

УДК 550.42:85 (477)

Ю.А. Амашукелі, С.Г. Кривдік, О.В. Дубина

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України

03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34

E-mail: kryvdik@ukr.net

ДЕЯКІ ГЕОХІМІЧНІ ТА ПЕТРОЛОГІЧНІ КРИТЕРІЇ ЕВОЛЮЦІЇ ОКТЯБРЬСЬКОГО МАСИВУ ЛУЖНИХ ПОРІД (УКРАЇНА)

Розглянуто петрологічні, мінералогічні та геохімічні особливості сієнітових порід Октябрського масиву. Для уточнення послідовності кристалізації інтрузивних фаз масиву застосовано петрологічні характеристики (індекс диференціації та показник залізистості порід), мінералогічні та геохімічні критерії диференціації (еволюції). Дещо понижена залізистість та лужність фемічних мінералів із сієнітів центрального штоку (пуласкіти) Октябрського масиву вказують на їх значно слабшу (порівняно з іншими породами) диференційованість. Очевидно, вони є найбільш ранніми (крім інтрузії габро) породами масиву.

Фойяїти характеризуються більш залізистими фемічними мінералами і вищою їх лужністю, ніж лужні сієніти та пуласкіти. За цими ознаками фойяїти є більш диференційованими і, як свідчать умови залягання, пізнішими від сієніт-пуласкітів. За мінералогічними критеріями егіринові мікрофойяїти, аґаїтові фоноліти та маріуполіти є більш диференційованими породами, ніж тарамітові фойяїти. На значний ступінь диференційованості мікрофойяїтів і маріуполітів, разом із надзвичайно високою залізистістю і аґаїтністю, може вказувати також підвищена концентрація марганцю в біотиті (до 8,7 % MnO) і магнетиті (до 2,2 % MnO).

Зміни хімічного та мінерального складу порід добре узгоджуються зі згаданими мінералогічними і петрологічними особливостями. Так, у породах кожної наступної інтрузивної фази зменшується концентрація TiO_2 , P_2O_5 , Sr та Ba, збільшується — некогерентних елементів (Zr, Nb, REE, Y), поглиблюються негативні Eu-аномалії в спектрах рідкісноземельних елементів (REE). В залежності від типу порід змінюються і мінеральні форми рідкісних елементів. Загальний тренд пониження концентрації Sr і Ba в породах кожної наступної інтрузивної фази добре узгоджується із процесом інтенсивного польовошпатового фракціонування. Поступова екстракція цих елементів призвела до майже повної їх деплекції в кінцевих диференціатах. Некогерентні елементи нагромаджуються в завершальних або кінцевих диференціатах Октябрського масиву, а маріуполіти за рівнем концентрації цих елементів стають рудними або рудоносними породами.

У складі REE переважають легкі елементи церієвої підгрупи, хоча частка важких REE та Y є значною. У спектрах REE порід і апатитів завжди чітко проявлені негативні Eu-аномалії. Найменшими вони виявилися в апатиті із сієніт-пуласкітів, а найглибшими — в аґаїтових фонолітах.

Вступ. Октябрський масив (раніше він називався Маріупольським) вважається одним з найкраще вивчених лужних масивів Українського щита (УЩ). Цей масив досліджували ще з часів Й.А. Морозевича (1898—1930). Пізніше Октябрський масив вивчали багато дослідників, публікації яких стали класичними [1, 6, 21]. Незважаючи на досить детальне вивчення мінералів або порід окремих інтрузивних фаз (наприклад дайок), проблеми послідовності формування (кристалізації) цих порід та загальний напрямок (тренд) еволюції

цього масиву залишилися остаточно нез'ясованими.

Октябрський масив є найпоказовішим серед лужних і сублужних масивів, приналежних [15] до габро-сієнітової формації. Масив складається з таких головних типів порід (у згодній послідовності формування): сублужне габро з його диференціатами (піроксеніти, верліти, олівініти), лужні сієніти, тарамітові фойяїти, маріуполіти. За межами масиву (на півдні та півночі) в незначній кількості виявлено дайки мікросієнітів, егіринових мікрофойяїтів та аґаїтових фонолітів [17] (рис. 1). Для останніх двох типів порід у самому масиві

© Ю.А. АМАШУКЕЛІ, С.Г. КРИВДІК, О.В. ДУБИНА, 2011

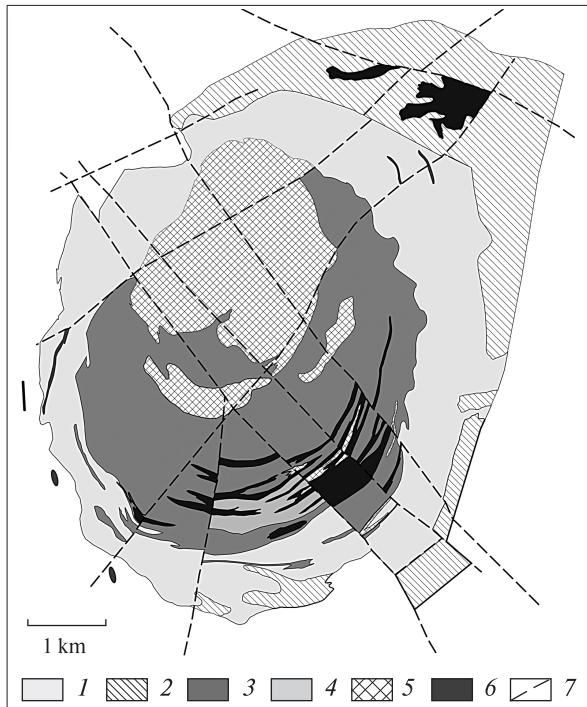


Рис. 1. Схема геологічної будови Октябрського масиву (за даними Приазовської експедиції): 1 — вмисні породи; 2 — габро-піроксеніти; 3 — фойяїти; 4 — лужні сієніти; 5 — сієніт-пуласкіти; 6 — мариуполіти; 7 — розломи

Fig. 10. Scheme of geological structure of Oktyabrsky massif (by the data of Pryazovska geological expedition): 1 — country-rocks (granitoids); 2 — gabbro-pyroxenites; 3 — foyaites; 4 — alkaline syenites; 5 — syenite-pulaskites; 6 — mariupolites; 7 — fractures

(його внутрішній частині) повнокристалічних (плутонічних) аналогів не знайдено. У межах масиву виявлено в незначній кількості жильні суттєво кальцитові породи, які віднесено до карбонатитів [8], є також жильні пегматоїди, що за мінеральним складом аналогічні сієнітам і мариуполітам.

Якщо між сієнітами та фойяїтами і фойяїтами та мариуполітами можна виділити мало поширені породи проміжного складу (пуласкіти, амфібол-піроксенові жильні та пегматоїдні фойяїти), то між габро та сієнітами таких немає або ж вони до теперішнього часу не виявлені (таблиця). За мінеральним складом виділяється кілька різновидів лужних і нефелінових сієнітів, описаних у роботах [6, 15, 23]. У цій статті головну увагу приділяємо власне лужним породам, габро розглянуто лише побіжно для порівняння.

Головними петрологічними, мінералогічними та геохімічними критеріями диференціації

складних масивів вважають індекс диференціації (сума нормативних салічних мінералів — альбіт + кальсиліт + лейцит + калішпат + кварц), підвищення залістості та лужності фемічних мінералів, збагачення на некогерентні елементи-домішки порід кожної наступної інтрузивної фази та деякі інші. В даній статті ми використовуємо також нетрадиційні геохімічні критерії — спектри рідкісноземельних елементів (REE) у породах і мінералах (зокрема в апатиті). Разом з тим, як зазначено вище, ми не розглядаємо особливості речовинного складу габро Октябрського масиву та похідних від нього порід (піроксенітів, верлітів), які вважають найбільш ранніми.

Вважається [15], що загальний тренд диференціації (еволюції) Октябрського масиву має таку послідовність: сублужне (титанавгітове) габро — лужний (нефелінвмісний і нефеліннормативний) сієніт — фойяїт (тарамітовий) — егіриновий (агпайтовий) фойяїт — мариуполіт — агпайтовий фоноліт. Деяким дисонансом в цій послідовності є кальцитові (карбонатитові) жили [8].

Петрологічні та мінералогічні критерії. Серед них головними можна вважати такі: індекс диференціації, залістість порід та мінералів (їх часто також називають коефіцієнтом фракціонування—диференціації), а також лужність фемічних мінералів (піроксенів, амфіболів) та поява деяких специфічних мінералів, властивих агпайтовим магматичним породам (евдіаліт, катапліт, астрофіліт-куплетськіт, енігматит тощо). Додатковим критерієм диференціації може слугувати заміна плагіоклаз (олігоклаз)-калішпатового парагенезису моношпатовим, лужнопольовошпатовим (гіперсольвусним) або альбіт-мікрокліновим (субсольвусним).

Індекс (коефіцієнт) диференціації — це сума тих нормативних мінералів, які у процесі кристалізаційної диференціації первинних більш основних (меланократових) магм входять до складу пізніших дериватів (частіше більш лейкократових). Такими мінералами (нормативними) вважають кварц, нефелін, кальсиліт, лейцит, ортоклаз, альбіт, тобто мінерали, модальні аналоги яких є головними в гранітах, сублужних, лужних та фельдшпатоїдних сієнітах, ліпаритах, трахітах, фонолітах. Очевидно, до мінералів, за якими визначають індекс диференціації, слід віднести також нормативний акміт, як це зроблено нами в наведеній таблиці. Оскільки цей мінерал кристалізується

разом з нефеліном, лужним польовим шпатом, альбітом, а в агпаїтових різновидах лужних порід виділяється наприкінці після фельдшпатоїдів і польових шпатів.

