57	45,39	46,44	44,59	43,70
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	0,00	0,00	0,00
CaO	0,29	0,00	0,01	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00
FeO	12,52	20,03	11,34	14,38	14,18	13,25	12,94	15,15	16,17
MnO	0,16	0,39	0,29	0,17	0,16	0,17	0,20	0,18	0,34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,13	0,30	0,41	0,40	0,46	0,44	0,55	0,49	0,51
Сумма	99,18	99,28	99,23	99,13	99,33	99,47	99,34	99,37	99,51
Fo	86,71	77,43	88,33	85,0	84,85	85,81	86,42	84,33	83,33
Fa	13,00	22,57	11,67	15,33	15,15	14,19	13,58	16,33	17,33
Кф	0,21	0,34	0,19	0,24	0,24	0,23	0,22	0,25	0,27

Примечание. Вебстерит - 92-482; лерцолит - 92-491, 92-518, 92-521; дунит - 92-492.

Таблица 2

Результаты микрозондового анализа ортопироксенов из ультрамафитов скв.23292, скв.23232.

№ обр., глуб., м	92-484,	92-484,	92-484,	92-484,	92-486,	92-503,	92-503,	91-396,
	64,2	64,2	64,2	64,2	135,3	151,3	151,3	166,0 м
SiO <sub>2</sub>	54,78	54,62	54,47	55,99	55,81	53,05	51,78	54,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	0,82	0,91	1,38	3,27	3,31	3,79	1,22
MgO	26,81	29,98	26,81	26,60	28,29	27,50	26,72	24,41
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16
CaO	0,27	0,44	0,72	0,58	0,09	0,44	0,45	0,52
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	15,58	15,51	15,50	14,63	8,66	14,93	15,64	17,58
MnO	0,20	0,20	0,22	0,18	0,28	0,40	0,48	0,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,23	0,09	0,19	-	0,09	0,09	0,21
NiO	0,16	0,08	0,24	0,21	-	0,12	-	-
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,18	0,11	0,10	0,06	0,0	0,09	0,85
Сумма	99,05	102,06	99,07	99,86	96,46	99,84	99,04	98,66
En	74,61	76,59	73,85	75,27	84,39	76,06	74,07	69,50
Wo	0,52	0,49	1,44	1,08	0,58	0,53	1,06	0,10
Fs	24,35	22,44	24,10	23,12	14,45	22,87	24,34	27,90

Примечание. Скв.23292: 92-484, 92-486, 92-503; скв.23232: 91-396. Вебстерит - 92-484, 92-486, 92-503; плагиоклазовый вебстерит - 91-396.

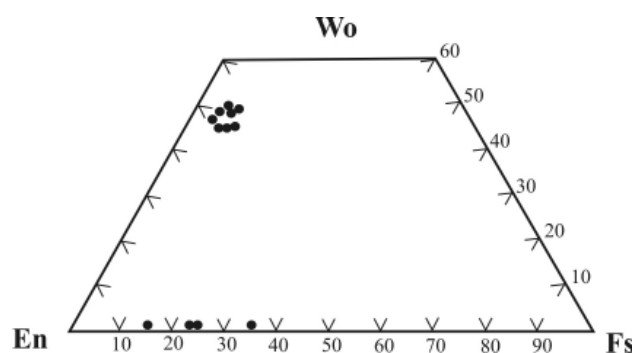


Рис.3. Составы пироксенов из ультрамафитов Александровской структуры.

варьирует от 84 до 88. Наиболее магнезиальный оливин в дунитах (Fo88).

**Ортопироксены** являются Mg-Fe-пироксенами и представлены энстатитом. Их ксеноморфные крупные кристаллы имеют размер 1,5 x 3,0 мм. Так, например, вебстерит (обр. 92-484, гл. 64,2 м) содержит до 40% ортопироксена состава En75Wo1Fs24, характеризуется содержанием NiO до 0,24 мас.% и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0,24 мас. % (табл.2, рис.3).

**Клинопироксены** являются Mg-Ca-пироксенами и по составу отвечают диопсиду. Характеризуются содержанием NiO до 0,09 мас. % и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0,48 мас. %. Они содержат также небольшое количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Результаты микрозондового анализа клинопироксенов из ультрамафитов (скв.23292).

