

УДК 549.753.1:550.84 (477)

О.В. Дубина, С.Г. Кривдік, А.І. Самчук, О.П. Красюк, 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@ukr.net

## ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗПОДІЛУ REE, Y І Sr В АПАТИТАХ ЕНДОГЕННИХ РОДОВИЩ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (ЗА ДАНИМИ ICP-MS)

У статті представлені результати дослідження апатиту з метою вивчення його геохімічних характеристик і можливості застосування як мінералу-індикатора умов рудоутворення. Для визначення значень концентрації характерних елементів-домішок (REE, Y, Sr) апатити з різних типів ендегенних родовищ та рудопроявів фосфору Українського щита проаналізовані за допомогою методу ICP-MS. Досліджено апатити із масивів габро-сієнітової та лужно-ультраосновної формацій Українського щита, в породах яких спостерігається підвищена концентрація фосфору або комплексне зруденіння, а також із P-Fe-Ti родовищ у межах анортозит-рапаківігранітних плутонів, апатитоносних метагаброїдів та кальцифірів. Показано, що апатити із родовищ різної формаційної приналежності суттєво відрізняються за концентрацією елементів-домішок і формою хондритнормованих спектрів REE. Найвища концентрація REE притаманна апатитам лужно-ультраосновної та габро-сієнітової формацій. В апатитах з лужно-ультраосновних порід і карбонатитів виявлено найвищий вміст Sr і низький — Y, а в апатитах з габро-сієнітових масивів навпаки. Хондритнормовані спектри REE в апатитах із лужно-ультраосновних порід та карбонатитів мають рівні лінії з відсутніми або незначними негативними Eu-аномаліями та високі значення  $(La/Yb)_N$ . У габро-сієнітових комплексах спектри REE апатитів характеризуються суттєвими негативними Eu-аномаліями за підвищеної ролі HREE. Незначні негативні Eu-аномалії властиві лише раннім піроксенітам, слабодиференційованим (або кумулятивним) габроїдам чи сієнітам, що кристалізувалися з окремих порцій магматичного розплаву. Низька концентрація REE встановлена в апатитах P-Fe-Ti родовищ та метагаброїдів, хоча в останніх спостерігається підвищений вміст Sr. Для апатиту з розшарованих інтрузій габроїдів у анортозит-рапаківігранітних плутонах характерна помірна концентрація Y і найнижчі серед габроїдів значення  $(La/Yb)_N$ . У апатитах з таких порід понижені значення Eu/Eu\*. Особливо низькі негативні Eu-аномалії встановлено в апатитах із суттєво ільменітових руд Носачівського родовища і рудопрояву Пенізевичі. Найнижча концентрація REE і слабодиференційовані спектри з незначними негативними Eu-аномаліями виявлені в апатитах із кальцифірів Троянківського рудопрояву. Отримані значення концентрації Sr, REE, Y, величин  $(La/Yb)_N$  і Eu/Eu\* в апатитах можуть бути використані з метою діагностики формаційної приналежності апатитоносних порід, умов мінералоутворення та типу їхньої мінералізації.

**Вступ.** Апатит є достатньо поширеним акцесорним мінералом магматичних, метаморфічних і метасоматичних порід різного хімічного складу. У магматичних породах апатит часто є головним концентратором фосфору, інші мінерали фосфору (монацит, ксенотим та ін.) спостерігаються значно рідше.

Широке розповсюдження апатиту в ендегенних породах різного генезису і хімічного складу, стійкість за різноманітних ендегенних і, частково, гіпергенних умов, здатність кон-

центрувати рідкісні та рідкісноземельні елементи і таким чином контролювати або впливати на закономірності їх розподілу (залежно від фізико-хімічних параметрів магматичної системи) робить апатит чутливим індикатором умов мінералоутворення. Тому безперечно цікавим є виявлення геохімічних особливостей апатиту в залежності від генезису, типу порід та пов'язаної з ними рудної мінералізації. Це у комплексі з іншими (геологічними, петрологічними, ізотопно-геохімічними) відомостями може слугувати додатковою геологічною інформацією щодо фізико-хімічних умов виникнення, закономірностей диферен-

ціяції розплавів та кристалізації магматичних порід з апатитовою (або комплексною) мінералізацією. За умови визначення геохімічних характеристик апатиту з різноформаційних комплексів, він як мінерал-індикатор може нести важливу генетичну інформацію та бути врахований під час проведення пошуково-оціночних робіт для виявлення рудоносних порід з певними асоціаціями рудних мінералів.

**Мета.** Існує багато публікацій, присвячених геологічним, петрологічним, мінералогічним та геохімічним особливостям порід Українського щита (УЩ), з якими пов'язані апатитові породи. Проте власне апатит в них, порівняно з іншими породоутворювальними і рудними мінералами, є певною мірою "дискримінованим", а його геохімічні характеристики залишаються мало вивченими. Значною мірою це пов'язано зі складністю лабораторно-аналітичних досліджень (виділення чистих концентратів, визначення вмісту елементів-домішок).

У цій статті автори намагалися: 1) виявити кореляцію між геохімічними параметрами апатиту, його приналежність до порід певного генетичного типу, з якими пов'язане комплексне (apatит-ільменітове, апатит-рідкісноземельне та ін.) або власне апатитове зрудення; 2) з'ясувати, як характер розподілу елементів-домішок в апатитах залежить від петро- та геохімічних характеристик вмісних порід, особливостей їх диференціації та фракціонування магматичних розплавів, з яких вони кристалізувалися.

**Методика дослідження.** Проаналізовано тільки концентрати апатиту, в яких механічних (польові шпати, карбонати, інколи флюорит) домішок було не більше 2–3 %, про що свідчать результати валових хімічних аналізів мінералу з визначенням  $\text{SiO}_2$  чи нерозчинного силікатного залишку,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  та в. п. п. (їх частка була не більшою 0,5–1,5 %). Концентрати апатиту зі значною домішкою флюориту (ці мінерали не розділяються у важких рідинах і за магнітними властивостями) не аналізували взагалі. Такі апатити траплялись в деяких лужних породах Октябрського, Малотерсянського та Покрово-Київського масивів.

Вміст рідкісних елементів у апатитових концентратах визначали за допомогою ICP-MS аналізатора *ELEMENT-2*, Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. Як внутрішній стандарт ви-

користували індій ( $^{115}\text{In}$ ), а зовнішній — стандартні зразки габро-ефекситу (СГД-1А, СГД-2) і хвостів золотоносної руди (СЗХ-3) (Інститут геохімії ім. О.П. Виноградова СВ РАН). Чутливість визначення елементів і аналітичні схеми розкладання гірських порід та мінералів відповідали наведеним у виданні "*Руководство оператора ELEMENT52*, 1999". Розроблено аналітичні схеми пробопідготовки гірських порід і апатитів з використанням мікрохвильового поля системи *ETHOS-1* для визначення значення концентрації РЗЕ методом ICP-MS спектрометрії. Чутливість визначення 0,02–0,05 ppm з відносним стандартним відхиленням 0,10–0,15.

Розчинами та реактивами слугували лужні плавні  $\text{Na}_2\text{O}_2$ ,  $\text{LiBO}_2$  (ч. д. а.) та концентровані  $\text{HF}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{H}_3\text{PO}_4$  (ос. ч.), додатково очищені за допомогою системи *SUBBOILING*. Воду із опором 18,2 Мом/см одержували послуговуючись системою *DIRECT-03* фірми *MILLIPORE*. Для побудови калібрувальних графіків застосовували стандартні розчини елементів *FLUKA* (фірми *SIGMA-OLDRICH*, Швейцарія), а також стандартні зразки Фізико-хімічного інституту ім. О.В. Богатського НАН України. Розчинення проб проводили у МХ-печі *ETHOS* фірми *MILESTONE* (Італія). Робоча частота МХ-випромінювання 2450 МГц, максимальна потужність — 1600 Вт. Значення температури, час розкладання природних об'єктів та контроль за значеннями параметрів під час проходження реакції в автоклавах визначені заздалегідь і встановлюються за допомогою сенсора із керамічним і тефлоновим покриттям, керування здійснюється через термінал із кольоровим монітором (*VGA 640-480*).

**Результати.** Для геохімічного дослідження апатитів було виділено та проаналізовано концентрати переважно з інтрузивних порід УЩ різної формаційної приналежності (табл. 1). Переважну більшість апатитових концентратів відібрано із масивів УЩ, з породами яких пов'язані апатитові або комплексні (apatит-ільменітові, апатит-титаномагнетит-ільменітові, апатит-рідкіснометалеві) родовища чи рудопрояви. Автори намагалися дослідити апатит із найбільш розповсюджених або типових порід того чи іншого масиву.

Основну увагу приділено кристалічним породам трьох формаційних типів (табл. 1), з якими пов'язані ендегенні родовища або рудопрояви апатиту: анортозит-рапаківіграніт-

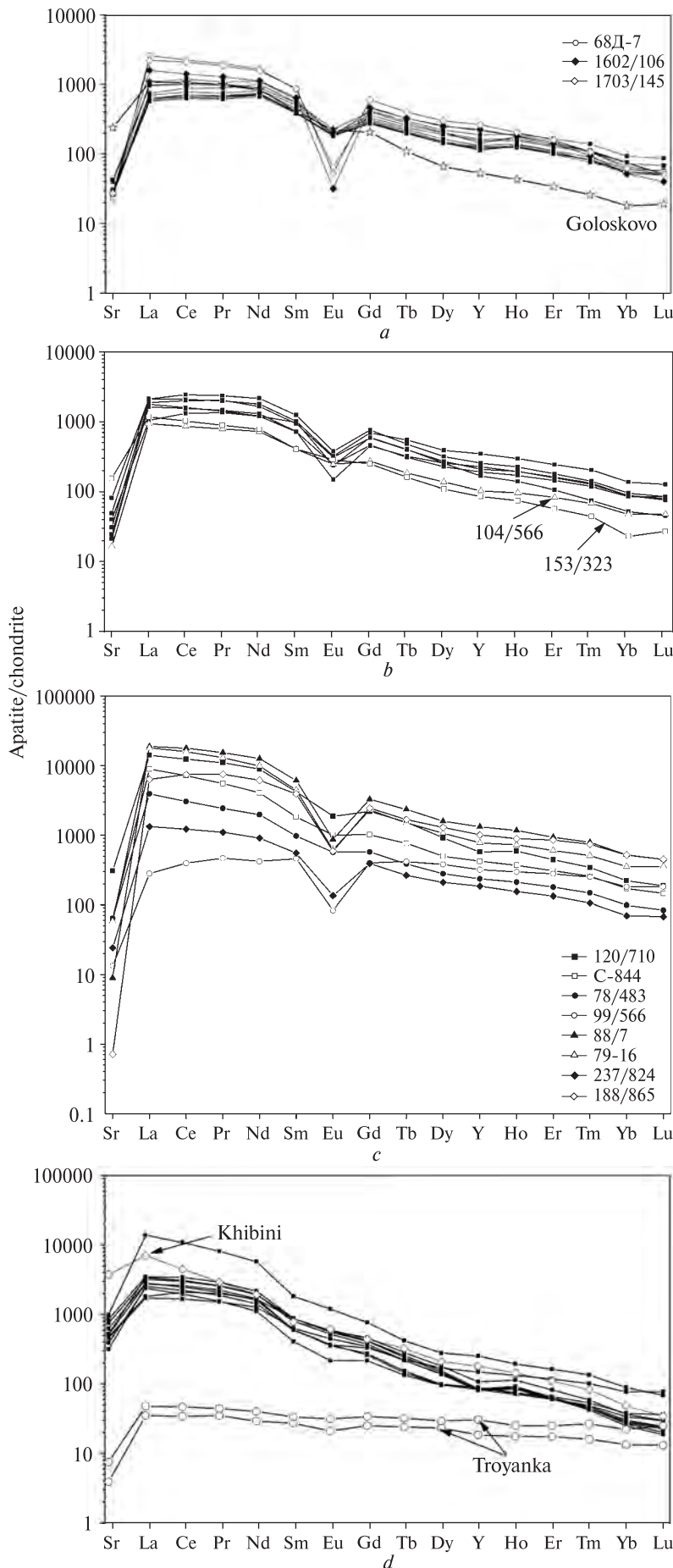
ного, габро-сієнітового та лужно-ультраосновного (карбонатитового). Так, в габро-анортозитових масивах Коростенського та Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітних плутонів (АРГП) відомі комплекси

апатит-ільменітові, апатит-титаномагнетит-ільменітові (P-Fe-Ti) руди. Крім того, використано опубліковані дані з геохімічних особливостей апатиту Федорівського [14] і Носачівського родовищ, а також Пенizeвицького ру-

Таблиця 1. Масиви та породи, монофракції апатиту з яких проаналізовано

Table 1. Massifs and rocks from which apatite concentrates are analysed

Номер зразка	Масив	Порода
<i>Габрові масиви анортозит-рапаківігранітних плутонів</i>		
101/196	Стремигородський	Рудний (апатит-ільменітовий) троктоліт
28/143,4		Те саме
1602/106,5	Носачівський	Рудний ільменітовий габронорит
1703/145		Те саме
68Д-7	Пенizeвичі	" "
<i>Габро-сієнітова формація</i>		
20/820	Октябрьський	Габро ендоконтактової частини
3/820		Кварцвмісне дрібнозернисте габро з гіперстеном і ортоклазом
120/710		Мезократовий піроксеновий сієніт центральної частини масиву
С-844		Дрібно-середньозернистий пуласкіт ендоконтактової частини
78/483		Те саме
95/276	Південно-Кальчицький	Меланократове олівінове габро
104/566		Збагачене олівіном, ільменітом і апатитом габро
99/566		Монцосієніт
88/7		Меланократовий фаяліт-геденбергітовий сієніт
79-16		Типовий фаяліт-геденбергітовий кварцвмісний сієніт
153/323	Покрово-Київський	Рудний (ільменіт) піроксеніт
283/197	Давидківський	Збагачений апатитом габро-діабаз
278/197		Олівін-піроксеновий габро-діабаз
237/824		Сієніт центральної частини масиву
188/865	Великовисківський	Фаяліт-геденбергітовий кварцвмісний сієніт
1585/42	Вербківський	Шонкініт
<i>Лужно-ультраосновна (карбонатитова) формація</i>		
8/569	Чернігівський	Лужний сієніт
280/597		Мезократовий канадит
481/963		Дайковий сьовіт
598		Брекчієподібний сьовіт
365/964		Мезократовий сьовіт
640/965		Збагачений апатитом бефорсит серед фенітів і піроксенітів
3893/2012	Проскурівський	Мельтейгіт
3739/2043		Ювіт
72/196	Антонівський	Якупірангіт внутрішньої частини масиву
136/189		Нефеліновий сієніт
Кп	р-ще Коашва, Хібіни	Апатитова руда
<i>Метагаброїдна (метапіроксенітова) формація</i>		
2031/55	Голосківський	Олівінвмісний збагачений апатитом (рудний) метапіроксеніт крайової частини масиву
<i>Кальцифіри</i>		
19Г/28	Рудопрояв с. Троянка	Апатитоносний кальцифір
19Г/43		Те саме



*Рис. 1.* Хондритнормовані спектри REE, Y та Sr в апатитах: *a* — рудонесних габроїдів анортозит-рапаківігранітних плутонів (разом з даними по Федорівському масиву, за [14]) і апатитонесного метапіроксеніту Голосківського родовища; *b* — габроїдів і піроксенітів габро-сієнітичних комплексів; *c* — сієнітичних порід габро-сієнітичних комплексів; *d* — лужно-ультраосновних комплексів УЩ, родовища Коашва та апатитонесних кальцифірів Троянківського рудопрояву

*Fig. 1.* Chondrite-normalized REE, Y and Sr patterns of apatites: *a* — ore-bearing gabbroids from anorthosite-rapakivi granite plutons (ARGP) (with data for the Fedorivka massif [14]) and apatite-bearing metapyroxenite of the Goloskiv deposit; *b* — gabbroids and pyroxenites of gabbro-syenitic complexes; *c* — syenitic rocks of gabbro-syenitic complexes; *d* — alkaline-ultrabasic complexes of the Ukrainian Shield (USH), Koashva deposit and apatite-bearing Troyanka calciphyres

допрояву [6]. Титаномагнетит-ільменітовий (з незначним вмістом апатиту) тип зруденіння виявлений у сублужних габроїдах габро-сієнітових масивів УЩ, в яких встановлено ряд родовищ (Давидківське, Володарське і Покрово-Київське). Для характеристики апатитів лужно-ультраосновної формації відібрано концентрати із силікатних порід і карбонатитів Чернігівського масиву (до останніх приурочене Новополтавське родовище апатит-рідкіснометалевих руд). Вивчено також апатити із лужно-ультраосновних масивів Побужжя (Проскурівський, Антонівський), в яких встановлено підвищену концентрацію фосфору. Для порівняння геохімічних особливостей апатитів із лужно-ультраосновної формації УЩ з геохімічними особливостями апатитів великих закордонних родовищ такого типу було проаналізовано апатитовий концентрат з родовища Коашва, Хібінський масив. Заради об'єктивності досліджень були також проаналізовані монофракції апатиту з метапіроксеніту с. Голосків, в якому відомі легкозбагачувані апатит-силікатні руди [7] з апатитоносних кальцифірів Троянківського (с. Троянка) рудопрояву.

Апатити з родовищ різноформаційних типів виявилися досить різними як за хондрит-нормованими спектрами REE, так і за вмістом REE, Y та Sr (рис. 1; табл. 2).

**Апатит рудоносних габроїдів анортозит-рапаківігранітних плутонів УЩ.** Для анортозитів і габро-норитів Коростенського і Корсунь-Новомиргородського АРГП загалом характерна низька концентрація фосфору (частіше <0,1 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) [2 та ін.]. Суттєве збільшення концентрації фосфору та титану спостерігається лише у пізніх розшарованих інтрузіях (перидотити, піроксеніти, габроїди). У комплексних титан-фосфатних родовищах Коростенського плутону концентрація фосфору досягає 15 % апатиту (6 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), а в рудних норитах Носачівського родовища фіксується частіше 1—3, зрідка до 5—8 % [5].

Апатит як акцесорний мінерал присутній у всіх різновидах порід габро-анортозитових масивів УЩ. Він утворює дрібні та великі (0,3—4 мм) призматичні або голчасті кристали, зазвичай розташовані між зернами інших мінералів чи присутні у вигляді дрібних (0,06—0,5 мм) включень у породоутворювальних і рудних мінералах (ільменіт, титаномагнетит).

