

С. Г. Кривдік, Н. В. Безсмолова

ПЕТРОЛОГІЧНІ ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ СІЄНІТІВ ВЕЛИКОВИСКІВСЬКОГО МАСИВУ (КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКИЙ ПЛУТОН, УКРАЇНА)

Сиениты Великовисковского массива (южная часть Корсунь-Новомиргородского плутона, Украина) принадлежат к высокодифференцированным разновидностям. Они характеризуются высокожелезистыми фемическими минералами (фаялит, геденбергит, гастингсит), а также высоким содержанием таких несовместимых элементов, как Zr, TR, Y, отчасти Nb. Эти сиениты подобны одноименным породам Южно-Кальчикского и Ястребецкого массивов, с которыми связаны месторождения богатых руд Zr и TR (Азовское и Ястребецкое).

Syenites of Velyka Vyska massif (southern part of Korsun-Novomyrgorod pluton, Ukraine) belong to highly differentiated varieties. They are characterized by femic minerals very enriched in iron (fayalite, hedenbergite, hastingsite) as well as by high contents of such incompatible elements as Zr, TR, Y, partly Nb. These syenites are similar to rocks of the same name from South Kalchuk and Yastrybetsky massifs to which the deposits rich in Zr and TR (Azov and Yastrybetsky) are related.

Вступ

На південній окраїні Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону, в районі с. Велика Виска, понад 20 років тому під час бурових робіт були відкриті фаяліт-геденбергітові сієніти [6]. Ці сієніти виявилися аналогічними або подібними до одноіменних порід Південно-Кальчицького масиву, а також сієнітів Азовського та Яструбецького родовищ Zr, TR, Y [3–5, 7, 9]. Невеликі (найбільший розміром 4,5×2 км) відокремлені масиви, інколи жили цих сієнітів залягають серед гранітів або гранат-біотитових гранітів Новоукраїнського масиву. Ці масиви об'єднуються умовно в так званий Великовисківський масив. За текстурно-структурними особливостями і мінеральним складом виділяються такі фаціальні різновиди сієнітів – дрібнозернисті (вважаються ендоконтактовими різко охолодженими утвореннями), середньозернисті (переважають), мезократові (10–15% темноколірних мінералів), лейко- і меланократові (у підпорядкованій кількості). Майже всі різновиди сієнітів мають у своєму складі кварц (5–10, в лейкократових до 20%) і плагіоклаз (10–15%), а головним польовим шпатом у них є ортоклаз-пертит. Характерні акцесорні мінерали – циркон, ільменіт, апатит, ортит, чевкініт, сульфіди, іноді флюорит, молібденіт.

Після опублікування результатів перших досліджень фаяліт-геденбергітових сієнітів [6–8] було виконано рентгенофлуоресцентні визначення елементів-домішок у породах ізотопного складу стронцію ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) [1] та вмісту елементів-домішок в апатиті (методом ICP MS). Результати цих досліджень показали деякі цікаві і навіть незвичні або аномальні геохімічні особливості цих сієнітів. Базуючись на цих даних, нами внесені певні корективи в петрогенетичну інтерпретацію умов формування цих сієнітів та в оцінку їхньої потенційної рудоносності.

Петрохімічні особливості магматичних порід

За оптимального вибору певних петрохімічних коефіцієнтів (параметрів) порід вони можуть відображати ступінь диференційованості вихідних розплавів і відповідно рівень концентрування несумісними (некогерентними) та збіднення (деплетацію) сумісними (когерентними) елементами, а також умови кристалізації. З огляду на це головними петрохімічними коефіцієнтами досліджуваних порід можуть бути їхня загальна залізистість, сума лугів та їх співвідношення, коефіцієнт апатитності, ступінь окисненості заліза. Серед інших петрохімічних характеристик можна назвати вміст титану, фосфору і кальцію.

