

АРХЕЙСКАЯ АНОРТОЗИТ-ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНАЯ СЕРИЯ АЛЕКСАНДРОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

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

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАН Украины, Киев

Андезиновые анортозиты, диориты, гранодиориты и плагиограниты Александровской структуры (3060 млн лет) относятся к одной серии магматических пород. Она сформировалась, вероятно, в результате двухстадийного процесса, включающего разные степени частичного плавления метабазитов толеитового состава с роговообманковым и(или) гранатовым реститом на средних или больших глубинах с последующим разделением этих расплавов на анортозитовую и гранитную магмы при фракционной кристаллизации роговой обманки и плагиоклаза в промежуточных магматических камерах. Характерной особенностью плагиогранитоидов этой серии являются низкие содержания K_2O , Rb, Nb, Ta, PЗЭ, U, Th и положительные европиевые аномалии ($Eu/Eu^* = 1,07-3,57$), чем они отличаются от плагиогранитоидов сурского комплекса (ТТГ-формации).

Ключевые слова: анортозиты, Среднеприднепровский блок, метабазиты, диориты.

ВВЕДЕНИЕ

Александровская структура является частью габбро-гипербазитового пояса длиной более 100 км в Восточно-Саксаганском районе Среднеприднепровского мегаблока. Первые, достаточно детальные петрографические и геохронологические исследования диоритов, гранитоидов и габбро-гипербазитового комплекса этой структуры были выполнены только в 1986–1993 гг. В результате геохимических и минералогических исследований установлено, что нижняя толща Александровской структуры сложена кумулятивными ультрабазитами и представлена дунитами, лерцолитами и вебстеритами [1]. Выше залегают габброиды, в наиболее полном разрезе которых выделяется последовательность (сверху — вниз): норит, габбронорит, габбро диопсидовое. Переходная зона от ультрабазитов к габброидам сложена плагиоклазовыми оливинными вебстеритами. Габбро-пироксенит-периодитовая ассоциация пород представляет собой расслоенный базит-ультрамафитовый комплекс, формировавшийся в условиях растяжения. Последние магматические фазы представлены андезиновыми анортозитами, диоритами и плагиогранитоидами. Они практически полностью слагают центральную часть Александровской структуры. Изотопный уран-свинцовый возраст гранодиоритов по циркону — 3060 ± 15 млн лет (конкордантный) [2].

Среди диоритов и гранитоидов Александровской структуры выделяются такие минеральные разновидности: диориты двупироксеновые, роговообманковые, биотит-роговообманковые; лейкодиориты; кварцевые диориты роговообманковые, биотит-роговообманковые; гранодиориты роговообманково-биотитовые и плагиограниты. С последними тесно ассоциируют андезиновые анортозиты, которые чередуются с ними в разрезе. Кварцевые сиениты являются, вероятно, дайковыми образованиями. Следует отметить, что ассоциация анортозитов с более кислыми породами является очень слабо изученной [3, 4] и на Среднеприднепровском мегаблоке ранее не описывалась.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами выполнены детальные геохимические и микронзондовые исследования андезиновых анортозитов, гранодиоритов, плагиогранитов и кварцевых сиенитов Александровской структуры. С целью их корреляции с плагиогранитоидами Среднеприднепровского мегаблока были также изучены геохимические характеристики плагиогранитоидов ТТГ-ассоциации из Вольнохуторского и Саксаганского массивов. 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.

© Самборская И. А., Артеменко Г. В., Бондаренко И. Н., Мартынюк А. В., 2008

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНИХ И КИСЛЫХ ПОРОД

Андезиновые анортозиты вскрыты в скважине 23244 в двух интервалах мощностью 40 и 70 м, разделенных телом плагиогранитов мощностью 45 м. Это крупно-, иногда гигантозернистая порода с массивной текстурой. Структура породы панидиоморфнозернистая. Это почти мономинеральная порода, состоящая из широкотаблитчатых кристаллов (до 6 мм в поперечнике) плагиоклаза с узкими полосками полисинтетических двойников, единичных зерен кварца и вторичного низкотемпературного амфибола (до 10 %). Плагиоклаз представлен андезином — An_{34} (табл. 1). По содержанию SiO_2 (51,3–54,2 мас. %) эти породы можно отнести как к средним (SiO_2 53,0 – 64,0 мас. %) так и основным (SiO_2 44,0– 53,0 мас. %) породам (табл. 2) [5]. На диаграмме AFM (рис. 1) их фигуративные точки составов расположились в поле известково-щелочных пород, а на диаграмме TAS ($SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$) [7] они попадают в поле габбро-диоритов (рис. 2).

Это высокоглиноземистые ($al = 2,37 - 3,11$) породы натриевой серии, нормального петрохимического ряда — $(Na_2O + K_2O) = 4,08 - 4,80$ мас. %. Содержат небольшие количества MgO (2,88–3,93 мас. %), TiO_2 (0,06–0,22 мас. %), K_2O (0,14–0,24 мас. %). Коэффициент железистости пород (Кф) находится в пределах 53–64 % (табл. 2). Содержание нормативного ортоклаза — 0,60–1,44 %.

Диориты. Породы среднего состава представлены диоритоидами и двуслюдяными сланцами. Диориты распространены ограниченно. Известны двупироксеновые, роговообманковые и биотит-роговообманковые диориты (скв. 23221, 23222). Плагиоклаз в этих породах представлен андезином (An_{30} – An_{35}). Лейкодиориты встречаются редко. Они были зафиксированы нами в скв. 23239.

Лейкодиориты (скв. 23239, обр. 91–386, гл. 163,4 м) — среднезернистая, лейкократовая порода. Состоят из плагиоклаза (до 80 %), кварца (до 5 %) и темноцветных минералов — пироксена и биотита — до 15 %. Плагиоклаз представлен олигоклазом (An_{22}), ортопироксен — энстатитом ($En_{58}Wo_{0,8}Fs_{41}$) (табл. 1). Порода высокоглиноземистая ($al = 2,91$). Коэффициент железистости (Кф) равен 58 %. На диаграмме TAS они попадают в поле монцодиоритов (рис. 2).