Таблиця 2. Вміст Sr, Y та REE в концентратах апатитів, ppm

Table 2. Sr, Y and REE concentrations in apatite concentrates, ppm

Номер зразка	101/196*	28/143,4*	1602/106,5	1703/145	68Д-7	20/820	3/820	120/710	С-844	78/483	95/276	104/566	99/566	88/7	79-16	153/323	283/197
Sr	509,0	470,5	321,5	324,7	271,8	975,0	369,4	3667,5	760,2	766,8	293,2	196,5	159,5	106,4	698,5	1842,2	587,3
Y	365,7	350,1	507,4	593,4	485,9	574,5	468,3	1289,4	952,0	531,1	429,6	231,2	716,4	2975,2	1746,0	192,5	780,1
La	358,0	352,3	583,7	816,7	953,2	779,9	687,2	5201,5	3286,5	1446,2	597,4	345,1	103,0	6923,5	6619,3	431,5	778,5
Ce	989,0	954,5	1350,6	2003,0	2148,3	2337,1	1927,2	11812,4	6884,9	2929,5	1488,5	823,4	378,4	17099,9	15254,4	980,5	2004,2
Pr	140,0	132,0	175,9	252,3	270,5	324,2	278,9	1508,7	758,4	333,3	200,2	108,5	64,2	2107,7	1782,6	122,3	272,2
Nd	631,0	588,0	801,3	1115,7	1179,4	1536,4	1181,5	6318,2	2898,6	1407,4	927,4	514,2	299,1	8962,8	7039,8	555,4	1276,3
Sm	125,0	116,4	147,3	200,3	193,5	288,5	217,3	977,6	422,2	225,1	166,8	93,8	106,2	1416,6	1023,5	93,6	234,8
Eu	17,0	16,0	2,8	4,6	5,6	32,8	26,8	163,1	87,8	49,4	21,1	21,5	7,2	76,1	53,7	25,0	28,1
Gd	111,0	102,9	139,7	184,2	145,1	233,3	180,3	672,9	311,5	176,2	141,2	83,1	122,2	1009,3	706,5	76,5	211,6
Tb	15	14	19	23	18,83	27,65	23,06	89,75	44,37	22,40	18,00	10,68	24,23	136,27	87,32	9,29	31,85
Dy	77	73	95	114	97,69	121,17	103,09	348,05	190,61	106,39	86,25	52,43	144,70	607,16	407,71	41,77	148,44
Ho	14	13,37	15,44	17,32	15,71	19,16	16,63	50,56	31,40	18,03	14,48	8,25	25,298	99,64	61,89	6,37	25,20
Er	33	31,51	34,75	39,71	37,43	44,60	39,18	110,41	76,85	44,61	35,82	20,71	69,36	232,92	149,82	14,30	60,58
Tm	3,94	3,8	3,39	3,80	3,88	5,00	4,51	12,28	9,17	5,30	4,23	2,43	8,918	28,26	18,19	1,58	7,26
Yb	18,8	18,46	13,02	15,37	16,41	23,76	22,04	55,09	42,66	24,58	21,13	11,80	44,93	129,16	87,51	5,73	34,02
Lu	1,93	1,95	1,53	1,95	2,09	3,25	3,01	7,15	5,54	3,19	3,23	1,82	6,94	17,14	13,61	1,03	4,84
ΣREE	<b>2535</b>	<b>2418</b>	<b>3384</b>	<b>4792</b>	<b>5088</b>	<b>5777</b>	<b>4711</b>	<b>27328</b>	<b>15050</b>	<b>6792</b>	<b>3726</b>	<b>2098</b>	<b>1405</b>	<b>38847</b>	<b>33306</b>	<b>2365</b>	<b>5118</b>
Eu/Eu*	0,44	0,45	0,06	0,07	0,10	0,39	0,41	0,61	0,74	0,76	0,42	0,74	0,19	0,19	0,19	0,90	0,39
Ce/Ce*	1,04	1,04	0,99	1,03	0,99	1,09	1,03	0,99	1,02	0,99	1,01	1,00	1,09	1,05	1,04	1,00	1,02
(La/Yb) <sub>N</sub>	12,87	12,90	30,30	35,91	39,25	22,18	21,07	63,80	52,05	39,76	19,10	19,77	1,55	36,22	51,11	50,89	15,46

Примітка. \* — аналізи виконані за сприяння Л.В. Шумлянського.

За хімічними особливостями апатити Коростенського плутону представлені фторапатитами з незначним вмістом хлору (0,05—0,21 % Cl) [11] та низькою концентрацією REE та Sr. В апатиті з апатит-титаномагнетит-ільменітових руд Володарськ-Волинського масиву було визначено 2,57—3,27 % F. Підвищену концентрацію фтору відмічено в апатитах із апатит-ільменітових руд Стремигородського родовища — 3,28—3,63 % F.

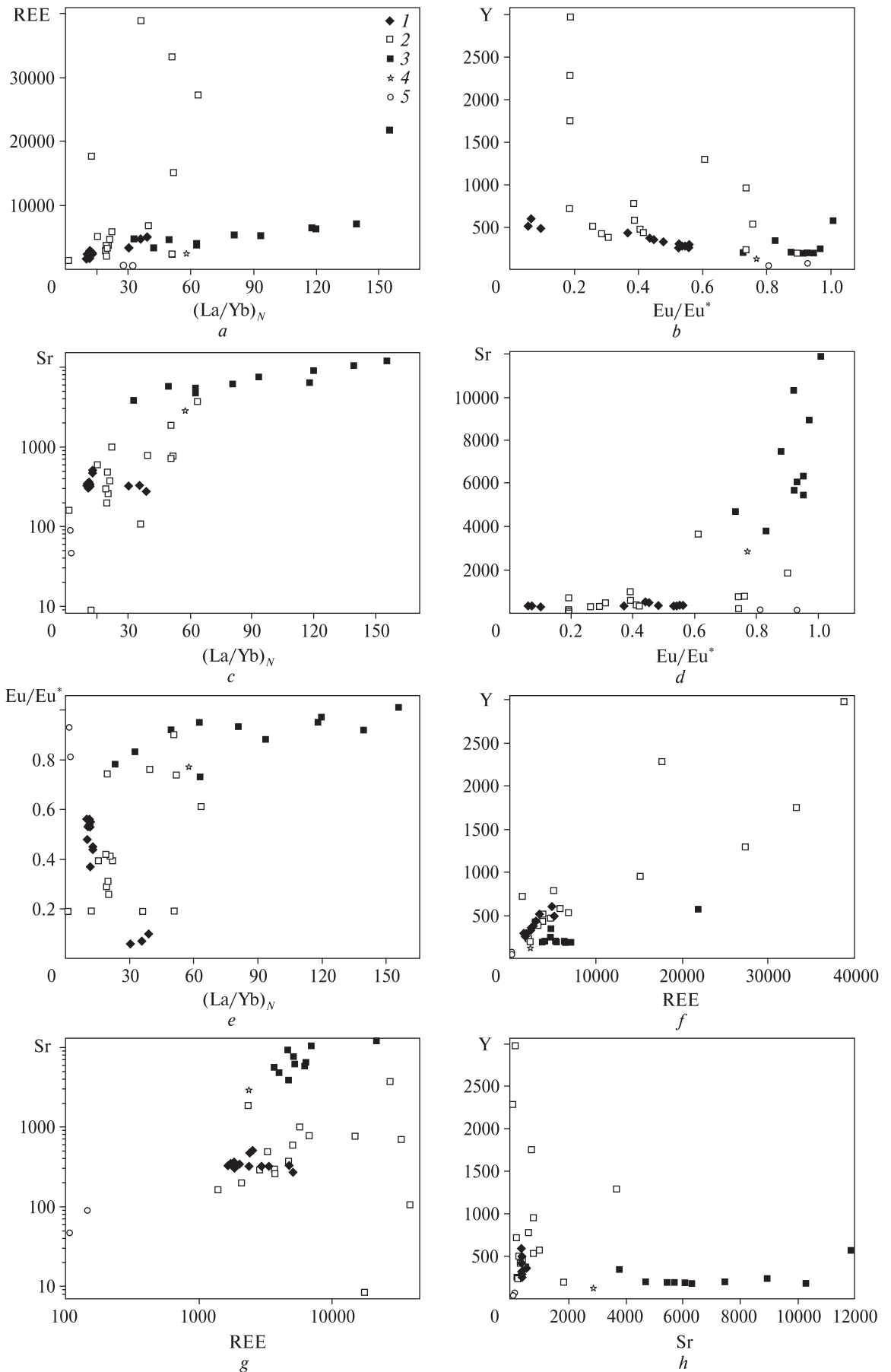
За результатами петрографічного дослідження рудних порід Носачівського родовища і рудопрояву Пенізевиці встановлено, що апатит у них міститься в незначній кількості та кристалізується в інтерстиційних проміжках між породоутворювальними силікатними мінералами та ільменітом або ж у гранофірових чи кварцових міаролоподібних ділянках [5]. У породах Носачівського родовища апатит утворює дрібні (менше 1 мм, частіше 0,2—0,5) короткопризматичні ідіоморфні, рідше видовжено-стовпчасті кристали. На відміну від рудоносних порід Коростенського плутону, в породоутворювальних мінералах та ільменіті із багатих руд Носачівського родовища включень апатиту не зафіксовано.

Під час мікрозондових досліджень апатиту Носачівського родовища виявлено такі ж, як в апатитах Коростенського плутону концентрації фтору (2,92—3,66 % F), низький вміст хлору (частіше <0,01 % Cl) та незначний — рідкісноземельних елементів (0,26—0,78 % REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub> з перевагою церієвої групи), ітрію (0,01—0,13 % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) і стронцію (0,01—0,1 % SrO) [5].

Слід відмітити, що вміст рідкісноземельних елементів, за результатами хімічного попереднього визначення, зазвичай є завищеним, оскільки до осаду REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub> входять ітрії, скандій та, можливо, інші елементи. Підтвердженням цього можуть слугувати визначення концентрації рідкісноземельних елементів в апатиті із габроїдів Федорівського [14] та Стремигородського родовищ, виконані сучасними методами (JCP-MS).

Отримані авторами значення вмісту REE, Y і Sr у досліджених апатитах P-Fe-Ti родовищ УЩ наведені в табл. 2 і подібні до даних, отриманих раніше по апатиту Федорівського масиву [14]. Апатит у згаданих родовищах є одним з головних мінералів-концентраторів REE і Y, оскільки спостерігається чітка позитивна кореляція між вмістом P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> і REE у породі.

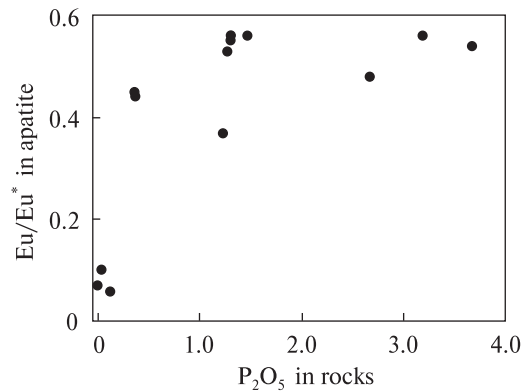
278/ 197	237/ 824	188/ 865	1585/ 42	8/569	280/ 597	481/963	598	365/ 964	640/ 965	3893/ 2012	3739/ 2043	72/196	136/ 189	Kh	2031/ 54-55	19Г/28	19Г/43
253,8	289,7	8,5	479,0	11851,1	6296,3	5446,8	10288,6	8935,2	5676,1	7460,6	6066,0	4673,7	3772,6	44721,0	2837,3	89,3	46,3
506,2	416,7	2280,7	376,3	570,2	182,2	189,4	183,1	191,7	243,5	200,4	187,6	200,6	336,0	407,1	119,0	69,3	41,6
656,6	488,8	2343,0	384,9	5111,5	1246,9	634,3	1280,7	1181,5	668,1	1043,4	1007,8	878,1	933,2	2601,9	393,0	17,6	12,9
1525,0	1170,4	7146,5	1263,6	10446,8	2971,8	1600,3	3302,0	2887,0	2007,9	2389,7	2510,6	1891,1	2139,0	4297,9	1022,6	44,9	32,8
195,1	150,9	1028,6	185,8	1118,1	356,9	208,9	402,4	353,6	275,3	287,9	309,0	213,6	259,1	403,2	135,8	6,1	4,8
856,5	646,4	4390,0	850,9	4114,7	1400,5	906,9	1550,6	1387,1	1187,2	1145,4	1214,1	797,2	1022,7	1378,6	605,4	28,6	20,8
165,3	128,0	905,8	227,0	422,6	187,0	146,7	204,6	202,4	201,6	140,1	140,4	94,7	137,5	180,5	94,0	7,8	6,3
12,9	11,8	51,3	20,6	104,7	45,4	39,1	48,5	51,1	51,1	31,2	32,2	18,9	32,0	53,41	19,3	2,7	1,8
137,3	119,5	751,2	182,6	236,1	114,6	106,7	126,6	128,7	142,1	83,7	80,2	66,4	101,6	134,72	62,8	10,41	7,70
18,66	15,41	97,42	23,401	24,51	12,77	12,68	14,07	14,93	16,45	8,98	8,42	7,81	13,03	18,98	6,34	1,87	1,40
97,75	80,19	494,98	96,707	106,79	52,58	53,79	56,69	59,80	68,75	37,89	37,26	36,61	64,89	80,54	24,96	11,23	8,86
16,51	13,18	75,80	11,885	16,56	7,23	7,33	7,60	7,87	9,73	6,28	6,09	6,40	11,37	12,30	3,70	2,15	1,50
40,13	33,29	212,01	26,477	40,81	15,04	15,28	15,36	16,06	20,55	15,20	15,04	16,37	29,41	27,60	8,53	6,23	4,35
4,70	3,78	26,43	2,679	4,82	1,61	1,58	1,51	1,60	2,11	1,70	1,76	1,91	3,63	2,93	0,93	0,95	0,58
21,79	17,30	128,76	12,902	22,20	7,13	6,81	6,19	6,66	9,10	7,53	8,42	9,44	19,17	12,08	4,59	5,51	3,34
2,91	2,60	17,08	1,726	2,61	0,91	0,86	0,72	0,77	1,14	0,93	1,13	1,38	2,94	1,31	0,72	0,95	0,50
<b>3751</b>	<b>2881</b>	<b>17669</b>	<b>3291</b>	<b>21773</b>	<b>6420</b>	<b>3741</b>	<b>7018</b>	<b>6299</b>	<b>4661</b>	<b>5200</b>	<b>5372</b>	<b>4040</b>	<b>4770</b>	<b>9206</b>	<b>2383</b>	<b>147</b>	<b>108</b>
0,26	0,29	0,19	0,31	1,01	0,95	0,95	0,92	0,97	0,92	0,88	0,93	0,73	0,83	1,05	0,77	0,93	0,81
1,00	1,01	1,08	1,11	1,02	1,04	1,03	1,08	1,05	1,10	1,02	1,05	1,02	1,02	0,98	1,04	1,02	0,97
20,36	19,09	12,30	20,16	155,61	118,14	62,90	139,71	119,90	49,60	93,57	80,85	62,87	32,89	145,6	57,91	2,15	2,61



Апатити з таких родовищ характеризуються помірною концентрацією REE (1672—5088 ppm), Y (252—593 ppm) та Sr (272—509 ppm), як і в рудоносних (апатит-ільменітових, ільменітових) габроїдах, що генетично пов'язані з анортозитовими масивами світу [18, 23, 27]. Характерна постійна перевага легких REE (LREE) над важкими (HREE). Для цих родовищ спостерігається слабка позитивна кореляція між  $\Sigma\text{REE}$  і  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  (рис. 2, *a*). Хондритнормовані спектри REE мають негативний нахил, а значення співвідношення  $\text{La}/\text{Yb}$  ( $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ) варіює в різних масивах від 10 до 40, хоча для апатитів із апатит-ільменітових родовищ (Федорівське, Стремигородське) воно не перевищує 13. У суттєво ільменітових рудах (Носачівське родовище і рудопрояв Пенізевичі) апатити характеризуються підвищеною концентрацією REE за рахунок збільшення вмісту LREE ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 30\text{—}39$ ), хоча пропорційно зростає і частка Y (табл. 2). Очевидно, ступенем диференційованості порід визначається і концентрація Y в апатитах, оскільки проявляється тенденція до збільшення його вмісту зі зменшенням  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (рис. 2, *b*). Для Федорівського родовища було простежено тенденцію поступового зростання  $\Sigma\text{REE}$  та Y в апатиті (вгору за розрізом) із зменшенням значення  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ . У габроїдах нижньої частини цього масиву апатит характеризується найнижчим вмістом REE (1672 ppm) та найменшим значенням негативної Eu-аномалії (0,56), яка поглиблюється вгору за розрізом (до 0,47—0,36) [14]. Така ж "глибока" негативна Eu-аномалія (0,44—0,45) відмічається і в Стремигородському родовищі (табл. 2). Концентрація REE (2418—2535 ppm) та Y в апатиті з останнього є подібною до вмісту цих елементів у апатиті Федорівського родовища за близьких значень  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ . У Стремигородському і

◀ *Рис. 2.* Варіаційні діаграми геохімічних характеристик апатиту: 1 — рудоносні габроїди анортозит-рапаківі-гранітних плутонів (разом з даними [14]); 2 — породи габро-сієнітових масивів; 3 — лужно-ультраосновні породи і карбонатити; 4 — метапіроксеніт Голосківського родовища; 5 — кальцифіри Троянківського рудопрояву

*Fig. 2.* Variations of apatite chemical compositions: 1 — ore-bearing gabbroids from anorthosite-rapakivi granite plutons (with data [14]); 2 — rocks of gabbro-syenitic complexes; 3 — alkaline-ultrabasic rocks and carbonatites; 4 — metapyroxenite of the Goloskiv deposit; 5 — calciphyres of the Trojanka occurrence



*Рис. 3.* Кореляція між  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в апатитах і вмістом фосфору в рудоносних габроїдах АРГП УЩ

*Fig. 3.* Correlation of  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  in apatites with phosphorus content in ore gabbroids of ARGP of the USH

Федорівському родовищах найбільш збагачені титаном породи кристалізуються в нижніх частинах розшарованих серій, в апатитах з яких зафіксовано найбільші значення  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ . Через недостатню кількість аналітичних даних важче статистично визначити закономірності поведінки REE та Y в апатитах Носачівського родовища і рудопрояву Пенізевичі, яким властиві аномально низькі значення  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в апатиті (рис. 1, *a*) [6]. Проте загальною особливістю апатитів зі згаданих родовищ є поступове зменшення вмісту фосфору із поглибленням Eu-аномалії в апатиті (рис. 3).