Як видно з таблиці, більшість монзоніт-сієнітів належить до високозалізистих (90–100%) різновидів, тобто є високодіфе-

Хімічний склад (мас.%) найбільш характерних різновидів фаяліт-геденбергітових монцосієнітів південної окраїни Корсунь-Новомиргородського плутону і вміст у них елементів-домішок (ppm)

Компонент	224/809	809/81	225/809	230/809	228/809	209a/840	209/840	208/840	206/840	214/840	238/809	236/859	158/860	168/860	188/865	216/880
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	51,46	58,93	57,13	53,25	59,27	57,34	55,60	59,00	60,90	62,68	56,64	60,30	59,80	61,42	59,02	62,97
TiO ₂	2,57	1,39	1,04	2,20	1,61	0,78	3,18	0,84	0,84	0,38	0,57	0,84	0,74	0,30	0,57	0,66
Al ₂ O ₃	15,26	16,47	15,19	12,95	12,83	14,50	12,86	14,12	15,10	17,80	16,28	16,07	15,00	16,17	15,68	15,73
Fe ₂ O ₃	0,20	1,16	2,17	0,24	0,12	2,33	3,65	2,87	2,11	1,25	0,31	1,30	0,83	1,97	2,14	1,34
FeO	12,96	6,34	9,57	15,84	12,24	9,85	10,77	8,80	6,90	4,40	10,80	6,90	7,76	6,46	7,76	4,89
MnO	0,16	0,09	0,21	0,22	0,15	0,20	0,28	0,18	0,12	0,09	0,17	0,10	0,14	0,16	0,18	0,13
MgO	2,45	0,92	0,30	1,28	1,08	<0,01	0,33	0,24	0,34	0,24	0,16	0,51	0,58	0,24	0,72	0,44
CaO	6,96	3,30	4,24	5,62	3,86	4,28	3,98	3,47	3,17	2,60	4,88	2,94	2,46	3,28	3,28	2,36
Na ₂ O	3,46	3,32	4,00	3,50	3,30	2,95	4,40	3,88	3,57	4,44	3,94	3,70	4,66	4,50	4,40	4,06
K ₂ O	1,80	5,68	5,56	3,20	4,10	6,28	2,24	5,86	5,76	5,06	4,94	6,03	5,36	4,78	4,75	6,72
S	0,10	Ст.	0,05	0,07	0,05	0,10	0,05	0,03	0,03	0,11	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03
P ₂ O ₅	1,38	0,42	0,12	0,60	0,40	0,08	0,11	0,12	0,11	0,11	0,30	0,17	0,14	0,09	0,14	0,09
CO ₂	–	0,14	0,14	0,17	0,10	–	0,28	0,24	0,24	0,56	0,07	0,24	0,52	0,17	0,49	0,14
H ₂ O*	ст.	0,08	0,12	0,08	0,18	<0,01	Ст.	0,10	Ст.	0,02	Ст.	0,20	0,40	Ст.	0,16	0,13
В.п.л.	0,82	1,36	0,52	0,49	0,47	1,23	1,24	0,63	0,52	0,58	0,66	0,52	0,82	0,90	1,11	0,56
Σ	99,58	99,60	100,36	99,71	99,76	99,93	99,25	100,38	99,71	100,32	99,75	99,85	99,26	100,46	100,43	100,25
Fe/(Fe+Mg)	0,750	0,819	0,959	0,875	0,864	1,00	0,961	0,963	0,938	0,928	0,975	0,896	0,894	0,950	0,882	0,885
Na ₂ O+K ₂ O	5,26	9,00	9,56	7,70	7,40	9,23	6,64	9,74	9,33	9,50	8,88	9,73	10,02	9,28	9,15	10,78
(Na+K)/Al	0,50	0,80	0,86	0,70	0,77	0,81	0,74	0,91	0,81	0,72	0,73	0,78	0,90	0,78	0,82	0,89
Na ₂ O/K ₂ O	1,92	0,58	0,72	1,09	0,80	0,47	1,96	0,66	0,62	0,88	0,80	0,61	0,88	0,94	0,93	0,60
Cu	–	–	70	50	35	–	170	70	60	50	50	85	85	80	75	50
Zn	–	–	140	205	140	–	225	195	170	165	155	145	255	15	250	145
Ga	–	–	35	30	–	–	45	35	30	50	30	35	35	25	25	40
Pb	–	–	–	20	15	–	–	10	30	20	25	15	–	–	–	30
Th	–	–	–	–	–	–	15	10	10	–	20	10	15	35	10	25
Rb	–	–	90	65	90	–	60	145	155	175	130	160	110	130	130	175
Sr	–	–	120	260	205	–	60	40	40	45	140	95	5	10	19	60
Y	–	–	55	95	55	–	180	120	80	60	145	85	110	159	85	60
Zr	–	–	2315	735	655	–	5285	2870	1435	1535	136	2180	2485	2985	1785	1395
Nb	–	–	<10	100	60	–	480	90	110	80	60	100	130	110	40	85
Ba	–	–	756	–	1055	–	106	285	213	187	538	1106	46	19	115	357
La	–	–	31	–	44	–	225	48	68	60	112	43	129	365	45	98
Ce	–	–	36	–	109	–	368	124	148	108	205	117	222	545	112	255
Pr	–	–	–	–	–	–	93	42	42	28	–	–	49	–	31	–
Nd	–	–	–	–	–	–	160	113	131	114	–	–	144	321	95	–
Rb/Sr	–	–	0,75	0,25	0,44	–	1,00	3,6	3,9	3,9	0,93	1,7	2,20	13,0	6,8	2,9