Кварцевые диориты встречаются чаще, чем диориты. Роговообманковые кварцевые диориты (скв. 23220, обр. Д-1, Д-2) характеризуются следующим минеральным составом (%): плагиоклаз — 40–50, зеленая роговая обманка — 25–35, кварц —

15–20, рудный минерал — 1–5, апатит до 1. Плагиоклаз представлен олигоклазом. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

По химическому составу (SiO_2 — 59,4–61,5 мас. %, Na_2O — 2,9–3,2 мас. %, K_2O — 0,15 мас. %) порода относится к нормальному петрохимическому ряду средних пород, натриевой серии (табл. 2), высокоглиноземистая ($al = 1,91 - 2,40$). Коэффициент железистости (Кф) равен 71–72 %. На диаграмме TAS они попадают в поле диоритов (рис. 2).

Гранодиориты изучены в скв. 23221, гл. 291,1 — 300,8 м (обр. 90–317, 90–318, 90–319, 90–321), представлены роговообманково-биотитовыми разностями. Среднезернистые породы, структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 60–70, кварц — 25–30, зеленая роговая обманка и биотит — до 5, зерна рудного минерала — 1–5, апатит, циркон и сфен — ед. зерна. Биотит (химический состав — табл. 1) представлен светло-бурыми чешуйками, расположенными между ксеноморфными кристаллами кварца и идиоморфным плагиоклазом. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован и представлен олигоклазом (An_{15} , An_{16} , An_{19}), рудный минерал — ильменитом (табл. 1). В обр. 90–318 (гл. 292,0 м) присутствуют единичные зерна ортопироксена (табл. 1) — энстатита ($En_{51}Wo_3Fs_{46}$).

Гранодиориты по химическому составу (SiO_2 — 64,04 мас. %, Na_2O — 3,88 мас. %, K_2O — 0,20 мас. %) относятся к нормальному петрохимическому ряду кислых пород, натриевой серии (табл. 2). Высокоглиноземистые ($al = 2,19$). Коэффициент железистости породы (Кф) равен 63 %. На диаграмме TAS они попадают в поле гранодиоритов (рис. 2).

Плагиограниты (скв. 23244, инт. 192,1 — 230,4 м; обр. 91–358, 91–359, 91–362, 91–375). Лейкократовая, среднезернистая порода. Состоят из идиоморфных зерен плагиоклаза (до 80 %), ксеноморфного кварца (20 %) и небольшого количества темноцветных минералов — биотита и зеленой роговой обманки (до 10 %). Присутствуют единичные зерна рудного минерала, представленного ильменитом (табл. 1). Структура породы гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз сдвойникован и представлен олигоклазом (An_{14} , табл. 1). Акцессорный биотит располагается в промежутках между кристаллами плагиоклаза.

По химическому составу плагиограниты относятся к семейству низкощелочных гранитов и к нормальному петрохимическому ряду кислых по-

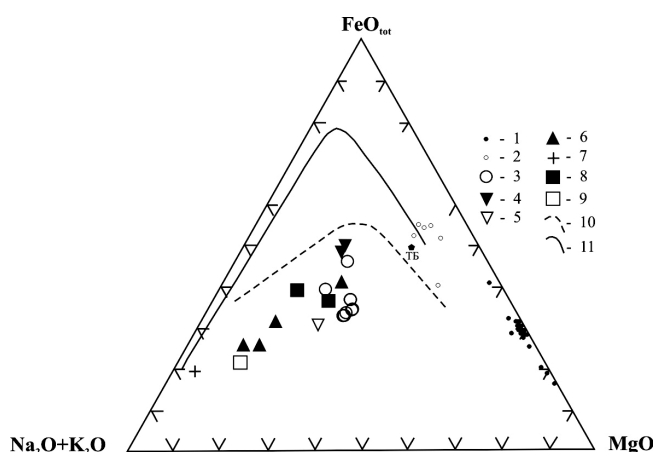


Рис. 1. Диаграмма AFM для магматических пород Александровской структуры. 1 — ультрамафиты; 2 — габброиды; 3 — андезиновые анортозиты; 4 — диориты; 5 — лейкодиориты; 6 — плагиогранитоиды; 7 — кварцевые сиениты; 8 — кварцевые диориты Вольнохуторского массива и гранодиориты Бородаевского карьера; 9 — плагиограниты Саксаганского массива, 10 — линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий, 11 — скергаардский тренд дифференциации

род (SiO_2 — 69,20—71,22 мас. %, Na_2O — 4,26—4,60 мас. %, K_2O — 0,40 мас. %), натриевой серии (табл. 2). Порода высокоглиноземистая ($a = 3,02$ —3,85). Коэффициент железистости равен 70–74 %. На диаграмме TAS они попадают в поле гранодиоритов (рис. 2).

Кварцевый сиениты (скв. 23306, гл. 160,4 м; обр. 93–179) являются, вероятно, дайковыми образованиями. Это среднезернистая порода порфировидной структуры. Мин. состав (%): плагиоклаз — 70; кварц — 30; пироксен, рудный минерал, апатит и циркон — ед. зерна. Плагиоклаз представлен альбитом (An_8 , табл. 1). Порода содержит 3,57 % нормативного ортоклаза, относится к семейству субщелочных сиенитов, к субщелочному петрохимическому ряду кислых плутонических пород (SiO_2 — 66,92 мас. %, Na_2O — 7,32 мас. %, K_2O — 0,60 мас. %) натриевой серии (табл. 2). Высокоглиноземистые ($al = 6,39$), с высоким коэффициентом железистости ($K_f = 83$ %). На диаграмме TAS они попадают в поле сиенита-кварцевого монцонита (рис. 2).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АНДЕЗИНОВЫХ АНОРТОЗИТОВ И ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ

Андезиновые анортозиты. Для андезиновых анортозитов характерны низкие содержания руби-