№ обр., глуб., м	92-496, 89,0	92-503, 151,3	92-482, 212,3	92-482, 212,3	92-518, 274,0	92-521, 316,0	92-521, 316,0	92-521, 316,0
SiO <sub>2</sub>	53,39	51,35	52,38	52,38	52,23	52,21	52,31	52,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85	3,92	2,75	2,84	3,31	2,29	2,12	2,21
MgO	14,87	14,41	16,13	16,15	16,23	16,16	16,56	16,53
Na <sub>2</sub> O	1,16	0,56	0,03	0,00	1,16	0,94	0,57	0,75
CaO	22,96	22,61	21,94	21,86	23,65	21,58	21,58	21,26
K <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
FeO	5,01	5,89	5,22	5,30	2,59	5,60	5,53	5,09
MnO	0,15	0,17	0,24	0,24	0,10	0,15	0,24	0,19
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0,05	0,07	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,06	0,11	0,12	0,18	0,37	0,48	0,44
NiO	-	0,02	0,01	0,05	0,04	0,01	0,05	0,09
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,16	0,21	0,11	0,53	0,22	0,19	0,17
Сумма	99,88	99,15	99,02	99,05	100,02	99,58	99,70	99,28
En	43,48	42,22	46,24	46,52	46,55	0,17	0,17	0,15
Wo	47,83	47,78	45,16	44,92	49,18	46,52	47,09	47,57
Fs	8,15	10,00	8,60	8,56	4,37	44,39	43,92	44,32

Примечание. Вебстерит - 92-496, 92-503; лерцолит - 92-482, 92-518, 92-521.

Результаты микрозондового анализа флогопита из лерцолитов скв.23239

Окислы, %	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	CaO	K <sub>2</sub> O	BaO	FeO	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Сумма
91-377, гл. 95,0 м, 1 зерно	39,02	16,28	23,88	0,34	0,21	9,49	0,29	4,45	0,0	0,52	0,91	95,39
тоже, 2 зерно	39,10	16,04	23,13	0,30	0,17	9,30	0,51	4,40	0	0,52	0,96	94,43
тоже, 3 зерно	39,11	16,44	22,73	0,40	0,13	9,28	0,42	4,63	0,01	0,56	0,99	94,70
Тоже, 4 зерно	39,02	16,50	23,94	0,25	0,04	9,61	-	4,55	0,05	0,37	0,78	95,11

(до 2,3 мас.%). Состав клинопироксена изменяется по глубине от En44 (гл.89,0м) до En48 (гл. 316,0 м), таким образом, его магнезиальность увеличивается вниз по разрезу (табл. 3, рис. 2, 3).

**Флогопит** (содержание до 10-15%) выявлен в перидотите скв.23239 в интервале 93,0 — 115,1м. Его таблитчатые кристаллы, прозрачные в шлифах, расположены между серпентинизированными зернами оливина. Содержит K<sub>2</sub>O — 9,3-10,5 мас.%, MgO — 23,13-23,9 мас.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 15,80-16,44 мас.% (табл.4). Флогопит является вторичным минералом.

**Хромшпинелиды** имеют очень ограниченное распространение. В лерцолитах (обр.92-518, гл. 274,0 м) они представлены высокоглиноземистой (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 42,37 до 53,47 мас.%) низкохромовой разностью (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 12,0 до 20,54 мас.%) — пикотитом (табл. 5). Согласно диаграмме Cr\*100/(Cr+Al) — Mg\*100/(Mg+Fe,2+) [2] хромшпинелиды из этого интервала попадают в поле лерцолитового подтипа.

**Титаномагнетит** встречается только в отдельных интервалах. В оливиновом вебстерите титаномагнетит присутствует в виде идиоморфных зерен в межзерновом пространстве породы, а также захвачен пироксенами. Содержит FeO 81,19 мас.%, TiO<sub>2</sub> 3,2 мас.%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,4 мас.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,86 мас.%, MgO 0,6 мас.% (табл.5). В лерцолитах выделяется хромотитаномагнетит — FeO 71,92 мас.%, TiO<sub>2</sub> 2,11 мас.%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17,09 мас.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,14 мас.%, MgO 1,24 мас.% (табл.5). В лерцолитах кроме идиоморфных зерен, присутствуют также ксеноморфные, образующие прожилки в породе; местами они цементируют зерна оливина и пироксена (сидеронитовая структура). Рудный минерал, вероятно, выделялся из главного объема расплава одновременно с оливином.