Примітка: 1 – норит кварцвмісний, св. 809, гл. 60,5 м; 2 – перехідний між норитом і сієнітом ортопіроксен-фаялітовий монцосієніт, св. 809, гл. 81,0 м; 3 – найбільш характерний для розрізу мезократовий плагіоклазвмісний фаяліт-геденбергітовий сієніт, св. 809, гл. 185–186 м; 4, 5 – більш меланократові середньозернисті монцоніт-сієніти серед мезократових сієнітів, гл. 231,2 (ан. 4) і 270 м (ан. 5); 6 – сієніт дрібнозернистий меланократовий із ентоконтактової частини тіла, св. 840, гл. 172 м; 7 – меланократовий кумулят у цьому сієніті, гл. 172 м; 8 – дрібно-середньозернистий неоднорідний меланократовий монцосієніт з ентоконтактової частини тіла, св. 840, гл. 166–168 м; 9 – найбільш характерний для цієї свердловини середньозернистий масивний мезократовий фаяліт-геденбергітовий сієніт з верхньої частини розрізу, гл. 137–138 м; 10 – жильний дрібнозернистий фаялітовий, ділянками амфіболізований монцосієніт, що залягає серед порфіроподібних гранітоїдів новоукраїнського типу, св. 840, гл. 234,5 м; 11 – дрібнозернистий меланократовий фаяліт-геденбергітовий монцосієніт, що залягає серед мезократових сієнітів, св. 859, гл. 152,5 м; 12 – середньозернистий масивний мезократовий фаяліт-геденбергітовий сієніт, св. 859, гл. 214–216 м; 13, 14 – середньо- і дрібнозернисті трахітоїдні мезократові фаяліт-геденбергітові сієніти, св. 860, гл. 99–101 м (ан. 13) та 185,6–186,6 м (ан. 14); 15 – середньозернистий мезократовий сієніт, св. 865, гл. 297,4–298,7 м; 16 – лейкократовий кварцовий монцосієніт фаяліт-геденбергітовий сієніт, частково амфіболізований, св. 880, гл. 75 м. Хімічні і рентгенофлуоресцентні аналізи виконані в Інституті геохімії мінералогії та рудоутворення НАН України.

ренційованими породами. Слід відмітити, що досить високу залізистість набувають вже норити (див. таблицю, ан. 1) цього району (як і в цілому для Корсунь-Новомиргородського плутону). Варто зазначити, що реальна залізистість в багатьох проаналізованих породах має бути дещо вищою, ніж розрахована (див. таблицю). Справа в тому, що у випадках з низьким вмістом MgO в породах і мінералах цей компонент під час проведення хімічних аналізів часто помилково завищується (за рахунок CaO). Якщо враховувати, що досліджувані породи мають дуже високозалізисті фемічні мінерали (фаяліт, геденбергіт, ферогастингсит), а також ільменіт, то їхня загальна залізистість не повинна опускатися нижче 95–98%. Залізистість порід зростає, в цілому, від більш меланократових монцонітів через монцоніт-сієніти до сієнітів, хоча є певні відхилення (у випадку кумулятивних утворень). В цьому ж напрямі зменшується звичайно як вміст MgO, так і TiO₂, P₂O₅ (крім поодиноких винятків). При цьому для всіх порід характерний низький ступінь окисненості заліза, що відображається у відсутності первинного магнетиту. Разом з низьким коефіцієнтом агпаїтності (крім поодиноких винятків) це свідчить і про відсутність в породах фемічних мінералів з тривалентним залізом. Як відмічається в роботі [6], останні представлені фаялітом, геденбергітом, гастингситом, іноді біотитом.