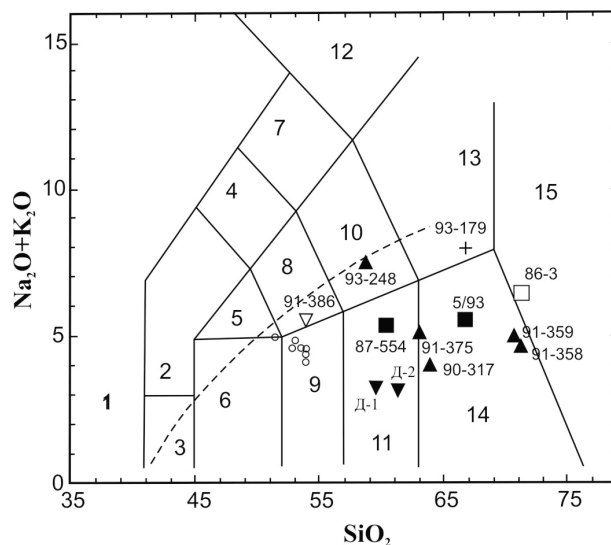


Рис. 2. Диаграмма TAS ($\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) для магматических пород Александровской структуры. Условные обозначения на рис. 1. Классификационные поля по [7]: 1 — фойдолит, 2 — фойдогаббро, 3 — перидотитовое габбро, 4 — фойдомонцодиорит, 5 — монцогаббро, 6 — габбро, 7 — фойдомонцосиенит, 8 — монцодиорит, 9 — габбро-диорит, 10 — монцонит, 11 — диорит, 12 — фойдосиенит, 13 — сиенит-кварцевый монцонит, 14 — гранодиорит, 15 — гранит. Штриховая линия разделяет поля щелочных и известково-щелочных пород

дия ($\text{Rb} = 1,77$ –10,3 р.р.м.) при низком для этого типа пород содержании стронция ($\text{Sr} = 296$ –446 р.р.м.) [9] (табл. 3). Рубидий-стронциевое отношение — $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,005$ –0,024, а калия к рубидию — $\text{K}/\text{Rb} = 96$ –302. Содержания иттрия и ниобия низкие ($\text{Y} = 0,53$ –1,17 р.р.м.; $\text{Nb} = 0,25$ –1,47 р.р.м.). На спайдер-диаграмме выявляются отрицательная аномалия ниобия ($\text{Nb}/\text{La}_N = 0,08$ –0,87) и положительные аномалии Pb, Sr, Eu и Ti (рис. 3).

Суммарное содержание РЗЭ в андезиновых анортозитах — 34,3–47,1 р.р.м. Распределение РЗЭ дифференцированное — $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 6,64$ –11,8, характерны положительные европиевые аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,07$ –9,36) (рис. 4). Наблюдаемое в андезиновых анортозитах Александровской структуры высокое отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ свидетельствует о обедненности их исходного расплава тяжелыми РЗЭ. Согласно результатам Sm-Nd-изотопных исследований (табл. 4) исходная магма для андезиновых анортозитов (проба 91–355) выплавилась из слабо деплетированного ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1,1$; $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) \sim 3,07$ млрд лет) мантийного субстрата.

Плагиогранитоиды. Для плагиогранитоидов Александровской структуры характерны очень низкие содержания рубидия ($\text{Rb} = 1,77$ –8,12 р.р.м.), при содержании стронция ($\text{Sr} = 218$ –375 р.р.м.) (табл. 3). Рубидий-стронциевое отношение низ-

Таблица 1

Результаты микрондовых анализов минералов из пород Александровской структуры

№ ан., обр.	1/ 90-318	2/ 90-319	3/ 90-321	4/ 91-358	5/ 91-386	6/ 93-179	7/ 90-318	8/ 91-386
Минералы	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Opх	Opх
SiO ₂	61,278	60,498	61,572	60,307	58,573	63,624	52,487	54,654
TiO ₂	0,313	0	0	0,014	0	0	0,274	0,228
Al ₂ O ₃	23,209	24,957	23,543	26,435	25,682	22,911	2,681	0,116
FeO	0,205	0,089	0,201	0,204	0,221	0,026	25,776	23,568
MnO	0,018	0,041	0,016	0,045	0,048	0,060	0,910	0,458
MgO	0,388	0	0	0	0	0	15,853	18,566
CaO	5,858	6,522	5,602	5,018	7,701	3,227	1,431	0,394
Na ₂ O	8,100	7,385	8,791	8,355	7,425	9,608	0,280	0
K ₂ O	0,200	0,060	0,136	0,114	0,048	0,100	0,027	1,145
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99,569	99,552	99,861	99,492	99,698	99,556	99,719	99,129
An	16,42	19,35	14,89	13,74	22,48	8,45	—	—
Ab	82,09	79,84	84,40	85,50	76,74	90,85	—	—
Or	1,49	0,81	0,71	0,76	0,78	0,70	—	—
En	—	—	—	—	—	—	50,66	57,74
Wo	—	—	—	—	—	—	3,06	0,84
Fs	—	—	—	—	—	—	46,29	41,42

№ ан., обр.	9/ 90-319	10/ 90-321	11/ 90-319	12/ 91-358	13/ 90-321	14/ 91-386	15/ 93-179	16/ 93-179	17/ 90-318	18/ 90-319	19/ 91-358
Минерал	Amf	Amf	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Gt	Ilm	Ilm	Ilm
SiO ₂	40,701	43,669	36,983	36,987	36,554	37,892	44,042	36,737	—	—	—
TiO ₂	0,585	0,601	2,052	1,843	2,433	1,222	0,169	0	52,680	52,487	53,097
Al ₂ O ₃	14,648	12,241	16,726	17,172	15,736	16,085	30,944	20,971	0,125	0	0,046
FeO	18,295	18,105	18,622	20,638	23,727	16,681	3,925	17,753	46,027	45,796	45,866
MnO	0,355	0,459	0,035	0,078	0,187	0,121	0,084	20,983	1,018	1,437	0,463
MgO	8,921	9,204	11,330	12,903	10,172	16,395	1,490	1,117	0	0,146	0,138
CaO	10,195	11,176	0,216	0,131	0,111	0,225	0,248	1,847	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	1,067	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	0,008	0	0,006
Cr ₂ O ₃	0	0,026	0	0,025	0	0	0,009	0,029	0,026	0,013	0,022
Na ₂ O	2,113	1,597	0,116	0	0	0,063	0,604	0	—	—	—
K ₂ O	0,441	0,478	8,987	9,625	9,503	6,610	9,540	—	—	—	—
FeO+MgO	27,22	27,31	29,95	33,54	33,90	33,08	5,42	—	—	—	—
Сумма	96,254	97,556	95,067	99,402	98,423	96,294	92,122	99,437	99,884	99,879	99,638
Kф	0,67	0,66	0,62	0,62	0,70	0,50	0,72	—	—	—	—