**Амфиболы.** Для исследуемых пироксенитов характерно постмагматическое замещение кальций-магнезиальных пироксенов моноклинными, низкотемпературными амфиболами — тремолитом, актинолитом. Для тремолита характерны длинноп-

Таблица 5

Результаты микрозондового анализа хромшпинелидов и титаномагнетита из ультрамафитов (скв.23292, скв.23239)

№ обр., глуб., м	92-518, 274,0	92-518, 274,0	92-518, 274,0	92-518, 274,0	92-518, 274,0	92-518, 274,0	92-518, 274,0	92-503, 151,3	91-377, 95 м
Минералы	Хромшпинелиды							Титаномагнетит	Хромтитаномагнетит
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52,47	50,94	52,17	49,64	49,69	42,37	53,47	1,86	3,14
MgO	14,04	14,65	14,30	13,27	13,80	13,11	13,94	0,63	1,24
FeO	17,63	18,63	16,66	18,48	20,37	22,12	15,24	81,19	71,92
MnO	0,20	0,08	0,13	0,18	0,225	0,224	0,160	0,19	0,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,02	13,35	12,39	14,45	14,24	20,54	12,0	4,39	17,09
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,08	0,06	0,06	0,07	0,10	0,03	0,18	-
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,20	2,11
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,50	-
Сумма	96,46	97,73	95,71	96,08	98,40	98,46	94,84	92,14	95,97
Катионы пересчитаны на 4 кислорода									
Mg	0,40	0,43	0,41	0,39	0,40	0,41	0,40		
Fe <sup>2+</sup>	0,28	0,30	0,27	0,31	0,33	0,39	0,24		
Al	2,02	1,98	2,02	1,97	1,95	1,79	2,05		
Cr	0,18	0,20	0,19	0,23	0,22	0,34	0,18		
Cr*100/(Cr+Al)	8,18	9,17	8,60	10,45	10,14	15,96	7,89		
Mg (%)	58,82	58,33	60,29	55,71	54,79	51,25	62,50		
Кф (%)	41,18	41,67	39,71	44,29	45,21	48,75	37,50		

Примечание. Скв.23292: лерцолит (92-518), вебстерит (92-503); скв.23239: лерцолит (91-377).

Таблица 6

Результаты микрозондового анализа амфиболов из ультрамафитов (скв.23292).

№ обр., глуб., м	92-496, 89 м	92-503, 151,3 м	92-492, 245 м	92-515, 262,9 м	92-518, 274 м	92-518, 274 м	92-521, 316 м	92-521, 316 м
SiO <sub>2</sub>	55,99	43,05	43,78	50,28	48,39	55,19	44,83	44,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	13,22	11,55	9,55	12,73	3,28	14,08	14,48
MgO	22,99	15,50	15,94	14,94	18,04	23,76	16,26	16,21
Na <sub>2</sub> O	0,50	2,66	2,44	1,33	1,62	0,75	2,57	2,71
CaO	12,85	11,59	12,81	11,89	12,28	13,15	11,79	11,74
K <sub>2</sub> O	0,0	0,90	1,08	0,46	0,35	0,03	0,60	0,58
FeO	4,88	11,02	4,96	7,65	4,32	2,65	4,94	4,96
MnO	0,12	0,08	0,04	0,10	0,0	0,03	0,04	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,25	0,82	0,19	0,31	0,18	0,46	0,58
NiO	0,22	0,14	0,10	-	0,16	0,10	-	-
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,63	0,99	0,82	0,80	0,24	0,97	0,99
Сумма	99,25	99,04	94,51	97,21	99,00	99,36	96,54	96,86

Примечание. Вебстерит – 92-496, 92-503; дунит – 92-492; лерцолит – 92-515, 92-518, 92-521.

ризматические, игольчатые кристаллы, для актинолита — игольчато-лучистые агрегаты. Содержание в амфиболах CaO 11,59-13,15 мас.%, MgO 14,94-23,76 мас.%, SiO<sub>2</sub> 43,05-55,99 мас.%, FeO 2,65-11,02 мас.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,49-14,48 мас.%, Na<sub>2</sub>O 0,5-2,71 мас.% (табл. 6).

Согласно данным микрозондовых исследований, оливины ультрамафитов Александровской

структуры характеризуются достаточно высокой железистостью (Кф 19,0-34,4%). Этим они существенно отличаются от менее железистых и однородных по составу оливинов метаморфизованных перидотитов — основания офиолитовых комплексов [2-4]. Для орто- и клинопироксенов ультрамафитов Александровской структуры характерны умеренные содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,06-0,82 мас.%), в

Результаты микрозондового анализа плагиоклаза из плагиоклазового вебстерита скв.23232.