Хондритнормовані спектри розподілу REE в апатитах із апатит-ільменітових та ільменітових габроїдів у межах АРГП мають подібні форми і майже субпаралельне розташування (рис. 1, *a*), пологий кут нахилу зі значними негативними Eu-аномаліями, притаманними хондритнормованим спектрам апатитів з інших порід Коростенського плутону [11]. Надзвичайно низькі значення  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (0,06—0,10), більш характерні для апатитів із гранітів і гранітних пегматитів [15], є відмінністю апатитів із ільменітових габро-норитів Носачівського родовища і рудопрояву Пенізевичі (рис. 1, *a*). Інтерпретація цих спектрів наведена в окремій публікації [6]. Нагадаємо лише, що, на нашу думку, такі аномально низькі значення  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в апатиті пояснюються не лише інтенсивним плагіоклазовим фракціонуванням, а й іншими (ніж для Стремигородського і Федорівського родовищ) умовами кристалізації (низькою  $f_{\text{O}_2}$ ) [6]. Як наслідок, апатити рудоносних (суттєво ільменітових із незначним вмістом апатиту) норитів Носачівського родовища і рудопрояву



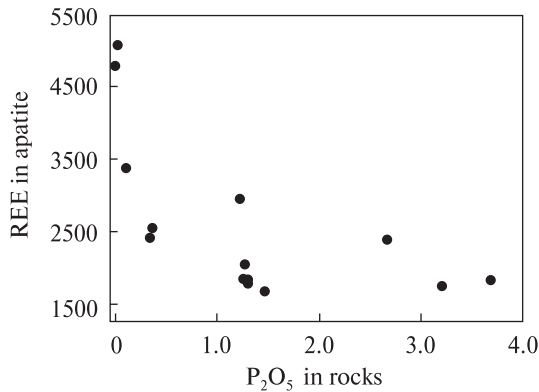


Рис. 4. Кореляція між концентрацією REE в апатитах і вмістом фосфору в рудоносних габроїдах АРГП УЩ  
 Fig. 4. Correlation of REE concentration in apatites with phosphorus content in ore gabbroids of ARGP of the USH

Пенизевичі мають інші геохімічні характеристики, а саме: підвищені значення концентрації REE та Y, вищі —  $(La/Yb)_N$ , надзвичайно глибокі негативні Eu-аномалії. Якщо підвищений вміст REE можна пояснити незначним вмістом апатиту (як головного їхнього концентратора), то незвично глибокі негативні Eu-аномалії найбільш задовільно пояснює інтенсивне плагіоклазове фракціонування та перебування Eu в розплаві переважно у двовалентному стані (відновні умови), коли він акумулюється плагіоклазом. Як вже згадувалося [5], габроїди Носачівського родовища відрізняються від подібних родовищ ільменіту та апатиту України та світу підвищеною залізистістю піроксенів та олівіну, надзвичайно низьким вмістом (до повної відсутності) гематитового міналу в ільменіті, відсутністю первинного магнетиту, постійною наявністю в породах графіту. Такі особливості мінерального складу разом з геохімічними особливостями апатиту, вірогідно, вказують на кристалізацію рудоносних порід Носачівського родовища і Пенизевичького рудопрояву на більшій глибині за низької  $f_{O_2}$ . Очевидно, що абісальні умови кристалізації та, як наслідок, низькі значення  $f_{O_2}$  у розплаві обумовлюють глибокі Eu-аномалії ( $Eu^{2+}/Eu^{3+} \ll 1$ ). Тому переважно Eu у магматичному розплаві перебував у двовалентному стані і входив до складу плагіоклазів. Як приклад зворотної ситуації можна згадати нельсоніти анортозитового масиву *Labrieville* (Канада) [23], де значною фугитивністю кисню пояснено відсутність негативних Eu-аномалій в апатиті та високий вміст  $Fe_2O_3$  в ільменіті (гемойльменіті).

Апатити рудоносних габроїдів з АРГП УЩ мають низьку концентрацію Sr (рис. 1, a; 2, c, d, g, h), хоча апатит у цих породах є одним з головних його концентраторів [25]. Через незначну кількість наявних результатів аналізу виявити певні закономірності у розподілі Sr досить важко, особливо це стосується Носачівського родовища і рудопрояву Пенизевичі, в апатитах яких фіксується подібна до апатитів родовищ Коростенського плутону концентрація Sr. Детальніше варіації розподілу Sr в апатиті простежено на прикладі Федорівського родовища, у нижній і верхній частинах якого вміст Sr досить сталий (від 305 до 361 ppm). Проте в апатитах центральної частини розширеної серії цього масиву (MZ, за [14]), простежується зменшення концентрації Sr із поглибленням негативної Eu-аномалії. Певне зростання вмісту Sr відбувається в апатиті Стремигородського родовища (470—509 ppm), що, можливо, пов'язане з дещо нижчим вмістом CaO (8,76—8,94 %) в рудних троктолітах (порівняно з рудними габроїдами Федорівського родовища — 9,75—11,84 % CaO). Як показують експериментальні дані [25], коефіцієнт розподілу Sr між апатитом і силікатним розплавом ( $D_{Sr}^{ap/melt}$ ) залежить від кількості CaO у розплаві (зі збільшенням вмісту CaO знижується  $D_{Sr}^{ap/melt}$ ). Загалом же вміст Sr в апатитах габроїдів невисокий, що зумовлено "конкуренцією" з боку плагіоклазу, який ефективно вилучає цей елемент з розплаву. Це є причиною того, що в апатитах кінцевих диференціатів АРГП — гранітах рапаківі — вміст Sr різко знижується (до 6—15 ppm) (Есипчук, 1988).

Внаслідок зростання концентрації некогерентних елементів (REE, Y) у кінцевих диференціатах магматичного розплаву, що виникають у процесі кристалізації в магматичних камерах, відбувається закономірне підвищення їх концентрації в апатитах із цих порід. Так, максимальна концентрація REE та Y встановлена в апатитах із найбільш диференційованих габроїдів (з найменшими значеннями  $Eu/Eu^*$ ) (рис. 2, b). Ще однією можливою причиною, що зумовлює збагачення апатитів із кінцевих диференціатів на некогерентні елементи, є зменшення в них концентрації фосфору (рис. 4). Подібну залежність зафіксовано в апатитах із нельсонітів і рудних габро-норитів анортозитових масивів Північної Америки [23]. Така ж закономірність підтверджується і експериментальними даними [25], де коефіцієнт розподі-

лу REE між апатитом і силікатним розплавом суттєво зростає зі зменшенням в останньому концентрації  $P_2O_5$ .

Значні негативні Eu-аномалії в хондрит-нормованих спектрах REE із апатитів рудоносних порід таких масивів, на нашу думку, добре узгоджуються із загальноприйнятим уявленням про формування титан-фосфатних родовищ АРГП УЩ в умовах інтенсивного процесу кристалізаційної диференціації та значного фракціонування плагіоклазу. Останнє також підтверджується особливостями їх геологічної будови, петрографічними і мінералогічними ознаками.

**Апатит у масивах габро-сієнітової формації УЩ.** Загальною особливістю формування таких масивів є подібний напрямок у кристалізації порід — від ранніх меланократових порід (габро, піроксенітів, перидотитів) до кінцевих — лужних сієнітів, фойяїтів і нефелінових порід агпайтового складу. Вважається, що провідна роль в еволюції вихідних розплавів для габро-сієнітових комплексів належить кристалізаційній (за фенерівським або боуеновським трендами) диференціації (зі значним польовошпатовим фракціонуванням) первинного основного розплаву (сублужного або лужного базальту).

У меланократових породах деяких масивів Приазов'я (Октябрський, Малотерсянський, Зірка) апатит присутній лише в акцесорній кількості з загальною тенденцією до зменшення вмісту (аж до повного зникнення) від ранніх меланократових до пізніх сієнітових диференціатів (маріуполіти, фойяїти, лужні сієніти). Винятком є казанскіти, ферогортонолітові та рудні габро Південно-Кальчицького масиву, вміст апатиту в яких може бути досить високим (до 3,87 %  $P_2O_5$ ) [13], тоді як в сієнітах цього масиву концентрація фосфору також незначна (0—0,46 %  $P_2O_5$ , в монцосієнітах — іноді до 1,26 %). Подібна тенденція спостерігається і для Давидківського масиву, в габроїдах якого встановлено підвищений вміст фосфору (до 5,9 %  $P_2O_5$ ), тоді як у плагіоклазитах і сієнітах цього масиву концентрація  $P_2O_5$  завжди не перевищує 0,4 % (зрідка до 0,76). Давидківський масив ми вважаємо прикладом сієнітового тренду розвитку АРГП і відносимо його до габро-сієнітової формації [8].

Меланократовим породам (піроксеніти, перидотити, габроїди) з ільменіт-титаномагнетитовою мінералізацією Покрово-Кириївського

масиву також властива незначна концентрація фосфору (не перевищує 0,3 %  $P_2O_5$ ) зі зменшенням (до повного зникнення) у трахітах, псевдолейцитових і нефелінових сієнітах, грорудитах.

За результатами попередніх досліджень [8, 10, 11], показано, що апатити з порід габро-сієнітових масивів УЩ належать до фтор-різновидів. Для більшості масивів вміст фтору в апатиті змінюється в межах 2,1—2,5 %. Дещо менше фтору (1,60 % F) відмічено в апатиті із рудного піроксеніту Покрово-Кириївського масиву. Найбільш високофтористі різновиди (до 3,89 % F) апатиту, за даними мікрозондового дослідження, були виявлені у агпайтових фонолітах Октябрського масиву (неопубліковані дані).

Із другорядних компонентів в апатитах цієї формації найчастіше фіксуються  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  і  $REE_2O_3$ . Здебільшого концентрація REE не перевищує одного відсотка, хоча підвищена концентрація іноді спостерігається в апатитах із сієнітів Давидківського (1,0—1,5 %) і Малотерсянського (4,6 %) масивів [8]. Винятком є Y-apatити і рідкісноземельні апатити (до 7,90 %  $Y_2O_3$  в ітроапатиті і 0,50—1,80 — в апатиті) із пегматоїдних сієнітів і змінених граносієнітів ендоконтактової частини Південно-Кальчицького масиву (що спостерігалися у вигляді включень або псевдоморфоз у бритолїті або зростках із монацитом), де Si і REE переходять до розряду головних компонентів (1,60—7,30 і 6,4—13,99 %, відповідно,  $SiO_2$  і  $REE_2O_3$ , за незначного вмісту  $Na_2O$  — 0,20—0,40 %) [10]. Істотні значення концентрації цих елементів (3,70  $SiO_2$  і 13,4 %  $REE_2O_3$ ) зафіксовано також в апатиті (включення в бритолїті) із маріуполіту Октябрського масиву. В агпайтових фонолітах цього масиву виявлено дрібний зональний апатит, в якому від центру (0,7 %  $Ce_2O_3$ , 0,26 —  $Na_2O$ ) до периферії (7,2 %  $Ce_2O_3$ , 2,68 —  $Na_2O$ ) кристалів відбувається пропорційне зростання концентрації REE і натрію (за незначного зростання кремнію). Крім того, в апатитах із Октябрського і Південно-Кальчицького масивів наявний стронцій (0,1—0,4 % SrO).

Дослідження методом *ICP-MS* показують, що концентрація REE, Y і Sr може значно варіювати навіть у межах окремого масиву (табл. 2). Вірогідно, що варіації вмісту REE, Y і Sr можуть бути ще більшими, враховуючи результати мікрозондових досліджень апа-

титів з високою концентрацією цих елементів [10].

Хондритнормовані спектри розподілу REE в апатитах характеризуються подібними формами та субпаралельним їх розташуванням, невеликим кутом нахилу та значними негативними Eu-аномаліями (рис. 1, *b, c*). Як правило, в апатитах завжди переважають LREE, хоча зі збільшенням концентрації REE відбувається паралельне зростання вмісту HREE та ітрію (рис. 2, *f*), а  $(La/Yb)_N$  змінюється від 19 до 64 і лише в апатиті з монцосієніту Південно-Кальчицького масиву  $(La/Yb)_N$  знижується до 1,5, що характерніше для апатитів із гранітоїдних порід.

Як видно на рис. 1, *b, c*, апатити із габроїдів і сієнітових порід мають певні відмінності у концентрації та розподілі елементів-домішок. Найнижчий вміст REE властивий апатитам з габроїдів і піроксенітів цих комплексів (1404—5777 ppm) (рис. 1, *b*). Тоді як у сієнітах, особливо тих, що є найпізнішими диференціатами в межах окремого комплексу, апатити характеризуються найвищою концентрацією REE (до 38846 ppm) та Y (до 2975 ppm) (рис. 1, *c*). Відповідно, і найнижчі значення  $(La/Yb)_N$  15—22 спостерігаються в апатитах із менше диференційованих габроїдів (з певним відхиленням показника апатиту з піроксеніту Покрово-Кириївського масиву ( $(La/Yb)_N = 51$ )). Хоча досить низькі показники значення  $(La/Yb)_N$  спостерігаються і в апатитах із сієнітів Великовисківського та Давидківського масивів.

Апатит із піроксеніту Покрово-Кириївського масиву відрізняється від меланократових порід габро-сієнітової формації також незначною негативною Eu-аномалією ( $Eu/Eu^* = 0,90$ ), пониженою концентрацією REE та підвищеною — Sr, що вказує на незначну диференційованість цих піроксенітів (табл. 2; рис. 1, *b*). Ранню кристалізацію останніх підтверджує і суттєве переважання LREE та підвищена концентрація Sr (порівняно з апатитами габроїдів інших масивів габро-сієнітової формації). За геологічними даними, такі піроксеніти і перидотити (залізистість 0,39 і 0,34 відповідно) вважають першою інтрузивною фазою Покрово-Кириївського масиву і відносять до найбільш ранніх порід.

Кристалізація габроїдів Октябрського і Південно-Кальчицького масивів відбувалася із високозалізного диференційованого магматичного розплаву і супроводжувалася значним

фракціонуванням плагіоклазу, що підтверджується глибокими негативними Eu-аномаліями ( $Eu/Eu^* = 0,39—0,42$ ) у спектрах REE (рис. 1, *b*) та меншими значеннями  $(La/Yb)_N$  в апатитах з цих порід. Проте у збагаченому апатитом та ільменітом олівіновому габро Південно-Кальчицького масиву порівняно невелика (рис. 1, *b*) негативна Eu-аномалія ( $Eu/Eu^* = 0,74$ ) та понижена концентрація REE в апатиті. На наш погляд, це обумовлено кумулятивною природою цих габро і більш ранньою кристалізацією апатиту в них. Рудні габроїди Давидківського масиву характеризуються високим (0,72—0,76) коефіцієнтом залізистості ( $K_{зал} = Fe/(Fe + Mg)$ ), але мають незначну негативну Eu-аномалію в породі ( $Eu/Eu^* = 0,78$ ), що обумовлено їхньою кристалізацією без інтенсивного польовошпатового фракціонування. Апатити цього масиву характеризуються значними Eu-аномаліями, які, очевидно, спричинені кристалізацією апатиту на завершальних стадіях. Вірогідно, що для габро Давидківського масиву, як і для габро АРГП, буде проявлятися тенденція до поступового зменшення  $P_2O_5$  в породі зі зниженням  $Eu/Eu^*$  в апатитах (принаймні це впливає з отриманих даних).

Деякі інші геохімічні особливості встановлені в апатитах із сієнітових порід. А саме: підвищена концентрація REE, глибші негативні Eu-аномалії (рис. 1, *c*), особливо для апатитів із фаяліт-геденбергітових кварцвмісних сієнітів Південно-Кальчицького і Великовисківського масивів ( $Eu/Eu^* = 0,19$ ). Апатити з останніх характеризуються значною концентрацією REE та найбільшою — Y (і, відповідно, HREE) (рис. 2, *b, f*; табл. 2). Подібні геохімічні особливості (висока концентрація Y і REE та низька — Sr) також встановлено в апатитах із гранітів і гранітних пегматитів [15]. Вірогідно, що сієніти згаданих масивів кристалізувалися із залишкових високодиференційованих порцій магматичних розплавів, на що вказує і вкрай низька магнезійність цих порід та їхніх темноколірних мінералів. Винятком є апатит із монцосієніту Південно-Кальчицького масиву (останній відрізняється від фаяліт-геденбергітових кварцвмісних сієнітів підвищеним вмістом фосфору 0,6—1,3 %  $P_2O_5$ , підвищеною магнезійністю і низькою лужністю, високим вмістом Sr, Ba і низьким — Zr, Nb, Y і REE), який за подібних значень  $Eu/Eu^*$  (0,19) має низьку концентрацію REE і

підвищену — Y та HREE ( $(La/Yb)_N = 1,5$ ). Дещо інакшим є апатит із сієніту Давидківського масиву, який за суттєвої негативної Eu-аномалії характеризується низьким вмістом REE. Такий сієніт хоча і належить до високозалізистих різновидів ( $K_{зал} = 0,91$ ), проте кристалізувався із малодиференційованої порції розплаву (у породі  $Eu/Eu^* = 0,85$ ), що не акумулювала значної кількості некогерентних елементів. Втім не виключено можливість (за петрографічними даними) більш ранньої кристалізації іншого мінералу-концентратора REE (титаніт), що могло збіднювати залишковий розплав на ці елементи. На формаційну приналежність цього масиву і його генетичну спорідненість з Коростенським плутоном вказано вище.

У мезократових (до меланократових) нефелінвмісних (пуласкітах) і безнефелінових лужних сієнітах, які утворюють округлий шток в центрі Октябрського масиву, апатити також мають підвищену концентрацію REE, проте для них характерні і вищі значення  $Eu/Eu^*$  (0,61—0,76). Помірні негативні Eu-аномалії в апатитах пуласкітів, очевидно, вказують на їх кристалізацію із окремої (більш ранньої та менше диференційованої) порції магматичного розплаву. Підтвердженням цього є підвищена концентрація фосфору (0,40—0,54 %  $P_2O_5$ ), стронцію (630—1982 ppm) та барію (1621—6414 ppm) у пуласкітах, що вирізняє їх з-поміж інших лужних і нефелінових сієнітів Октябрського масиву [8]. Можливо, що апатити із найбільш пізніх сієнітових диференціатів (пегматоїдних маріуполітів, егіринових мікрофойяїтів і евідіалітових фонолітів) цього масиву також характеризуються високими значеннями концентрації REE та Y за понижених Sr (результати мікрозондових досліджень) і наявністю у спектрах REE цих порід глибоких негативних Eu-аномалій. Аргументом на користь такого припущення є результати попередніх досліджень апатиту із цих порід [10], що дозволили виявити значну негативну Eu-аномалію (0,33) в апатиті з маріуполіту Октябрського масиву. Досить суттєва негативна Eu-аномалія (0,11—0,43) відмічена цими дослідниками і для апатитів з підвищеним вмістом REE та Y-apatитів з пегматоїдних сієнітів і граносієнітів Південно-Кальчицького масиву [10]. Хоча на даному етапі досліджень виділення апатитових концентратів із таких порід ускладнюється як

надзвичайно низькою його кількістю (або його відсутністю), так і труднощами отримання чистих концентратів через наявність флюориту.

