

УДК 549.753.1:550.42:552:331:552.321(477)

С.Г. Кривдік, О.В. Дубина, Т.І. Довбуш, І.М. Котвицька,
О.Б. Висоцький, Н.В. Безсмолова, Ю.А. Амашукелі

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: kryvdik@igmof.gov.ua

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В АПАТИТАХ ІЗ ЛУЖНИХ І ОСНОВНИХ ПОРІД УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Наведено нові та узагальнено опубліковані дані щодо ізотопного складу ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) апатитів із різноманітних протерозойських магматичних лужних і сублужних порід, карбонатитів, габроїдів, піроксенітів та фенітів Українського щита, з якими часто пов'язані родовища рідкісних металів, апатиту, ільменіту. В магматичних породах лужно-ультраосновної (карбонатитової) формації значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,702–0,703 в апатитах свідчить про глибинне джерело. Дещо збільшується це значення в фенітах (до 0,704–0,705) і деяких сієнітах (до 0,712) цієї формації. У масивах габро-сієнітової формації виявлено значно ширший діапазон варіацій значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ апатитів. У помірно диференційованих олівінових габроїдах це співвідношення становить 0,7030–0,7035, у ферогабро — 0,705. Ще більш значні варіації $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ властиві сублужним, лужним і нефеліновим сієнітам — від 0,703 до 0,717–0,737, інколи до 0,737–0,856. Сієніти з таким високим значенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеризуються високим ступенем кристалізаційної диференціації: сильно залізистими фемічними мінералами (фаяліт, геденбергіт, аніт), збагаченням на Zr, TR, Y, Rb і збідненням на Sr. Такий широкий діапазон варіації $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пояснюється різними петрогенетичними механізмами формування лужних і основних порід: первинні глибинні магми, контамінація корового матеріалу, кристалізаційна диференціація з накопиченням калію, рубідію (в тому числі радіогенного) і деплетацією стронцієм (тривале польовошпатове фракціонування).

Вступ. Даних з ізотопії стронцію ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в апатитах із кристалічних порід Українського щита (УЩ) досить мало. Схоже на те, що за значної обмеженості таких досліджень найдетальніше проаналізовані (близько 50 аналізів) апатити з лужних та основних порід УЩ. Значно більше визначень співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах, особливо в кальцифірах та карбонатитах і в карбонатах з останніх [5]. Результати досліджень ізотопного складу стронцію в апатитах з лужних та сублужних і основних порід опубліковані лише фрагментарно, головним чином у вигляді тезів до нарад [1, 10], в яких обмежено подано генетичну інтерпретацію значень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (хоча співавтори цих тезів не дійшли спільної точки зору щодо генезису апатитоносних порід). Низьке значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702–0,703) однозначно трактували

як таке, що свідчить про глибинне джерело апатитоносних порід. Для порід, у яких апатиту властиве високе (0,717–0,737) або аномально високе (0,737–0,856) значення цього параметра, припускали корові або нижньокорові джерела рівня генерації їхніх магм [1]. Звичайно, під час цих попередніх досліджень в апатитах не визначали вміст Sr, Y, TR. Аксіомою вважали, що цей мінерал не містить рубідію (а також калію) і відображає первинне значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породі (з поправкою на вік). У зв'язку з цим відмітимо, що в деяких калієвих породах (наприклад, лампроїтах Австралії) апатит може вміщувати незначну кількість калію (до 0,34 % K_2O) [13] і, відповідно, рубідію. Всі досліджувані апатитвмісні породи УЩ, за винятком девонського Покрово-Киріївського масиву, є протерозойськими (1,8–2,1 млрд рр.).

Останнім часом значна частина апатитів, в яких визначено $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, проаналізовано за методом *ICP MS* з визначенням вмісту Sr, Y і

© С.Г. КРИВДІК, О.В. ДУБИНА, Т.І. ДОВБУШ,
І.М. КОТВИЦЬКА, О.Б. ВИСОЦЬКИЙ,
Н.В. БЕЗСМОЛОВА, Ю.А. АМАШУКЕЛІ, 2011

TR. Результати цих досліджень автори узагальнюють в окремій публікації. Було також проаналізовано апатитоносні породи (правда, за допомогою менш точних методів — РФА,

спектрального) з визначенням вмісту Sr і Rb. Результати цих досліджень показали, що апатити з порід різних формацій суттєво відрізняються за вмістом Sr та співвідношеннями

Значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ і Eu/Eu^* в апатитах і вміст Sr, Rb, Y, Ce, REE у апатитах та вмісних породах

Values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Eu/Eu^* in apatites and contents Sr, Rb, Y, Ce, REE in apatites and apatite-bearing rocks