Примечание. 1, 7, 17 — гранодиорит, скв. 23221, гл. 292,0 м (90-318); 2, 9, 11, 18 — гранодиорит, скв. 23221, гл. 294,3 м (90-319); 3, 10, 13 — гранодиорит, скв. 23221, гл. 300,0 м (90-321); 4, 12, 19 — плагиогранит, скв. 23244, гл. 196,0 м (91-358); 5, 8, 14 — лейкодиорит, скв. 23239, гл. 163,4 м (91-386); 6, 15, — кварцевый сиенит, скв. 23306, гл. 160,4 м (93-179).

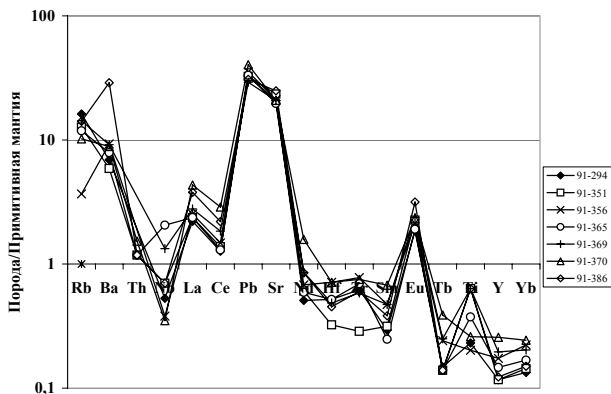


Рис. 3. Нормализованное к примитивной мантии [8] распределение редких элементов в андезиновых анортозитах Александровской структуры

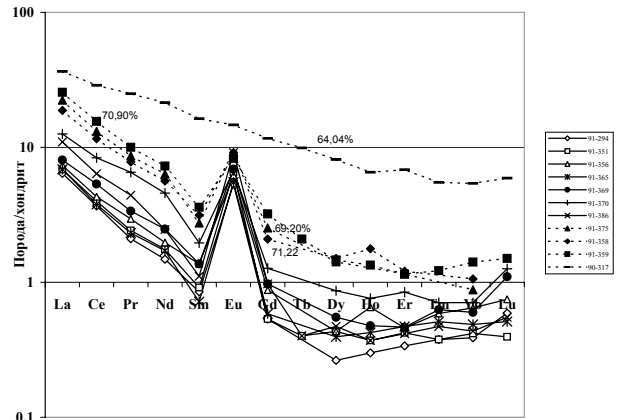


Рис. 4. Нормализованное к хондриту C1 [8] распределение РЗЭ в андезиновых анортозитах и плагиогранитоиде Александровской структуры

Таблица 2

Химические анализы пород Аедотьевско-Александровской структуры

Окис- лы, %	1/ 91-294	2/ 91-351	3/ 91-374	4/ 91-355	5/ 91-356	6/ 91-365	7/ 91-369	8/ 91-370	9/ 91-386	10/ Д-1	11/ Д-2	12/ 90-317	13/ 91-375	14/ 91-358	15/ 91-359	16/ 93-179	17/ 93-248	18/ 87-554	19/ 5/93	20/ 86-3
SiO ₂	53,78	53,30	53,85	54,20	52,92	53,88	51,34	52,66	54,02	59,4	61,5	64,04	69,20	71,22	70,90	66,92	59,00	60,12	66,82	71,50
TiO ₂	0,08	0,06	0,09	0,07	0,07	0,13	0,22	0,09	0,22	0,76	0,74	0,42	0,38	0,34	0,36	<0,02	0,57	0,50	0,52	0,42
Al ₂ O ₃	23,32	24,50	24,43	22,70	22,91	23,39	22,89	21,99	22,63	17,87	18,40	17,90	15,06	14,77	13,72	18,48	19,76	15,86	15,48	14,32
Fe ₂ O ₃	0,28	0,70	0,91	0,80	0,91	0,87	2,17	0,55	<0,10	2,14	0,14	1,16	1,31	0,55	0,75	0,32	0,84	1,84	1,61	0,48
FeO	3,81	4,10	3,38	4,20	4,25	4,17	5,45	4,81	4,45	4,64	5,29	4,00	2,16	2,44	1,87	2,08	4,67	4,29	3,59	2,30
MnO	0,06	0,11	0,07	0,09	0,09	0,07	0,20	0,09	0,15	0,10	0,08	0,09	0,03	0,04	0,05	0,09	0,12	0,11	0,14	0,05
MgO	3,57	3,60	3,57	3,80	2,88	3,64	3,66	3,93	3,24	2,60	2,23	3,03	1,52	1,21	0,94	0,49	2,23	3,29	2,11	1,32
CaO	9,45	8,50	8,71	8,30	9,74	8,14	8,41	10,14	8,45	7,57	7,04	3,92	4,29	3,65	4,95	2,78	3,47	5,67	3,02	2,23
Na ₂ O	3,88	4,48	4,12	4,16	4,70	4,40	4,30	4,40	5,42	3,20	2,90	3,88	4,60	4,26	4,50	7,32	7,50	4,20	4,00	4,46
K ₂ O	0,20	0,11	0,20	0,21	0,10	0,14	0,24	0,20	0,24	0,15	0,15	0,20	0,40	0,40	0,40	0,60	0,10	1,00	1,70	1,68
S _{общ}	0,02	Сл.	0,07	0,27	Сл.	Сл.	–	Сл.	–	–	–	0,02	0,02	Сл.	Сл.	Не опр.	Сл.	0,04	–	Сл.
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,04	0,03	Сл.	0,06	<0,02	0,06	<0,02	0,15	0,20	0,16	0,08	0,06	0,09	0,16	0,15	0,24	0,02	0,11
CO ₂	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,88	–	0,14	–	–	–	–	1,00	–	0,31
H ₂ O-	0,10	–	0,20	–	Сл.	0,24	0,19	Сл.	0,20	0,66	0,07	–	0,08	0,14	0,01	0,13	0,11	0,03	0,06	0,05
П.п.п.	0,73	0,80	0,61	0,90	0,95	0,86	0,97	0,94	0,74	0,99	0,91	0,70	0,34	0,43	0,46	0,30	1,01	1,64	0,62	0,85
Сумма	99,53	100,31	100,35	99,73	99,52	99,99	100,04	99,86	99,76	100,27	100,54	99,51	99,61	99,51	100,00	99,67	99,53	99,83	99,69	100,08
mg	0,47	0,43	0,45	0,43	0,36	0,42	0,39	0,42	0,42	0,28	0,29	0,37	0,30	0,29	0,26	0,17	0,29	0,35	0,57	0,32
Кф	0,53	0,57	0,55	0,57	0,64	0,58	0,62	0,58	0,58	0,72	0,71	0,63	0,70	0,71	0,74	0,83	0,71	0,65	0,43	0,68
al'	3,04	2,92	3,11	2,58	2,85	2,69	2,51	2,37	2,91	1,91	2,40	2,19	3,02	3,52	3,85	6,39	2,55	1,68	2,53	3,49