Досліджувані породи характеризуються здебільшого "сієнітовим" вмістом лугів (9–11, інколи до 12% Na₂O+K₂O) з деяким переважанням калію над натрієм, хоча в монцонітах і монцосієнітах лугів значно менше (6,6–7,7%) за однакового вмісту K₂O і Na₂O

або навіть домінуванням останнього. Вміст лугів збільшується в лейкократових різновидах сієнітів. Відмічені петрохімічні характеристики, загалом, узгоджуються з особливостями розподілу елементів-домішок у породах. У цьому відношенні найбільш показовим виявився такий петрохімічний коефіцієнт, як загальна залізистість порід.

Особливості розподілу елементів-домішок

У досліджуваних породах, як правило, зростає концентрація Zr, TR, Y, Nb, Rb і знижується Sr і Ba паралельно з рівнем їх диференційованості, що в даному разі виражається в зростанні загальної залізистості. Звичайно, це справедливо тільки для серії монцоніт-сієніт, тоді як у лейкократових і аляскітових кварцових сієнітах значно зменшується концентрація Zr і TR. Цю закономірність встановлено і для подібних або аналогічних сієнітів з Південно-Кальчицького (включаючи і розташоване в ньому Азовське родовище) та Яструбецького масивів [3, 4].

Цирконій. В геохімічному аспекті досліджувані монцоніт-сієніти відзначаються перш за все високим (як для цього складу порід) вмістом цирконію. Середній вміст Zr в 10 представницьких пробах із монцоніт-сієнітів становить 2336 ppm (дані РФА), а в окремих зразках досягає 1% (дані спектрального аналізу). Як відмічалось вище, Zr концентрується в найбільш диференційованих (залізистих) породах, представлених сієнітами (див. таблицю), тоді як у монцонітових і монцоніт-сієнітових різновидах його значно менше – 650–740, інколи 140

ppm. З проаналізованих рентгенофлуоресцентних (РФА) проб найвищу концентрацію Zr (5285 ppm за результатами рентгенофлуоресцентного (РФА) і 0,78% ZrO_2 за результатами хімічного аналізу) виявлено в досить меланократовій породі (див. таблицю, ан. 7, зр.209/840), названій раніше [6, 7] монцодіоритом (як ділянка серед сієнітів). Цікаво, що ця порода збагачена також Nb, TR, Y, а також Ti (3,18% TiO_2). Враховуючи ці геохімічні особливості, а також дуже високу її залізистість (96%), можна вважати, що насправді ця порода являє собою кумуляти і утворилася в результаті акумуляції кристалів плагіоклазу, фаяліту, геденбергіту, ільменіту і циркону в сієнітовому розплаві. По суті, ця порода аналогічна меланократовим шлірам або сегрегаціям, які спостерігаються в сієнітах Яструбецького масиву [7] або Азовського родовища (так звані такситові сієніти) [5, 9]. Очевидно, що в цій породі зафіксовано найвищий вміст титану серед інших подібних кумулятивних утворень в яструбецьких і азовських сієнітах.

За рівнем концентрації Zr сієніти Велико-висківського масиву (2336 ppm Zr) наближаються до найбагатших на цей елемент серед магматичних порід агпаїтових фельдшпатоїдних сієнітів Ловозерського (3480 ppm Zr) та Ілімаусацького (4735) масивів [3]. Досліджувані сієніти можуть розглядатися як своєрідні безнефелінові аналоги агпаїтових фельдшпатоїдних сієнітів названих масивів.