Масив	Номер зразка	Порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Вміст		
				Апатит		
				Sr	Y	Ce
Чернігівський	481/969	Карбонатит	0,70245	5447	189	1600
	619/965	Лужний сієніт	0,70333	—	—	—
	280/597	Нефеліновий сієніт	0,70346	6296	182	2972
	318/964	Феніт	0,70478	—	—	—
Бегім-Чокрак*	—	Карбонатит (апатит)	0,70229	—	—	—
	—	" "	0,70237	—	—	—
Проскурівський	3893	Мельтейгіт	0,70304	7461	200	1043
	3475	Ййоліт	0,70324	—	—	—
	3816	Феніт	0,70435	—	—	—
Антонівський	126/191	Якупірангіт	0,70318	4674	201	1891
	135/189	Мельтейгіт	0,70345	3773	336	2139
	103/191	Есексит	0,70266	—	—	—
	68/196	Лужний сієніт	0,71232	—	—	—
	87/191	Твейтозит	0,70278	—	—	—
133/189	Феніт	0,70404	—	—	—	
Городницький **	—	—	0,70222—0,70628	159	255	977
Березова Гать	4 визначення	Феніти	0,70290—0,70355	—	—	—
Малотерсянський	60/48	Лужний сієніт	0,70511	—	—	—
	19/794	Феніт	0,70397	—	—	—
	33/796	"	0,70497	—	—	—
Октябрьський	102/710	Лужний сієніт	0,70288	—	—	—
	78/483	Пуласкіт	0,70333	767	531	1446
	19/6	Жильний фойяїт	0,70651	—	—	—
Давидківський	289/197	Габро	0,70305	—	—	—
	283/197	"	0,70300	587	780	2004
	278/812	"	0,70351	254	506	1525
	237/824	Сієніт	0,70332	290	417	1170
	304/203	"	0,70295	—	—	—
Південно-Кальчицький	95/276	Ферогабро	0,70519	293	429	1488
	99/566	Монзоніт	0,70607	160	716	378
Яструбецький	442/3190	Сієніт ендоконтактний	0,73719	—	—	—
	444/3190	" "	0,75306	—	—	—
Велика Виска	225/809	Сієніт	0,71536 ± 19	—	—	—
	188/865	"	0,85593 ± 28	8,5	228	7146
Покрово-Київський	153/323	Піроксеніт	0,70536 ± 26	1842	193	981
Вербківський прояв	1585/42	Шонкініт	0,71214 ± 0,00006	479	376	1264
Носачівське родовище	1602/99,2	Рудний норит	0,70725 ± 0,00007	321	507	1351
Голосківське родовище	2031/55	Олівіновий піроксеніт	0,70492 ± 0,00006	2837	119	1023
	2064/81	Жильний сієніт-чарнокіт	0,71384 ± 0,00006	—	—	—
	12/2001	Метапіроксеніт біотитовий	0,71828 ± 0,00005	—	—	—
Троянка		Кальцифір	0,70509 ± 0,00005	46	42	33

Примітка. * — зразки Г.Л. Кравченка, ** — зразки С.М. Цимбала

Y/Sr, TR/Sr. Це спостерігається навіть в тих випадках, коли маємо однотипні породи (наприклад, нефелінові, лужні та сублужні сіеніти) у різних формаціях. Більше того, ці однотипні, але різноформаційні породи характе-

ризуються суттєво відмінними значеннями вмісту Sr, Rb, Y, TR та їх співвідношеннями.

Ці нові дані дозволили дати дещо іншу петрогенетичну інтерпретацію ізотопного складу апатитів. При цьому враховано також нові дані про ізотопний склад Sr, С і О в карбонатах, які асоціюють з досліджуваними апатитами. Було висловлено припущення, що породи (сіеніти) з високим значенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ могли сформуватися в процесі тривалої кристалізаційної диференціації розплаву з інтенсивним польовошпатовим фракціонуванням, внаслідок чого відбулося нагромадження К і Rb паралельно з сильним збідненням на Sr. У таких випадках інтенсивно збільшувалася частка радіогенного стронцію, що входив до складу апатиту на завершальних стадіях кристалізації таких високодиференційованих розплавів. Зрештою це відбулося у складі апатиту (значне пониження вмісту Sr) і порід (низький вміст Sr і високий — Rb).