Не будемо детально зупинятися на різних аспектах цього індикатора диференціації, відзначимо лише, що хоча його вважають універсальним для магматичних порід, він має певні обмеження. Так, наприклад, лейкократові суттєво нефелінові (уртити) або ортоклазові (трахіти) породи не завжди є пізнішими диференціатами, ніж досить меланократові рихчорити або лужні меласієніти (мелатрахіти).

У конкретному випадку (Октябрьський масив) цей індекс загалом добре відображає послідовність формування порід та узгоджується з іншими критеріями диференціації (еволюції). Як видно з результатів хімічних аналізів порід та розрахунків їхнього нормативного мінерального складу (таблиця; рис. 2), загалом від сієнітів через фойяїти до егіринових мікрофойяїтів і агпаїтових фонолітів значення індексу диференціації (фракціонування) збільшується з деяким відхиленням.

Точки середнього складу головних типів лужних порід Октябрьського масиву на фазовій діаграмі Ne — Ks — Q потрапляють в область

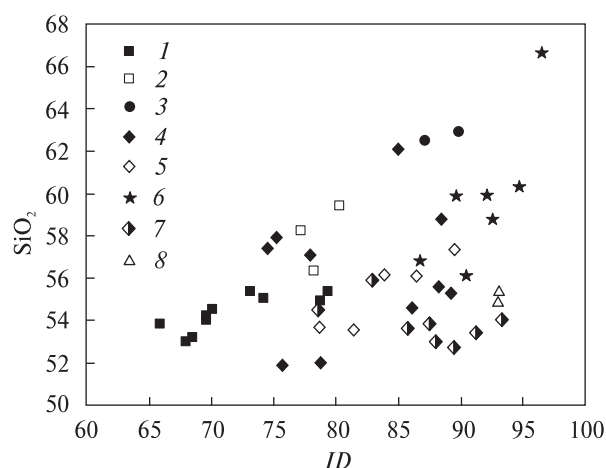


Рис. 2. Діаграма варіації вмісту SiO_2 та індексу диференціації (ID) в породах Октябрьського масиву: 1 — сієніт-пуласкіти; 2 — мезократові сієніти; 3 — енігматитові сієніти; 4 — дайкові сієніти; 5 — фойяїти; 6 — маріуполіти; 7 — мікрофойяїти; 8 — евдіалітові фоноліти

Fig. 2. The variation of SiO_2 content and index differentiation (ID) in the rocks of Oktyabrsky massif: 1 — syenite-pulaskites; 2 — mesocratic syenites; 3 — aenigmatite alkaline syenites; 4 — dike's syenites; 5 — foyaites; 6 — mariupolites; 7 — microfoyaite; 8 — eudialite phonolites

недонасичених кремнеземом порід (рис. 3). Розплав трахітового складу починає кристалізуватися в області температурного мінімуму на лінії польових шпатів (Alb — Or), куди потрапляють точки середнього складу нефелінвмісних та лужних безнефелінових сієнітів (пуласкітів) масиву. Після чого еволюція розплаву продовжувалася у напрямку котектики нефелін — польовий шпат (за $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ кбар). Дайкові евдіалітові фоноліти, що їх вважають найпізнішими і які належать до ультраагпаїтових порід масиву, максимально наближаються до точки *e* — фонолітової евтектики. Певне відхилення від загального тренду властиве маріуполітам середнього складу, максимально наближеним до лінії Ne — Alb. Очевидно, така особливість розташування маріуполітів пояснюється дещо відмінними фізико-хімічними умовами їх кристалізації. Так, зі зниженням тиску в магматичній системі змі-

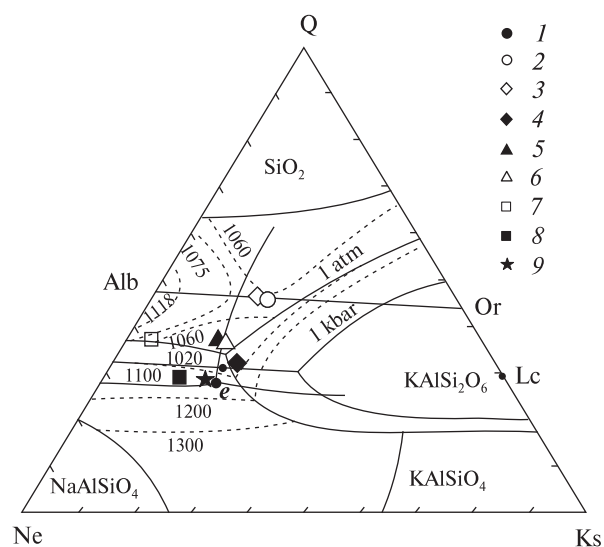


Рис. 3. Тренд еволюції лужних порід Октябрьського масиву на діаграмі Ne — Ks — Q (D.L. Hamilton, W.S. MacKenzie, 1965). Середній склад головних різновидів порід Октябрьського масиву (ваг. %): 1 — сієніт-пуласкіти, 2 — лужні сієніти, 3 — енігматитові лужні сієніти, 4 — фойяїти, 5 — дайкові тарамітові фойяїти, 6 — дайкові егіринові мікрофойяїти, 7 — маріуполіти, 8 — нефелін-сієнітові пегматити, 9 — евдіалітові фоноліти

Fig. 3. Ne — Ks — Q diagram for evolution trend of alkaline rocks from Oktyabrsky massif (D.L. Hamilton, W.S. MacKenzie, 1965). Average composition of the main rock varieties from Oktyabrsky massif (wt. %): 1 — syenite-pulaskites, 2 — alkaline syenites, 3 — aenigmatite alkaline syenites, 4 — foyaites, 5 — dike's taramite foyaites, 6 — dike's aegirine microfoyaite, 7 — mariupolites, 8 — nepheline-syenite pegmatites, 9 — eudialite phonolites

нуються топологія фазової діаграми Ne — Ks — Q, а залишковий розплав має можливість еволюціонувати вздовж нефелін-польовошпатової котектики, в сторону зміщення в альбітову

область. Деяке відхилення маріуполітів від загального тренду кристалізації свідчить, що ці породи кристалізувалися зі збагаченого легкими компонентами розплаву, як і різні типи

Хімічний склад та геохімічні особливості основних різновидів порід Октябрського масиву

The chemical composition and geochemical peculiarities of main rock varieties from Oktyabrsky massif

Номер з/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Порода	Габро			Сієніт-пуласскіти ендоконтактової частини					Мезолейкократові сієніти центральної частини				Ен. сієніт	Дайкові сієніти за межами масиву				повно	
	SiO ₂	40,32	47,13	41,65	53,21	55,10	54,04	54,53	55,36	54,49	56,38	58,25		59,41	58,01	62,53	57,10		62,13
TiO ₂	7,02	2,86	5,47	1,81	1,32	1,51	1,24	0,84	1,36	0,94	1,24	0,84	1,01	0,25	0,33	0,18	0,31	0,28	0,21
Al ₂ O ₃	12,55	14,50	13,47	16,02	17,00	16,90	17,77	19,11	17,44	15,72	15,48	16,21	15,80	16,24	17,85	16,10	17,60	17,80	21,10
Fe ₂ O ₃	3,01	0,30	4,01	1,97	1,30	1,56	1,35	0,90	1,53	2,93	3,72	2,74	3,13	3,96	4,50	4,20	6,30	4,97	1,60
FeO	13,16	11,01	11,96	8,42	7,47	8,35	7,18	6,94	7,38	6,03	4,68	4,39	5,03	2,35	5,76	3,80	4,60	4,60	6,50
MnO	0,29	0,12	0,21	0,22	0,26	0,20	0,18	0,20	0,20	0,26	0,28	0,21	0,25	0,19	0,27	0,22	0,28	0,24	0,23
MgO	6,82	7,82	7,26	2,02	2,07	1,40	1,00	1,01	1,31	1,60	1,29	0,97	1,29	0,70	0,10	0,23	0,50	0,38	0,27
CaO	11,32	10,97	11,36	4,10	2,79	4,20	4,60	1,69	3,71	2,76	3,12	2,59	2,82	2,10	2,10	0,90	2,40	1,69	3,20
Na ₂ O	2,74	3,18	2,82	5,06	6,32	5,10	5,50	6,00	5,75	5,84	5,52	5,88	5,75	8,24	5,80	5,40	5,85	5,74	6,60
K ₂ O	0,40	0,40	0,42	4,62	4,20	4,70	3,98	4,90	4,53	5,30	4,92	4,92	5,05	2,80	4,78	4,52	3,52	4,19	6,40
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,08	0,56	0,42	0,40	0,43	0,30	0,42	0,30	0,26	0,26	0,27	0,18	0,21	0,14	0,24	0,16	0,12
CO ₂	0,48	0,55	0,29	0,85	0,45	0,39	0,36	0,90	0,58	0,38	0,58	0,78	0,58	0,21	0,14	0,52	0,10	0,17	—
S	0,26	0,12	0,16	0,11	0,08	0,03	0,01	0,04	0,05	0,08	0,08	0,05	0,07	—	0,02	0,02	—	0,01	—
В. п. п.	1,18	0,71	0,61	0,90	1,58	0,70	0,82	1,40	1,14	1,29	0,23	0,40	0,64	0,43	0,75	1,18	0,50	1,42	1,30
Сума	99,65	99,75	99,77	99,87	100,36	100,10	99,65	99,62	99,78	99,81	99,65	99,65	99,70	100,18	99,83	99,66	99,60	99,75	99,55
Fe/(Fe + Mg)	0,57	0,45	0,54	0,74	0,70	0,80	0,82	0,81	0,79	0,75	0,78	0,80	0,79	0,83	0,98	0,95	0,92	0,93	0,94
(Na + K)/Al	0,39	0,39	0,38	0,83	0,88	0,80	0,75	0,79	0,80	0,97	0,93	0,92	0,94	1,03	0,82	0,85	0,76	0,79	0,84
Cu	85	25	46	55	40	50	60	—	46	50	35	50	40	—	25	40	57	51	40
Zn	115	75	99	95	120	145	115	—	125	130	130	105	138	—	190	217	185	189	45
Ga	10	10	10	20	15	15	10	—	15	25	25	25	24	—	25	65	40	52	20
Pb	—	11	8	10	10	10	15	—	10	30	10	5	11	—	25	35	15	22	—
Th	—	5	5	10	—	—	10	—	10	—	—	—	8	—	25	20	25	22	—
Rb	20	20	16	155	135	105	110	—	125	125	140	130	141	—	225	237	190	193	115
Sr	805	958	910	1255	630	1044	1982	—	1111	240	235	270	260	—	83	33	150	112	55
Y	25	14	16	50	40	30	20	—	34	30	25	25	38	—	93	138	92	103	35
Zr	65	60	61	460	435	235	250	—	325	225	140	385	341	—	1258	1813	1320	1471	225
Nb	35	25	28	180	160	60	65	—	105	75	85	80	121	—	333	433	365	378	295
Ba	250	325	266	3354	1621	3979	4596	—	3145	582	750	665	729	—	228	118	160	209	28
La	30	20	23	50	51	26	35	—	33	34	26	33	38	—	214	218	162	175	80
Ce	40	25	31	113	135	80	100	—	105	77	73	86	104	—	318	366	280	306	111
Pr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25
Nd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	108
Li	—	—	—	12	10	4	4	—	7	3	6	10	11	—	10	10	—	10	6
ID	22,1	28,4	22,5	68,4	74,2	69,6	70,0	79,3	71,7	78,2	77,1	80,2	29,4	87,2	77,9	85,0	74,5	81,6	75,8