Окислы, %	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	CaO	K <sub>2</sub> O	FeO	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Сумма
91-396, 166,0 м	57,64	24,32	0,63	6,03	8,08	0,09	2,94	0,04	0,01	0,00	99,78

Примечание. Анализы приведены для центральных частей зерен. Состав минералов изучался на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в ИГМР НАН Украины.

отличие от высокохромовых пироксенов расслоенных интрузивов, например Мончегорского плутона (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,22-1,20 мас.%) [5]. Незначительное содержание хромшпинелидов обусловлено, вероятно, ранней кристаллизацией клинопироксена. Они представлены в лерцолитах высокоглиноземистой, низкохромовой разностью — пикотитом (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12,02-20,54 мас.%), характерной для габброидов офиолитов [2,6]. Для стратиформных расслоенных интрузий типичны низкоглиноземистые, высокохромовые разности [5,7]. Согласно методике Паланджян С.А. и Дмитриенко Г.Г. [8] по величине параметра хромистости (0,08-0,16) в хромшпинелидах (обр. 92-518, гл. 274,0 м), исследуемая ассоциация ультрамафитов может быть отнесена к типу высокоглиноземистых, лерцолитовых офиолитов малых океанических бассейнов типа Красного моря. Очень ограниченное содержание титаномагнетита указывает на низкую фугитивность кислорода, что является особенностью офиолитовых комплексов.

Зона перехода от кумулятивных ультрамафитов к габброидам вскрыта в скв. 23232 (инт. 64,5-258,1 м) и представлена плагиоклазовыми вебстеритами. Интерстиции (обр.91-396, гл. 166,0 м) выполнены интеркумулусным сдвойникованным плагиоклазом — олигоклазом (An<sub>27</sub>) (табл. 7). Некоторые кристаллы содержат многочисленные ксеноморфные включения клино- и ортопироксенов. Ортопироксен основной массы представлен энстатитом состава En<sub>70</sub>Wo<sub>0</sub>,1Fs<sub>28</sub> (обр.91-396). Структура породы панидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая.

### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАМАФИТОВ

Ультрамафиты характеризуются высоким содержанием MgO (19,89-41,66 мас.%), низким TiO<sub>2</sub> (0,13-0,50 мас.%) и щелочей (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=0,16-1,10 мас.%) при магнезиальности 0,57-0,82 (табл. 8). Содержания Ni 324-1340 ppm, Cr — 833-3550 ppm (табл. 9). Широкие вариации состава расслоенной толщи определяются переменными содержаниями в них оливина, орто- и клинопироксена. На диаграмме AFM (рис.4) ультрамафиты попадают в поле

кумулятов основного и ультраосновного состава офиолитов [2,3]. Их фигуративные точки расположены значительно ниже железистого тренда Скергаардской интрузии [9]. Исходная магма для расслоенных ультрамафитов Александровской структуры, вероятно, была более магнезиальной. 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 (табл.9). Нормализованные отношения LaN/NbN, CeN/NbN, PN/NbN на состав базальта N типа срединно океанических хребтов (COX) [10,11] равны (соответственно) — 2,9; 2,7; 2,9. На диаграмме Nb/Y — Zr/Y [12] точки составов ультрамафитов попадают в поле островодужных пород.

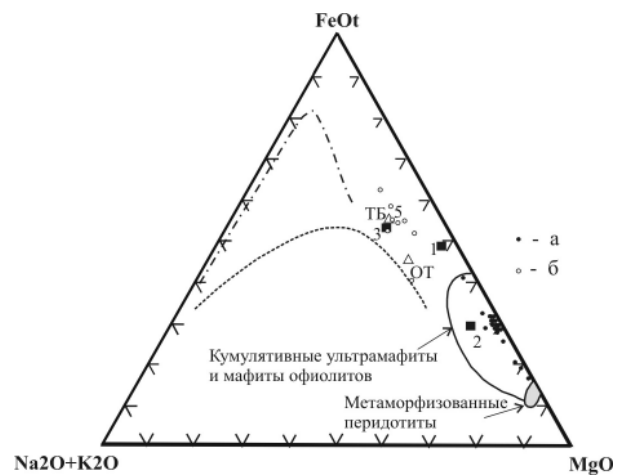


Рис.4. Вариации составов ультрамафитов (а) и габброидов (б) Александровской структуры на диаграмме AFM. Средние составы базальтов (треугольники и квадраты): ТБ – средний состав толеитовых базальтов островных дуг [10]; ОТ – океанические толеиты [3]; 1 – дупироксеновое офиолитовое габбро Войкарского массива; 2 – оливинные габбро Кемпирсайского массива; 3 – габбронориты Кытлымского массива [3]. Точечный пунктир – граница толеитовых и известково-щелочных серий; штрих-пунктир – тренд составов пород Скергаардского массива [3,9].