Висуваючи таке гіпотетичне положення для пояснення високого значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,737—0,856) у деяких сіенітах УЩ, автори не заперечують суттєвого впливу контамінації корового матеріалу глибинними магмами, що характерно для деяких екзоконтактових фенітів у карбонатитових комплексах. Проте, очевидно, неможливо досягнути значення 0,740—0,750, а тим більше 0,856 в апатитах із сіенітів, розглядаючи останні як корові (чи нижньокорові) утворення. В найбільш поширених серед корових порід гранітах значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ рідко перевищує 0,720 [12], тобто для пояснення отриманих нами високих та аномально високих значень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в деяких апатитах із сіенітів необхідно застосовувати іншу, ніж корова контамінація, петрогенетичну модель утворення таких порід.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах із порід лужно-ультраосновної формації. На даний час проаналізовано (хоча, на нашу думку, в недостатній кількості) на $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ апатити практично з усіх головних типів порід цієї формації — карбонатитів, лужних піроксенітів, есекситів, йоліт-мельтейгітів, нефелінових та лужних сіенітів і фенітів (таблиця). Переважна більшість значень цього ізотопного співвідношення в апатитах із магматичних порід знаходиться в досить вузькому інтервалі — 0,702—0,703, що характерно для карбонатитів і меланократових силікатних порід серії лужний піроксеніт (якупірангіт) — мельтейгіт — йоліт всіх маси-

елементів-домішок, ppm			Порода			
REE	Y/Sr	Eu/Eu*	Sr	Rb	Rb/Sr	
3741	0,035	0,95	3600	—	—	
—	—	—	1290	100	0,078	
6420	0,029	0,95	2380	170	0,071	
—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	
5200	0,027	0,88	1700	50	0,029	
—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	
4039	0,043	0,73	805	28	0,035	
4770	0,089	0,83	1210	45	0,037	
—	—	—	1259	45	0,036	
—	—	—	1008	235	0,233	
—	—	—	1155	25	0,022	
—	—	—	—	—	—	
2363	1,604	0,78	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	
—	—	—	200	185	0,925	
—	—	—	—	—	—	
—	—	—	235	140	0,596	
6789	0,692	0,76	1044	105	0,101	
—	—	—	116	130	1,121	
—	—	—	420	30	0,071	
5117	1,329	0,39	250	50	0,200	
3752	1,992	0,26	310	75	0,242	
2880	1,438	0,29	100	125	1,250	
—	—	—	205	115	0,561	
3724	1,464	0,42	425	30	0,071	
1403	4,475	0,19	490	45	0,092	
—	—	—	60	310	5,167	
—	—	—	65	205	3,154	
—	—	—	120	90	0,750	
17668	26,823	0,19	19	130	6,842	
2365	0,105	0,90	289	5	0,017	
3293	0,785	0,39	—	—	—	
3383	1,579	0,06	—	—	—	
2384	0,042	0,77	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	
108	0,913	0,90	—	—	—	

вів лужно-ультраосновної формації, а також есекситу і твейтозиту з Антонівського масиву (таблиця). Досить низьке значення ($0,703$) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатиті з лужного і нефелінового сієнітів із чернігівського карбонатитового комплексу. Проте ця величина трохи збільшується ($0,704$ — $0,705$) в апатитах з фенітів всіх проаналізованих масивів, а в апатиті з лужного сієніту Антонівського масиву вона стає досить високою ($0,712$). Цікаво, що в апатитах із фенітів Березової Гаті, де не було виявлено карбонатитів та магматичних силікатних порід, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ має порівняно вузький інтервал варіації з низькими значеннями — $0,7029$ — $0,7036$. Подібні значення ($0,704$ — $0,705$) ізотопного складу Sr в апатиті спостерігаються у фенітах Малотерсянського масиву, магматичні породи якого належать до габро-сієнітової формації [11]. Проте в цьому масиві імовірна наявність більш ранніх порід лужно-ультраосновної формації, у зв'язку з якими, очевидно, утворилися апогранітоїдні феніти (західний екзоконтактовий ореол, що зберігся від ерозії) [11].

Виявлену варіабельність ізотопного складу Sr в апатиті з фенітів і лужних сієнітів різних масивів УЩ на даний час можна попередньо пояснити неоднорідністю цих порід та ступенем фенітизації вмісних гранітоїдів (співвідношення засвоєного корового та привнесеного глибинного стронцію в апатитах). Проте для більш аргументованих висновків слід послугоуватись не поодинокими визначеннями, а мати необхідні статистичні аналітичні дані. Зауважимо лише, що на ділянці Березова Гать апатити були відібрані з переважно мезо- і меланократових егірін-альбітових фенітів без реліктових мінералів вихідних гранітоїдів, тобто з фенітів завершальних стадій, де також підвищений вміст апатиту. Водночас у апатит-вмісних фенітах Чернігівського, Проскурівського та Антонівського масивів наявні реліктові мінерали (змінений плагіоклаз) гранітоїдів. Цим, очевидно, пояснюються і більш "глибинні" значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у фенітах Березової Гаті.