Примітка. Вміст Ст в пробах 1—3 — 122, 300, 198 відповідно; Ni — 60, 79, 75 відповідно. До суми аналізів також 0,16, 0,18, 0,48 і 0,03 F відповідно; 25 — 0,25 F і 0,16 ZrO₂; 26 — 0,25 F і 0,64 ZrO₂; 27—29 — 0,06, 0,15, 0,25 F ZrO₂; 38 — 0,44 ZrO₂ і 0,01 BaO; 39 — 0,40 ZrO₂ і 0,01 BaO. 1, 2 — габро внутрішньої частини масиву (зр. 121/710 90/483); 5 — біотитовий пуласскіт (зр. 84/483); 6—8 — біотитові сієніти з незначною кількістю нефеліну (зр. 78/483, піроксеновий сієніт (зр. 103/710 і 102/710 відповідно); 12 — піроксеновий сієніт (зр. 120/710); 13 — середній склад 85); 15 — амфіболовий мікросієніт (зр. 89-3); 16, 17 — біотит-амфіболовий порфіровий мікросієніт (зр. 89-6 і 89-середній склад (4 ан.) тарамітового фойяїту; 22 — дрібнозернистий егірин-геденбергітовий амфіболовий фойяїт (зр. трахітоїдний біотит-амфіболовий фойяїт з вкрапленнями магнетиту (зр. 88-4); 25 — середній склад (5 ан.) жильних ультраосновних порід (зр. 75-1); 28, 29 — біотит-егіринові маріуполіти серед ультраосновних порід (зр. 22-4/85, 22-дайковий біотит-егіриновий мікрофойяїт (зр. 24-3/85); 33—35 — магнетит-егіринові мікрофойяїти (зр. 89-5, 88-5/2, склад (3 ан.) фанолітів; ID — індекс диференціації.

середньо- та дрібнозернистих, а також пегматойдних різновидів маріуполітів. Для останніх характерні процеси заміщення нефеліну содалітом та канкринітом. У цілому загальний

тренд кристалізації головних різновидів лужних порід Октябрського масиву узгоджується з викладеними у петрологічній літературі [2, 9, 15, 23] поглядами про те, що слабо не-

20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
Фойяїти						Маріуполіти						Дайкові егіринові мікрофойяїти і їх ефузивні аналоги					Евдіалітові фоноліти		
кристалічні		жильні																	
54,60	53,54	55,30	53,70	57,35	55,36	56,80	60,35	59,90	59,95	66,65	59,79	52,70	53,40	53,65	53,85	53,88	54,80	55,32	55,06
0,15	0,20	0,04	0,14	0,13	0,10	0,23	0,10	0,21	0,14	0,07	0,13	0,09	0,09	0,07	0,08	0,09	0,09	0,03	0,06
21,40	21,02	20,70	20,70	21,42	20,94	21,50	20,96	21,50	21,16	18,00	20,55	19,00	20,00	19,39	19,48	19,59	19,78	20,20	19,99
1,70	1,48	1,70	2,90	4,12	3,30	3,20	2,70	1,40	0,87	1,03	2,39	6,40	6,60	7,35	6,98	6,69	6,00	5,90	5,95
4,30	5,40	4,16	5,00	2,16	3,87	2,90	0,71	2,15	2,01	1,07	1,64	1,72	1,15	1,08	1,08	1,32	1,22	0,79	1,01
0,24	0,22	0,30	0,38	0,08	0,28	0,28	0,10	0,21	0,15	0,05	0,15	0,40	0,52	0,55	0,54	0,49	0,49	0,58	0,54
0,20	0,23	0,09	0,50	—	0,17	0,10	0,44	0,50	0,50	0,08	0,30	0,22	0,08	0,41	0,41	0,25	0,30	0,26	0,28
1,68	2,40	1,90	2,50	0,47	1,68	1,06	0,47	0,70	0,82	0,47	0,71	1,76	1,70	1,79	1,58	1,68	1,18	0,94	1,06
9,20	8,24	9,80	7,37	9,10	8,42	10,60	12,08	10,34	11,46	11,11	11,75	9,40	10,30	8,70	8,96	8,51	11,20	10,80	11,00
4,80	5,52	5,22	5,18	3,75	4,25	1,60	1,18	1,60	1,22	0,07	1,24	4,80	4,60	4,30	4,48	4,67	4,32	4,48	4,40
0,08	0,14	0,09	0,10	0,02	0,09	0,11	0,02	0,06	0,02	0,22	0,08	0,08	0,09	0,04	0,06	0,08	0,09	0,05	0,07
—	—	—	0,17	—	0,42	—	—	—	—	—	0,00	0,56	—	—	—	0,60	0,14	0,25	0,20
—	—	0,03	—	—	0,02	—	—	—	0,07	—	0,07	—	0,02	—	—	0,02	—	—	—
1,20	1,07	0,82	1,23	0,95	1,13	1,20	0,68	0,85	1,02	0,32	0,78	2,36	1,10	2,22	2,04	2,17	0,39	0,03	0,21
99,71	99,64	100,63	99,87	99,58	99,81	100,47	99,90	99,57	99,64	100,61	100,12	99,49	100,25	100,25	100,24	100,03	100,36	100,08	100,22
0,94	0,94	0,97	0,90	1,00	0,97	0,97	0,80	0,79	0,76	0,93	0,87	0,95	0,98	0,91	0,91	0,96	0,93	0,93	0,93
0,95	0,93	1,05	0,86	0,89	0,88	0,89	1,01	0,87	0,95	1,01	1,01	1,09	1,10	0,98	1,01	1,06	1,17	1,12	1,14
35	28	35	30	—	32	75	10	30	35	55	47	20	35	35	55	32	60	60	52
95	70	189	140	40	151	130	—	215	50	15	88	240	260	295	325	254	215	265	255
30	21	25	35	15	37	100	85	125	80	75	98	40	85	55	55	52	65	55	57
—	—	10	—	—	—	10	—	—	—	—	18	25	25	25	20	29	20	10	17
20	—	20	15	—	18	—	25	—	10	—	16	20	55	25	40	35	10	20	22
160	136	245	245	130	195	100	95	180	125	—	120	335	400	350	375	376	410	375	402
100	90	25	370	210	221	60	45	55	55	80	52	85	55	165	110	158	20	15	17
80	40	90	—	—	65	160	95	170	180	510	211	204	322	215	170	198	200	220	218
405	316	860	890	—	906	3665	290	4553	4980	11390	4878	2135	2545	2362	2415	2211	2442	2810	2586
140	196	280	175	30	185	1140	1590	2820	735	2850	1551	590	750	620	595	590	475	525	502
130	126	—	105	676	206	21	—	20	16	12	18	17	12	42	57	146	52	53	50
231	117	171	105	10	120	195	87	165	126	48	130	296	271	238	268	266	244	267	240
345	183	283	170	10	198	443	175	262	238	156	256	408	421	388	416	413	360	424	390
—	—	44	—	—	45	18	—	34	83	37	45	54	62	60	9	44	90	26	45
—	—	208	—	—	165	231	160	173	205	130	176	267	255	254	223	229	197	251	203
10	8	—	—	—	9	8	—	—	—	—	9	15	—	30	10	20	10	15	13
86,1	79,5	89,2	78,7	89,5	82,2	86,7	94,7	89,6	92,1	96,5	91,8	89,4	91,2	85,7	87,4	77,4	93,0	93,1	93,0