Рідкісні землі та ітрій. Ці елементи належать до характерних (індикативних) мікроелементів-домішок сієнітів Велико-висківського, а також Південно-Кальчицького та Яструбецького масивів. Оскільки на даний час ми не маємо визначень повного спектра рідкісних земель (TR), то їх вміст у породах оцінювався за даними небагатьох хімічних (сума TR+Y), РФА (див. таблицю) і спектральних аналізів. У породі з найвищим вмістом Ce, La, Pr, Nd і Y (дані РФА) сума цих елементів становить 1435 ppm (див. таблицю, ан. 14), в іншому аналізі (див. таблицю, ан. 7) – 1026 ppm (за результатами хімічного аналізу – 0,20 TR_2O_3). Склад рідкісних земель суттєво церієвий. Зважаючи на значний вміст Y (до 155–180 ppm), істотне значення можуть мати також і важкі лантаноїди (які визначалися тільки в апатиті).

Найвищий зафіксований РФА вміст Се в сієнітах становить 545 ppm, а в деяких спектральних аналізах досягає 0,1%. Як і для Zr, високий або підвищений вміст TR і Y властивий найбільш диференційованим (високозалізистим) сієнітам, проте серед останніх за вмістом TR можуть бути деякі варіації. Справа в тому, що вміст рідкісних земель в породах залежить від кількості і співвідношення акцесорних мінералів-концентраторів, серед яких діагностовано ортит (24,10% TR_2O_3) і чевкініт (33,20%) [6]. Досить високий вміст TR (17 669) та Y (2280 ppm) визначено в апатиті. Проте, як видно з хімічних аналізів порід (див. таблицю), в типових сієнітах дуже мало апатиту (0,09–0,24% P_2O_5). Власне найвищі концентрації TR з проаналізованих РФА порід зафіксовано в сієнітах з підвищеним вмістом акцесорного ортиту і чевкініту (див. таблицю, ан. 14), звідки ці мінерали було виділено і проаналізовано [3]. Відмітимо, що ортит є характерним мінералом яструбецьких і азовських рудних сієнітів, в них відзначався (але не аналізовано) також чевкініт. Разом з тим для названих родовищ типовим рідкісноземельним мінералом є бритоїт, якого в досліджуваних сієнітах поки що не виявлено.

Отже, середня сума TR+Y в досліджуваних сієнітах може оцінюватися від 0,05 до 0,20%, тобто наближається до середньої в Ловозерському масиві агпаїтових фельдшпатоїдних сієнітів (0,20%) [3]. Приблизно такий же рівень концентрації Y в порівнюваних масивах – 104 і 135 ppm, відповідно.

Ніобій. Цей елемент належить до другорядних елементів-домішок досліджуваних сієнітів, проте в окремих породах, а саме в кумуляти з високим вмістом Zr (див. таблицю, ан. 7) його вміст досягає 480 ppm. В середньому з 10 проб типових монцоніт-сієнітів середній вміст Nb становить 134 ppm [3], а за іншими даними [7] – 50 ppm. Це, загалом, невеликий вміст на фоні високої концентрації Zr. Такий же або дещо нижчий вміст Nb спостерігається в сієнітах Південно-Кальчицького масиву, але значно вищий в сієнітах Яструбецького масиву (його центральна частина) та Азовського родовища [3].

Головним концентратором Nb є ільменіт (до 0,76% Nb_2O_5), в сієнітах інших названих

масивів виявлено власні мінерали ніобію – фергусоніт і згадується бетафіт [7, 9].

Як відмічалось раніше [3], однією з причин, загалом, низького вмісту ніобію в сієнітах Великовисківського та інших згадуваних масивах може бути низький вміст ніобію у вихідних базальтоїдних розплавах, з яких формувалися ці сієніти. За результатами наших попередніх досліджень (спектральні аналізи), основні породи Корсунь-Новомиргородського плутону, в тому числі і багаті ільменітом руди Носачівського родовища, характеризуються низьким вмістом Nb. Низька концентрація Nb і в габроїдах Південно-Кальчицького масиву [4], а також Стремигородського родовища (Коростенський плутон) (дані наших останніх досліджень). Такі ж результати отримано і під час дослідження рудоносних (апатит, ільменіт) габроїдів Федорівського родовища (Коростенський плутон), які вивчалися сучасними методами (ICP MS) [10]. На даний час автори не знаходять задовільної відповіді на питання, чому високотитаністі габроїди Коростенського, Корсунь-Новомиргородського плутонів і Південно-Кальчицького масиву мають непомірно низький (щодо титану) вміст ніобію. На прикладі однієї проби з досліджуваних сієнітів, а саме кумуляту з підвищеним вмістом ільменіту (3,18% TiO_2), видно різке збільшення концентрації Nb. В той час рудні габроїди з вмістом ільменіту 10–50% мають низьку концентрацію Nb. Це стосується і багатьох ільменітових родовищ.