При цьому магматичні породи лужно-ультраосновної формації є більш однорідними, згідно з даними щодо ізотопного складу стронцію, та мають глибинне джерело генерації вихідних розплавів.

Як видно з таблиці, апатити і всі породи цієї формації характеризуються високим вмістом Sr, Ce і TR за помірного — Rb та Y і високого значення співвідношення Sr/Rb. Вміст Sr

в апатитах майже завжди переважає над Y, а в породах — Sr над Rb. Поодинокі винятки можуть становити істотно слюдисті або мікроклінові породи, апатити з яких не проаналізовано. Проте в протерозойських лужно-ультраосновних комплексах УЩ не спостерігалось істотно мікроклінових порід.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах із порід габро-сієнітової формації. Менше половини проаналізованих апатитів відібрано з порід габро-сієнітової формації. В цьому ж розділі розглядається апатит з рудного піроксеніту Покрово-Кириївського масиву, формаційну приналежність якого остаточно не з'ясовано (хоча деякі дослідники [11] схильні відносити його до габро-сієнітової формації). Не визначена також формаційна приналежність габро та піроксенітів Голосківського родовища. Припускається, що вихідний розплав для Голосківського прояву був подібним до шошоніту [9]. Дещо осторонь від інших масивів габро-сієнітової формації знаходиться Носачівське родовище, серед порід якого сієніти, ймовірно, відсутні. Враховуючи деяку подібність рудних норитів цього родовища з рудними габроїдами та мафітами Південно-Кальчицького (Володарське родовище) і Давидківського масивів, розглядаємо їх разом.

Діапазон варіацій $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах із різноманітних порід габро-сієнітової формації та згаданих родовищ виявився значно ширшим, ніж для розглянутої вище лужно-ультраосновної (таблиця).

З найбільш цікавих моментів в отриманих даних щодо ізотопного складу апатитів цієї формації відзначимо такі: 1) найнижчі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,703$ — $0,704$) властиві лужному сієніту та пуласкіту Октябрського і всіх порід (габро і сієнітів) Давидківського масивів; 2) підвищені значення ($0,705$ — $0,706$) зафіксовано в апатитах із ферогабро та монцосієніту Південно-Кальчицького, лужного сієніту Малотерсянського і олівінового піроксеніту Голосківського масивів; 3) найвищі та аномально високі ($0,737$ — $0,856$) значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ виявлено в апатитах з сієнітів Великовисківського та Яструбецького масивів. Досить високі значення ($0,712$ — $0,718$) встановлено в апатитах із таких калієвих порід, як біотитові піроксеніти (метапіроксеніти) та жильні сієніт-чарнокіти (біркреміти) Голосківського родовища, а також шонкініти Вербківського прояву [8]. Дещо несподіваним виявилось досить високе

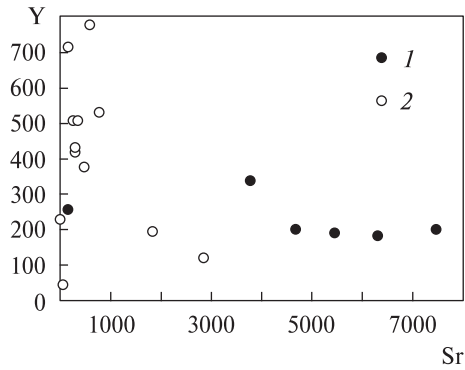


Рис. 1. Співвідношення Y та Sr в апатитах із порід лужно-ультраосновної (1) і габро-сієнітової (2) формацій
 Fig. 1. The relation between Y and Sr in apatites from alkaline ultrabasic (1) and gabbro-syenitic (2) complexes

значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707) в рудних норитах Носачівського родовища. Щодо цього нориту можна відзначити, що, незважаючи на свіжий стан цієї породи (незмінений ортопіроксен і плагіоклаз), для неї характерна наявність інтерстиційного кварцу і гранофіру, фіксується також калішпат [7]. Отже, можна припустити, що вона частково контамінована коровим матеріалом. Те ж саме можна сказати і про жильний фойяїт з Октябрського масиву з підвищеним значенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатиті (0,7065) на фоні низьких значень (0,703) в апатитах з лужного сієніту та пуласкіту цього масиву. Цей жильний фойяїт знаходиться у крайовій північно-західній частині масиву (поруч спостерігаються жильний кварц та фрагменти гранітоїдів оточення), що також дозволяє припускати деяку контамінованість коровим матеріалом. Ще одна дещо незвична риса цього жильного фойяїту — в ньому трохи підвищений вміст апатиту (0,18 % P_2O_5), хоча інші породи Октябрського масиву збіднені на цей мінерал (частіше $\text{P}_2\text{O}_5 < 0,10$ %), за винятком пуласкітів та деяких лужних сієнітів його центральної частини [11]. Не виключено, що апатит цієї жильної породи утворився значною мірою за рахунок контамінованих гранітоїдів оточення (типу хлібодарівських чарнокітоїдів).