входить, %: 6 — 0,62 BaO; 7 — 0,70 BaO; 9 — 0,15 F, 0,06 ZrO₂, 0,65 BaO; 15, 16, 18 — 0,12 ZrO₂; 19—22 і 24 — 0,12, відповідно; 30 — 0,03 F і 1,54 ZrO₂; 31 — 0,18 F і 1,01 ZrO₂; 33—36 — 0,60, 0,70, 0,70 і 0,55 F відповідно; 37 — 0,36 і 124/710 відповідно); 3 — середній склад (6 ан.) габро внутрішньої частини; 4 — біотит-амфіболовий сієніт (зр. 81/483 і 86/483 відповідно); 9 — середній склад (8 ан.) сієніт-пулассітов внутрішньої частини; 10, 11 — фаяліт- (3 ан.) мезократових сієнітів центральної частини; 14 — енігматитвмісний егірин-геденбергітовий сієніт (зр. 18/2-3/4); 18 — середній склад (5 ан.); 19, 20 — мелано- і лейкократовий тарамітові фойяїти (зр. 23-3/85 і 23-85); 21 — 88-4/1, уламки с. Лазарівка); 23 — дрібнозернистий егірин-геденбергітовий тарамітовий фойяїт (зр. 89-2/3)); 24 — фойяїтів; 26 — дайковий бакелітовий маріуполіт серед гранітоїдів (зр. 86-3); 27 — дрібнозернистий маріуполіт серед 8/85); 30 — істотно альбітовий прошарок у маріуполіті (зр. 22-5/85); 31 — середній склад (7 ан.) маріуполітів; 32 — 88-5); 36 — середній склад (8 ан.); 37, 38 — фоноліти з евдіалітом і куплетськітом (зр. 86-1, 86-1/1); 39 — середній

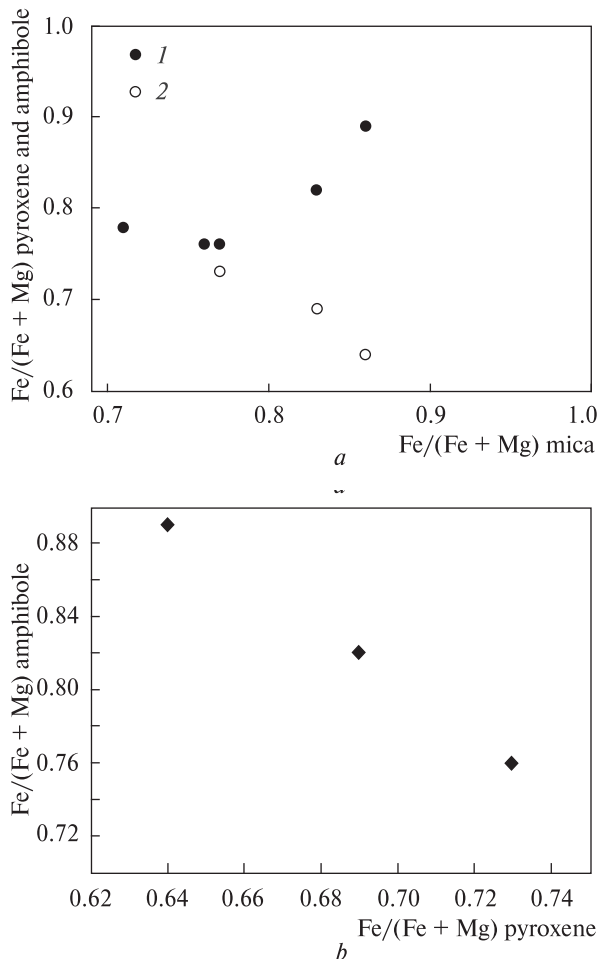


Рис. 4. Співвідношення залізистості темноколірних мінералів з лужних (пуласкітів, фойяїтів, фонолітів) порід Октябрського масиву: *a*: 1 — біотит — амфібол, 2 — біотит — піроксен; *b* — піроксен — амфібол

Fig. 4. Correlation Fe/(Fe + Mg) in the femic minerals of alkaline (pulaskites, foyaites, phonolites) rocks from Okiyabrsky massif: *a*: 1 — biotite — amphibole, 2 — biotite — pyroxene; *b* — pyroxene — amphibole

донасичені кремнеземом магматичні розплави трахітового складу (у даному випадку — лужні безнефелінові, нефелінвмісні або нефелін-нормативні сієніти) у процесі фракціонування польового шпату стали вихідними для нефелінових сієнітів, еволюція яких завершилася агпайтовими фонолітами.

Залізистість і лужність мінералів та порід часто більш показові, ніж попередній параметр. Так, наприклад, відомо, що більшість гранітів (у тому числі УЩ) містять біотит помірної залізистості, але у їхніх різновидах рапаківі, лужних та так званих рідкіснометалевих (спеціалізованих на рідкісні метали породах) біотит та інші фемічні мінерали ста-

ють високо- або граничнозалізистими (аніт, сидерофіліт, рибекіт, егірін). В Україні такими є граніти Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів, граніти Пержанського, Катеринівського і Кам'яногогільського масивів і грорудити Приазов'я.

Щодо лужних порід Октябрського масиву, то всі їхні різновиди характеризуються високою або гранично високою залізистістю. Проте серед них виділяються сієніти центральної частини (округлий шток) (рис. 1), які за мінеральним складом можна назвати лужними сієнітами, нефелінвмісними сієнітами або пуласкітами. Ці сієніти були виявлені внаслідок буріння у 1980-ті рр. і не відслонюються на денній поверхні. Здебільшого це середньо- або дрібнозернисті мезократові, інколи меланократові, сієніти, в яких фемічні мінерали представлені зеленим клінопіроксеном, амфіболом і біотитом, інколи піроксен відсутній. Нефелін має підпорядковане значення (перші відсотки), у шліфах нерідко не спостерігається. За хімічним складом нефелінвмісні і безнефелінові (у шліфах) сієніти практично ідентичні. Надалі ці породи називатимемо сієніт-пуласкітами. Характерні акцесорні мінерали цих порід — апатит, титаніт, циркон, ільменіт. У цих сієнітах відзначалися [15] автілітоподібні темно-сірі вclusions більш дрібнозернистих порід. Схоже на те, що вони за мінеральним складом ідентичні або подібні до вмісних сієнітів. На нашу думку, найбільш цікавою й інформативною особливістю мінералогії цих сієнітів є найнижча залізистість (якщо можна так висловлюватися про високозалізисті мінерали) піроксенів, амфіболів і біотитів порівняно з однойменними мінералами з інших лужних порід масиву. Дещо несподівано для лужних порід те, що у пуласкітах серед темноколірних мінералів найбільш залізистими, як правило, є біотити (77—86 %), їм дещо поступають амфіболи (76—89 %) та піроксени (64—73 %) (рис. 4). У цій статті використано раніше опубліковані [1, 6, 15, 17, 24] та нещодавно одержані результати мікрозондового аналізу мінералів з авторських колекцій.

Піроксени з досліджуваних порід виявилися і найменш лужними, вміст акмітового міналу в них становить 10—15 %. Проаналізовані амфіболи належать до гастингситів, тобто Na-Ca-різновидів (нелужних амфіболів). Біотит характеризується помірною, але нижчою, ніж в інших лужних породах, глиноземистістю.

Відзначимо ще одну цікаву особливість (залежність) складу фемічних мінералів сієніт-пуласкітів. Якщо між залізистістю біотитів і амфіболів проявляється загалом позитивна кореляція (рис. 4, а), то для пар біотит — піроксен і амфібол — піроксен співвідношення залізистості є зворотнім (рис. 4, а, б). Як відомо, для більшості магматичних порід слюди і амфіболи є більш магнезійними, ніж піроксени. Рідше трапляються парагенезиси цих мінералів зі зворотними співвідношеннями залізистості [7], хоча причини таких протилежних трендів складу фемічних мінералів не з'ясовані. Стосовно сієніт-пуласкітів Октябрського масиву можна припустити, що підвищення залізистості біотитів і амфіболів порівняно з дещо більш ранніми клінопіроксенами відображає загальний тренд еволюції усього масиву, розвиток якого завершується край залізистими диференціатами.

Крім того, в шліфах цих сієнітів і пуласкітів інколи спостерігаються дрібні зерна трохи зміненого плагіоклазу (олігоклазу).

Отже, за пониженою залізистістю та лужністю фемічних мінералів сієніти центрального штоку Октябрського масиву є найменш диференційованими серед лужних порід і, очевидно, найбільш ранніми (крім інтрузії габро).

Менш визначеним є геологічне положення і порядок формування лужних сієнітів, що в різних частинах масиву (рис. 1) розташовуються між вмісними гранітоїдами та фойяїтами або між підковоподібною зовнішньою інтрузією габро (і його дериватів) та фойяїтами. Мінерали лужних сієнітів вивчені недостатньо, проте поодинокі аналізи піроксенів з цих сієнітів показують, що вони збагачені (до 13—19 %) акмітовим міналом порівняно з піроксенами сієнітів і пуласкітів центральної частини масиву (рис. 5). Цікаво, що інколи в лужних сієнітах трапляється марганцевистий фаяліт. Відзначимо, що олівінвмісні сієніти властиві крайовим (ендоконтактним) частинам Ілімаусацького [3] і Малотерсянського масивів [15].

Ще вищим є вміст (39—50 %) акмітового міналу в піроксені з енігматитвмісного сієніту, який вважається жильною фацією [15].