Таблица 8

Представительные химические анализы ультрамафитов (скв.23292, 23232).

Окислы, %	1/92-493	2/92-494	3/92-488	4/92-503	5/92-504	6/92-489	7/92-507	8/92-491	9/92-492	10/92-512	11/92-515	12/92-519	13/92-521	14/91-391	15/91-397
SiO <sub>2</sub>	53,59	54,36	43,44	47,58	53,25	53,50	53,04	39,20	38,71	39,23	41,39	54,28	39,02	52,12	52,91
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,20	0,47	0,50	0,14	0,14	0,13	0,28	0,13	0,12	0,36	0,14	0,14	0,33	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	1,42	3,96	8,62	2,97	1,56	2,38	3,11	1,56	2,38	5,19	1,60	2,24	3,29	2,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,22	3,93	3,13	0,58	Сл.	0,69	6,31	2,29	3,17	5,09	4,27	4,67	0,80	1,47
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	7,78	11,20	13,40
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	0,18	0,24	0,25
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	37,04	19,89	20,83
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	1,47	9,44	6,03
Na <sub>2</sub> 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	0,32	1,10	0,52
K <sub>2</sub> O	0,06	Сл.	0,20	0,15	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	0,10	0,50	-	-	Сл.	Сл.
S <sub>общ.</sub>	0,04	Сл.	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02	0,04	-	-	Сл.	Сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,05	0,09	0,03	0,04	0,06	0,04	0,12	0,10	0,05	0,05	0,12	0,15	0,06	0,06
H <sub>2</sub> O-	0,07	0,03	0,09	0,07	0,39	Сл.	0,07	0,16	0,15	0,46	0,28	0,14	0,38	0,01	0,09
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	6,40	1,52	1,20
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	99,81	100,0	99,55
#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	0,75	0,62	0,58

Примечания. Скв.23292: 1 – гл.65,5 м, вебстерит (92-493); 2 – гл.73,0 м, вебстерит (92-494); 3 – гл.139,0 м, оливиновый вебстерит (92-488); 4 – гл.151,0 м, оливиновый 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, перцолит (92-491); 9 – гл.245,0 м, дунит (92-492); 10 – гл.247,5 м, дунит; 11 – гл.262,9 м, перцолит (92-515); 12 – гл.290,0 м, актинолитизированный пироксенит (92-519); 13 – гл.316,0 м, перцолит (92-521). Скв.23232: 14 – гл.105,2 м, вебстерит (91-391); 15 – гл.177,0 м, вебстерит (91-397). Химические анализы выполнены в хим. лаборатории ИГМР НАН Украины.

Содержание редких элементов в ультрамафитах (скв. 23232, 23292)

Элементы	Номера проб и глубина					
	91-391, 105,2 м	91-397, 177,0 м	92-507, 194,0 м	92-491, 237,2 м	92-515, 262,9 м	92-521, 316,0 м
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
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
Y	6,20	5,55	2,58	4,11	6,34	1,93
Nb	0,83	0,70	0,34	1,33	1,50	0,78
Ta	0,076	0,059	0,029	0,044	0,11	0,061
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
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	0,14	0,14	0,058	0,10	0,064	0,13
La	1,47	1,29	0,73	0,78	1,46	0,42
Ce	-	3,70	2,50	1,93	4,29	1,07
Pr	0,80	0,65	0,41	0,32	0,66	0,15
Nd	3,90	3,31	1,78	1,28	3,12	0,63
Sm	1,22	1,04	0,57	0,51	1,00	0,22
Eu	0,37	0,26	0,18	0,19	0,31	0,065
Gd	1,24	1,04	0,59	0,66	1,14	0,26
Tb	0,21	0,17	0,087	0,12	0,18	0,042
Dy	1,20	1,00	0,53	0,79	1,20	0,25
Ho	0,26	0,21	0,11	0,15	0,23	0,062
Er	0,67	0,67	0,28	0,47	0,67	0,15
Tm	0,098	0,094	0,036	0,063	0,086	0,021
Yb	0,65	0,60	0,19	0,38	0,59	0,11
Lu	0,094	0,092	0,041	0,064	0,098	0,029
Ge	1,64	1,76	1,54	1,47	1,62	1,35
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

Отношение концентраций редких элементов к примитивной мантии в ультрамафитах [11] составляет от 0,2 до 2,8. Присутствуют ультрамафиты как с отрицательной, так и с положительной ниобиевой аномалиями — соответственно  $(Nb/La)N = 0,31-0,71$  и  $(Nb/La)N = 1,30-1,79$  (рис. 5). Отрицательные ниобиевые аномалии являются одной из характерных особенностей островодужных пород.