Порівнюючи значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ і вміст елементів-домішок у досліджуваних апатитах (таблиця), можна бачити, що між цими величинами існує певна залежність. Так, в апатитах, збагачених на Sr (і, відповідно, в породах також), значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ істотно нижче, ніж в апатитах з меншим вмістом Sr (та в породах, збагачених на Rb). Особливо це контрастно проявлено в сієніті, де апатит має найвище

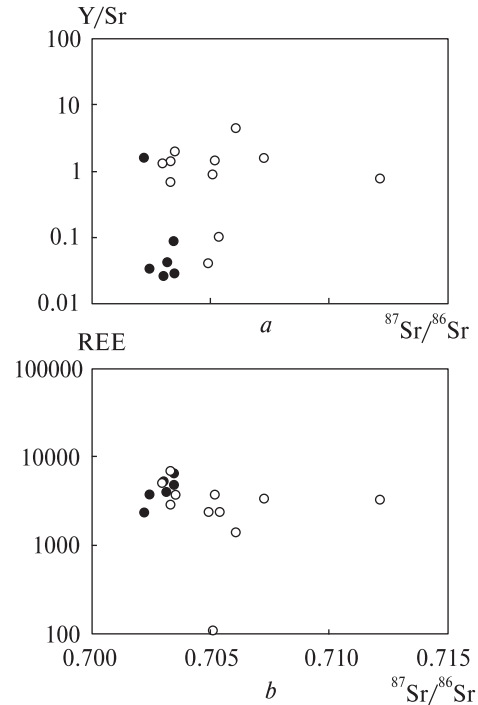


Рис. 2. Співвідношення Y/Sr і $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a) та REE і $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) в апатитах (умовні позначення див. на рис. 1)

Fig. 2. The relation between Y/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a) and between REE and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) in apatites (legend is the same as to Fig. 1)

значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,856). Принагідно зауважимо, що сієніти з високим значенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах (Яструбецький, Велико-вісківський, Південно-Кальчицький масиви) відрізняються від однотипних порід інших масивів (особливо — лужно-ультраосновної формації) високою залізистістю фемічних мінералів (фаяліту, геденбергіту, ферогастингситу, аніту), збагаченістю на Zr, TR, Y та збідненістю на Sr та Ba. Ці особливості свідчать про високий ступінь диференційованості таких сієнітів. З ними пов'язано два відомих родовища TR, Y і Zr — Азовське й Яструбецьке.

Можливо, підвищене значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах із ферогабро та феромафітів Південно-Кальчицького масиву також певною мірою пов'язано зі ступенем їх диференційованості. Однак помірно диференційовані олівінові габроїди Давидківського масиву характеризуються низьким значенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах. Не зовсім зрозуміло, чому апатити з сієнітів цього масиву мають такі ж низькі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (таблиця). Звичайно, сієніти Давидківського масиву є менш диференційованими, ніж однотипні породи Південно-Кальчиць-

кого, Яструбецького і Великовисківського масивів. Це відображається як на концентрації елементів-домішок (Zr, TR і Y) в порівнюваних сієнітах [6], так і в апатитах з них. Як видно з таблиці та рис. 1, апатити з порід лужно-ультраосновної та габро-сієнітової формацій суттєво відрізняються за співвідношеннями вмісту Sr і Y. У перших Sr практично завжди, за винятком одного аналізу, переважає над Y, а в других — навпаки (за винятком двох аналізів). Проте не виявлено якихось залежностей між значеннями співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ та вмісту РЗЕ, а також їх співвідношенням з Y в апатитах (рис. 2).

Порівнюючи апатити з різних лужних порід УЩ, можна бачити деяку їх аналогію за геохімічними особливостями з апатитами гранітоїдів цього регіону: в найбільш "примітивних" (менш диференційованих) гранітоїдах апатити характеризуються вищим вмістом Sr, ніж Y, тоді як в більш диференційованих різновидах гранітів навпаки. Найкраще це помітно під час порівняння апатитів із діоритів з апатитами з коростенських гранітів. У останніх вміст Sr становить лише 6—15 г/т, а Y — 940—1027 [4]. До того ж у коростенських гранітах вміст Rb вищий, ніж Sr [4]. На жаль, ізотопний склад Sr в апатитах з гранітів рапаківі УЩ не визначено.