В результаті мікрозондових досліджень в апатитах із маріуполітів Октябрського масиву зафіксовано до 0,42 % SrO, а в апатитах із пегматоїдних сієнітів і граносієнітів Південно-Кальчицького масиву — 0,20, хоча апатити цих масивів і мають значні концентрації REE. За даними *ICP-MS*, концентрація стронцію, як і REE, значно варіює: від 8 ppm в апатиті з сієніту Великовисківського масиву до 3670 ppm в мезократовому сієніті Октябрського масиву (табл. 2). Загалом, спостерігається зниження його концентрації зі зменшенням  $Eu/Eu^*$  або вмісту REE (рис. 2, *d, g*), хоча така закономірність, можливо, через малу кількість результатів аналізів, не проявлена в апатитах Південно-Кальчицького масиву. Практично для всіх апатитів характерна позитивна кореляція між Sr і  $(La/Yb)_N$  (рис. 2, *c*). На концентрацію Sr, як і REE та Y, в апатитах, окрім фізико-хімічних особливостей магматичного розплаву, з якого кристалізуються вмісні породи, значно впливає вміст  $P_2O_5$  та коефіцієнт їх агпаїтності (особливо для сієнітових диференціатів). Так, загальною особливістю апатитів габро-сієнітових комплексів є зростання концентрації Y та REE (особливо це характерно для сієнітових порід) за зменшення  $Eu/Eu^*$  (рис. 2, *b, f*). Можливо, цим пояснюється загальна тенденція до зменшення концентрації Sr і збільшення — REE та Y як в апатитах, так і у вмісних породах, від меланократових до сієнітових різновидів. У останніх під час кристалізаційної диференціації відбувається накопичення некогерентних елементів (REE, Y), що спричиняє підвищений їх вміст у апатитах.

**Апатит у масивах лужно-ультраосновної формації УЩ.** У лужно-ультраосновних породах УЩ апатит належить до найбільш розповсюджених акцесорних мінералів, а часто стає і породоутворювальним. Підвищена концентрація фосфору в лужних силікатних породах та генетично пов'язаних з ними карбонатитах є характерною особливістю більшості лужно-ультраосновних і карбонатитових масивів світу.

Апатит із лужних порід та карбонатитів України вже неодноразово ставав предметом дослідження. Проте це стосується переважно апатиту Чернігівського карбонатитового масиву [3, 9, 11]. Із лужних порід західної частини УЩ іншими дослідниками раніше було

вивчено лише деякі спектроскопічні особливості апатиту із Проскурівського масиву (Побужжя) (Царовский и др., 1980).

Розподіл фосфору в однотипних породах із різних масивів лужно-ультраосновної формації УЩ має неоднорідний характер і, очевидно, регіональні особливості. Так, у карбонатах, фоскоритах і твейтозит-піроксенітах Чернігівського масиву апатит міститься в породоутворювальній кількості. Підвищеною апатитомістністю характеризуються також інші меланократові силікатні породи цього масиву, зокрема лужні піроксеніти та ійоліт-мельтейгіти, в яких вміст апатиту може досягати породоутворювальної кількості. У твейтозитах концентрація  $P_2O_5$  досягає 11,8 %. Проте найбільше апатиту спостерігалось у фоскоритах (до 28,56 %  $P_2O_5$ ), хоча значні концентрації фосфору також відомі в рингітах (до 16,1 %  $P_2O_5$ ) та бекфорситах (до 10,9 %) масиву [4, 8]. Як відомо, до карбонатитів Чернігівського масиву приурочене Новополтавське апатит-рідкіснометалеве родовище [12]. Воно є найбільшим родовищем такого типу в Україні, де окрім апатиту містяться промислові чи підвищені концентрації пірохлору, гатчетоліту, колумбіту, церієвого фергусоніту, монациту, баделейту, циркону, молібденіту тощо.

У лужно-ультраосновних масивах Дністрово-Бузького району УЩ наявність карбонатитів поки що не доведена, але лужні силікатні породи також мають підвищений вміст фосфору, переважно не вище від 1 %  $P_2O_5$ . Породоутворювальні концентрації апатиту відмічено тільки в окремих різновидах піроксенітів цих масивів у приконтаткових з фенітами зонах. Підвищений вміст фосфору зафіксовано також у меланократових твейтозитах Проскурівського масиву (до 5,04 %  $P_2O_5$ ). У периферичній зоні останнього однією свердловиною було розкрито брекчієподібну породу, зцементовану кальцитом із підвищеним вмістом апатиту (до 20 %). Водночас інтрузії якупірангітів і мельтейгітів (Городницька і Плумчанська) Північно-Західного блоку УЩ характеризуються надзвичайно низькою, як для такого типу порід, концентрацією фосфору — зазвичай 0,1—0,2 %  $P_2O_5$ , рідше — до 0,40.

За концентрацією фтору всі проаналізовані апатити із масивів лужно-ультраосновної формації УЩ належать до фтороapatитів. У апатиті Чернігівського масиву зафіксовано найвищу його концентрацію (до 4 % F) [8]. У Проску-

рівському і Антонівському масивах концентрація фтору в апатитах змінюється в межах 2,1—2,8 і 2,0—3,2 % відповідно. Крім того, в цих апатитах постійно фіксували підвищену концентрацію REE. Особливо значні варіації вмісту останніх характерні для Чернігівського масиву (0,8—11,0 %  $REE_2O_3$ ) [3, 8, 9, 11], тоді як в апатитах Проскурівського і Антонівського масивів — лише до 2 %  $REE_2O_3$ .

Як показують наші дослідження, для апатитів більшості порід лужно-ультраосновної формації УЩ характерні значні концентрації REE, Sr за пониженої ролі Y. У проаналізованих зразках найбільшу концентрацію REE виявлено в апатиті із лужного сієніту Чернігівського масиву. Проте в цьому масиві трапляються апатити зі значно вищим вмістом REE (до 11 %  $REE_2O_3$ ), що мають специфічні особливості. На жаль, через недостатню кількість матеріалу ми не змогли виконати дослідження таких апатитів за допомогою *ICP*.

Характерною особливістю всіх проаналізованих апатитів із порід лужно-ультраосновної формації УЩ є значне переважання LREE над HREE. Так, найбільші значення  $(La/Yb)_N$  спостерігаються в апатитах Чернігівського масиву, а максимальне отримане в апатиті із лужного сієніту (156). У карбонатитах цього масиву простежуються значні варіації  $(La/Yb)_N$  (50—140). Судячи з опублікованих раніше матеріалів, у апатитах із карбонатитів Чернігівського масиву концентрація LREE може бути ще більшою, а співвідношення  $(La/Yb)_N$  досягати 377 [3] і навіть 1013, за [11]. В апатитах Проскурівського масиву  $(La/Yb)_N$  зменшується від мельтейгітів (93) до нефелінових сієнітів (81) за незначної варіації концентрації Y (200—187 ppm). Подібні закономірності притаманні й апатиту з Антонівського масиву, де  $(La/Yb)_N$  помітно знижується від якупірангіту (63) до нефелінового сієніту (33), що позитивно корелює зі зростанням концентрації Y (від 200 до 336 ppm).

Незважаючи на різну концентрацію REE, хондритнормовані спектри REE апатитів із різних типів порід лужно-ультраосновної формації зберігають майже рівну лінію без значних негативних Eu-аномалії (рис. 1, *d*) і мають приблизно однаковий кут нахилу. Особливо це характерно для Чернігівського масиву, де фіксуються найменші негативні Eu-аномалії ( $Eu/Eu^* = 0,92—1,01$ ). В апатитах цього масиву значення  $Eu/Eu^*$  суттєво не змінюєть-

ся і є майже однаковим у лужних силікатних породах і карбонатитах. Подібним до апатитів Чернігівського масиву виявився і апатит із родовища Коашва, для якого також характерний рівний спектр із суттєвим зростанням від Lu до La та незначною позитивною (1,05) Eu-аномалією. Проте хібінський апатит має значно вищу концентрацію Sr. Для Чернігівського комплексу простежується певна залежність між значеннями Eu/Eu\* в апатиті і вмістом фосфору в породі. Так, зі збільшенням концентрації останнього зменшується (хоча і не суттєво) значення Eu/Eu\*. Для апатитів із лужних порід Дністрово-Бузького району УЩ простежується зниження Eu/Eu\* від нефелінових сієнітів до більш меланократових різновидів порід (лужні піроксеніти, мельтейгіти) і не характерна кореляція між Eu/Eu\* і вмістом фосфору у породі.

Найявні в літературі дані щодо розподілу REE в апатитах із лужно-ультраосновних порід та генетично зв'язаних з ними карбонатитах вказують на те, що негативні Eu-аномалії не властиві хондритнормованим спектрам цього мінералу в більшості карбонатитових комплексів світу [1, 15, 17, 19, 20, 22, 24, 26]. Апатити лужно-ультраосновної формації УЩ мають і найвищий серед проаналізованих зразків вміст Sr за помірного — Y (рис. 1, *d*; 2, *b*, *c*, *g*, *h*). Відзначена геохімічна особливість останніх суттєво відрізняє їх від апатитів габро-сієнітової формації та P-Fe-Ti родовищ АРГП УЩ. Як і Eu/Eu\*, вміст REE в апатитах із Чернігівського комплексу також залежить від вмісту фосфору у породах. Так, апатит з лужного сієніту (0,12 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) має підвищену концентрацію REE (21773 ppm), тоді як апатит з багатого на цей мінерал бефорситу (5,8 до 10,4 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) має значно нижчий вміст REE (4661 ppm). Така закономірність спостерігалась і в експериментальних роботах з визначення коефіцієнта розподілу REE між апатитом і карбонатитовим розплавом ( $D_{\text{REE}}^{\text{Ap/Carbon}}$ ) [21]. За результатами останніх виявлено суттєве зростання  $D_{\text{REE}}^{\text{Ap/Carbon}}$  зі зменшенням фосфору у розплаві. Хоча концентрація REE в апатитах контролюється не лише типом породи і концентрацією в ній фосфору, а й вмістом кремнезему і кальцію. Наприклад, апатит у рингітах Чернігівського масиву відзначається високим вмістом REE за високого вмісту фосфору в цих породах [8]. Проте ці породи мають і значну концентрацію SiO<sub>2</sub> (до 38 %), що

також може сприяти концентрації REE в апатиті [21].

У лужних породах Дністрово-Бузького геоблоку УЩ концентрація REE в апатитах нижча та суттєво не змінюється в залежності від типу порід (меланократові — якупірангіти, лужні піроксеніти, мельтейгіти; лейкократові — нефелінові та лужні сієніти). Однак в апатитах з більш диференційованих нефелінових сієнітів прослідковується деяке збільшення концентрації HREE.

Отримані дані щодо розподілу Sr в апатитах показують, що концентрація останнього збільшується з вмістом REE і позитивно корелює зі значенням співвідношення (La/Yb)<sub>N</sub> (рис. 2, *c*, *g*). Крім того, простежується зниження вмісту Sr зі зменшенням Eu/Eu\*. Очевидно, що вплив на концентрацію Sr в апатиті має і коефіцієнт агпатитності вмісної породи (в деяких породах високий коефіцієнт агпатитності обумовлює суттєве зростання вмісту Sr). Підвищений вміст Sr спостерігається в апатитах силікатних порід і карбонатитів Чернігівського масиву. Найвища його концентрація зафіксована у рідкісноземельних апатитах масиву. Так, за різними даними в таких апатитах встановлено до 3,2 % (8,55 % REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (Воробьев, 2000) і 4,25 % SrO (11,0 % REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) [9]. У найбагатших на стронцій карбонатитах цього масиву (до 5 % у породі, до 8 — у кальциті) виявлено також багаті на Sr (4,37 % SrO) і REE (7,34 % REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) апатити з підвищеним вмістом натрію (до 1,41 % Na<sub>2</sub>O) — Na-REE апатити.

Певною мірою до апатитів із порід лужно-ультраосновної формації подібні апатити із родовищ Хібінського масиву. Однак в останньому апатити характеризуються значно вищою концентрацією Sr [1]. Проаналізований нами концентрат апатиту із родовища Коашва виявився подібним (рис. 1, *d*) за результатами раніше опублікованих ICP-MS аналізів до апатитів з Хібін [1]. Подібність хондритнормованих спектрів REE в апатитах лужно-ультраосновних комплексів УЩ і Кольського п-ва, очевидно, вказує не лише на подібність первинних магматичних розплавів, а і на аналогічні механізми їх диференціації та кристалізації.

Для апатитів деяких карбонатитових комплексів спостерігається суттєве зростання концентрації Y зі збільшенням REE [16, 20]. Проте концентрація Y у проаналізованих нами апатитах не має суттєвих варіацій і залиша-

ється близькою в різних типах порід (виокремлюється лише апатит із найвищою концентрацією REE із лужного сієніту Чернігівського масиву, табл. 2; рис. 2, *f*). Не простежується залежність між вмістом Y і  $Eu/Eu^*$  (рис. 2, *b*). Проте в апатитах з високим вмістом REE (до 11 %) концентрація Y також зростає, хоча не так інтенсивно, як в апатитах габро-сієнітової формації (рис. 2, *f*). Невиразність кореляції у співвідношенні Y і REE (рис. 2, *f*) може бути обумовлена недостатньою кількістю вимірювань і нерівномірним опробуванням апатитів із різних типів порід лужно-ультраосновної формації УЩ.

**Апатит в метагаброїдах.** У межах УЩ метагаброїди з підвищеною концентрацією фосфору відомі в двох масивах — Голосківському і Тропівському. Найбільш вивченим є Голосківський рудопрояв (Вінницька обл.). До олівінових різновидів "піроксенітів" цього прояву приурочено найвищі концентрації апатиту (до 10—20 %) [7].

За даними хімічних аналізів, у апатиті Голосківського рудопрояву окрім кальцію і фосфору відмічено, мас. %:  $SiO_2$  — 0,05—0,66;  $Na_2O$  — 0,21—0,76;  $REE_2O_3$  — 0,36—0,51; F — 1,58—2,30; Cl — 0,02—0,16. В апатиті цього рудопрояву встановлено підвищений, порівняно з габроїдами інших масивів, вміст Sr (2837 ppm) та нижчий, порівняно з даними хімічного аналізу — REE (2383 ppm), низький — Y (119 ppm). Такі геохімічні особливості апатиту з цих метагаброїдів виділяють його з-поміж рудоносних габроїдів АРГП (вища концентрація Sr) та роблять відмінним від апатитів меланократових порід габро-сієнітових масивів (низька концентрація Y) (рис. 2, *c*, *d*). Можливо, що такі метагаброїди є похідними магм типу шошонітів, для яких властиві висока концентрація Sr та Ba і низька — Nb та Ta. Ці геохімічні характеристики частково подібні до таких апатиту з піроксеніту Покрово-Киріївського масиву. На низький ступінь диференціації та, очевидно, кумулятивну природу апатитоносних піроксенітів Голосківського рудопрояву вказує і найвища серед порід цього масиву магнезійність порід (76 %) та темноколірних мінералів [7].

Концентрація REE в апатиті з Голосківського рудопрояву близька до такої в апатитах з піроксеніту і мезо- та меланократових олівінових габроїдів Федорівського і Стремигородського родовищ. Проте, як згадано вище, по-

рівняно з двома останніми, а також апатитом із габроїдів габро-сієнітових масивів, апатит метагаброїдів відрізняється підвищеною концентрацією Sr та пониженою — Y і HREE. Як і розглянуті вище апатити з порід габро-сієнітової формації та P-Fe-Ti родовищ УЩ, апатит Голосківського рудопрояву характеризується переважанням LREE (рис. 1, *a*). Підвищене значення  $(La/Yb)_N$  (57,91) разом з порівняно незначною негативною Eu-аномалією ( $Eu/Eu^* = 0,77$ ) також вказують на меншу диференційованість апатитоносних метапіроксенітів цього рудопрояву, ніж в інших габроїдах УЩ. Ці геохімічні відмінності апатиту Голосківського рудопрояву пояснюються специфічним для УЩ типом вихідних розплавів, з яких формувалася розшарована серія цього рудопрояву. На відміну від титанистих габроїдів, пов'язаних з АРГП УЩ і материнських для розглянутих вище апатит-ільменітових родовищ, для Голосківського рудопрояву вихідною магмою, очевидно, була низькотитаниста магма типу шонкінітів-абсарокітів.

**Апатит кальцифірів.** Апатит у кальцифірах як акцесорний мінерал трапляється порівняно часто. Відома низка апатитоносних рудопроявів (Троянківське, Казанківське, Лукашівське), проте родовищ у зв'язку з кальцифірами в межах УЩ не виявлено. Нами проаналізовано два концентрати апатиту з кальцифірів Троянківського рудопрояву (колекція В.В. Рябокonia). Апатит наявний у цих породах у підвищеній кількості (2—3 %). На контакті так званих габро-норитів (кристалосланців?) і жильних плагіогранітів відмічаються скупчення апатиту (до 5 %). У корках вивітрювання вміст апатиту зростає до 9 % (іноді фіксується до 18 %  $P_2O_5$ ). Вважають, що апатит у цих рудоносних кальцифірах має метасоматичне походження, хоча ми схильні вважати його первинно осадовим (за даними попередніх дослідників — звіти геологічних експедицій та результати ізотопно-геохімічних досліджень).

Вміст REE (108—147 ppm) у монофракція апатиту кальцифірів виявився найнижчим серед апатитів з інших типів апатитоносних порід УЩ. Досить низька також концентрація Sr (46—89 ppm) та Y (41—69 ppm). За такими геохімічними ознаками вони різко відрізняються від апатитів карбонатитів (або карбонатних порід подібного мінерального складу) (рис. 2, *a—h*). Незвичним і несподіваним вия-

вився також спектр REE цих двох апатитів (рис. 1, *d*): майже недиференційований із несуттєвими негативними Eu-аномаліями (0,93—0,81) і незначним збагаченням LREE ( $(La/Yb)_N = 2,15—2,61$ ). На жаль, концентрація Sr в кальцитах не визначена, але, за даними В.В. Рябокonia (архів відділу петрології), його вміст у апатитоносних кальцифірах дуже низький (0,001—0,01 %), трохи більший ніж в апатиті. Хондритнормовані спектри REE подібних форм характерні для деяких архейських порід осадового походження (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Судячи зі значення  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,705 в апатиті і 0,706 в кальциті), певну роль у формуванні цих кальцифірів відігравав стронцій корового походження. Хоча для подібних кальцифірів можна було б очікувати і вищого значення цього співвідношення (до 0,716—0,724). Можливо, такі порівняно невисокі значення  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в апатитах із кальцифірів Троянківського рудопояву зумовлено древнім (архейським ?) віком цих порід.