Примечания. Александровский участок, скв. 23244: 1 — андезитовый анортозит, инт. 120,0–130,0 м (91-294); 2 — то же, гл. 136,4 м (91-351); 3 — то же, инт. 123,0–178,0 м (91-374); 4 — то же, гл. 173,5 м (91-355); 5 — то же, гл. 185,4 м (91-356); 6 — то же, гл. 250,8 м (91-365); 7 — то же, гл. 284,0 м (91-369); 8 — то же, гл. 288,4 м (91-370); скв. 23239: 9 — лейкодiorит, гл. 163,4 м (91-386); скв. 23220: 10 — диорит, инт. 211,4–211,6 м (Д-1); 11 диорит, инт. 126,4–126,6 м (Д-2); скв. 23221: 12 — гранодиорит, инт. 291,1–300,8 м (90-317); скв. 23244: 13 — плагиогранит, инт. 192,0–227,0 м (91-375); 14 — то же, гл. 196,0 м (91-358); 15 — то же, гл. 205,2 м (91-359); скв. 23306: 16 — кварцевый сиенит, 160,4 м (93-179). Аедотьевский участок, скв. 23649: 17 — кварцевый диорит, инт. 64,3–65,9 (93-248). Вольнохуторский массив, с. Коломийцево, карьер: 20 — саксаганский плагиогранит, (86-3); 20 — средний состав гранитоидов ТТГ [6]. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР НАН Украины.

Таблица 3

Содержания редких и редкоземельных элементов в андезиновых анортозитах, диоритах и плагиогранитоидах Авдотьевско-Александровской структуры и ТТГ ассоциации, р.р.т.

Элементы	1/ 91–294	2/ 91–351	3/ 91–356	4/ 91–365	5/ 91–369	6/ 91–370	7/ 91–386	8/ 91–375	9/ 91–358
Be	1,05	< 1	0,54	0,86	0,65	0,78	< 1	–	–
Rb	10,3	8,07	2,33	7,52	9,06	6,48	8,96	–	–
Sr	438	494	446	415	438	440	526	–	–
Ba	48,4	41,1	64,9	55,3	64,0	61,9	202	218	254
V	35,9	37,0	34,3	35,1	43,7	45,0	26,8	–	–
Cr	43,8	25,0	30,5	48,1	33,5	38,1	43,8	–	–
Co	20,3	21,7	20,4	19,3	23,3	22,2	16,2	–	–
Ni	32,7	44,8	30,9	59,4	29,0	30,0	64,1	–	–
Cu	18,5	9,30	14,7	21,0	7,49	7,40	< 5	–	–
Zn	50,0	53,0	62,8	55,7	66,4	65,9	37,3	–	–
Ga	19,5	22,5	20,8	18,9	19,6	20,7	25,7	16,7	15,2
Y	0,53	0,53	0,79	0,67	0,89	1,17	0,56	1,76	2,18
Nb	0,38	< 0,5	0,27	1,47	0,95	0,25	< 0,5	1,59	1,43
Ta	< 0,05	< 0,1	< 0,05	0,42	0,43	< 0,05	< 0,1	–	–5
Zr	7,01	3,23	8,77	7,82	6,58	8,48	6,75	107	–
Hf	0,16	< 0,1	0,22	0,16	0,15	0,22	0,14	1,71	1,39
U	0,17	< 0,1	< 0,1	0,43	< 0,1	< 0,1	0,53	0,50	6,17
Th	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,10	< 0,1	0,13	0,12	–	–
La	1,52	1,62	1,74	1,63	1,91	2,98	2,60	5,30	4,45
Ce	2,25	2,44	2,63	2,31	3,27	5,11	3,90	8,03	7,08
Pr	0,20	0,23	0,28	0,22	0,32	0,62	0,42	0,82	0,74
Nd	0,69	0,82	0,92	0,80	1,16	2,14	1,15	2,96	2,63
Sm	0,13	0,14	0,21	0,11	0,21	0,30	0,17	0,42	0,48
Eu	0,31	0,38	0,36	0,32	0,40	0,39	0,53	0,52	0,53
Gd	0,11	0,11	0,18	0,12	0,20	0,26	0,20	0,52	0,43
Tb	0,016	0,015	0,026	0,015	0,027	0,042	0,015	8,20	–
Dy	0,067	0,11	0,11	0,10	0,14	0,22	0,12	0,36	0,38
Ho	0,017	0,021	0,037	0,024	0,027	0,043	0,021	–	0,10
Er	0,056	0,070	0,076	0,078	0,077	0,14	0,069	0,19	0,20
Tm	0,0096	0,0096	0,015	0,013	0,016	0,018	0,012	1,90	–
Yb	0,066	0,071	0,11	0,083	0,10	0,12	0,074	0,15	0,18
Lu	0,015	0,010	0,019	0,013	0,028	0,032	0,014	–	–
Ge	1,06	0,84	0,85	0,88	0,69	1,01	0,80	0,78	0,63
Mo	1,39	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	–	–
Sn	0,54	< 0,5	0,45	0,34	0,43	0,36	< 0,5	–	–
Sb	0,15	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,5	–	–
Cs	1,92	1,82	0,47	1,17	1,84	1,28	2,36	1,15	0,83
W	0,35	< 0,5	0,15	0,34	0,29	0,14	< 0,5	–	–
Tl	0,11	< 0,5	< 0,1	< 0,1	0,11	< 0,1	< 0,5	–	–
Pb	2,32	2,31	2,51	2,36	2,07	2,87	2,19	–	–
Bi	< 0,1	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,5	–	–
Eu/Eu*	7,93	9,36	5,66	8,52	5,97	4,27	8,79	3,40	3,57
(Ce/Yb) _N	9,47	9,55	6,64	7,73	9,08	11,83	14,64	14,87	10,93
Rb/Sr	0,024	0,016	0,005	0,018	0,021	0,015	0,017	–	–