Подібні, але ще контрастніші співвідношення цих елементів ми бачимо в сієнітах і апатитах з них в Яструбецькому та Великовисківському масивах. Так, наприклад, в одному з аналізів апатиту останнього масиву вміст Sr становить всього 8,5, а Y — 2281 ppm; а в породі вміст Rb також вищий від вмісту Sr (таблиця). Зауважимо, що в сієнітах центральної частини Яструбецького масиву вміст Sr настільки низький, що за допомогою рентген-флуоресцентного аналізу він найчастіше не фіксується. При цьому вміст Rb в цих породах становить 300—700 ppm (в середньому 440), а вміст Sr < 15 ppm [6].

Обговорення результатів. Звичайно, інтерпретуючи значення ізотопного співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах і мінералах, найчастіше розглядають два аспекти цієї проблеми: кількість первинного (глибинного) і радіогенного (переважно корового) стронцію. При цьому вважають, що в апатиті рубідій практично відсутній. Загалом це так, хоча в апатитах з деяких калієвих порід (австралійські лампроїти) відмічено підвищений вміст K_2O (до 0,34 %)

[13], що, звичайно, може бути непрямим свідченням наявності Rb в цих мінералах. Можливо, в природі існують і багаті калієм апатити (різновиди цього мінералу з високим вмістом натрію трапляються порівняно часто в лужних породах, в тому числі у чернігівських карбонатах [2]). Загалом, ізотопний склад стронцію в апатитах повинен бути близьким до такого в магматичній породі, з якої він кристалізувався (або дещо збагаченим ^{86}Sr). Це, безумовно, справедливо в більшості випадків, коли в породах вміст Sr вищий, ніж Rb, а в апатиті є значна концентрація Sr. Ця картина значно ускладнюється в тих небагатьох випадках, коли в породах різко зменшується вміст Sr та сильно збільшується вміст Rb і, відповідно, співвідношення Rb/Sr. При цьому сильно зменшується вміст Sr в апатиті, як це бачимо в сієнітах Великовисківського, Яструбецького та, частково, Південно-Кальчицького масивів (таблиця), а також гранітах Коростенського плутону [4]. Апатити в таких низькостронцієвих породах матимуть у своєму складі значну (або більшу) частину радіогенного стронцію, отже в них буде високим значення співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,856, таблиця). Воно істотно вище, ніж в цілому для корових гранітів (~0,720 [12]) і, очевидно, не може бути зумовлене контамінацією коровим матеріалом. Можна вважати, що інтенсивне польовошпатове (плагіоклазове) фракціонування з екстракцією Sr призведе до сильної деплетації на цей елемент у кінцевих або завершальних диференціатах. Такими є згадані сієніти, егіринові фойїти та фонолітові маріуполіти, частково — граніти рапаківі, пантелерити, комендити тощо. Якщо розплави таких порід перебували тривалий час в розплавленому стані (хоча б 50—100 тис. pp.), то в них за незначного вмісту загального Sr (і, відповідно, за високого значення Rb/Sr) (<15—40 ppm) і високого вмісту рубідію буде інтенсивно нагромаджуватися радіогенний Sr.

Ми вважаємо, що саме таким механізмом можна найзадовільніше пояснити аномально високе значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ саме в тих калієвих породах, де апатити характеризуються дуже низьким вмістом Sr. Цікаво, що такі апатити можуть мати високий вміст Y. Щодо порід, в яких апатит збагачений Sr (породи також), то для них властиві "нормальні" значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, частіше 0,702—0,703, тобто "глибинні" (таблиця). Збільшення цього співвідно-

шення до 0,705—0,706 можна задовільно пояснити такими механізмами, як контамінація корового матеріалу (деякі рудні габроїди типу носачівських, ендоконтакти інтрузій), привнесення глибинного Sr в корові породи (утворення ендоконтактових фенітів), кристалізаційна диференціація зі зростанням концентрації Rb і зменшенням Sr (габроїди та монцосієніти Південно-Кальчицького масиву).

У попередніх наших публікаціях [3] була показана наявність корового CO_2 і карбонатів у магматичних породах Проскурівського і Антонівського масивів (значення $\delta^{13}\text{C}$ $-1,9 \div +2,62$ ‰ (одне значення $-5,07$), а $\delta^{18}\text{O}$ $-11,6 \div 19,2$ ‰). У лужно-ультраосновних породах Городницької та Болярківської інтрузій апатит і самі породи мають глибинне значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702—0,703) (усне повідомлення С.М. Цимбала), проте в ендоконтактових фаціях цих порід воно може досягати 0,706.