Среди ультрамафитов Александровской интрузии выделяются как слабо обогащенные легкими

РЗЭ ( $LaN/SmN = 1,04-3,72$ , при  $Gd/YbN = 1,16-1,96$ ) так и обедненные легкими РЗЭ породы ( $LaN/SmN = 0,74-0,99$ , при  $Gd/YbN = 1,44-2,28$ ) (табл.9, рис.6). Отношение  $LaN/YbN$  во всех ультрамафитах составляет 1,20-2,74 за исключением сильно измененных вебстеритов для которых  $LaN/YbN = 0,90$ . Содержания РЗЭ четко коррелируют с содержанием иттербия, что указывает на преимущественное вхождение их в пироксен (рис.6).



Элемент	Номера проб и глубина								
	92-493, 65,2 м	92-498, 121,5 м	92-487, 138,0 м	92-488, 139,0 м	92-503, 151,3 м	92-504, 156,0 м	92-492, 245,0 м	92-512, 247,5 м	92-518, 274,0 м
Ba	5,99	2,33	10,9	15,3	55,3	3,81	8,70	9,80	19,6
Ga	4,20	3,92	4,35	4,54	8,92	3,80	1,72	1,70	3,12
Y	1,30	2,14	6,46	7,38	10,0	1,99	2,02	1,90	3,48
Nb	0,27	-	0,68	1,14	1,26	0,20	0,34	0,27	0,43
Ta	4,39	1,36	6,57	9,60	6,92	4,49	2,58	2,34	2,54
Hf	3,64	0,22	0,51	0,65	0,76	0,17	0,13	0,095	0,32
U	<0,1	1,18	1,12	<0,1	1,16	<0,1	2,14	<0,1	6,98
Th	-	-	0,11	0,18	0,14	-	-	-	0,15
La	0,20	0,56	1,54	1,69	1,71	0,62	0,69	0,49	1,08
Ce	0,58	1,80	-	-	-	1,74	1,61	1,27	2,59
Pr	0,10	0,34	0,67	0,70	0,81	0,31	0,22	0,21	0,37
Nd	0,54	1,53	3,23	3,63	3,60	1,47	1,01	0,91	1,69
Sm	0,15	0,49	0,81	1,02	1,06	0,34	0,12	0,17	0,54
Eu	-	0,11	0,26	0,28	0,41	0,11	-	-	0,15
Gd	0,15	0,44	0,97	1,14	1,44	0,43	0,29	0,28	0,63
Tb	-	-	0,20	0,22	0,29	-	-	0,062	0,11
Dy	0,23	0,41	1,17	1,24	1,64	0,35	0,31	0,30	0,67
Ho	-	-	0,27	0,29	0,40	-	-	-	0,16
Er	0,12	0,17	0,64	0,71	1,17	0,19	0,23	0,17	0,39
Tm	-	-	0,11	0,12	0,15	0,047	-	0,029	-
Yb	0,15	0,16	0,60	0,58	0,96	0,22	0,17	0,20	0,36
Lu	-	-	0,078	-	0,12	0,020	0,023	-	-
Ge	1,29	1,50	1,32	1,41	1,68	1,17	0,83	0,97	0,96

Примечание. Скви.23232: 91-391, 91-397; остальные из скв.23292. Определение редких элементов выполнены в ЦЛ ВСЕГЕИ методом ICP MS. Прочерк – элемент не определялся.