Рубідій, стронцій і барій. Концентрація цих елементів тісно пов'язана з процесом польовошпатового фракціонування як однієї з головних ланок кристалізації базальтоїдних магм. Найбільш характерною рисою геохімічної поведінки цих елементів у досліджуваних монцоніт-сієнітах є загальне пониження вмісту Sr і Ba та зростання Rb зі збільшенням ступеня диференційованості порід. Якщо в монцонітах і збагачених плагіоклазом сієнітах (монцосієнітах) Sr переважає над Rb, то у власне сієнітах ці співвідношення зворотні. В деяких пробах вміст Sr досягає 5–19 ppm, а в типових монцоніт-сієнітах в середньому становить 54 ppm за значно вищої концентрації Rb (133 ppm).

Середній вміст рубідію в сієнітах Великовисківського масиву приблизно такий же

або дещо вищий, ніж у сієнітах Південно-Кальчицького масиву (94–114 ppm), проте значно нижчий, ніж у сієнітах Яструбецького масиву (440–450 ppm) [3]. Можливо, високий вміст Rb в останніх зумовлений також наявністю первинного біотиту, відсутнього в досліджуваних сієнітах Великовисківського масиву. До того ж яструбецькі сієніти є ще більш диференційованими породами (з появою лужних фемічних мінералів – рибекіту та егірину), ніж великовисківські. З таблиці видно, що концентрація Ba, загалом, корелює зі Sr і в середньому становить 304 ppm для типових сієнітів (варіація в межах 19–1106 ppm). Подібні співвідношення Ba, Sr і Rb, а також низькі концентрації Sr ми бачимо в гранітах рапаків Коростенського плутону, а також в апаїтових фельдшпатоїдних сієнітах Ілімаусацького масиву [2, 6].

Коротка характеристика акцесорних мінералів як концентраторів рідкісних елементів

Циркон є практично єдиним мінералом-концентратором Zr і Hf в монцоніт-сієнітах. Спеціальні дослідження цього мінералу [8] показали переважно досить простий габітус його кристалів. А мікрозондові аналізи, наведені в цій же роботі, можуть свідчити про відносно однорідний його склад, в якому відмічаються низький вміст Hf (0,8–1,40% HfO_2) та порівняно низька концентрація Y, TR і U, хоча наявні деякі її варіації. Можливо, в цирконі є окремі фази-включення уранових мінералів, як це спостерігається в цирконах з сієнітів Яструбецького масиву. Головний результат досліджень циркону з сієнітів Великовисківського масиву – це виявлення в цьому мінералі розплавних включень з дуже високою температурою (1300–1200°C) гомогенізації (за висловами авторів, температура початкової стадії кристалізації циркону) [8].

Ортит і чевкініт – це, очевидно, головні концентратори рідкісних земель; найчастіше вони спостерігаються разом в сієнітах, рідше – окремо один від одного. Мінерали залишаються мало дослідженими: виконано їхні хімічні аналізи з мікронаважок та рентгеноструктурний аналіз. Ці мінерали в природі є переважно селективно церієвими, хоча зрідка трапляється ітрієвий ортит. Вміст рідкісних земель (TR_2O_3) в ортиті і

чевкініті становить 24,10 і 33,20%, відповідно. Звертає увагу підвищений вміст титану (5,20% TiO_2) в ортиті, що, можливо, зумовлено вrostками чевкініту, оскільки в породі, з якої виділялися ці два мінерали, вони утворюють скупчення (часто чевкініт з ортитовими облямівками або в центрі ортитових зерен).