Очевидно, в кожному конкретному випадку треба враховувати відносну кількість привнесеного глибинного і наявного корового Sr. Так, наприклад, у фенітах всіх досліджених нами лужно-ультраосновних комплексів апатити характеризуються порівняно низьким значенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, хоча ці породи утворилися по різноманітних корових гранітоїдах і, відповідно, в їхньому складі переважають петрогенні компоненти (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , багато K_2O і Na_2O), які були у вихідному субстраті (гранітоїдах). Разом з тим у ці породи було привнесено більшу частину з наявної кількості Sr глибинного походження (у фенітах завжди високий вміст стронцію). Тому апатити з таких фенітів характеризуються низьким, переважно "глибинним", значенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Тобто такі породи, складені переважно коровим матеріалом, набувають глибинних значень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Водночас у згаданих вище високодиференційованих сієнітах відбувся процес збагачення на Rb (і радіогенний Sr) і збіднення на первинний (вихідних магм) Sr.

Таким чином, кристалізаційне польовошпатове фракціонування з екстракцією Sr і збагаченням на Rb може призвести до суттєвого (аж до аномального) зміщення ізотопного складу Sr в кінцевих диференціатах вихідних базитових магм (сієніти і граніти, габро-сієнітова формація УЩ). Автори усвідомлюють, що для повного з'ясування особливостей ізотопного складу стронцію в породах габро-сієнітової формації, особливо в сієнітах, необхідно було б

дослідити $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах із типових фаяліт-геденбергітових сієнітів Південно-Кальчицького масиву (ці апатити збагачені на Y і TR, з високим співвідношенням Y/Sr) і Азовського родовища. В апатитах із сієнітів Яструбецького масиву залишається не дослідженим спектр TR, вміст Y і Sr. Потребують таких досліджень і апатити з габроїдів Голосківського родовища та фенітів Березової Гаті. Відсутність цих даних зумовлюють не тільки брак необхідного матеріалу (в деяких породах дуже мало апатиту і він часто концентрується разом з флюоритом), але й обмежені лабораторно-аналітичні можливості. Автори сподіваються найближчим часом заповнити вказані прогалини.

Наявні дані свідчать про високу неоднорідність ізотопного складу стронцію в різних типах лужних комплексів України, яку не завжди вдається пояснити виходячи з традиційних уявлень і гіпотез про еволюцію магматизму та формування земної кори.

Висновки. 1. Апатити з лужних і основних порід УЩ характеризуються широким діапазоном значень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — від 0,702 до 0,856.

2. Майже всі магматичні породи лужно-ультраосновної формації, в тому числі карбонатити, характеризуються "глибинними" значеннями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах. Деякі зміщення (зростання) цього співвідношення спостерігаються в фенітах, інколи в сієнітах (не завжди з'ясованого генезису).

3. У породах габро-сієнітової формації $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ апатитів має дуже широкий діапазон варіацій, у тому числі з аномально високими значеннями (до 0,856). При цьому апатити з помірно диференційованих габроїдів та деяких сієнітів (типу давидківських) завдяки значному вмісту Sr (що часто більший від вмісту Rb) зберігають близькі до первинних (глибинних) значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

4. Завершальні та кінцеві (залишкові) диференціати габро-сієнітових комплексів, в яких апатит (і самі породи) деплетовані на Sr, набувають аномально високого значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Це, на нашу думку, зумовлено тривалим фракціонуванням польових шпатів у магматичній камері з екстракцією Sr і збагаченням Rb.

5. У кожному конкретному випадку можуть бути різні причини зміщення значень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (контамінація корового матеріалу, привнесення глибинного стронцію, як це відбувається у процесі фенітизації, кристалізаційне польовошпатове фракціонування).