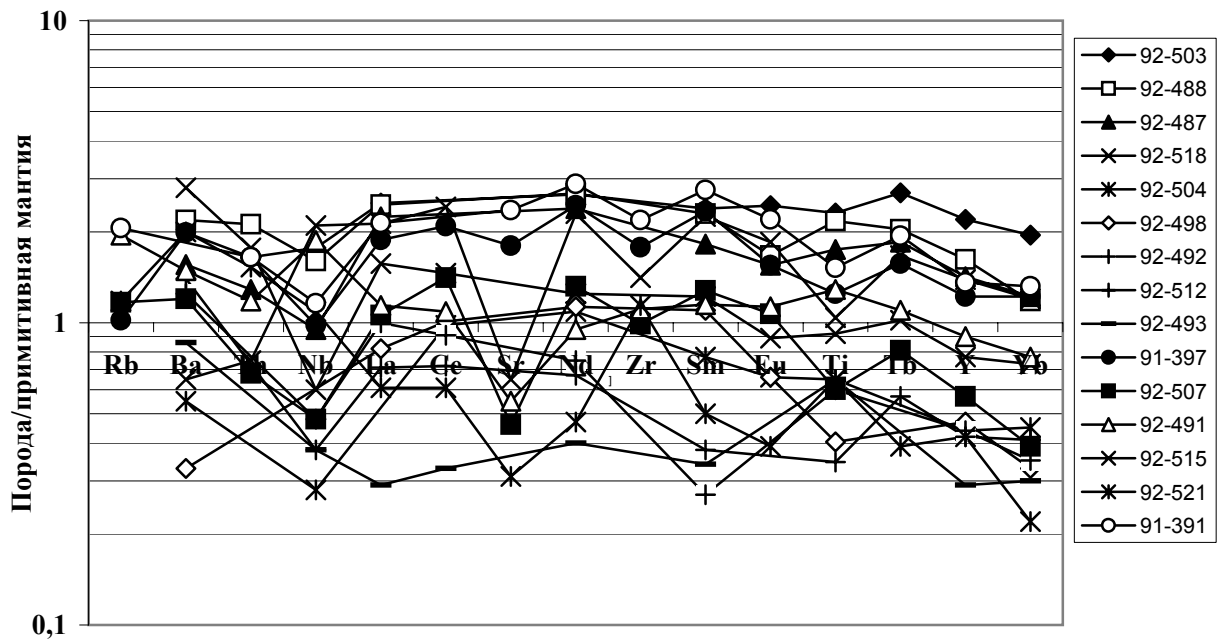


Рис. 5. Нормализованное к примитивной мантии распределение редких элементов в ультрамафитах Александровской структуры [11].

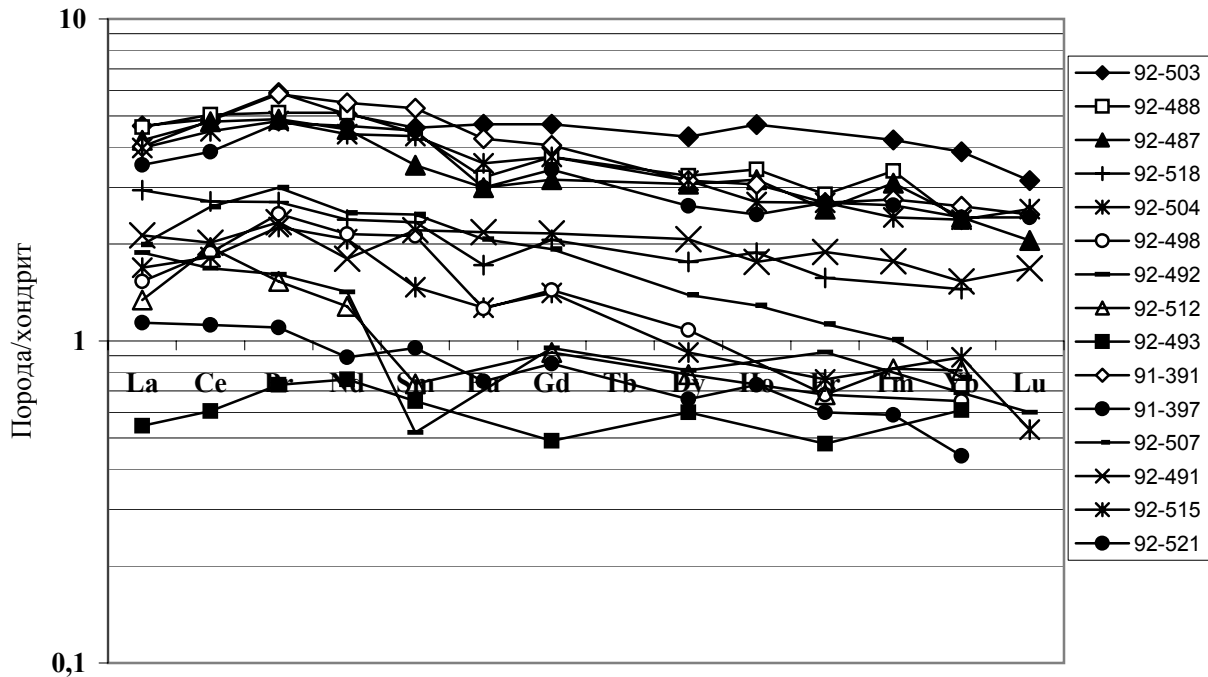


Рис. 6. Нормализованное к хондриту C1 распределение РЗЭ в ультрамафитах Александровской интрузии [11].