У тарамітових фойяїтах, які утворюють підковоподібну інтрузію й облямовують шток сієніт-пуласкітів (рис. 1), амфібол відзначається крайньо високою залізистістю (до 100 %). Водночас піроксен, присутній у меншій кіль-

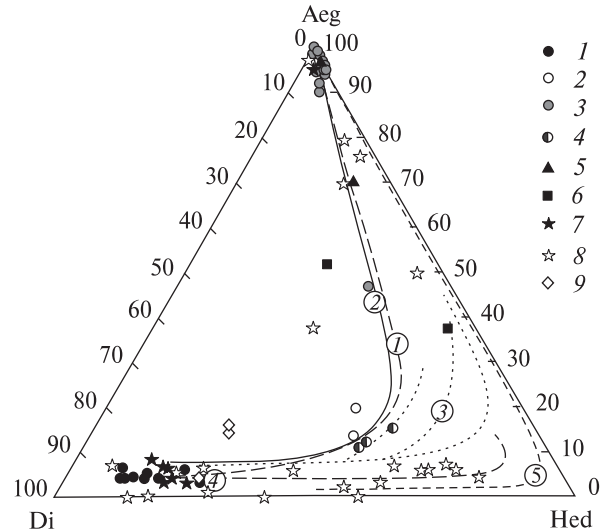


Рис. 5. Діаграма Di — Hed — Aeg з трендами еволюції складу піроксенів у габро-сієнітових комплексах. Масив: 1—6 — Октябрський (1 — габро-піроксеніти, 2 — лужні сієніти, 3 — фоноліти і фойяїти, 4 — сієніт-пуласкіти, 5 — бекелітові маріуполіти, 6 — енігматитові сієніти); 7 — Елетьозерський [7, 18]; 8 — Гремяха Вирмес [7]; 9 — Тикшеозерський [19]. Тренди кристалізації (цифри у кружках): 1 — Октябрський масив; 2 — Південний Корок (Stephenson, 1972); 3 — Ігдлерфігсалік [25]; 4 — Клокен (Parsons, 1979); 5 — Ілімаусак (Larsen, 1976)

Fig. 5. Di — Hed — Aeg diagram with evolution trends of pyroxene composition in gabbro-syenite complexes. Massif: 1—6 — Oktyabrsky (1 — gabbro-pyroxenites, 2 — alkaline syenites, 3 — phonolites and foyaites, 4 — syenite-pulaskites, 5 — beckelite mariupolite, 6 — aenigmatite syenites); 7 — Eletzero [7, 18]; 8 — Gremyakh-Vyrmes [7]; 9 — Tykshozero [19]. Crystallization trend (numbers in circles): 1 — Oktyabrsky massif; 2 — South Qôroq (Stephenson, 1972); 3 — Igdlerrifgssalik [25]; 4 — Klokken (Parsons, 1979); 5 — Ilimaussaq (Larsen, 1976)

кості, має незначний вміст акмітового міналу (судячи з оптичних властивостей).

Значно більш лужний піроксен (44 % акмітового міналу) в жильному амфібол-піроксеновому фойяїті б. Лисиця (с. Лазарівка, рис. 5) [15].

Отже, фойяїти характеризуються більш залізистими фемічними мінералами, ніж лужні сієніти і пуласкіти (рис. 5, б), їх вищою лужністю (тараміт відносно гастингситу; егірінвмісний феросаліт відносно егірін-геденбергіту відповідно). Інколи в нефелінових сієнітах з'являється більш лужний амфібол — катофорит [6, 24]. За цими ознаками фойяїти більше диференційовані і, за умовами залягання, є пізнішими від лужних сієніт-пуласкітів.

Ще більш контрастні відмінності в хімізмі фемічних мінералів спостерігаються під час порівняння розглянутих лужних сієніт-пу-

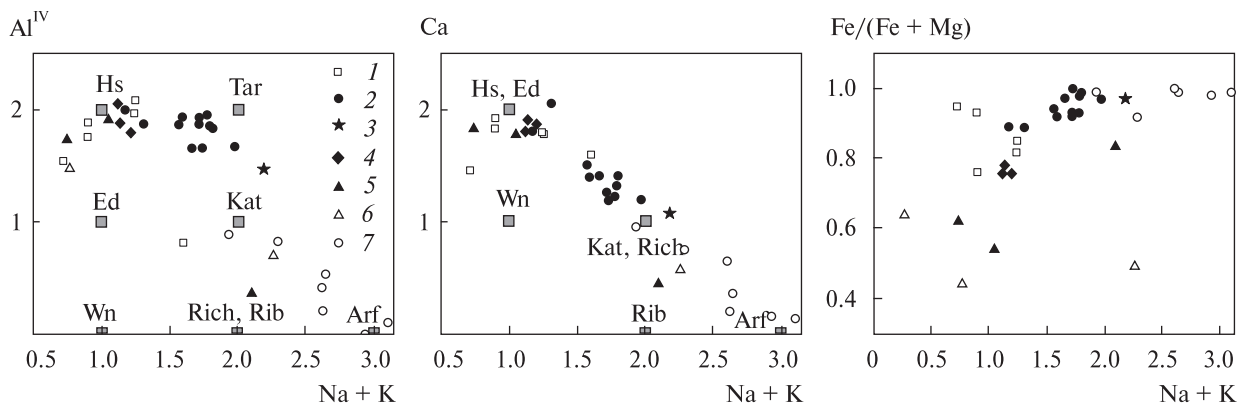


Рис. 6. Особливості хімічного складу амфіболів із сієнітів Октябрського масиву (Ca, Al, Na, K у ф. о.): 1–4 – Октябрський масив (1 – лужні сієніти, 2 – нефелінові сієніти, 3 – мікроклін-альбіт-нефелінові пегматити, 4 – пуласкіти); Кольський п-ів: 5 – Гремяха Вирмес масив [7]; 6 – Тикшеозерський масив [19]; Гренландія: 7 – масив Ілімаусак [4, 20]. Кінцеві члени ізоморфних рядів: Arf – арфведсоніт, Ed – еденіт, Hs – гастингсит, Kat – катофорит, Rib – рибекіт, Rich – рихтерит, Tar – тараміт, Wn – вінчит

Fig. 6. The peculiarities of chemical composition of amphiboles from syenites in Oktyabrsky massif (Ca, Al, Na, K in f. u.): 1–4 – Oktyabrsky massif (1 – alkaline syenites, 2 – nepheline syenites, 3 – microcline-albite-nepheline pegmatites, 4 – pulaskites); Kola peninsula: 5 – Gremyakh-Vyrmes massif [7]; 6 – Tykshoezero massif [19]; Greenland: 7 – Pimaussaq massif [4, 20]. The extremes of isomorphous series: Arf – arfvedsonite, Ed – edenite, Hs – hastingsite, Kat – katophorite, Rib – ribeckite, Rich – richterite, Tar – taramite, Wn – winchite

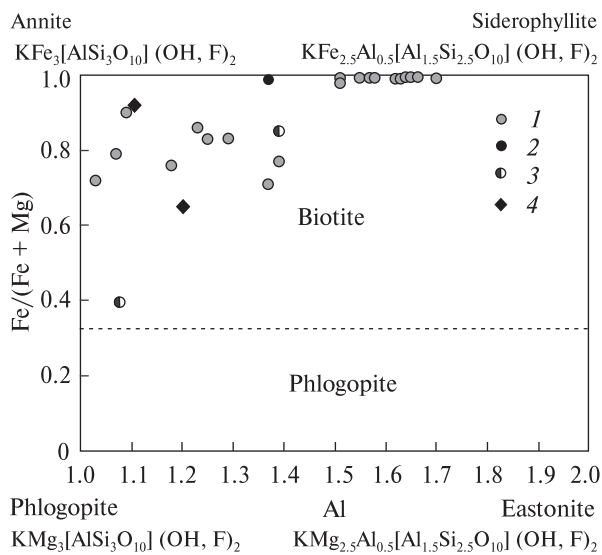


Рис. 7. Порівняльний склад слюд з лужних порід Октябрського та інших масивів габро-сієнітової формації (за [5]). Масив: 1 – Октябрський; 2 – Елетьозерський [7, 18]; 3 – Гремяха Вирмес [7]; 4 – Ігдлерфігсалік [25]

Fig. 7. The comparative composition of mica from alkaline rocks of Oktyabrsky and another massifs of gabbro-syenite complexes (by [5]). Massif: 1 – Oktyabrsky; 2 – Eletozero [7, 18]; 3 – Gremyakh-Vyrmes [7]; 4 – Igdlerfigsalik [25]

ласкітів і фойяїтів з егіриновими мікрофойяїтами й аґпайтовими фонолітами. Очевидно, проміжне значення між цими породами належить маріуполітам.

Так, у дайкових егіринових мікрофойяїтах (як впливає з назви породи) та в аґпайтових фонолітах піроксен представлений практично чистим акмітом (рис. 5). Цікаво, що в цих породах відсутній амфібол. Причини цього не з'ясовано, але можна припустити, що головними з них є висока залізистість і лужність (аґпайтність) егіринових мікрофойяїтів, аґпайтових фонолітів, а також маріуполітів. За таких умов може викристалізуватися тільки високолушний амфібол типу фероарфведсоніту. Проте для аґпайтових лужних порід більш характерні магнезіально-залізисті амфіболи арфведсонітової серії (Ловозерський, Гремяха Вирмес, Тикшеозерський масиви) (рис. 6), а у край залізисті, вочевидь, у природі є досить рідкісними [5] і відомі у гранично аґпайтовому масиві Ілімаусак [20].