**Обговорення та висновки.** Отримані ICP-MS дані з розподілу елементів-домішок у апатитах ще раз підтверджують його важливу роль як мінералу-індикатора умов кристалізації магматичних порід. На прикладі апатитів із п'яти типів порід різного генезису і формаційної приналежності отримані досить контрастні результати — концентрації та особливості розподілу характерних елементів-домішок. Показано, що апатит може суттєво відрізнитися за значеннями вмісту REE, Y і Sr, за формою хондритнормованих спектрів REE,  $Eu/Eu^*$  і  $(La/Yb)_N$  співвідношеннями залежно від генетичної належності до певної асоціації (формації) порід. Важливими чинниками, що впливають на геохімічні характеристики апатитів, є хімічний склад вихідного магматичного розплаву, з якого кристалізується порода, ступінь його диференційованості і механізм кристалізації, насиченість системи фосфором, послідовність і час кристалізації мінералів, фізико-хімічні параметри магматичної системи.

Зв'язок геохімічних особливостей апатиту з формаційною належністю вмісних порід є досить показовим, навіть на невеликому за обсягом аналітичному матеріалі, що його викладено в цій статті. Інформативними в цьому плані є хондритнормовані спектри REE. Форми їх для апатитів з різних масивів рудоносних габроїдів Коростенського та Корсунь-

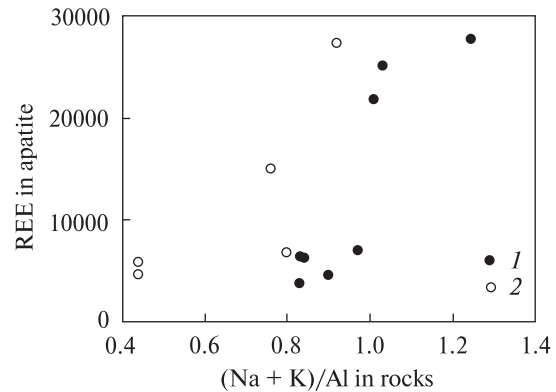


Рис. 5. Залежність концентрації REE в апатитах від коефіцієнта апатитності вмісних порід. Масиви: 1 — Чернігівський (дані ICP-MS і мікрозондових досліджень); 2 — Октябрський

Fig. 5. The correlation between REE concentration in apatites and apatite coefficient of host rocks. Massifs: 1 — Chernigivka (data ICP-MS and microprobe analyses); 2 — Okiyabrsky

Новомиргородського плутонів суттєво не відрізняються, що вказує на подібний склад вихідних розплавів і механізм їх кристалізації. Геохімічні особливості апатитів у таких масивах найкраще узгоджуються із механізмом кристалізаційної диференціації з інтенсивним польовошпатовим фракціонуванням. Кристалізаційна диференціація збіднених на REE та ітрій вихідних розплавів, очевидно, зумовлює несуттєві варіації вмісту цих елементів у апатитах із ранніх та пізніх диференціатів, ступінь диференційованості яких позначається на  $(La/Yb)_N$ ,  $Eu/Eu^*$  в апатитах. Втім величина  $Eu/Eu^*$  в апатитах із габро АРГП не завжди відображає ступінь кристалізаційної диференціації та інтенсивність польовошпатового фракціонування, але й залежить від фугітивності кисню в магматичній системі.

Серед відібраних концентратів апатиту найнижчий вміст REE, низьке значення  $(La/Yb)_N$  та наявність у спектрах REE глибоких (та дуже глибоких) негативних Eu-аномалій властиві габроїдам АРГП і габро-сієнітових комплексів. Апатити із габроїдів різних формацій подібні за концентрацією Y, що обумовлює їх часткове перекриття на варіаційних діаграмах. Низька концентрація REE спостерігається і в апатиті з метагаброїдів, однак він відрізняється нижчим вмістом Y і вищим — Sr. Деяке зростання вмісту REE та Y характерне для апатитів із ільменітоносних (без титаномангнетиту) габроїдів АРГП у порівнянні з габроїда-



ми, які мають апатит-титаномагнетит-ільменітове або апатит-ільменітове зруденіння.

У масивах габро-сієнітової формації УЩ апатити мають значні варіації концентрації елементів-домішок, що відображає як багатозначність формування таких масивів, так і контрастні геохімічні характеристики різних за складом порід. Особливості еволюції геохімічного складу апатиту цієї формації, як і апатиту з рудоносних порід АРГП УЩ, пояснюються кристалізацією габро-сієнітових масивів за механізмом розшарованих інтрузій (з інтенсивним польовошпатовим фракціонуванням). Принаймні з цим узгоджується поглиблення в апатитах негативних Eu-аномалій від ранніх меланократових порід до сієнітових диференціатів (окрім малодиференційованих сієнітів, що кристалізувалися одразу після габро і перидотитів). У цьому ж напрямку зростає концентрація REE та Y, зокрема у апатитах з високодиференційованих (Eu/Eu\* = 0,19) сієнітів. Спектри REE апатитів із таких сієнітів мають суттєві негативні Eu-аномалії за постійного переважання LREE, хоча частка HREE пропорційно зростає зі збільшенням вмісту REE. Незначні негативні Eu-аномалії (підвищені значення Eu/Eu\*) характерні лише для апатитів із ранніх меланократових порід (деякі з них мають кумулятивне походження). На концентрацію цих елементів в апатитах впливає як диференційованість вмісних порід, так і коефіцієнт агаїтності (особливо в породах з підвищеним вмістом лугів). Проте загальна тенденція в зростанні вмісту некогерентних елементів та зменшення концентрації Sr (від ранніх інтрузивних фаз до найбільш пізніх) в апатитах може порушуватися, якщо такі сієніти кристалізувалися з окремих порцій магматичного розплаву, як це встановлено для апатитів із пуласкітів Октябрського масиву. Очевидно, що на кристалізацію апатиту впливає також контамінованість глибинних розплавів коровим матеріалом [6]. Для деяких масивів виявлено, що у приконтактовій частині з кварцвмісними породами (гранітоїдами і, особливо, кварцитами) інтенсивно виділяється апатит. Кристалізація останнього відбувається як в ендоконтактових частинах інтрузії, так і екзоконтактових фенітових ореолах (маганітах масиву Маган Маймеча-Котуйської провінції).

За наявними даними, в масивах габро-сієнітової та лужно-ультраосновної формації

простежується певна закономірність між концентрацією REE в апатитах та коефіцієнтом агаїтності породи ( $K_{ar}$ ) (рис. 5). Підвищена агаїтність ( $K_{ar} \geq 1$ ) породи, вочевидь, призводить до інтенсифікації процесів гетеровалентного ізоморфізму в апатиті, що проходить за двома основними схемами — бритолітовою ( $REE^{3+} + Si^{4+} \leftrightarrow Ca^{2+} + P^{5+}$ ) і беловітовою ( $REE^{3+} + Na^{+} \leftrightarrow 2Ca^{2+}$ ). Апатити з такими схемами ізоморфізму характерні для агаїтових порід Ілімаусацького масиву (Ronsbo, 1989, 2008).

Прикладом позитивної кореляції між  $K_{ar}$  породи і вмістом REE в апатиті може бути Чернігівський масив, де в канадіті ( $K_{ar} = 0,83$ ) апатит містить 6420 ppm REE, а в лужному сієніті ( $K_{ar} = 1,01$ ) — 21773 ppm. Крім того, рідкісноземельні апатити Чернігівського масиву, в яких фіксується, за різними даними, до 8,15—11,0 %  $REE_2O_3$ , трапляються в агаїтових твейтозитах і ультраагаїтових рингітах ( $K_{ar} = 5$ ). Отже, позитивна кореляція буде спостерігатися між  $K_{ar}$  породи і концентрацією Y та Sr в апатиті.

Можливо, саме міаскітовим характером лужних порід Проскурівського і Антонівського масивів можна пояснити відсутність апатитів з високою концентрацією REE, хоча позитивна кореляція між вмістом REE в апатиті і  $K_{ar}$  породи також простежується. За незначних розбіжностей у концентрації REE в апатиті з мельтейгіту і нефелінового сієніту (5200 і 5372 відповідно) Проскурівського масиву відмічаються і близькі показники  $K_{ar}$  для цих порід (0,86 і 0,94). Аналогічно, в апатиті з якупірангіту Антонівського масиву фіксується 4040 ppm REE ( $K_{ar} = 0,58$ ), а з нефелінового сієніту — 4770 ( $K_{ar} = 0,85$ ).

Подібна закономірність, імовірно, притаманна апатитам з габро та пуласкітів Октябрського масиву, які також належать до міаскітових різновидів ( $K_{ar} = 0,44$  і 0,80 відповідно). Концентрація REE в апатитах із цих порід становить 5777 і 6792 ppm відповідно. В той же час у апатиті з маріуполіту цього масиву ( $K_{ar} > 1$ ) вміст  $REE_2O_3$  може досягати 14,46 %.

Апатити із лужно-ультраосновних порід і карбонатитів УЩ характеризуються найвищою концентрацією Sr і низькою — Y за підвищеного або високого вмісту REE. Зростання концентрації REE не супроводжується інтенсивним зростанням ітрію, як це спосте-

рігалось у габро-сієнітових масивах. Проте паралельне зростання вмісту REE та ітрію можливе в апатитах з високою концентрацією REE. Досить показовим елементом для розрізнення апатитів із лужно-ультраосновних комплексів і інших масивів є Sr, концентрація якого, хоча і має значні варіації в апатиті із лужно-ультраосновних порід, є найвищою серед усіх проаналізованих концентратів апатитів. Особливо контрастною є різниця між апатитами із карбонатитів і апатитами кальцифірів, для яких встановлено надзвичайно низький вміст REE, Y та Sr. Тенденція зростання концентрації Y зі зменшенням значень  $Eu/Eu^*$ , як це спостерігалось для габро-сієнітових масивів, в апатитах лужно-ультраосновних комплексів відсутня. На відміну від інших комплексів, апатит з яких проаналізовано, апатити лужно-ультраосновної формації УЩ містять суттєво більше LREE, а у хондритнормованих спектрах їх відсутні або слабо проявлені негативні Eu-аномалії. Відсутність або невиразність негативних Eu-аномалії характерна і для порід цієї формації. Такі закономірності у розподілі елементів-домішок в апатитах і породах лужно-ультраосновних масивів УЩ вказують, на наш погляд, на їх кристалізацію за іншим механізмом диференціації (ліквіація) магматичного розплаву (чи розплавів) за незначної ролі кристалізаційної диференціації та польовошпатового фракціонування.

Апатит з розвіданих родовищ України характеризується помірним і підвищеним вмістом REE (0,5–1,0 %), порівняно низьким — Sr (<1 %) та високим вмістом фтору (2,5–3,2 %). Ці апатити вигідно відрізняються від апатиту Хібінського масиву (з високою концентрацією Sr), з якого виробляють фосфатні добрива в Україні.

Виявлені особливості розподілу REE, Y і Sr можуть бути застосовані під час вирішення питань щодо генезису і приналежності апатиту до порід різних магматичних формацій у тих випадках, коли не з'ясована геологічна позиція або відібрано зразки з кори вивітрювання. Окрім того, геохімічні особливості апатиту в ендегенних родовищах і рудопроявах фосфору можна використовувати, разом з іншими геологічними даними, як мінералогічний критерій для пошуку і локалізації ділянок з промисловими концентраціями рудних мінералів.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Редкие элементы в минералах Хибинского массива как индикаторы эволюции процессов минералообразования : результаты исследования методом LA-ICP-MS // Геохимия. — 2005. — № 1. — С. 80—95.
2. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. — Л. : Наука, 1978. — 296 с.
3. Вилькович Р.В., Пожарская Л.К. Редкие земли в кальцитах и апатитах карбонатитов Черниговской зоны // Геохимия. — 1982. — № 4. — С. 511—518.
4. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. — Киев : Наук. думка, 1981. — 227 с.
5. 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.
6. Кривдик С.Г., Дубина О.В., Самчук А.І., Антоненко О.Г. Типохімізм апатиту із багатих ільменітових руд Корсунь-Новомиргородського і Коростенського анортозит-рапакивігранітних плутонів (Україна) // Там же. — 2012. — 34, № 1. — С. 76—80.
7. Кривдик С.Г., Дубина О.В., Юрчишин А.П. та ін. Новий тип апатитоносних габроїдів у Верхньому Побужжі // Там же. — 2007. — 29, № 1. — С. 23—34.
8. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1990. — 407 с.
9. Марченко Е.Я., Еременко Г.К., Русаков Н.Ф. и др. Апатит из карбонатитов юго-западной части Черниговской зоны Приазовья // Докл. АН УССР. — 1984. — № 2. — С. 22—25.
10. Марченко Е.Я., Пожарская Л.К., Нечелюстов Г.Н., Стрекозов С.Н. Типохимические особенности иттрийсодержащих редкоземельных фосфатов Приазовья (Украинский щит) // Минерал. журн. — 1995. — 17, № 6. — С. 3—13.
11. Марченко Е.Я., Проскурин Г.П. РЗМ в апатитах Украинского щита // Мінер. ресурси України. — 1999. — № 4. — С. 26—29.
12. Металлические и неметаллические полезные ископаемые. Т. 1. Металлические полезные ископаемые / Д.С. Гурский, К.Е. Есипчук, В.И. Калинин и др. — Киев-Львов : Центр Европы, 2005. — 785 с.
13. Царовский И.Д., Кравченко Г.Л., Демьяненко В.В. Феррогортонолитовые казанскиты Приазовья — новый для Украины тип интрузивных пород // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1990. — № 10. — С. 29—34.
14. Шумлянський Л.В. Варіації хімічного складу силікатних мінералів та апатиту Федорівського апатит-ільменітового родовища (Коростенський плутон) // Мінерал. журн. — 2007. — 29, № 1. — С. 5—22.

15. *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.* Apatite as indicator mineral for mineral exploration : trace-element composition and their relationship to host rock type // *J. Geochem. Explor.* — 2002. — **76**. — P. 45—69.
16. *Brassines S., Balaganskaya E., Demaiffe D.* Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). ALA-ICP-MS study of apatite // *Lithos.* — 2005. — **85**. — P. 76—92.
17. *Bühn B., Wall F., Bas M.J.* Rare-earth element systematics of carbonatite magma evolution // *Contribs Mineral and Petrol.* — 2001. — **141**. — P. 572—591.
18. *Charlier B.* Petrogenesis of magmatic iron-titanium deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites. — Univ. de Liede, 2007. — 165 p.
19. *Dawson J.B., Steele I.M., Smith J.V., Rivers M.L.* Minor and trace element chemistry of carbonates, apatites and magnetites in some African carbonatites // *Miner. Mag.* — 1996. — **60**. — P. 415—425.
20. *Hornig-Kjarsgaard I.* Rare earth elements in sövitic carbonatites and their mineral phases // *J. Petrol.* — 1998. — **39**, No 11/12. — P. 2105—2121.
21. *Klemme S., Dalpe C.* Trace-element partitioning between apatite and carbonatite melt // *Amer. Miner.* — 2003. — **88**. — P. 636—646.
22. *Nelson E.G.* Abundance and distribution of rare-earth element and yttrium in the rocks and minerals of the Oka carbonatites complex, Quebec // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 1975. — **39**. — P. 597—620.
23. *Owens B.E., Dymek R.F.* Fe-Ti-P-rich rocks and massif anorthosite : problems of interpretation illustrated from the Labrieville and St-Urbain plutons, Quebec // *Can. Miner.* — 1992. — **30**. — P. 163—190.
24. *Phoscorites and carbonatites from mantle to mine : the key example of the Kola alkaline province / Ed. F. Wall, A.N. Zaitsev.* — London, 2004. — 498 p.
25. *Prowatke S., Klemme S.* Trace element partitioning between apatite and silicate melt // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 2006. — **70**. — P. 4513—4527.
26. *Prins P.* Apatite from African carbonatites // *Lithos.* — 1973. — **6**. — P. 133—143.
27. *The Rogaland Intrusive Massifs — an excursion guide // Norg. geol. unders. rep.* — 2001. — 029. — 139 p.

Надійшла 19.03.2012

*А.В. Дубина, С.Г. Кривдик, А.И. Самчук,  
О.П. Красюк, Ю.А. Амашукели*

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ REE, Y И Sr В АПАТИТАХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА (ПО ДАННЫМ ICP-MS)

В статье представлены результаты исследования апатита с целью изучения его геохимических характеристик и возможности применения в качестве минерала-индикатора условий рудообразования. Для определения значений концентрации характерных элементов-примесей (REE, Y, Sr) апатиты из разных типов эндогенных месторождений и рудопроявлений

фосфора Украинского щита проанализированы с помощью метода ICP-MS. Проанализированы апатиты из массивов габбро-сиенитовой и щелочно-ультраосновной формаций Украинского щита, в породах которых наблюдается повышенная концентрация фосфора или комплексное оруденение, а также из P-Fe-Ti месторождений в пределах анортозит-рапакивигранитных плутонов, апатитоносных метагабброидов и кальцифиров. Показано, что апатиты из месторождений разной формационной принадлежности существенно различаются по концентрации элементов-примесей и форме хондритнормированных спектров REE. Наиболее высокая концентрация REE характерна для апатитов щелочно-ультраосновной и габбро-сиенитовой формаций. В апатитах щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов выявлено самое высокое содержание Sr и низкое — Y, а в апатитах из габбро-сиенитовых массивов наоборот. Хондритнормированные спектры REE в апатитах из щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов имеют равные линии с отсутствующими или незначительными отрицательными Eu-аномалиями и высокие значения  $(La/Yb)_N$ . В габбро-сиенитовых комплексах спектры REE апатитов характеризуются существенными отрицательными Eu-аномалиями при повышенной роли HREE. Незначительные отрицательные Eu-аномалии присущи лишь ранним пироксенитам, слабодифференцированным (или кумулятивным) габброидам или сиенитам, кристаллизовавшимся из отдельных порций магматического расплава. Низкие значения концентрации REE отмечены в апатитах P-Fe-Ti месторождений и метагабброидов, хотя в последних наблюдается повышенное содержание Sr. Апатиту из расслоенных интрузий габброидов анортозит-рапакивигранитных плутонов присущи умеренная концентрация Y и наиболее низкое среди габброидов значение  $(La/Yb)_N$ . Для апатитов из этих пород характерны также пониженные значения  $Eu/Eu^*$ . Особенно низкие Eu-аномалии выявлены в апатитах из существенно ильменитовых руд Носачевского месторождения и рудопроявления Пенизевичи. Наиболее низкая концентрация REE и слабодифференцированные спектры с незначительными отрицательными Eu-аномалиями выявлены в апатитах из кальцифиров Троянского рудопроявления. Полученные значения концентрации Sr, REE, Y, величины  $(La/Yb)_N$  и  $Eu/Eu^*$  в апатитах могут быть использованы для диагностики формационной принадлежности апатитоносных пород, условий минералообразования и типа их минерализации.