кое — Rb/Sr = 0,006–0,022. По сравнению с плагиогранитоидами ТТГ ассоциации Среднеприднепровского мегаблока в них существенно меньше K₂O, Rb, Nb, Ta, РЗЭ, U, Th, что указывает на их разные магматические источники и, вероятно, другой генезис (табл. 2, 3). На диаграмме NCK точки составов плагиогранитоидов Александровской структуры расположились параллельно тоналит-грандземитовому тренду интрузивной серии юго-западной Финляндии [10], хотя содержания K₂O и CaO в них несколько ниже (рис. 5).

Суммарное содержание РЗЭ в плагиогранитоидах Александровской интрузии — 83,6–202,3 р.р.т.

Они характеризуются наличием положительной европейской аномалии (Eu/Eu* = 1,07–3,57) (табл. 3, рис. 4), которая увеличивается с ростом содержания SiO₂. С увеличением SiO₂ уменьшается содержание РЗЭ. Такой тип дифференциации РЗЭ описан для средних и кислых пород в габбро-диорит-тоналит-грандземитовой серии в юго-западной Финляндии [10].

По геохимическим характеристикам плагиогранитоиды весьма близки с андезиновыми анортозитами, отличаясь несколько большими содержаниями Ba, Zr, Hf, РЗЭ и меньшими — Sr, V, Co и Ni (табл. 3). На спайдер-диаграмме плагиограни-

Продолжение таблицы 3

Элементы	10/ 90–317	11/ 91–359	12 93–179	13/ 93–248	14/ 87–554	15/ 5/93	16/ 86–3	ТТГ ср [5]	Нижн. Предел
Be	–	0,75	2,37	< 1	1,23	1,26	< 1	–	1
Rb	8,12	1,77	4,31	0,61	29,4	138	27,5	55	0,5
Sr	375	296	137	255	333	165	185	454	0,5
Ba	229	200	63,9	35,6	226	489	359	690	3
V	81,1	29,2	6,09	78,7	113	52,3	33,2	–	5
Cr	27,2	24,6	< 5	20,5	29,6	12,8	6,51	29	5
Co	15,6	6,67	< 1	19,1	21,1	11,4	6,82	–	1
Ni	15,8	16,1	5,53	29,3	37,3	16,4	8,91	14	5
Cu	14,9	55,2	< 5	43,3	46,2	46,4	12,6	–	5
Zn	68,2	82,2	< 10	37,6	71,8	568	35,7	–	10
Ga	22,3	17,8	27,9	17,3	20,8	19,1	18,5	–	0,1
Y	10,0	2,07	1,98	6,46	14,8	14,9	3,20	7,5	0,1
Nb	6,92	4,44	0,56	6,01	8,70	9,68	4,49	6,4	0,5
Ta	0,36	0,26	0,16	0,41	0,80	1,07	0,53	–	0,1
Zr	178	94,4	75,2	389	106	222	119	152	1
Hf	3,94	2,35	11,7	10,9	3,05	6,60	3,60	–	0,1
U	<0,1	<0,1	7,02	0,36	0,66	2,66	0,62	1,6	0,1
Th	0,22	<0,1	0,41	2,36	2,18	8,50	6,28	6,9	0,1
La	8,64	6,06	2,14	17,0	17,0	31,7	23,4	32	0,01
Ce	17,6	9,52	4,34	28,3	36,1	63,6	42,4	56	0,01
Pr	2,37	0,95	0,50	2,77	4,32	7,23	4,17	–	0,01
Nd	10,0	3,39	1,89	9,67	17,3	26,1	13,1	21,4	0,01
Sm	2,49	0,55	0,52	1,57	3,42	4,59	1,99	3,3	0,005
Eu	0,85	0,48	0,13	1,00	1,14	1,05	0,56	0,92	0,005
Gd	2,39	0,66	0,52	1,61	3,77	4,15	1,64	2,2	0,01
Tb	0,37	0,078	0,052	0,19	0,55	0,55	0,20	0,31	0,005
Dy	2,06	0,37	0,30	1,15	3,13	2,95	0,82	1,16	0,01
Ho	0,37	0,076	0,046	0,25	0,56	0,55	0,13	–	0,005
Er	1,13	0,19	0,15	0,81	1,50	1,53	0,34	0,59	0,01
Tm	0,14	0,031	0,016	0,14	0,25	0,25	0,051	–	0,005
Yb	0,92	0,24	0,096	0,90	1,41	1,59	0,26	0,55	0,01
Lu	0,15	0,038	0,017	0,16	0,23	0,26	0,045	0,12	0,005
Ge	1,10	0,85	1,13	1,23	1,35	1,17	0,93	–	0,1
Mo	0,79	< 1	< 1	< 1	< 1	2,67	< 1	–	1
Sn	1,18	1,17	< 0,5	< 0,5	1,09	1,06	0,61	–	0,5
Sb	< 0,1	< 0,1	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	–	0,5
Cs	1,75	0,40	0,44	< 0,1	1,82	8,09	0,37	–	0,1
W	0,17	0,14	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	–	0,5
Tl	0,071	< 0,1	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,77	< 0,5	–	0,5
Pb	2,71	6,86	28,1	1,72	4,55	13,0	5,07	–	1
Bi	< 0,1	< 0,1	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	–	0,5
Eu/Eu*	1,07	2,44	0,76	1,92	0,97	0,74	0,95	–	
(Ce/Yb) _N	5,31	11,02	12,56	8,74	7,11	11,11	45,30		
Rb/Sr	0,022	0,006	0,032	0,002	0,088	0,836	0,149	0,121	