Ільменіт є характерним мінералом всіх порід серії монцоніт-сієніт і, очевидно, головним концентратом ніобію. Виконано дев'ять хімічних аналізів ільменіту з визначення вмісту ніобію. В більшості аналізів (шість) концентрація Nb_2O_5 в ільменіті становить 0,3–0,4%, в інших (по одному) – 0,76; 0,16 і 0,09%. Цікаво, що найвищий вміст Nb_2O_5 виявлено в ільменіті з тої породи (вірніше сусідній по розрізу свердловини пробі), де найвищий вміст Nb (480 ppm) в самій же породі. В той же час в породі, ільменіт якої характеризується найнижчим вмістом Nb_2O_5 (0,09%), РФА зовсім не зафіксував Nb (за даними спектрального аналізу виявлено менше 10 ppm Nb) (див. таблицю, ан. 3).

Причину такої неоднорідності ільменіту щодо вмісту ніобію не з'ясовано. Проте, якщо вважати, що середній вміст Nb_2O_5 в ільменіті становить близько 0,4%, то в породі повинно бути 70–80 ppm Nb (за умови наявності ільменіту майже 2%), що близько до того середнього вмісту.

Серед інших особливостей хімізму ільменітів відмітимо підвищений вміст MnO (0,8–1,8%), що є характерним, загалом, для лужних порід, низьку концентрацію хрому (0,04–0,06% Cr_2O_3) і ванадію (0,03–0,04% V_2O_5). В петрогенетичному аспекті інформативним є низький вміст Fe_2O_3 (2,5–4,4%) та MgO (0,0–0,9%).

Апатит хоча і є провідним акцесорним мінералом, але в сієнітах його зовсім мало (як це видно з низького вмісту P_2O_5 в породах). Загалом, при переході від монцонітів і моносієнітів до сієнітів кількість апатиту зменшується. Також мало апатиту і в меланократовому збагаченому ільменітом кумуляті (див. таблицю, ан. 7).

Очевидно, що акцесорний апатит з сієнітів збагачений рідкісними землями та ітрієм. Так, в одному з апатитів (див. таблицю, ан. 14) методом ICP MS було визначено такий вміст TR і Sr (ppm): Sr – 8,5; Y – 2280;

La – 2343; Ce – 7146; Pr – 1029; Nd – 4390; Sm – 906; Eu – 51; Gd – 751; Tb – 97; Dy – 495; Ho – 76; Er – 212; Tm – 26; Yb – 129; Lu – 17; сума TR – 17669; Eu/Eu* – 0,19; Ce/Y – 3,13. Звертає увагу дуже низький вміст Sr в цьому апатиті. Також низька концентрація Sr (19 ppm) у самій породі (див. таблицю, ан. 14). Очевидно, апатити з монцонітів і моносієнітів містять менше рідкісних земель, оскільки в цих породах, незважаючи на підвищений вміст апатиту (0,40–0,60 P_2O_5 , що відповідає 1,0–1,5% нормативного апатиту), значно менше рідкісних земель та ітрію, ніж в сієнітах. Проте і в збагачених TR і Y сієнітах апатит через незначний або низький його вміст у породі (0,2–0,5%) не є головним постачальником в суму TR і Y. Як відмічалось вище, в таких збагачених TR сієнітах головними мінералами-концентраторами є ортит і чевкініт.

Разом з тим апатит виявився цікавим в ізотопно-геохімічному аспекті: в двох породах цього мінералу було визначено високі та аномально високі значення $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0,715 і 0,856 (а в Яструбецькому масиві – 0,737 і 0,753). Не зупиняючись на цьому питанні, яке потребує окремого висвітлення, зауважимо лише, що ці аномальні значення ізотопного складу стронцію пов'язані з такою геохімічною особливістю досліджуваних сієнітів, як дуже низький вміст у них Sr і високі відношення Rb/Sr. Очевидно, апатитом було захоплено переважно радіоактивний стронцій на останніх етапах тривалої кристалізаційної диференціації розплавів, з яких сформувалися досліджувані сієніти з їхніми багато в чому специфічними петрологічними та геохімічними особливостями.