1. *Бартницький Е.Н., Верхогляд В.М., Довбуш Т.Н. и др.* Генетические типы щелочных интрузий Украинского щита по данным изотопного состава стронция апатитов // Тез. докл. XII сем. по геохимии стабильных изотопов. — М., 1989. — С. 150—151.
2. *Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г.* Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. — Киев : Наук. думка, 1981. — 227 с.
3. *Дубина О.В.* Петрохімічні особливості та умови формування лужних порід Проскурівського масиву (Побужжя) // Геохімія та рудоутворення. — 2008. — Вип. 26. — С. 46—57.
4. *Есипчук К.Е.* Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. — Киев : Наук. думка, 1988. — 263 с.
5. *Загитко В.Н., Луговая И.П.* Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1989. — 316 с.
6. *Кривдик С.Г.* Редкометальные сиениты Украинского щита // Геохимия. — 2002. — № 7. — С. 707—717.
7. *Кривдик С.Г., Гуравський Т.В., Дубина О.В. та ін.* Особливості речовинного складу Носачівського апатит-ільменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит) // Мінерал. журн. — 2009. — 31, № 3. — С. 55—78.
8. *Кривдик С.Г., Дубина О.В., Безвинний В.П. та ін.* Калієві породи (піроксеніт-шонкініт-сієнітова серія) докембрію Побужжя (Український щит) // Там же. — 2006. — 28, № 1. — С. 73—84.
9. *Кривдик С.Г., Дубина О.В., Юрчишин А.П. та ін.* Новий тип апатитоносних габроїдів у Верхньому Побужжі // Там же. — 2007. — 29, № 1. — С. 44—57.
10. *Кривдик С.Г., Пономаренко А.Н., Дубина А.В. и др.* Изотопный состав стронция в апатитах и кальцитах из апатитоносных пород Украинского щита // XIX симп. по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова (Москва, 16—18 нояб. 2010). — М., 2010. — С. 185—188.
11. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И.* Петрология щелочных пород Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1990. — 408 с.
12. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. — М. : Мир, 1989. — 590 с.
13. *Edgar A.D.* Barium- and strontium-enriched apatites in lamproites from West Kimberley, Western Australia // Amer. Miner. — 1989. — 74. — P. 889—895.

Надійшла 30.03.2011

*С.Г. Кривдик, А.В. Дубина, Т.И. Довбуш,
И.Н. Котвицкая, А.Б. Высоцкий,
Н.В. Безсмолова, Ю.А. Амашукели*

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr В АПАТИТАХ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА

Приведены новые и обобщены опубликованные данные об изотопном составе (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) апатитов из разнообразных протерозойских магматических щелочных и субщелочных пород, карбонатитов, габброидов, пироксенитов и фенитов Украинского щита, с кото-

рыми часто связаны месторождения редких металлов, апатита, ильменита. В магматических породах щелочно-ультраосновной (карбонатитовой) формации значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0,702—0,703 в апатитах свидетельствует о глубинном источнике. Несколько увеличивается это значение в фенитах (до 0,704—0,705) и некоторых сиенитах (до 0,712) этой формации. В массивах габбро-сиенитовой формации выявлен значительно больший диапазон вариаций ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr апатитов. В умеренно дифференцированных оливиновых габброидах это отношение составляет 0,7030—0,7035, а в феррогаббро — 0,705. Еще более значительные вариации характерны для субщелочных, щелочных и нефелиновых сиенитов — от 0,703 до 0,717—0,737, иногда до 0,737—0,856. Сиениты с таким высоким значением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr характеризуются высокой степенью кристаллизационной дифференциации: сильно железистыми фемическими минералами (фаялит, геденбергит, аннит), обогащением Zr, TR, Y, Rb и обедненностью Sr. Такой широкий диапазон вариации значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr объясняется разными петрогенетическими механизмами формирования щелочных и основных пород: первичные глубинные магмы, контактирование корового материала, кристаллизационная дифференциация с накоплением калия, рубидия (в том числе и радиогенного) и деплетацией стронцием (продолжительное полевошпатовое фракционирование).

*S.G. Kryvdik, O.V. Dubyna, T.I. Dovbush, I.M. Kovitska,
O.B. Vysotskiy, N.V. Bezsmolova, Yu.A. Amashukely*

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr IN APATITES FROM ALKALINE AND BASIC ROCKS OF THE UKRAINIAN SHIELD

New and generalised previous isotope composition (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) data of apatites from various Proterozoic magmatic alkaline and subalkaline rocks, carbonatites, gabbroids, pyroxenites and fenites of the Ukrainian Shield are given. Frequently the rare metal, apatite and ilmenite deposits are related to these rocks. The ratio ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.702—0.703) in apatites of magmatic rocks in alkaline-ultrabasic (carbonatitic) complexes indicates on a mantle source. This ratio is somewhat increased in some syenites (up to 0.712) and fenites (up to 0.704—0.705) of these complexes. More extensive range of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr variation is observed in apatites from gabbro-syenitic complexes. In the moderately differentiated olivine gabbrous this ratio is 0.7030—0.7035 and in ferrogabbrous — 0.705. More considerable variations ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr are typical for subalkaline, alkaline and nepheline syenites — from 0.703 to 0.717—0.737, in some cases reach to 0.737—0.856. The syenites with increased ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio are characterized by high crystalline differentiation degree: very enriched in iron femic minerals (fayalite, hedenbergite, annite), enrichment in Zr, REE, Y, Rb and depletion in Sr. Such wide range of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr variations can be explained by different petrogenetical ways of alkaline and basic rock formation: primary magmatic melts, earth's crust contamination, crystalline differentiation with K and Rb accumulation (including radiogenetic) and Sr depletion (prolonged feldspar fractionation).