*O.V. Dubyna, S.G. Kryvdik, A.I. Samchuk,  
O.P. Krasuk, Yu.A. Amashukeli*

#### REGULARITY OF REE, Y AND Sr DISTRIBUTION OF APATITES FROM ENDOGENIC DEPOSITS OF THE UKRAINIAN SHIELD (ICP-MS STUDY)

Results of investigation of apatite geochemistry and possibility of its use as mineral-indicator of conditions of ore formation are presented in this paper. In order to establish concentrations of the typical trace elements (REE, Y, Sr)

the apatites from different types of phosphorous endogenic deposits and ore-bearing rocks of the Ukrainian Shield were analyzed by means of *ICP-MS*. Apatites of gabbro-syenitic and alkaline-ultrabasic complexes of the Ukrainian Shield enriched in phosphorous or containing complex mineralization, as well as apatites from P-Fe-Ti deposits of anorthosite-rapakivi granite plutons, apatite-bearing metagabbro and calciphyres were studied. It is shown that apatites from different rock complexes are essentially different with respect to trace elements concentration and chondrite-normalized REE patterns. The highest REE concentrations are typical for apatites from alkaline-ultrabasic and gabbro-syenitic complexes. In apatites from alkaline-ultrabasic rocks and carbonatites the highest Sr and low Y concentrations were revealed while in apatites from gabbro-syenitic massifs concentrations of these elements have the opposite relationship. The chondrite-normalized REE patterns in apatites of alkaline-ultrabasic rocks and carbonatites are flat without or with negligible negative Eu-anomalies and high  $(La/Yb)_N$ . In gabbro-

syenitic complexes REE pattern of apatites are characterized by essentially negative Eu-anomalies and increased HREE. Small negative Eu-anomalies are typical only for earlier pyroxenites, low differentiated (or cumulative) gabbroids or syenites that crystallized from separate melt portions. Low REE contents are revealed in apatites from P-Fe-Ti deposits and metagabbro although in the latter the high Sr is observed. For apatites from layered gabbroic intrusions of anorthosite-rapakivi granite plutons moderate Y concentration, the lowest  $(La/Yb)_N$  and low Eu/Eu\* are typical. Unusually deep Eu-anomalies were found in apatites from essentially ilmenite ores of the Nosachiv deposit and Penizevichy occurrence. The lowest REE concentration and almost undifferentiated patterns with insignificant negative Eu-anomalies are displayed in apatites of calciphyres from Troyanka occurrence. The obtained data of Sr, REE, Y,  $(La/Yb)_N$  and Eu/Eu\* values from apatites can be used for diagnostics, genetical belonging of apatite-bearing rocks, mineral-forming conditions and their mineralization types.

УДК 553.3 : 550.4

**Г.Б. Наумов<sup>1</sup>, Т.К. Беркелиев<sup>2</sup>, О.Ф. Миронова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Государственный геологический музей РАН  
125009, г. Москва, Россия, ул. Моховая, д. 11, корп. 11  
E-mail: naumov@sgm.ru

<sup>2</sup> ГПБ Нефтегаз Сервисиз  
109028, г. Москва, Россия, Серебряническая наб., д. 29

<sup>3</sup> Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского РАН  
119991, ГСП-1, г. Москва, В-334, Россия, ул. Косыгина, 19

## МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

---

На базе статистического анализа мировых данных о химическом и изотопном составе флюидных включений в минералах рудных месторождений и горных пород, сформированных в разных геодинамических обстановках, дана оценка возможных источников рудообразующих флюидов.

Гидротермальные системы возникают в тесной связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных толщ.

*Я.Н. Белевцев, 1985*

В теориях эндогенного рудообразования одно из центральных мест всегда занимала проблема источника гидротермальных растворов и рудного вещества [10]. Большую часть XX в. явно господствовали представления о магматогенном источнике рудоносных растворов, отделяющихся от застывающих магматических расплавов в процессе их кристаллизации, для которых оставалось только "решить вопросы генетической связи гидротермальных месторождений с теми или иными типами изверженных пород" [29, с. 77]. Отсутствие таких связей объяснялось тем, что "общий путь гидротермальных растворов от магматического источника измеряется нередко несколькими километрами" [29, с. 147].

Значительно меньшей популярностью пользовались идеи метаморфогенного рудообразования. Не случайно в 1988 г. В.И. Смирнов

писал, что до недавнего времени "о рудоформирующей роли метаморфизма имелась сравнительно ограниченная информация, а к метаморфогенным месторождениям относилось лишь небольшое количество залежей железистых кварцитов, мраморов, кровельных сланцев" [31 с. 3]. Организационно это научное направление оформилось лишь в 1969 г., с момента создания Комиссии по метаморфогенному рудообразованию. Возглавил Комиссию Я.Н. Белевцев, приложивший максимум усилий к развитию этого направления [2], однако силы традиций и привычек существенно сковывали работы.

К концу XX в. быстрое развитие глобальной тектоники привело к появлению новой гипотезы: о существовании мантийных источников эндогенных флюидов и рудного вещества. Ее создатели "опустили" источник рудных элементов из коры в мантию: генерированные мантией плюмы приводят к возникновению крупных магматических рудообразующих систем.

© Г.Б. НАУМОВ, Т.К. БЕРКЕЛИЕВ,  
О.Ф. МИРОНОВА, 2012

тем, в которых происходит концентрирование типичных для верхней мантии рудных элементов [15].

В условиях существования диаметрально противоположных гипотез в ходе обобщения накапливающегося эмпирического материала возникли представления о конвергентности рудных месторождений [39], их полигенности и полихронности. В отечественной литературе принцип конвергентности месторождений впервые четко сформулировал В.И. Смирнов [35]. Он же ввел в учебный курс по рудным месторождениям понятия *полигенности* и *полихронности* [36].

Возможности математического моделирования, появившиеся в конце XX в., позволили получить новые данные о закономерностях взаимодействия в системе вода — порода [8]. Однако в этих работах "не рассматривается происхождение воды и генезис главных анионных компонентов растворов — хлора и углекислоты" [5], поскольку эти вопросы выходят за пределы возможностей данных методов [17].

За последнее время накопилось много новых эмпирических данных, результатов наблюдений и измерений, позволяющих вернуться к истокам существующих представлений и рассмотреть их с новых позиций. Особое место при этом принадлежит данным о флюидных включениях в минералах [24, 46].

**Термобарическое поле рудообразования.** С 1965 г. в ГЕОХИ РАН систематически формируются базы данных о физических параметрах и химическом составе флюидных включений в минералах различных геологических объектов, в том числе рудных месторождений. Они содержат результаты измерения физических и химических параметров, позволяющие восстановить значения температуры и давления, при которых образовались минералы-хозяева. В базу вносятся все оригинальные данные по изучению включений, полученные в Институте и опубликованные в литературе [18].

Фазовый состав включений в минералах (рис. 1) указывает на то, что подавляющее большинство эндогенных рудных месторождений формируется с участием флюидов, содержащих водную фазу с растворенными в ней солями.

Статистический анализ количественных данных о флюидных включениях в минералах позволяет получить надежные эмпирические

обобщения, характеризующие развитие рудообразующих процессов.

Термобарическое поле формирования гидротермальных образований, построенное на базе 4525 замеров сопряженных пар значений температуры и давления образования индивидуальных включений, наложенное на диаграмму фаций метаморфизма, отчетливо тяготеет к верхним областям поля пород земной коры (рис. 2), а область формирования рудных скоплений занимает еще более ограниченное поле.

Эти данные позволили дать количественную оценку понятия рудосферы как рудоносного слоя земной коры, который на период рудообразования "располагался субгоризонтально и примерно параллельно пенепленизированной поверхности палеорельефа" [26].

Максимально часто условия формирования гидротермальных рудных месторождений соответствуют области значений температуры  $250 \pm 50$  °С и давления  $1 \pm 0,5$  кбар.

**Руды и магмы.** Магматогенная концепция утвердилась после того, как П. Ниггли [43], поддержав эмпирическую классификацию рудных месторождений В. Линдгрена [42], перевернул ее, поставив в начало собственно магматогенные и пегматитовые месторождения и связав все, что не связано непосредственно с поверхностью земли, с магматогенными флюидами. Дальнейшее ее укрепление связано с дискуссией по статье Л. Грейтона [41]. Именно в таком виде эта классификация, с теми или иными вариациями, многократно тиражировалась в литературе [40, 3] и в большинстве учебных пособий [27, 45]. Наибольшее влияние эти работы имели среди американских геологов. В отечественной геологии существенное воздействие на развитие теории оказала вышедшая под редакцией А.Г. Бетехтина монография по проблемам магматогенного рудообразования [29].

**Временной разрыв.** Еще в схеме классической зональности У. Эммонса между становлением гранитов и началом высокотемпературного рудоотложения фиксировалась хорошо известная геологам-рудникам "пустая" минеральная зона. С возникновением методов геологической термометрии стали появляться количественные данные, показывающие, что между температурой застывания гранитного расплава и началом отложения руд существует температурный интервал (не менее 200 °С), в котором формируются безрудные минераль-

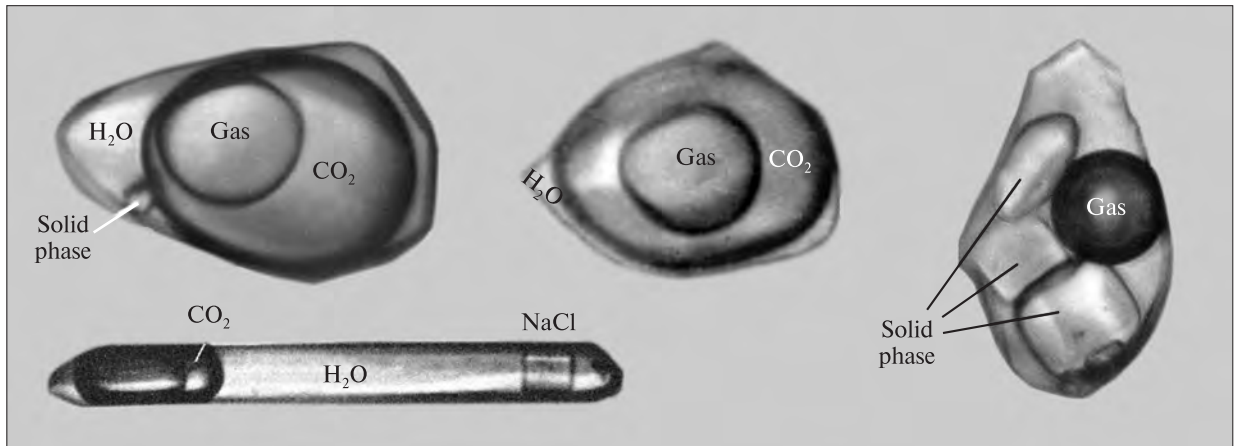


Рис. 1. Флюидные включения в гидротермальном кварце. Ув. 2000

Fig. 1. Fluid inclusions in the hydrothermal quartz.  $\times 2000$

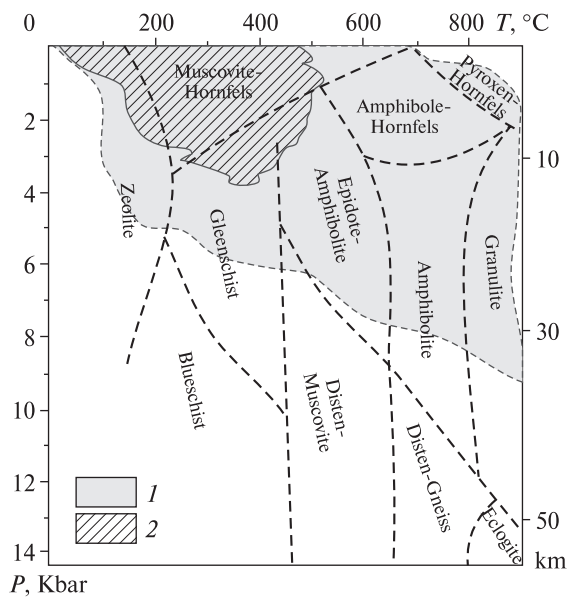


Рис. 2. Положение полей гидротермальной деятельности (1) и устойчивого гидротермального рудообразования (2), на диаграмме фаций метаморфизма (по Н.А. Добрецову и др., 1970)

Fig. 2. The position of fields of the hydrothermal activity (1) and sustained hydrothermal ore forming processes (2), superimposed on a chart of metamorphism facies (according to Dobretsov et al., 1970)

ные ассоциации [21] (рис. 3). Температура, в отличие от давления, меняется достаточно медленно и для остывания требуется значительный промежуток времени. Идея отщепления рудных элементов от гранитных магм не объясняет разрыва между временем застывания магмы и началом процессов рудоотложения.

Определение возраста пород и руд с помощью методов изотопной хронологии все чаще

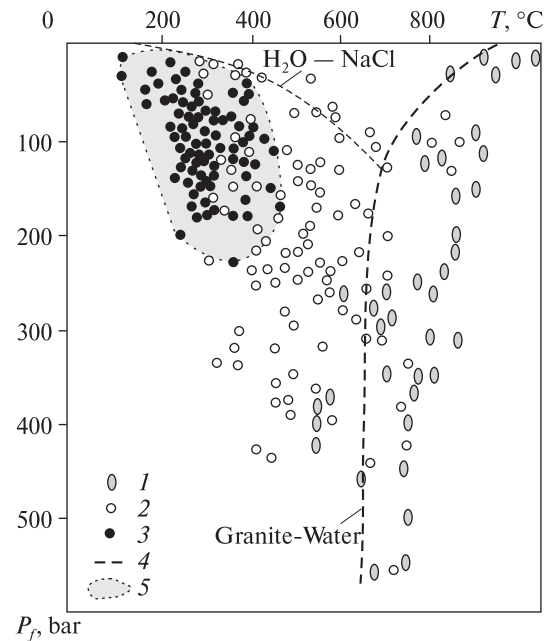


Рис. 3.  $PT$ -параметры, полученные для объектов месторождений олова, вольфрама и молибдена по включениям: 1 — расплавным, 2 — флюидным дорудных стадий, 3 — флюидным рудных жил; 4 — линия равновесия гранит —  $H_2O$ , 5 — область  $T-P$  рудоотложения

Fig. 3.  $PT$ -parameters from fluid inclusions of the deposits of tin, tungsten and molybdenum: 1 — melt, 2 — fluid of pre-ore stages, 3 — fluid of ore veins; 4 — equilibrium line granite —  $H_2O$ , 5 —  $T-P$  field of ore deposition

указывает на существенную возрастную разницу между интрузивными массивами и скоплениями рудного вещества, достигающую десятков и сотен миллионов лет. За это время в пространстве будущего месторождения обычно происходит формирование целого ряда высокотемпературных метасоматических и жильных минеральных новообразований,

нередко внедряются различные дорудные дайковые комплексы, происходит неоднократная смена тектонических деформаций.

Где находился все это время отщепившийся "магматогенный" раствор, остается загадкой. Любой геолог-рудник хорошо знает, что гранит, не подвергшийся постмагматическим изменениям, не перспективен в отношении поиска рудных скоплений. Как с практической, так и с теоретической точки зрения этот временной интервал достоин самого пристального внимания.

**Водный баланс.** Количество рудных элементов, содержащееся в интрузивных породах, вполне достаточно для формирования промышленных месторождений. Так 1 км<sup>3</sup> гранита содержит в среднем ~5 млн т свинца и еще больше цинка и меди. Сложнее с количеством воды, необходимым для их мобилизации и переноса. По наиболее надежным оценкам содержание воды в гранитном расплаве не превышает 2÷5 % [34]. Данные статистического анализа расплавных включений во внутриконтинентальных расплавах кислого состава дают среднюю величину 2,6 мас. %, а аномально высокие значения едва превышают 5 %. Во всех других расплавах и геодинамических обстановках — ниже [19].

Для выноса этого свинца необходимо, чтобы его концентрация в растворе достигала 40 г/кг H<sub>2</sub>O, что явно нереально. Экспериментальные определения коэффициентов распределения рудных элементов между расплавом и равновесным с ним флюидом ( $K_f = C_{\text{фл}}/C_{\text{расп}}$ ) показывают, что реально магматический раствор может вынести из расплава не более первых и даже долей процентов металлов, содержащихся в расплаве. При коэффициенте распределения  $K_f = 1$  и максимально возможном содержании воды из расплава может быть вынесено только 5 % содержащегося в нем рудного компонента (рис. 4).

Выше мы уже отмечали, что гидротермальный раствор представляет собой водно-углекислый флюид (см. рис. 1). В то же время в гранитном расплаве практически не содержится CO<sub>2</sub>. Ее среднее содержание в континентальных гранитах составляет всего 0,014, а максимальное — 0,042 мас. % [22].

**Направление миграции элементов.** Более того, из этих данных следует, что такие элементы, как Ba, Sr, Pb, Mo, Sn, U, Th, характерные для связанных с гранитами рудных жил, должны

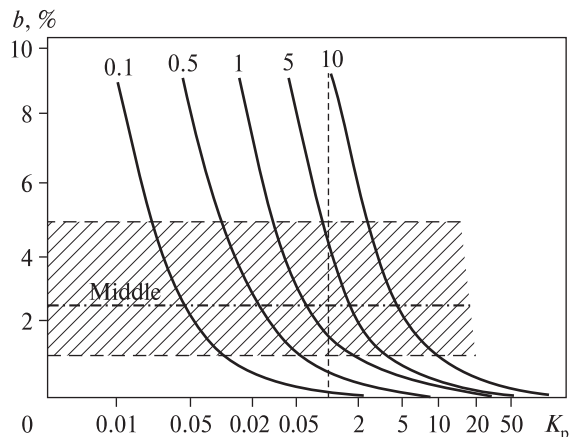


Рис. 4. Рудный компонент (часть в процентах — цифры на кривых), который может быть вынесен магматогенным флюидом при разных значениях  $K_p$ ,  $b$  — содержание воды. Заштрихована область возможного содержания воды в гранитном расплаве

Fig. 4. The share of the ore component (% — the numbers in the curves), which could be extracted by the magmatogenic fluid at different values of the equilibrium coefficient,  $b$  — water content. The shaded area shows possible water content in the granitic melt

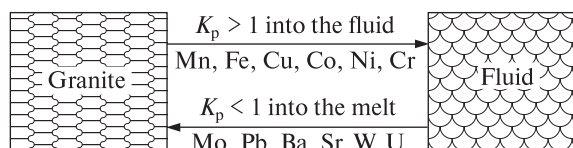


Рис. 5. Направления миграции элементов в системе гранит — флюид

Fig. 5. The directions of migration of elements in the granite — fluid system

преимущественно накапливаться не во флюиде, а в гранитном расплаве ( $K_p < 1$ ), тогда как Mn, Fe, Cu, Co, Ni, Cr ( $K_p > 1$ ), типичные для жил базальтов, наоборот, преимущественно переходят во флюид (рис. 5). Так, для олова коэффициент распределения  $K_f$  в системе гранит — флюид колеблется от 0,2 до 0,005, для урана — от 0,1 до 0,02 и т. д. [16]. Эти данные никак не увязываются с тем комплексом рудных месторождений, которые могут сопровождать гранитные массивы.