Обговорення результатів та висновки

Сієніти Великовисківського масиву є одними із завершальних диференціатів Корсунь-Новомиргородського плутону. Висока залізистість цих сієнітів та мінералів у них, а також значна концентрація таких несумісних елементів, як Zr, TR, Y, Nb, та низький вміст Sr і Ba свідчать про залишковий характер розплавів, з яких сформувалися ці породи. Кристалізаційна диференціація з інтенсивним польовошпатовим фракціонуванням (як це характерно для анортозит-рапаковігранітних

плутонів) визначили в остаточному результаті мінеральний склад та геохімічну спеціфіку сієнітів. Процес формування сієнітів відбувається за високої температури (1200–1300°C), про що говорять результати дослідження розплавних включень в цирконах, та відновних умов. Фугітивність кисню під час кристалізації сієнітів була, очевидно, нижчою від буферного парагенезису кварц–фаяліт–магнетит. Про це свідчать як наявність фаяліту, так і відсутність первинного магнетиту в породах, а також низький вміст гематитового мінералу в ільменіті. Судячи з хімічного складу фемічних мінералів, умови кристалізації сієнітів були досить "сухими". Обмежену роль відігравав і такий леткий компонент, як фтор (флюорит трапляється рідко і в змінених сієнітах). Подібні до великовисківських сієніти з Яструбецького масиву (і однойменного цирконового родовища) та Азовського родовища завжди мають у своєму складі біотит і флюорит, тобто в процесі їх формування більше значення мали леткі компоненти. В цьому відношенні сієніти Великовисківського масиву подібні до деяких фаяліт–геденбергітових сієнітів Південно-Кальчицького масиву (правда, в останньому деяку роль відіграє первинний або пізньомагматичний біотит).

Отже, формування сієнітів Великовисківського масиву відбувалося за феннеровським (або близьким до нього) трендом кристалізаційної диференціації (сухі відновні умови).

В практичному аспекті можна сказати, що з сієнітами Великовисківського масиву можуть бути виявлені циркон–рідкісноземельно–ітрієві родовища типу Азовського або Яструбецького. Зауважимо, що один з найбільших масивів розглянутих сієнітів трохи перевищує розміри інтрузій (структур) Азовського та Яструбецького родовищ.

За петрологічними і геохімічними особливостями великовисківські сієніти займають ніби проміжне положення між фаяліт–геденбергітовими сієнітами Південно-Кальчицького масиву та однойменними породами Азовського родовища, що робить актуальним подальше дослідження цих порід та проведення пошукових робіт у районі їх поширення.

1. Бартницький Е. Н., Верхогляд В. М., Довбуш Т. Н. и др. Генетические типы щелочных интрузий Украинского щита по данным изотопного состава стронция апатитов // Докл. XII семинара по геохимии стабильных изотопов. – М., 1989. – С. 150–151.
2. Есилчук К. Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. – Киев: Наук. думка, 1988. – 254 с.
3. Кривдик С. Г. Редкометальные сиениты Украинского щита // Геохимия. – 2002. – № 7. – С. 707–717.
4. Кривдик С. Г., Безсмолова Н. В., Дубина О. В. Особенности речовинного складу Південно-Кальчицького масиву // Мінерал. журн. – 2010. – № 2. – С. 25–38.
5. Кривдик С. Г., Загнітко В. М., Стрекозов С. М. та ін. Рідкіснометалеві сієніти Українського щита: перспектива пошуків багатих руд цирконію та лантанодів // Там же. – 2000. – № 1. – С. 62–72.
6. Кривдик С. Г., Орса В. И., Брянський В. П. Фаялит-геденбергітові сиєніти юго-восточной части Корсунь-Новомиргородского плутона // Геол. журн. – 1988. – № 6. – С. 43–53.
7. Кривдик С. Г., Ткачук В. И. Петрология щелочных пород Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1988. – 254 с.
8. Крочук В. М., Легкова Г. В., Галабурда Ю. А. и др. Кристаллогенезис циркона из сиенитов Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит) // Мінерал. журн. – 1989. – № 5. – С. 18–30.
9. Мельников В. С., Возняк Д. К., Гречановская Е. Е. и др. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности // Там же. – 2000. – № 1. – С. 42–61.
10. Duchesne I.C., Shumelyansky L., Charlier B. The Fedorivka layered intrusion (Korosten Pluton, Ukraine): An example of highly differentiated ferrobasaltic evolution // Lithos. – 2006. – Vol. 89. – P. 353-376.

Ін-т геохімії, мінералогії
та рудоутворення НАН України,
Київ
E-mail: bezsmolovan@meta.ua

Стаття надійшла
28.03.11