тоидов четко выделяются положительные аномалии Eu, Zr, Hf, Sr, Pb и отрицательная аномалия ниобия $(\text{Nb/La})_N = 0,29–0,77$ (рис. 6). В гранодиоритах (обр. 90-317) выявляется отрицательная, а в плагиогранитах (обр. 91-358, 91-359) — положительная аномалии Ti. Спектры распределения РЗЭ плагиогранитоидов Александровской структуры закономерно расположены выше и параллельно спектрам РЗЭ андезитовых анортозитов, что свидетельствует о едином процессе их формирования в магматическом источнике.

Кварцевые диориты Авдотьевского участка (обр. 93-248) по распределению РЗЭ и наличию положительной европиевой аномалии $(\text{Eu/Eu}^* = 1,92)$ весьма сходны с плагиогранитоидами Александровско-

го участка, отличаясь от них несколько большими содержаниями редких элементов (табл. 3), что объясняется, вероятно, их гранитизацией.

Согласно результатам Sm-Nd изотопных исследований (табл. 4) плагиограниты (проба 91-358) и гранодиориты (проба 90-317) выплавлялись из слабодеплетированного $(e_{Nd}(T) = 0,9–1,4; T_{Nd}(DM) \sim 3,0$ млрд лет) мантийного субстрата.

Плагиогранитоиды анортозит-диорит-гранодиорит-плагиогранитной серии Александровской структуры характеризуются очень низким содержанием нормативного ортоклаза (Or 1,2–2,4 %), что типично для океанических плагиогранитов [12] и резко отличает их от гранофилов крупных расслоенных континентальных интрузий, в кото-

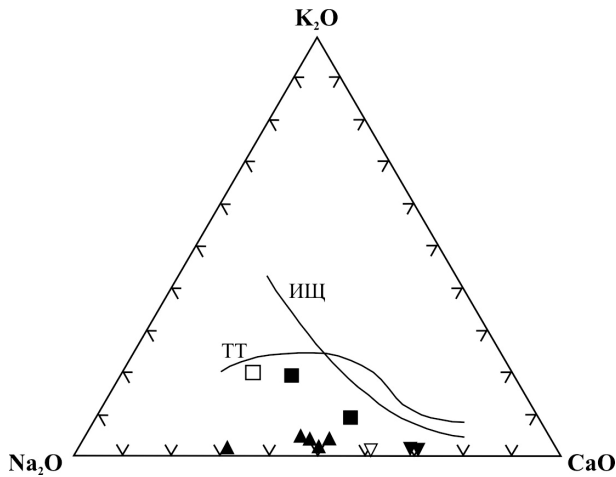


Рис. 5. Диаграмма NCK ($\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) для диоритов и плагиогранитов Александровской структуры. Условные обозначения — на рис. 1. ТТ — тоналит-грандьемитовый тренд; ИЩ — известково-щелочной тренд

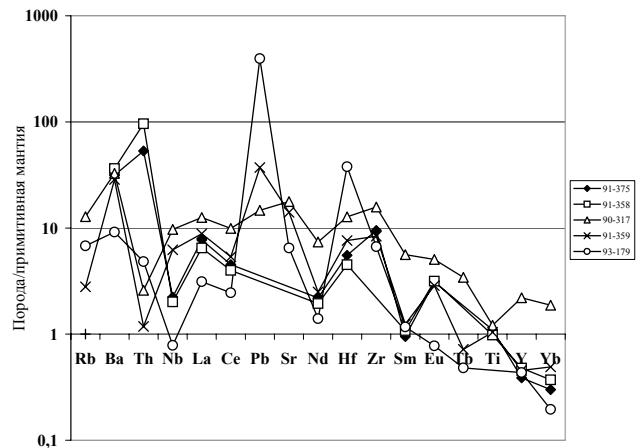


Рис. 6. Нормализованное к примитивной мантии [8] распределение редких элементов в плагиогранитоидах Александровской структуры

Таблица 4

Результаты Sm-Nd-изотопных исследований пород Александровской структуры

№ проб	Привязка	Порода	P.p.m.		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	Возраст (Т) для вычисления $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM^2} De Paolo, 1981 [10]
			Sm	Nd							
91-355	Скв. 23244, гл. 173,5 м	Андезиновый анортозит	5,43	23,50	0,1398	0,511568	3	-20,9	1,1	3000	3071
90-317	Скв. 23221, инт. 291,1-300,8 м	Гранодиорит	2,1	9,0	0,1438	0,511636	8	-19,5	0,9	3000	3102
91-358	Скв. 23244, гл. 196 м	Плагиогранит	0,64	3,57	0,1079	0,510952	3	-32,9	1,4	3000	3024

Примечания. Изотопные анализы самария и неодима выполнены А. В. Коваленко в ИГГД РАН.

рых нормативный ортоклаз составляет не менее 20 %.

Кварцевые сиениты имеют сильно дифференцированное распределение РЗЭ ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 12,6$). Они характеризуются обедненностью тяжелыми РЗЭ и присутствием отрицательной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,76$ (рис. 4). На спайдер-диаграмме обнаруживается отрицательная аномалия Nb и положительные аномалии Pb, Zr и Hf (рис. 6). Согласно геохимическим данным кварцевые сиениты сформировались при частичном плавлении эклогита или амфиболита с присутствием в рестите граната или амфибола при РТ-условиях нижней коры. Таким образом, они имеют другой генезис, чем плагиогранитоиды Александровской структуры.