Эти количественные данные не позволяют считать, что отделение от гранитного расплава магматогенного флюида служит определяющим моментом в процессе консолидации рудных элементов. Реальные для такого механизма концентрации металлов во флюиде выдвигают проблему дефицита воды. В то же время в ходе любых постмагматических процессов наблюдается не уменьшение, а уве-



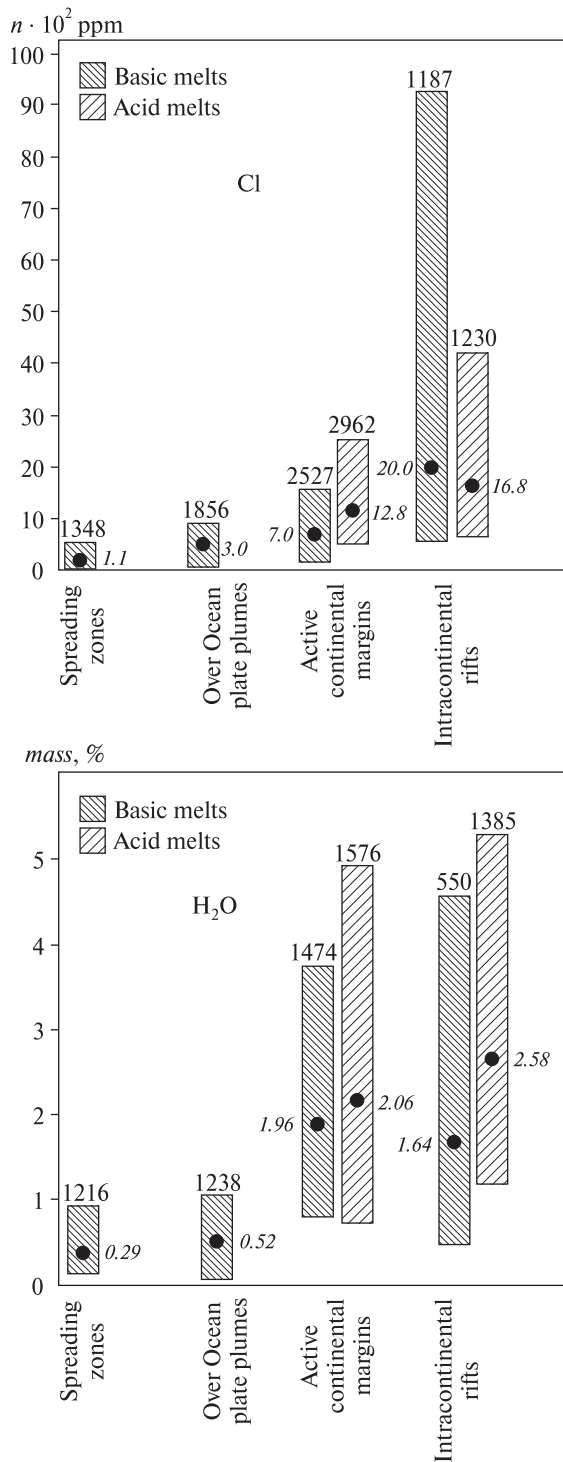


Рис. 6. Содержание воды и хлора в расплавных включениях при разных геодинамических обстановках. Цифрами над колонками указан объем выборки

Fig. 6. Water and chlorine content in the melt inclusions of different geodynamic domains. The numbers above the columns are the sample sizes

личение содержания воды в гранитном теле. Источник этой воды обычно не рассматривается.

Все эти противоречия неоднократно упоминались в литературе, но исследователи концентрировали внимание на источниках рудных элементов, а не их носителях [10]. Наиболее последовательно эти вопросы рассматривались Я.Н. Белевцевым и его школой [2].

**Гипотеза мантийных источников.** Концепция мантийных источников гидротермальных растворов возникла в "недрах" глубинной геодинамики. Согласно ей мантийный флюидный поток растянут в огромном интервале: часть флюидов может поступать с глубины около 400 км. В отличие от магматических горных пород, которые обычно подвержены различным постмагматическим изменениям, расплавные включения несут в себе информацию о первичном составе расплава. За последние годы в результате появления новых методов микроанализа накопилась представительная база данных, обобщенных в работе [19]. Они показывают, что содержание воды в магмах зоны спрединга и над океаническими горячими точками составляет всего 0,3–0,5 мас. %, повышаясь на порядок (до 2–5 мас. %) в зонах активных континентальных окраин и во внутриконтинентальных рифтах (рис. 6). Существенное увеличение значений содержания H<sub>2</sub>O в породах субдукционных областей и внутриконтинентальных рифтов по сравнению с океаническими магмами говорит о ее коровом, а не мантийном источнике, связанном с циклическими геохимическими процессами.

Еще более показательны содержание хлора (рис. 6), значения которого характерны для земной коры, а не для мантии. Во всех типах магм наблюдается и низкое содержание диоксида углерода, что еще раз подтверждает метаморфогенное, а не магматогенное происхождение CO<sub>2</sub> в минералообразующих гидротермальных растворах.

Если мантия содержит ничтожное количество воды, а также хлора и уголекислоты, доминирующих в гидротермальных растворах, то необходим процесс локальной их концентрации непосредственно в самой мантии.

Эти количественные данные не позволяют считать мантию непосредственным источником рудообразующих флюидов.

**Метаморфогенная концепция.** За последнее время получено много новых количественных данных, позволяющих подробно проанализировать возможности метаморфических источников гидротермальных растворов. Это и дан-

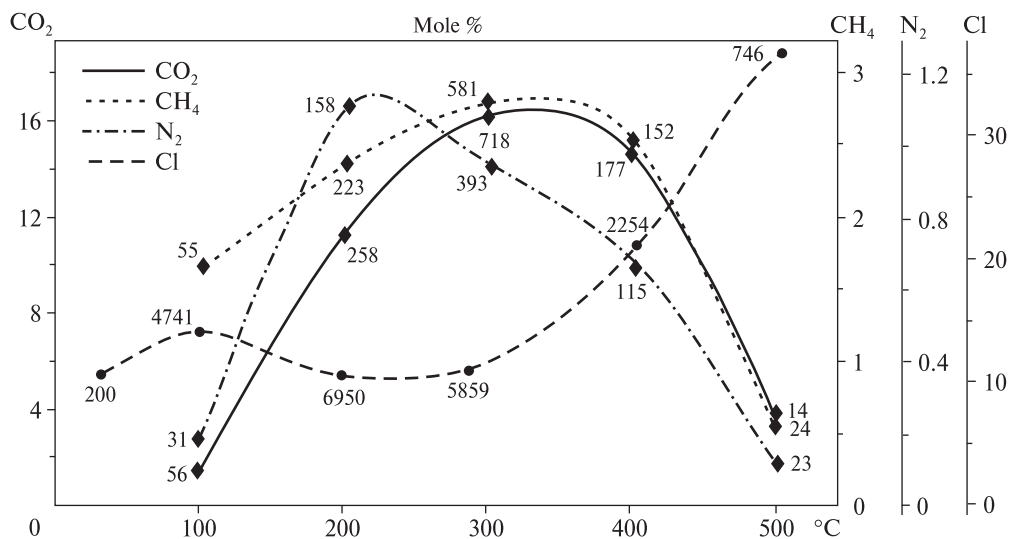


Рис. 7. Изменение значений содержания газов и солености во флюидах разной температуры. Цифрами на кривых обозначен объем выборок в интервале  $\pm 50$  °C

Fig. 7. Changing the gases contents and salinity in the fluids of different temperature. The figures in curves are the sample sizes in the range  $\pm 50$  °C

ные о составе флюидных включений в минералах, и экспериментальные исследования процессов гидратации — дегидратации и сопровождающих их реакций в условиях повышенных значений температуры и давления.

База данных по флюидным включениям в минералах позволяет получить характеристики газовой составляющей и солености гидротермальных растворов [23]. Средние значения содержания и интервалы колебаний пяти основных компонентов приведены в таблице. Среди них резко доминирует углекислота. На втором месте стоят метан и азот, затем сероводород и углеводороды. Все остальные компоненты (фтор, бораты и пр.) в аналитически значимых содержаниях встречаются спорадически и представляют собой скорее экзотику.

Изменения содержания газовых компонентов и хлора по интервалам  $n \pm 50$  °C для выборки по гидротермальным минералам приведены на рис. 7.

При повышении температуры от 50 до 350 °C наблюдается быстрый рост среднего содержания  $\text{CO}_2$  в гидротермальных флюидах, достигающего максимума в районе 350 °C. В интервале 400–500 °C наблюдается резкий спад значения среднего содержания. Для  $T > 500$  °C имеется только ограниченное количество данных, но здесь мы находимся на границе поля гидротермального минералообразования и в этих единичных определениях содержание  $\text{CO}_2$  не превышает первых процентов (0–7 %).

Скорее всего, для гидротермальных растворов с температурой более 500 °C углекислота не характерна.

Аналогичная зависимость установлена для метана и азота. Для последнего максимум концентрации приурочен к более низким температурам ( $\sim 220$  °C), после чего наблюдается устойчивое снижение его содержания.

Такие изменения концентрации растворенных газов могут быть связаны с преобразованием осадочных пород в процессах регионального и контактового метаморфизма. Среднее содержание  $\text{CO}_2$  в осадочных породах 7,68 %, в сланцах — 1,64 и в гнейсах — 0,8 [32]. Последовательное уменьшение содержания  $\text{CO}_2$  обусловлено декарбонатизацией осадочных пород в процессах контактового и ре-

#### Состав газов флюидных включений в минералах гидротермальных образований (объем выборки 6176 определений)

#### The gas composition of fluid inclusions in minerals of hydrothermal formations (sample size 6176)

Компонент	Кол-во определений	Концентрация, мол. %		Состав газовой фазы, мол. %
		min—max	среднее	
$\text{CO}_2$	3207	0—100	13,61	70,4
$\text{CH}_4$	2917	0—100	3,70	19,6
$\text{N}_2$	2222	0—100	1,61	8,3
$\text{H}_2\text{S}$	733	0—13,9	0,08	0,4
$\text{C}_n\text{H}_m$	724	0—16,0	0,23	1,2
Сумма	—	—	—	100

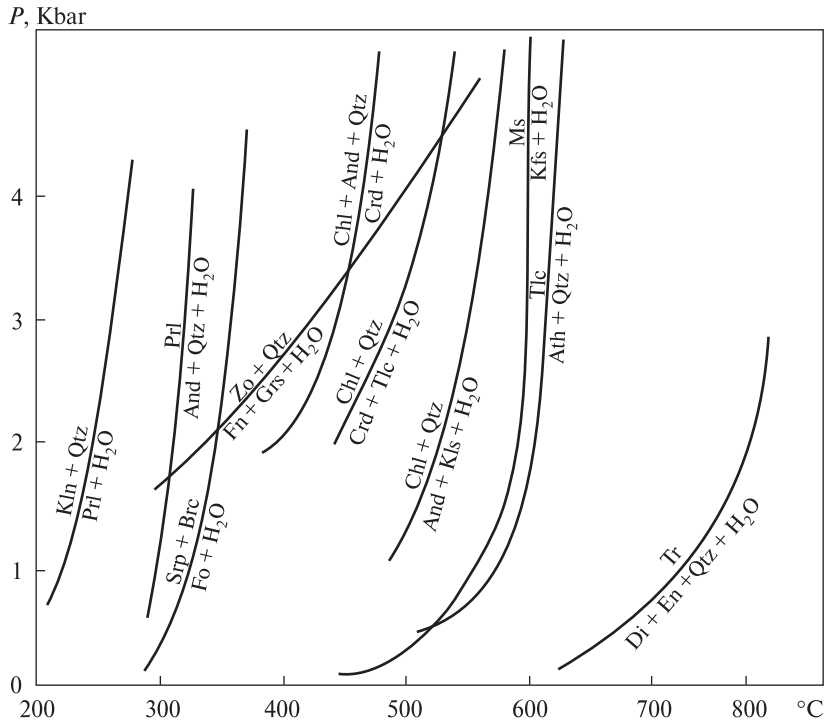


Рис. 8. Некоторые петрологически важные равновесия гидратации — дегидратации [7]. An — анортит, And — андалузит, Ath — антофиллит, Brc — брусит, Chl — хлорит, Crd — кордиерит, Di — диопсид, En — энстатит, Fo — форстерит, Grs — гроссуляры, Kfs — калиевый полевой шпат, Kln — каолинит, Kls — кальсилит, Ms — мусковит, Prl — пиррофиллит, Qtz — кварц, Srp — серпентин, Tlc — тальк, Tr — тремолит, Zo — цоизит

Fig. 8. Some petrologically important hydration — dehydration equilibria [7]. An — anorthite, And — andalusite, Ath — anthophyllite, Brc — brucite, Chl — chlorite, Crd — cordierite, Di — diopside, En — enstatite, Fo — forsterite, Grs — grossular, Kfs — K-feldspar, Kln — kaolinite, Kls — kalsilit, Ms — muscovite, Prl — pyrophyllite, Qtz — quartz, Srp — serpentine, Tlc — talc, Tr — tremolite, Zo — zoisite

гионального метаморфизма. Реакции типа "скарнирования", при которых Ca, Mg, Fe карбонатов переходят в сложные силикаты и алюмосиликаты, вызывают освобождение углекислоты и существенное обогащение этим компонентом флюидной фазы. При этом в кварце метаморфических пород консервируются включения, где давление CO<sub>2</sub> достигает многих килобар.

Захороненные органические вещества при их метаморфизме обогащают флюид метаном и азотом, максимум концентрации которых в гидротермальных растворах приходится на интервал 200—350 °С.

Изменение солёности имеет обратную направленность. Высокотемпературные растворы обычно хлоридные, низкотемпературные не содержат такой концентрации хлора. Устойчивое снижение содержания хлора трудно объяснить последовательной эволюцией единого раствора. Этот компонент не летуч, а в гидротермальных новообразованиях нет минералов, которые могли бы поглотить такие его количества. Наблюдаемые снижения его концентрации могут быть вызваны либо существенным разбавлением исходного хлоридного раствора, при котором от исходного состава остаются ничтожные доли, либо вообще поступлением новых растворов, не связанных с высокотемпературными хлоридными флюидами. Наиболее реальный механизм появления хлоридных растворов в высокотемпе-

ратурном интервале — значительная потеря H<sub>2</sub>O флюидом при реакциях гидратации первичных алюмосиликатов [7]. Многие постмагматические реакции, связанные с изменением интрузивных пород: серицитизация, пропицитизация, хлоритизация, серпентинизация и другие аналогичные процессы (рис. 8) происходят с активным поглощением воды. В неизменных гранитах содержание H<sub>2</sub>O обычно не превышает 0,5 мас. %, тогда как в хлоритизированных и серицитизированных породах увеличивается до 3—8 %. Содержащуюся во вмещающих породах воду, высвобождаемую при их метаморфизме, должны интенсивно поглощать изменяющиеся магматические породы. При этом хлор, инертный к породообразующим минералам, будет оставаться во флюидной фазе, многократно повышая ее хлоридность.

Все эти данные хорошо согласуются с метаморфогенной концепцией формирования гидротермальных растворов, заставляя вернуться к исследованию метаморфических (как прогрессивных, так и регрессивных) и метасоматических процессов, в ходе которых и формируются специфические рудообразующие флюиды.

**Изотопные данные.** К настоящему времени об изотопном составе природных вод накопилось много данных, пригодных для решения поставленной задачи. Морские, метаморфические и магматические воды занимают вполне

определенные поля на диаграмме  $\delta D - \delta^{18}O$  (рис. 9). Изменение изотопного состава атмосферных вод, обусловленное преимущественным испарением "легкой" воды, хорошо описывается уравнением  $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10 \text{‰}$ , поскольку при испарении из океана быстрее улетучиваются молекулы воды, содержащие легкие изотопы кислорода и водорода. Пар обогащается  $^{16}O$  и  $^1H$ , а остаточная вода —  $^{18}O$  и  $D$ .

Изотопный состав вод термальных источников плотно прилегает к этой линии, что говорит об их поверхностном происхождении. Некоторое смещение поля этих вод в сторону более тяжелого кислорода говорит о наличии изотопного обмена с минералами вмещающих пород, содержащих  $^{18}O$  по реакции типа:



Поле вод флюидных включений в гидротермальных минералах различных рудных месторождений, по данным Н.Н. Зыкина [9], также прилегает к линии атмосферных вод, но уходит дальше в область тяжелого кислорода. Особый интерес представляет правая нижняя часть этой области, далеко отстоящая от полей других типов природных вод. Такое утяжеление кислорода обусловлено изотопным сдвигом при взаимодействии дегидратационных вод с вмещающими породами, в которых содержание  $\delta^{18}O$  может достигать 40 ‰ [44, 47].

Таким образом, изотопные данные выявляют существенный сдвиг изотопных равновесий в системе раствор — порода и, таким образом, независимо подтверждают влияние процессов дегидратации на формирование гидротермальных рудообразующих растворов.

**Минеральные нагрузки.** Все изложенное выше концентрировалось вокруг "несущей" части минералообразующих флюидов, но не их минеральной нагрузки. Что касается последней, то обычно в отношении жильных и рудных компонентов совмещаются два независимых подхода.