## ВЫВОДЫ

Ультрамафиты Александровской структуры являются расслоенными магматическими породами. Они представлены дунитами, лерцолитами и вебстеритами, которые слагают толщу ритмично-зонального строения. На основании петрографического и минералогического изучения этих пород и минералов, можно сделать вывод о их кумулятивном генезисе и выделить следующие типы кумулятивных парагенезисов:  $Crt+Ol+Crx$ ,  $Ol+Orx+Crx$ ;  $Orx+Crx$ ,  $Orx+Crx\pm Ol$ ,  $Orx+Crx+Tmt\pm Ol$ . Скрытая расслоенность выражена в закономерном увеличении к нижней части разреза магнезиальности кумулятивного клинопироксена и содержания никеля в оливине. По петрографическим, минералогическим и геохимическим характеристикам они подобны кумулятивным ультрамафитам габбровых комплексов офиолитов [3, 4]. Исходной магмой для расслоенных ультрамафитов могла быть основная магма толеитового состава островодужного типа.

Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов архейского возраста описаны в Китае, Канаде, Южной Африке и др. Неоархейские офиолиты Донгвензи ( $>2505\pm 2,3$  млн. лет), включающие расслоенный габбровый комплекс с мафит-ультрамафитовыми кумулатами, сложенные пироксенидами, дунитами и верлитами в нижней части разреза, выделяются на Северо-Китайском кратоне

Хебей [13]. В южной части провинции Слейв изучены тектонические фрагменты офиолитовой последовательности, включающие перидотиты, серпентиниты и оливиновое габбро мезоархейского возраста (около 2830 млн. лет) [14].

Ультрамафит-мафитовый комплекс Александровской структуры, возрастом  $>3060$  млн. лет, сформировался до этапа кратонизации Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. По структурному положению он сопоставим с вулканогенно-осадочными толщами конкской серии (3200-3070 млн. лет). Приуроченность тектонических фрагментов габбро-гипербазитов Авдотьевско-Александровского пояса к периферии более молодого Саксаганского гранитоидного купола, позволяет предположить, что слагающие его породы являются, вероятно, фрагментами выведенных на дневную поверхность раскристаллизованных малоглубинных промежуточных магматических камер архейского зеленокаменного пояса. Ультрамафиты Александровской структуры характеризуются высокими содержаниями Ni, Co и Cr. С гидротермально-метасоматическими образованиями связаны зоны штокверкового сульфидного оруденения, приуроченного к зонам дислокационного метаморфизма (оруденелые бластомилониты).

Для установления генезиса габбро-гипербазитового комплекса Александровской структуры и оценки его рудоносности необходимо проведение

дальнейших геологических и поисково-геохимических исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. — 1995. — №21. — С. 129-154.
  2. Coleman. Ophiolites. — Springer-Verlag. — 1977. — 229 p.
  3. Лазько Е.Е. Ультрабазиты офиолитовой ассоциации / Магматические горные породы. Т.5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. — С.8-96.
  4. Шарков В.Е., Чистяков А.В., Лазько Е.Е. Строение расслоенного комплекса Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал) как отражение мантийных процессов под задуговым морем // Геохимия, 2001, №9, с.915-932.
  5. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. М.: Наука, 1980. — 183 с.
  6. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1986. — 246 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 404).
  7. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир. — 1970. — 551 с.
  8. Паланджян С.А., Дмитриенко Г.Г. Петрохимические типы и геотектоническая позиция офиолитовых ассоциаций // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1990. № 758. — С. 62-70.
  9. Магматические горные породы. Т. 3. М.: Наука, 1985. — 485 с.
  10. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Наука, 1980. — 246 с.
  11. 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, pp.313-345.
  12. 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, pp. 1041-1055.
  13. Kusky T.M., Li J.H., Tucker R.D. The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2,505 — Billion-Year-Old oceanic crust and mantle. Science. 2001. V. 292. P. 1142-1145.
  14. Kusky T.M. Evidence for Archean ocean opening and closure in the Slave Province // Tectonics. 1990. V. 9. — P. 820-841.
- Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновка НАН Украины.*