ВЫВОДЫ

Андезиновые анортозиты, диориты, гранодиориты и плагиограниты Александровской структуры

(3060 млн лет) относятся к одной серии магматических пород. Они находятся в тесной геологической ассоциации, имеют близкие геохимические характеристики и сформировались из одного магматического источника: ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 0,9-1,4$; $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) \sim 3,0$ млрд лет).

Реконструкция генезиса ассоциации анортозитов с более кислыми породами является весьма трудной проблемой. Наиболее часто они рассматриваются как кумулаты силикатных расплавов, которые по составу колеблются от анортозитовых габбро через габбро к гранодиоритам [4,13-17]. Первичные расплавы, из которых могут формироваться анортозитовые комплексы, могут образоваться при 5–15 % частичном плавлении метабазитов толеитового состава на средних или больших глубинах в равновесии с роговообманковым и(или) гранатовым реститом [18].

Выделенная в Александровской структуре анортозит-диорит-гранодиорит-плагиогранитная

серия сформировалась, вероятно, в результате двухстадийного процесса, включающего разные степени частичного плавления метабазитов толеитового состава с роговообманковым и(или) гранатовым реститом на средних или больших глубинах с последующим разделением этих расплавов на анортозитовую и гранитную магмы при фракционной кристаллизации роговой обманки и плагиоклаза в промежуточных магматических камерах. Для появления анортозитов необходима обстановка медленного остывания магмы в условиях сравнительно небольших давлений либо такого застывания, при котором изменение РТ-условий происходит вблизи температуры ликвидуса [3]. Эта серия могла сформироваться в относительно спокойных тектонических условиях на этапе стабилизации и кратонизации Среднеприднепровского ГЗО.

Плагиогранитоиды анортозит-диорит-гранодиорит-плагиогранитной серии Александровской структуры отличаются от плагиогранитоидов сурского комплекса (ТТГ-ассоциации) Среднеприднепровского мегаблока существенно меньшими содержаниями K_2O , Rb, Nb, Ta, РЗЭ, U, Th и присутствием положительных европиевых аномалий ($Eu/Eu^* = 1,07-3,57$), что указывает на их разные магматические источники и разный генезис.

На основании полученных геохимических данных предлагается выделить анортозит-диорит-гранодиорит-плагиогранитную серию в качестве самостоятельного интрузивного комплекса, становление которого отражает важный этап в формировании Среднеприднепровского кратона на рубеже 3060 млн лет тому назад.

ЛИТЕРАТУРА

1. Самборская И. А. Геохимия архейских кумулятивных ультрамафитов Александровской структуры (Среднеприднепровский мегаблок УЩ) / И. А. Самборская, Г. В. Артеменко, И. Н. Бондаренко, А. В. Мартынюк // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер.: Геология. — 2008. — № 1.
2. Артеменко Г. В. Геохронология и металлогения дифференцированного и дайкового комплексов Среднего Приднепровья / Г. В. Артеменко, Е. Н. Бартницкий, А. В. Мартынюк, О. М. Струева, Е. А. Татарина // Докл. НАН Украины. — 1993. — С. 124–128.
3. Duchesne J. C. Trace elements and anorthosite genesis / J. C. Duchesne, D. Demaiffe // Earth Planet. Sci. Lett., 1978. — 38. — P. 249–272
4. Haskin L. A. Test of a modal for trace element partition during closed-system solidification of a silicate liquid / L. A. Haskin, R. L. Korotev // Geochim. Cosmochim. Acta. — 41. — P. 921–939.
5. Магматические горные породы. Т. 1. Классификация, номенклатура, петрография. — Ч. 2. — М.: Наука, 1983. — С. 371–767.
6. Martin H. The archaic grey gneisses and the genesis of continental crust / H. Martin // Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier. — P. 205–254.
7. Middlemost E. A. K. Naming materials in the magma/igneous rock system / E. A. K. Middlemost // Earth-Sci. Rev. 37. — 1994. — P. 215–224.
8. Sun S. S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S. S. Sun, W. F. McDonough // Saunders A. D. & Norry M. J. Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society Special Publication. — № 42. — P. 313–345.
9. Griffin W. L. Trace element composition of anorthosite plagioclase / W. L. Griffin, B. Sundvoll, H. Kristmannsdottir // Earth Planet. Sci. Lett. — 1974. — 24. — P. 213–223.
10. De Paolo D. J. Neodimium isotopes in the Colorado front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic / D. J. De Paolo // Nature. — 1981. — V. 291. — P. 193–196.
11. Arth J. G. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas / J. G. Arth, F. Barker, Z. E. Peterman, I. Friedman // J. Petrol., 9. — 1978. — P. 289–316.
12. Coleman. Ophiolites ancient Oceanic Lithosphere? — Springer-Verlag. — 1977. — 229 p.
13. Богатилов О. А. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны / О. А. Богатилов, Ф. А. Летников, М. С. Марков, М. К. Суханов // Анортозиты Земли и Луны. — М.: Наука, 1984. — С. 246–271.
14. Arth J. G. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic liquids / J. G. Arth, F. Barker // Geology, 4. — 1976. — P. 534–536.
15. Фелпс Д. Петрология, геохимия и происхождение кварц-диорит-тронджемитового комплекса Спарта, северо-восточный Орегон / Д. Фелпс // Тронджемиты, дациты и связанные с ними породы: пер. с англ. под ред. Ф. Баркера. — М.: Мир, 1983. — С. 396–417 (Науки о Земле).
16. Ферштаттер Г. Б. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии / Г. Б. Ферштаттер, Л. В. Малахова, Н. С. Бородина, М. С. Рапопорт, В. Н. Смирнов. — М.: Наука, 1984. — 263 с.
17. Ферштаттер Г. Б. Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плагиогранитной серии платиноносного пояса Урала / Г. Б. Ферштаттер, Ф. Беа, Н. С. Бородина, М. П. Монтеро // Геохимия. — 1998. — № 8. — С. 768–781.
18. Simmons E. C. Geochemistry and origin of massif-type anorthosites / E. C. Simmons, G. N. Hanson // Contrib. Mineral. Petrol., 1978, 66. — P. 119–135.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененка НАН Украины.