Цікавими виявилися біотити мікрофойяїтів і маріуполітів (рис. 7). Окрім крайньо високої залізистості і низької глиноземистості (власне вони належать до анітів), в цих мінералах виявився досить високий вміст марганцю. У біотиті (до 5 % MnO), а також в магнетиті (до 2,2 % MnO) маріуполітів високий вміст марганцю було виявлено ще Й. Морозевичем [24], а в недавно проаналізованих біотитах з мікрофойяїтів вміст MnO навіть дещо вищий (до 8,7 % MnO). Це також один з індикаторів диференційованості магматичних порід. Так, в аґпайтових фонолітах виявлено марганцеві ана-

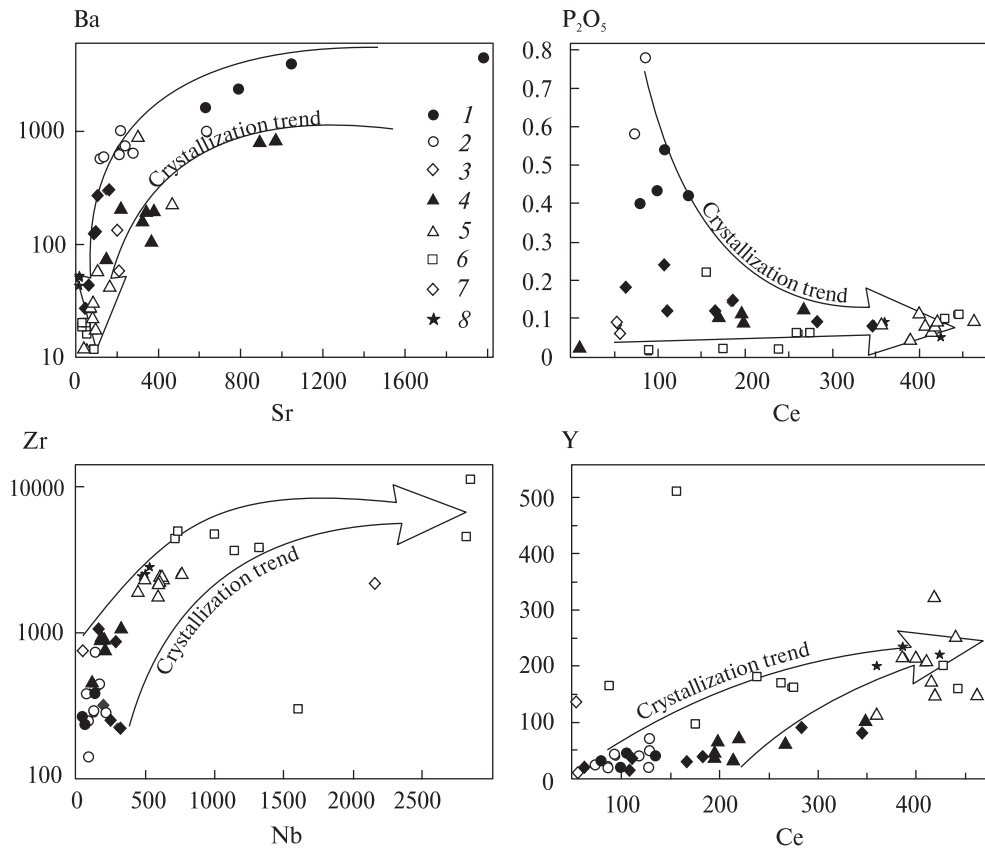


Рис. 8. Діаграми розподілу деяких рідкісних і рідкісноземельних елементів (ppm) та фосфору (ваг. %) в сієнітових породах Октябрського масиву (стрілкою показано можливий напрямок кристалізації порід під час еволюції первинного розплаву): 1 — сієніт-пуласкіти, 2 — лужні сієніти, 3 — фойяїти, 4 — дайкові тарамітові фойяїти, 5 — дайкові егіринові мікрофойяїти, 6 — маріуполіти, 7 — нефелін-сієнітові пегматити, 8 — евдіалітові феноліти

Fig. 8. Distribution diagrams of rare and some rare-earth elements (ppm) and phosphorus (wt. %) in syenitic rocks of Oktyabrsky massif, showing the possible crystallization trend during primary melt evolution: 1 — syenite-pulaskites, 2 — alkaline syenites, 3 — foyaites, 4 — dike's taramite foyaites, 5 — dike's aegirine microfoyaite, 6 — mariupolites, 7 — nepheline-syenite pegmatites, 8 — eudialite phonolites

логи астрофіліту (куплетський), до того ж цей мінерал збагачений на цинк [22]. В цих же породах присутні характерні для агпайтових фельдшпатюйдних сієнітів мінерали — евдіаліт та катапліт.

Отже, за мінералогічними критеріями егіринові мікрофойяїти, агпайтові феноліти та маріуполіти є більш диференційованими породами, ніж тарамітові фойяїти. Однак серед маріуполітів проявляються деякі відміни, різні за хімізмом егірину. Було помічено, що в магнетитових маріуполітах егірин відсутній (б. Лисиця, с. Лазарівка) або ж має досить значну частку (до 21 %) геденбергітового міналу, як це спостерігається в бекелітовому (за [24]) маріуполіті (з магнетитом). Можна припустити, що наявність егірину та залежність його складу від присутності магнетиту в маріупо-

літах зумовлена перш за все ступенем окиснення заліза у вихідному розплаві. Якщо залізо перейшло повністю у тривалентний стан (що, очевидно, буває найчастіше), то кристалізується егірин (акміт), якщо ж воно окиснено частково, то може утворюватися тільки магнетит або парагенезис магнетиту з егірингеденбергітом. Можна припустити, що чисто егіринові (безмагнетитові) маріуполіти є більш диференційованими, ніж магнетитвмісні.

Відомо, що особливості типохімізму породоутворювальних темноколірних мінералів є досить інформативними щодо особливостей еволюції багатофазових інтрузивних комплексів. Найчастіше головним породоутворювальним темноколірним мінералом є піроксен, його беруть за основу для виявлення еволюційних трендів диференціації лужних масивів.

Габро-сієнітові комплекси із сублужними та лужними породами у цьому плані не виняток. Тому особливості еволюції хімічного складу піроксенів із габро-перидотитів та головних різновидів лужних порід Октябрського масиву, на нашу думку, також вказують на згадану вище послідовність вкорінення і кристалізації порід масиву. У системі $Di - Aeg - Hed$ (рис. 5) склад піроксенів (від габроїдів до нефелінових сієнітів та їх дайкових аналогів) у кожній наступній інтрузивній фазі характеризується збільшенням кількості Fe, Na та зменшенням — Ca, Mg і Ti. Загалом, такий тренд кристалізації піроксенів Октябрського масиву подібний до трендів більшості добре вивчених габро-сієнітових масивів Кольського п-ову [7—9, 18] і Гардарської провінції та має таку саму спрямованість (рис. 5). Так, тренд еволюції Октябрського масиву майже ідентичний такому габро-сієнітовому комплексу Південний Корок (*South Qoroq*) (рис. 5) і суттєво відрізняється в геденбергітовій області від масивів Ілімаусак і Гремяха Вирмес, яким властиві піроксени егірин-геденбергітового ряду і де, очевидно, відсутні піроксени егірин-діопсид-геденбергітового ряду (так звані егірин-авгіти).

Геохімічні критерії, як і петрологічні та мінералогічні, полягають у встановленні направленої зміни (тренду) вмісту тих або інших хімічних елементів або навіть зміни їхнього ізотопного складу від ранніх інтрузивних порід або диференціатів до пізніх (завершальних). Найчастіше в геохімії розглядається зміна концентрацій сумісних (когерентних) і несумісних (некогерентних) елементів-домішок. Для лужних комплексів найважливіше значення мають такі рідкісні несумісні елементи-домішки, як Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Y. Особливо популярним є вивчення спектрів REE, наявність в них Eu-аномалій, співвідношення легких лантаноїдів (LREE) до важких (HREE), співвідношення La/Yb тощо.

Для лужних порід Октябрського масиву важливе індикативне значення (як критерії диференційованості) мають також P, Ti, Sr і Ba.

Геохімічні тренди концентрації титану і фосфору в лужних породах Октябрського масиву в цілому аналогічні до таких в інших подібних лужних комплексах: концентрація цих елементів (їх оксидів — TiO_2 , P_2O_5) зменшується від ранніх до пізніших диференціатів. Для титану це цілком справедливо, а поведінка

фосфору має деякі відхилення (таблиця). Найвищий вміст титану (до 7,02 % TiO_2) маємо в габро (як цього і слід було очікувати), значно менше його в сієнітах-пуласкітах і різко знижується вміст титану в егіринових мікрофойїтах та аґпайтових фонолітах. В той же час габро характеризуються дуже низьким як для такого типу порід вмістом фосфору (0,10—0,24 % P_2O_5) за високої концентрації титану. Значно зростає ("підстрибує") його концентрація в сієніт-пуласкітах (до 0,56 % P_2O_5), потім зменшується у більш пізніх породах (тарамітових фойїтах, егіринових мікрофойїтах, маріуполітах, аґпайтових фонолітах) (рис. 8). Нерідко фосфору в пізніх лужних диференціатах стає так мало, що замість апатиту кристалізується його силікатний аналог — бритоліт (бекеліт). Якщо ж апатит як ультраакцесорний мінерал все ж таки кристалізується в таких породах, наприклад, в аґпайтових фонолітах, то він сильно збагачується (особливо по периферії зерен) REE церієвої підгрупи (Ce_2O_3 — до 7,2 %; La_2O_3 — до 2,42; Y_2O_3 — 0,67), а також натрієм — до 2,15 % Na_2O (беловітова схема ізоморфізму) [22].

Принагідно відзначимо, що низький вміст фосфору за одночасно високої концентрації титану є характерною рисою не лише габро (піроксенітів, перидотитів) Октябрського масиву, а також габро, піроксенітів і перидотитів девонських масивів Східного Приазов'я та зони зчленування Приазовського мегаблоку УЩ зі складчастим Донбасом: Покрово-Киріївського, Хомутівського, Маріупольського [12]. Можна вважати, що це регіональна геохімічна особливість Східного Приазов'я, хоча з цієї регулярності випадає Південно-Кальчицький масив, де все ж таки є бідні апатит-титаномагнетит-ільменітові руди.

Разом з тим не зовсім зрозумілим є різкий стрибок концентрації фосфору в сієніт-пуласкітах порівняно з габро. На даний час ми пояснюємо це особливістю поведінки фосфору в магматичних розплавах, базуючись на наявних експериментальних даних [10]. Як видно з хімічного складу габро (таблиця), вихідний розплав (сублужний базальт) був сильно недонасичений фосфором, а як відомо [10], такі магми можуть розчиняти до 2—4 % P_2O_5 . Подальша кристалізація цього розплаву не призвела до його насичення фосфором (кумуляції апатиту), не відбувалося його концентрування, як це має місце в багатьох титан-

фосфорних родовищах, пов'язаних з основними породами. Фосфор у цьому випадку як несумісний елемент переходив у розплав, так і не досягнувши межі насичення. Розплав наступної інтрузивної фази, представленої сієніт-пуласкітами, міг засвоїти цей фосфор і його концентрація могла зрости до межі насичення розплаву трахітового складу. Виходячи зі згаданих експериментальних даних, у трахітовому розплаві розчинність фосфору значно нижча, ніж у базальтовому, що зрештою призвело до кумуляції апатиту. В подальшому вміст фосфору залишався низьким. Спорадично концентрація фосфору локально підвищувалася до 0,18 % P_2O_5 (наприклад, в жильних фойяїтах б. Лисиця) і збільшувалася кількість апатиту.

Отже, в Октябрському масиві вміст титану і фосфору загалом зменшувався в породах кожної наступної інтрузивної фази (з деякими локальними відхиленнями щодо підвищення концентрації фосфору).

Геохімія стронцію та барію. Поведінка цих елементів у лужних породах Октябрського масиву дещо подібна до такої титану і фосфору, хоча ці елементи не мають жодної геохімічної спорідненості. Разом з тим найвищі значення концентрації Sr і Ba виявлено в сієніт-пуласкітах центрального штоку (рис. 8), а в кінцевих диференціатах (агпаїтових фонолітах) їх вміст (особливо Sr) стає вкрай низьким (на рівні 15–20 ppm). Не зрозуміло, чому так різко зростає концентрація Sr і Ba в сієніт-пуласкітах порівняно з габро. Загальний тренд пониження концентрації Sr і Ba в породах кожної наступної інтрузивної фази (починаючи з сієніт-пуласкітів) ми пояснюємо польовошпатовим фракціонуванням з поступовою екстракцією цих елементів, що призвело до майже повної їх деплетації в кінцевих диференціатах. Подібна картина крайнього збіднення на Sr і Ba спостерігається, наприклад, у сієнітах Яструбецького масиву (його центральна частина), сієнітах Азовського родовища [11], грорудитах Східного Приазов'я [16], комендитах і пантелеритах взагалі.

Геохімія Zr, Nb, REE, Y. Геохімічна поведінка цих некогерентних елементів, на думку багатьох дослідників, добре відображає послідовність процесу кристалізаційної диференціації. Як відомо, ці елементи загалом нагромаджуються в завершальних диференціатах лужних комплексів. Це спостерігається і в Октябрсь-

кому масиві (таблиця), де маріуполіти за рівнем концентрації цих елементів стають рудними або рудоносними породами (рис. 8). Звичайно, є певні відмінності в концентруванні цих елементів у дайкових повнокристалічних (плутонічних) породах, де могла порізно проявитися кристалізаційна диференціація [17]. Загальний тренд нагромадження Zr, Nb, REE і Y в породах кожної наступної інтрузивної фази досить добре витримується. Однак є локальні відхилення (збагачення і збіднення) в маріуполітах та маріуполітових пегматитах, що, можливо, зумовлено локальною кумуляцією кристалів мінералів-концентраторів цих елементів (циркон, пірохлор, бритоліт) або іншими не з'ясованими причинами (умови залягання, розмір магматичних тіл, легкі компоненти, постмагматичні перетворення).

Для деяких елементів інколи вдається виявити зміну мінеральної форми фіксації в залежності від типу порід. Особливо це характерно для циркону: в олівінових різновидах габро наявні акцесорні циркон і баделіт, в безолівінових — лише циркон, в лужних сієнітах і маріуполітах — циркон, а в агпаїтових фонолітах — евдіаліт і Na-катапліт [15, 22]. Значна частина Zr, Nb розсіюється в мінералах титану (серії куплетськіт-циркофіліт) [22], ільменіт, титаніт.

REE та ітрій, крім власного мінералу — бритоліту (бекеліту), значною мірою або повністю входять до складу апатиту, пірохлору, титаніту, циркону, евдіаліту.

Особливо показовими є хондритнормовані спектри REE, кількість яких, на жаль, на даний час обмежена.

У складі REE переважають легкі елементи церієвої підгрупи, хоча частка важких REE та Y також є значною (якщо порівняти з REE лужно-ультраосновної формації). В спектрах REE порід і апатитів завжди чітко проявлені негативні Eu-аномалії, проте найменшими вони виявилися в апатиті із сієніт-пуласкітів ($Eu/Eu^* = 0,74-0,76$) (і в цих породах), а "найглибшими" — в агпаїтових фонолітах ($Eu/Eu^* = 0,35-0,45$).

Зазвичай негативні Eu-аномалії пояснюються польовошпатовим фракціонуванням, в процесі якого відбувається екстрагування дво-валентного європію з появою в пізніших диференціатах негативної Eu-аномалії. Паралельно з цим відбувається екстрагування Sr і

збіднення ним залишкових кінцевих диференціатів, як це було показано вище. Це дає підставу, як і інші розглянуті вище критерії, вважати сієніт-пуласкіти найменш диференційованими породами першої (або однієї з перших) інтрузивної фази серед інших лужних порід.

Таким чином, в процесі еволюції октябрського лужного комплексу відбувається нагромадження REE та поглиблення негативної Eu-аномалії в їхніх хондритнормованих спектрах послідовно в породах кожної наступної інтрузивної фази.

Інші рідкісні елементи-домішки (Li, Rb, Cs, Ga, Be) вивчені недостатньо і, на нашу думку, є менш інформативними щодо петрогенетичної інтерпретації загальної еволюції октябрського лужного комплексу. Так, Rb більш властивий для порід, збагачених на калій, хоча це не завжди чітко витримано (таблиця), Li більше пов'язаний з біотитами і збагаченими на цей мінерал лужними породами.

Ще одним цікавим питанням є геохімічна поведінка фтору в породах Октябрського масиву. Флюорит присутній майже у всіх лужних породах, у тому числі і в агпаїтових різновидах. Проте амфіболи і біотити з цих порід характеризуються низьким вмістом фтору. Разом з тим результати хімічного аналізу концентратів апатитів масиву вказують на підвищений вміст фтору (до 3,16 %). Це пояснюється домішкою в апатитових концентратах флюориту, від якого важко було позбутися повністю. В апатиті з агпаїтового фонуліту за допомогою мікрозондового аналізу визначено високий вміст фтору — 3,14–3,89 % F, властивий агпаїтовим породам. В цій же породі виявлено кріоліт, зафіксовано підвищений вміст фтору в куплетськіті та хендрікситі (до 1,40 і 2,20 % F відповідно) [22]. Очевидно, в агпаїтових породах фтор більш схильний заповнювати вакансії в апатиті та в силікатах з (OH, F)-аніоном, тоді як в менш лужних породах (тарамітових фойяїтах, маріуполітах, сієніт-пуласкітах, сієнітах і навіть в егіринових мікрофойяїтах) фтор утворює власний мінерал — флюорит (CaF₂). Подібний розподіл фтору спостережено і в деяких інших масивах лужних порід [15]. Можна припустити, що в агпаїтових фонулітах первинний фторид був віліомітом (NaF), який пізніше замістився флюоритом.

Ще одне зауваження щодо фтористості слюд і амфіболів. Лужні метасоматити, розта-

шовані поблизу Октябрського масиву (кар'єри в селах Дмитрівка, Хлібодарівка) відзначаються високим вмістом фтору в амфіболах і слюдах, що було відомо ще з часів Й. Морозевича [24] і підтверджено подальшими дослідженнями [13, 14]. Варто відзначити, що амфіболи і слюди цих метасоматитів різко відрізняються від однойменних мінералів з магматичних порід Октябрського масиву за магнезійністю та лужністю, що може, на нашу думку, свідчити про відсутність генетичного зв'язку їх з формуванням Октябрського масиву [13].

Висновки. 1. В Октябрському масиві виділяється кілька інтрузивних фаз: габро (з піроксеніт-перидотитовими диференціатами) — сієніти-пуласкіти — фойяїти (тарамітові, біотит-тарамітові, біотитові) — маріуполіти — дайкові породи (мікросієніти, тарамітові та біотит-егіринові мікрофойяїти, агпаїтові фонуліти). Характерні також пегматоїдні різновиди цих (крім габроїдів) порід. Породи окремої інтрузивної фази характеризуються своїми лише їм властивими особливостями мінерального та хімічного складу. Для порід кожної з цих фаз виявлено певні геохімічні особливості (критерії), які задовільно пояснюються петрогенетичним механізмом кристалізаційної диференціації.

2. Серед головних критеріїв еволюції магматизму Октябрського масиву виділено петрологічні, мінералогічні і геохімічні: залізистість і лужність порід та мінералів, направлена зміна (тренд) концентрації Ti, P, Zr, Nb, REE, Y, Sr, Ba.

3. В породах кожної наступної інтрузивної фази зменшується концентрація TiO₂, P₂O₅, Sr і Ba і збільшується — Zr, Nb, REE, Y. Однією з особливостей Октябрського масиву є загалом низький вміст фосфору, навіть у габро та його диференціатах (піроксеніти, перидотити), що характеризуються високим вмістом титану. Зазвичай, у високотитанистих основних породах спостерігається підвищений вміст фосфору. В нефелінових сієнітах цього масиву вміст фосфору настільки низький, що кристалізується рідкісноземельно-кременистий аналог апатиту — бритоліт.

4. У спектрах REE кожної наступної інтрузивної фази поглиблюються негативні Eu-аномалії, що пояснюється польовошпатовим фракціонуванням. Цим же петрогенетичним механізмом пояснюється інтенсивне пониження концентрації Sr і Ba та зростання — Zr,

Nb, REE, Y. В залежності від типу сієнітових порід змінюються і мінеральні форми рідкісних елементів. В олівінових габро і олівін-вмісних сієнітах мінерали Zr представлені цирконом і баделейтом, в сієнітах і фойїтах — цирконом, а в агпайтових фонолітах — евдіалітом, катаплейтом і циркофілітом. Рідкісноземельні мінерали в лужних сієнітах представлені переважно титанітом, а в маріуполітах і агпайтових фонолітах — бритолітом і REE-апатитом. Ніобій у сієнітах і тарамітових фойїтах входить до складу сфену та ільменіту, а в маріуполітах утворює власні мінерали (пірохлор).

4. Загальна еволюція Октябрського масиву проявляється в зростанні лужності порід кожної інтрузивної фази, останні диференціати масиву представлені агпайтовими фонолітами (з евдіалітом, Na-катаплейтом, куплетськітом, Na-REE-апатитом тощо).

1. *Айнберг Л.Ф.* Приазовский щелочной массив // Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния. — 1933. — Вып. 196. — С. 48—64.
2. *Герасимовский В.И.* Геохимия Илимауссакского щелочного массива. — М.: Наука, 1969. — 174 с.
3. *Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н.* и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. — М.: Наука, 1966. — 396 с.
4. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. — М.: Мир, 1965. — Т. 2. — 408 с.
5. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. — М.: Мир, 1966. — Т. 3. — 317 с.
6. *Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П.* Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. — М.; Л.: Наука, 1965. — 204 с.
7. *Ефимов А.Ф.* Типохимизм породообразующих темноцветных минералов щелочных пород. — М.: Наука, 1983. — 256 с.
8. *Коваль Е.М., Стрекозов С.И., Загнитко В.Н., Луговая И.П.* Карбонатные породы Октябрського щелочного массива (Украинский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1981. — № 7. — С. 128—133.
9. *Когарко Л.Н.* Проблема генезиса агпайтовых магм. — М.: Наука, 1977. — 294 с.
10. *Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Крот Т.В.* Растворимость и геохимия фосфора в магмах // Геохимия. — 1987. — № 7. — С. 915—927.
11. *Кривдик С.Г.* Редкометалльные сиениты Украинского щита // Там же. — 2002. — № 7. — С. 707—717.
12. *Кривдик С.Г., Гуравський Т.В., Дубина О.В.* та ін. Геохімія титану та фосфору в магматичних породах України // Геохімія та рудоутворення. — 2008. — № 26. — С. 4—15.
13. *Кривдик С.Г., Моргун В.Г.* Про формаційну приналежність лужних метасоматитів Східного Приазов'я // Там же. — 2010. — № 28. — С. 16—25.
14. *Кривдик С.Г., Моргун В.Г., Шаригін В.В.* Слюди фенітів і лужних метасоматитів Східного Приазов'я // Мінерал. журн. — 2010. — 32, № 4. — С. 3—11.
15. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И.* Петрология щелочных пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1990. — 408 с.
16. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И.* Прорудити Східного Приазов'я // Мінерал. журн. — 1996. — 18, № 3. — С. 67—83.
17. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И.* Геохимические и петрологические особенности щелочных пород Октябрського массива (Украина) // Геохимия. — 1998. — № 4. — С. 362—371.
18. *Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А.* Щелочные габброиды Карелии. — Л.: Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1969. — 183 с.
19. *Сафронова Г.П.* Типохимические особенности породообразующих минералов Тикшеозерского массива (Северная Карелия) // Минералогия докембрия Карелии. — Петрозаводск, 1988. — С. 22—41.
20. *Семенов Е.И.* Минералогия щелочного массива Илимауссак. — М.: Наука, 1969. — 165 с.
21. *Царовский И.Д.* Типы геологических структур щелочных пород УССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1954. — № 4. — С. 101—112.
22. *Шарыгин В.В., Кривдик С.Г., Поспелова Л.Н., Дубина А.В.* Zr-куплетскит и хендриксит в агпайтовых фонолитах Октябрського массива, Приазовье, Украина // Докл. РАН. — 2009. — 425, № 6. — С. 810—815.
23. *Шеремет Е.М., Кривдик С.Г., Пигулевский П.И.* и др. Субщелочной докембрийский магматизм и тектоно-геофизические особенности Восточного Приазовья Украинского щита. — Донецк: Ноулидж, 2010. — 291 с.
24. *Morozewicz J.* Der Mariupolit and seine Blutsverwandten // Miner. und Petrogr. Mitt. Neue Folge. — 1930. — 40, H. 5—6. — S. 335—436.
25. *Powell M.* The crystallisation history of the Igdlerfigssalik nepheline syenite intrusion, Greenland // Lithos. — 1978. — No 11. — P. 99—120.

Надійшла 08.07.2011

Ю.А. Амашукели, С.Г. Кривдик, А.В. Дубина

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЭВОЛЮЦИИ ОКТЯБРЬСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД (УКРАИНА)

Рассмотрены петрологические, минералогические и геохимические особенности щелочных и нефелиновых сиенитов Октябрського массива. Для уточнения последовательности кристаллизации интрузивных фаз массива использованы петрологические характерис-

тики (индекс дифференциации и железистость пород), минералогические и геохимические критерии дифференциации (эволюции). Так, несколько пониженная железистость и щелочность фемических минералов из сиенитов центрального штока (пуласкиты) Октябрьского массива указывают на их значительно более слабую (сравнительно с другими породами) дифференцированность. Очевидно, это наиболее ранние (кроме интрузий габбро) породы массива.

Фойяиты характеризуются более железистыми фемическими минералами и более высокой их щелочностью, чем щелочные сиениты и пуласкиты. По этим признакам фойяиты — породы более дифференцированные и, как показывают условия их залегания, более поздние, чем сиенит-пуласкиты. По минералогическим критериям эгириновые микрофойяиты, агапитовые фонолиты и мариуполиты принадлежат к более дифференцированным породам, чем тарамитовые фойяиты. На значительную степень дифференцированности микрофойяитов и мариуполитов, наряду с крайне высокой железистостью и агапитностью, может указывать также повышенная концентрация марганца в биотите (до 8,7 % MnO) и магнетите (до 2,2 % MnO).

Изменение химического и минерального состава пород хорошо согласуется с упомянутыми минералогическими и петрологическими особенностями. В породах каждой последующей интрузивной фазы уменьшается концентрация TiO_2 , P_2O_5 , SrO и BaO и увеличивается — некогерентных элементов (Zr, Nb, REE, Y), а также углубляются отрицательные Eu-аномалии в спектрах REE. В зависимости от типа пород изменяются и минеральные формы редких элементов. Общий тренд понижения концентрации Sr и Ba в породах каждой следующей интрузивной фазы хорошо увязывается с процессом интенсивного полевошпатового фракционирования. Постепенная экстракция этих элементов привела к почти полной их деплеции в конечных дифференциатах. Некогерентные элементы накапливаются в завершающих или конечных дифференциатах Октябрьского массива, а мариуполиты по уровню концентрации этих элементов становятся рудными или рудоносными породами.

В составе REE преобладают легкие элементы цериевой подгруппы, хотя содержание тяжелых REE и Y также значительное. В спектрах REE пород и апатитов всегда четко проявлены отрицательные Eu-аномалии. Наименее они выражены в апатите из сиенит-пуласкитов, а наиболее — в агапитовых фонолитах.

Yu.A. Amashukely, S.G. Kryvdik, O.V. Dubyna

SOME GEOCHEMICAL AND PETROLOGICAL CRITERIA OF EVOLUTION OF ALKALINE MAGMATISM OF THE OKTYABRSKY MASSIF (UKRAINE)

The petrological, mineralogical and geochemical peculiarities of alkaline and nepheline syenites from Oktyabrsky massif are considered. Petrological features (differentiation index and rock's magnesity), mineralogical and geochemical criterion of differentiation (evolution) were used to improve the sequence of crystallisation intrusive rock series. Thus some decreasing of the iron content and lower alkalinity of femic minerals in the syenites (pulaskites) from a central part of Oktyabrsky massif indicate on some lower differentiation degree (compared to other rocks). Probably these rocks are earlier (except gabbrous) in massif.

The femic minerals of foyaites have higher iron content and higher alkalinity in comparison to similar minerals from alkaline syenites and pulaskites. By these peculiarities foyaites belong to more differentiated and later rocks than syenite-pulaskites. By mineralogical peculiarities aegirine microfoyaits, agpaitic phonolites and mariupolites belong to more differentiated rocks in comparison to tarमितe foyaites. High Mn concentration in biotite (up to 8.7 % MnO) and magnetite (up to 2.2 % MnO) together with high iron content and alkalinity can indicate on significant differentiation degree of these rocks.

The changing of chemical and mineralogical composition of those rocks agrees with mentioned mineralogical and petrological peculiarities. So sequentially TiO_2 , P_2O_5 , SrO and BaO depletion and increase of incoherent elements (Zr, Nb, REE, Y) in the rocks of each next intrusive phase are established. In this way a negative Eu anomalies become deeper too. The rare-metal minerals convert depending on rock types. There is a good agreement between the general trend of Sr and Ba decreasing in the each next intrusive and an intensive feldspar fractionation. Total depletion of these elements in the last differentiates is caused by their gradual extraction from melt. The incoherent elements have been accumulated in the last or final differentiates of Oktyabrsky massif. Thus, mariupolites became ore or ore-bearing rocks by these elements concentration.

The LREE are prevailing in the REE pattern but HREE and Y concentration are considerable too. There are clear negative Eu-anomalies in chondrite-normalizing REE pattern from rocks and apatites. In apatites from syenite-pulaskites the Eu-anomalies are less expressed while in agpaitic phonolites they are most significant.