Для многочисленных карбонатных и кварцевых прожилков в мраморах и метаморфических породах вопрос об источнике вещества, выполняющего эти прожилки, не вызывает дискуссий. Исходное вещество имеется в избытке в окружающей среде, принимается идея латеральной секреции. Однако здесь не все так просто. Не все вещества заполняют возникшее пространство пропорционально, чаще — дифференциально. В результате даже

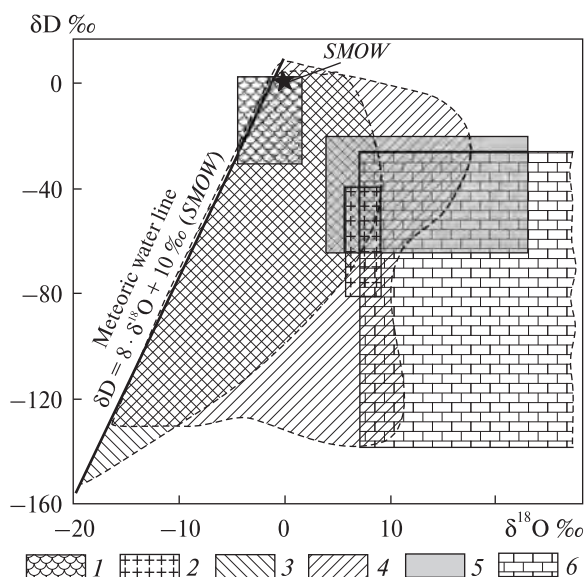


Рис. 9. Изотопный состав некоторых природных вод и пород. Воды: 1 — морские, 2 — магматические, 3 — термальных источников, 4 — флюидных включений гидротермальных минералов; породы: 5 — метаморфические, 6 — осадочные

Fig. 9. Isotopic composition of some natural waters and rocks. Water: 1 — sea, 2 — magmatic, 3 — hot springs, 4 — fluid inclusions of hydrothermal minerals; rocks: 5 — metamorphic, 6 — sediment

по цветности прожилки обычно отличаются от вмещающих пород.

Сложнее с рудными компонентами. Здесь мнения кардинально расходятся. Если для вещества жильного выполнения допускается его местный источник, то для рудных элементов и транспортирующего их флюида ведутся поиски иных источников. Пространственная близость рудных месторождений и магматических тел долгое время служила основным доказательством магматогенной природы рудообразующих растворов. По мере развития горнодобывающей промышленности накапливалось все больше эмпирических данных, не укладывающихся в ортодоксальную магматогенную концепцию. Отсутствие обязательной пространственной связи рудных месторождений с магматическими телами было установлено для самых различных рудных образований. В результате стали быстро развиваться представления о катагенетическом, вулканогенном, метаморфогенном и других процессах рудообразования. Была установлена конвергентность характерных признаков большой группы месторождений, формирование которых связано с различным сочетанием син- и

эпигенетических процессов. В учебных материалах появилась группа "амагматогенных" месторождений. Не оправдала себя и гипотеза "рудной специализации" конкретных интрузивных тел. Подобный примитивный подход неоднократно критиковался А.И. Тугариновым [37], Л.Н. Овчинниковым [28], В.Л. Барсуковым [1] и др.

Анализ зависимости образования рудных скоплений от повышенного содержания рудных элементов в гранитных массивах указывает на отсутствие обязательной связи между этими двумя характеристиками. Месторождения встречаются как вблизи гранитов с повышенным содержанием рудных элементов, так и около гранитов с пониженным кларком, а высокие значения содержания вовсе не являются надежным признаком наличия руд [22]. Причина этих закономерностей заключается в том, что не валовые концентрации рудных элементов, а формы их нахождения в потенциальных источниках рудного вещества определяют возможность проявления рудообразующих процессов. Перераспределение форм нахождения — одно из необходимых условий рудообразования.

Этот вывод достаточно хорошо обоснован многочисленными исследованиями и прекрасно согласуется с результатами изучения форм нахождения рудных элементов в горных породах. Так, вхождение олова в пироксены и щелочные амфиболы, на долю которых иногда приходится более 90 % его содержания в породе, не приводит к его дальнейшей концентрации даже при содержании, более чем на порядок превышающем кларковое, до тех пор, пока не будут разрушены его минералы-носители [12]. Еще отчетливее эта зависимость проявляется в ходе анализа процессов уранового рудообразования [6, 11], когда роль рудоподготовительных процессов отчетливо выявляется при детальном геохимическом исследовании [26].

С этих позиций становятся понятны кажущиеся противоречия между фоновыми значениями содержания рудных элементов и наличием рудных образований. Дело не в исходном содержании, а в особенностях постмагматических процессов. Исходные концентрации создают только "потенциальный запас" рудных элементов, а перейдут ли они в "подвижную форму" и реализуется ли геохимический барьер, зависит от более поздних процессов.

#### **Амагматогенные гидротермальные системы.**

Во всех предыдущих моделях присутствовала некоторая "тепловая машина", роль которой выполняли магматические тела. Однако в природе немало гидротермальных систем, где наличие магматических тел предположить очень сложно. В.И. Смирнов отнес их к группе амагматогенных гидротермальных месторождений [36, с. 340 и сл.]. В литературе описаны ситуации, когда наблюдаются неравномерные мозаично-пятнистые изменения интенсивности структурных и вещественных преобразований, в том числе тепловых, проявленных на макро-, мезо- и микроуровнях. Описан также "безкорневой" метаморфизм, охватывающий лишь верхние части разреза осадочных толщ [14]. Подобные неравномерные пространственные, вещественные и структурные изменения горных пород пока не находят удовлетворительных объяснений, поскольку каналы и механизмы локального поступления энергии, необходимой для этих процессов, еще не изучены. Чаще всего эти явления связывают с неравномерностью динамометаморфизма [38].

Не исключено, что и для амагматогенных месторождений мы найдем локальные участки тепловых аномалий, формирование которых обусловлено иными механизмами передачи энергии, чем конвективный и кондуктивный, которыми в настоящее время ограничиваются геологические модели. Не исключен волновой механизм передачи энергии [4, 20].

**Обобщенная модель.** Очень обобщенно совокупность рассмотренных выше процессов можно изобразить в виде схемы (рис. 10). Внедрившееся в осадочные или метаморфические породы горячее тело нагревает вмещающие породы, в результате чего в них происходят процессы дегидратации и декарбонатизации (первый этап). Формируется высокоплотный водно-углекислый флюид.

По мере остывания интрузивного тела в нем за счет воды образовавшегося флюида начинаются процессы гидратации породообразующих минералов интрузивного тела (второй этап). Флюид из вмещающих пород подтягивается к интрузивному телу, в котором как и в ближнем экзоконтакте, происходят метасоматические изменения, сопровождающиеся локальным перераспределением элементов [13]. Они неоднократно описаны во многих работах и удачно обобщены в работе Е.В. Плющева и

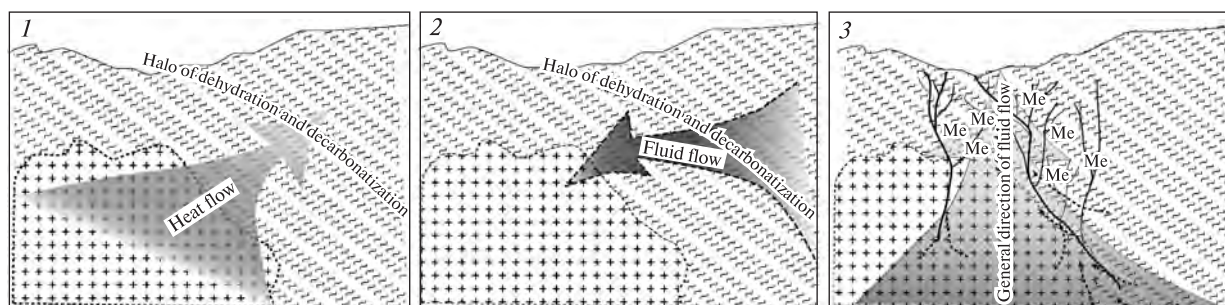


Рис. 10. Принципиальная схема трех этапов процессов гидротермальной деятельности и рудообразования в системе интрузив — вмещающие породы. Стадии: 1 — контактового метаморфизма, 2 — постмагматических преобразований, 3 — рудоотложения

Fig. 10. Schematic diagram of the three stages of hydrothermal activity and ore formation processes in the system intrusion — host rocks. The stages: 1 — of contact metamorphism, 2 — of post-magmatic transformations, 3 — of ore deposition

В.В. Шатова [30]. При этом некоторые элементы могут менять формы своего нахождения в горных породах, переходя из инертного состояния в потенциально подвижное [25]. Процессы гидратации приводят к обогащению флюида ионами хлора, высокая концентрация которого, как отмечалось выше, характерна именно для высокотемпературных растворов.

По прошествии определенного времени (десятки, а иногда и сотни миллионов лет), когда породы приобретают жесткость, последующая тектоническая активизация вызывает уже не складчатые, а разрывные нарушения. Через систему возникших нарушений сплошности начинается разгрузка оставшихся флюидов, перераспределение и отложение рудных элементов, заимствованных из всех вмещающих пород (третий этап).

Согласно этой модели, интрузивный массив служит не источником рудообразующих растворов, а поглотителем воды метаморфогенных флюидов. В результате гидратации происходит обогащение водной составляющей флюида хлором и некоторыми другими, в том числе и рудными, элементами, мигрирующими из области экзоконтакта к интрузивному телу, вызывая и в нем постмагматические метасоматические изменения.

**Заключение.** Все рассмотренные выше закономерности формирования гидротермальных растворов, их поведения и роли в образовании рудных тел, по возможности, учитывают те эмпирические факты и обобщения, которые были получены в ходе многолетнего изучения процессов гидротермального минералообразования [33] и в смежных областях научного

знания. Новые количественные данные и анализ их совокупности с позиций единой системы позволяют внести некоторые коррективы в модели процессов рудогенеза, сложившиеся еще в начале прошлого века.

Исходя из изложенного, рудообразующая система охватывает весь комплекс горных пород, вмещающих данное месторождение. Интрузивный массив служит не источником рудообразующих растворов, а поглотителем воды метаморфогенных флюидов, в результате чего происходит их обогащение хлором и некоторыми другими, в том числе и рудными, элементами, мигрирующими из области экзоконтакта к интрузивному телу, вызывая в нем постмагматические метасоматические изменения. При этом меняющиеся интрузивные породы могут оказаться источником рудных элементов. При аутометаморфических и ранних постмагматических преобразованиях обычно происходит изменение форм нахождения рудных элементов, их переход из инертного в потенциально подвижное состояние. Непосредственное рудоотложение связано с более поздней активизацией, при которой в консолидированных породах доминируют разрывные нарушения, приводящие к разгрузке флюидов и их дегазации.

С этих позиций становятся понятны кажущиеся противоречия между фоновыми значениями содержания рудных элементов и наличием рудных образований. Дело не в исходном содержании, а в особенностях постмагматических метасоматических процессов. Исходные концентрации создают только "потенциальный запас" рудных элементов, а перейдут ли они в "подвижную форму" и реали-

зуется ли геохимический барьер, зависит от более поздних процессов.

Пока ясно одно: процесс гидротермального рудообразования значительно более многофункциональный, чем это трактуется в ортодоксальных теориях. В нем могут участвовать самые разные типы горных пород — осадочные, метаморфические, магматические. Магматический расплав может быть переносчиком элементов и источником тепла, но не водной составляющей гидротермального раствора.

Такой подход к анализу геолого-геохимических данных даст новый импульс и для совершенствования самой теории, и для дальнейшего повышения эффективности поисковых и разведочных работ, введения в сферу поисков новых перспективных площадей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. — М. : Наука, 1974. — 150 с.
2. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. — М. : Недра, 1979. — 275 с.
3. Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы магматогенного рудообразования. — М. : Изд-во АН СССР, 1953. — С. 122—275.
4. Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. — М. : Недра, 1986. — 86 с.
5. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. — М. : Науч. мир, 2000. — 360 с.
6. Власов Б.П., Матюшин Л.В., Наумов Г.Б. Жильное урановое месторождение Шлема-Альберода (Рудные горы) // Геология руд. месторождений. — 1993. — 35, № 3. — С. 205—221.
7. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. — М. : Науч. мир, 2000. — 416 с.
8. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. — М. : Науч. мир, 2000. — 304 с.
9. Зыкин Н.Н. Изотопный состав кислорода и водорода воды флюидных включений в минералах гидротермальных месторождений // Современное состояние наук о Земле : Материалы междунар. конф. — М. : Геол. фак. МГУ, 2011. — С. 744—748.
10. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. — М. : Наука, 1976. — 335 с.
11. Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В. и др. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. — Иркутск : Глазовская, 2007. — 260 с.
12. Коваленко В.И., Легейдо В.А., Петров Л.Л. и др. Олово в бериллий щелочных гранитоидах (пример рассеяния резко повышенных концентраций олова и бериллия в гранитах) // Геохимия. — 1968. — № 9. — С. 1078—1087.
13. Коржинский Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1962. — № 1. — С. 10—25.
14. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. — 1995. — № 2. — С. 29—48.
15. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. — 2006. — 47, № 12. — С. 1296—1307.
16. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав — флюид // Геохимия. — 1984. — № 2. — С. 183—196.
17. Менакер Г.И. Теоретические модели геохимии и рудообразования. — Чикаго, 2010. — 261 с.
18. Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов // Геохимия. — 2009. — № 8. — С. 825—851.
19. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. и др. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород // Там же. — 2010. — № 12. — С. 1266—1288.
20. Наумов Г.Б. Энергетика процессов рудообразования // Геология и полез. ископаемые мирового океана. — 2008. — № 3. — С. 40—55.
21. Наумов Г.Б., Возняк Д.К., Наумов В.Б. и др. Минералообразование и включения флюидов // Минерал. журн. — 1984. — 6, № 3. — С. 87—97.
22. Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П., Моторина З.М. и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эндогенного рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск : Наука, 1983. — Т. 1. — С. 34—42.
23. Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Природа газов флюидных включений в минералах // Докл. X Междунар. конф. "Новые идеи в науках о Земле". — 2009. — Т. 1. — С. 207—208.
24. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Включения в минералах, как источник информации в изучении геологических процессов // Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред. — М. : Наука, 1980. — С. 78—193.
25. Наумов Г.Б., Соколова Н.Т., Матюшин Л.В. и др. Роль контактового метаморфизма в формировании уранового оруденения // Геохимия. — 1986. — № 8. — С. 1113—1127.
26. Наумов Г.Б., Цимбал Л.Ф. Метаморфогенные источники рудного вещества // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. — Киев : Наук. думка, 1988. — С. 34—44.
27. Обручев В.А. Рудные месторождения. — М.-Л. : ОНТИ, 1929. — 562 с.
28. Овчинников Л.Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. — 1967. — 9, № 5. — С. 44—58.
29. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / А.Г. Бетехтин, Ф.И. Вольфсон, А.Н. Заварицкий и др. — М. : Изд-во АН СССР, 1953. — 615 с.

30. Плущев Е.В., Шатова В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. — Л. : Недра, 1985. — 247 с.
31. Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования / Отв. ред. Е.А. Кулиш. — Киев : Наук. думка, 1988. — 188 с.
32. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры. — М. : Наука, 1990. — 182 с.
33. Рундквист Д.В. Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск : Наука, 1983. — С. 14–26.
34. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитных магм. — Л. : Наука, 1975. — 232 с.
35. Смирнов В.И. Конвергентность колчеданных месторождений // Вестн. Моск. ун-та. — 1960. — № 2. — С. 2–15.
36. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М. : Недра, 1976. — 688 с.
37. Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций // Химия земной коры. — М. : Изд-во АН СССР, 1963. — Т. 1. — С. 153–177.
38. Чиков Б.М. Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линейных зон динамометаморфизма. — Новосибирск : Наука, 1988. — С. 5–28.
39. Шнейдерхён Г. Явления конвергенции магматических и осадочных месторождений // Рудные регенерированные месторождения. — М. : Изд-во иностр. лит., 1957. — 251 с.
40. Эммонс В.Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных жил, связанных с гранитными батолитами // Геология рудных месторождений западных штатов США. — М.-Л. : ГОНТИ, 1937.
41. Graton L.C. Nature of ore-forming fluid // *Econ. Geol.* — 1933. — 28.
42. Lindgren W. Mineral deposits. — New York : McGraw-Hill Book Co., Inc., 1913.
43. Niggli P. Ore deposits of magmatic origin. — London : Tomas Murby and Co., 1929.
44. Nutt C.J., Hofstra A.H. Alligator Ridge District, East-Central Nevada : Carlin-Type Gold Mineralization at Shallow Depths // *Econ. Geol.* — 2003. — 98, No 6. — P. 1225–1241.
45. Park C.F., Mac Diarmid R.A. Ore Deposits. — San Francisco ; London : W.H. Freeman and Co, 1964.
46. Roedder E. Fluid Inclusions // *Mineral. Soc. America.* — 1984.
47. Rushton R.W., Nesbitt B.E., Muehlenbachs K. et al. A Fluid Inclusion and Stable Isotope. Study of Au Quartz Veins in the Klondike District, Yukon Territory, Canada : A Section through a Mesothermal Vein System // *Econ. Geol.* — 1993. — 88. — P. 647–678.

Поступила 23.04.2012

Г.Б. Наумов, Т.К. Беркелієв, О.Ф. Миронова

МЕТАСОМАТИЧНА ПРИРОДА  
ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ РУДОУТВОРЮВАЛЬНИХ  
РОЗЧИНІВ

На основі статистичного аналізу світових відомостей щодо хімічного та ізотопного складу флюїдних включень у мінералах рудних родовищ і гірських порід, що сформувались за різних геодинамічних умов, оцінено можливості джерела рудоутворювальних флюїдів.

G.B. Naumov, T.K. Berkeliev, O.F. Mironova

METASOMATIC ORIGIN OF THE HYDROTHERMAL  
ORE-FORMING SOLUTIONS

The concept of magmatic origin of ore-bearing hydrothermal fluids after great discussions during XX century continues to dominate, albeit with some reservations, This concept fails to explain the time and temperature gap between the solidification of the magma and the onset of ore deposition processes, the issue of water scarcity in the melt, the discrepancy between the distribution coefficients of metals between fluid and melt. In addition, statistical thermobaric field of hydrothermal formations, superimposed on a diagram of facies metamorphism, clearly tends to the upper areas of the field of crustal rocks, and the region of ore formation has even more limited field. The analysis of a large sample of data of fluid inclusion compositions indicates that the temperature changes of the gas components (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>) corresponds more to metamorphic rather than magmatic processes, and chloride increase with temperature is probably related to metasomatic reactions of dehydration. Similar conclusions are obtained from generalization on the isotopic composition of hydrothermal fluids. The paper proposes a generalized scheme of the formation of ore-forming hydrothermal systems, taking into account the role of magma as a heat source, role of metamorphism and metasomatism forming the fluid salt and gas composition and contributing to the transition metals into mobile forms, and their subsequent mobilization.



УДК 553.22

**І.М. Мисяк, Л.З. Скакун, Р.Я. Серкіз**

Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005, м. Львів-5, Україна, вул. Грушевського, 4  
E-mail: ivanna.misiak@yandex.ru

## СТАДІЙНІСТЬ ГІДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ У МІДЕНОСНИХ БАЗАЛЬТАХ ВОЛИНСЬКОЇ СЕРІЇ

Розглянуто структуру та склад ранньовендської вулканогенної товщі Волині та зв'язок з ними розташування самородномідного зруденіння. Досліджено мінеральний склад метасоматичних змін. Встановлено послідовність метасоматичних подій у базальтах лавових потоків. Зміни порід відбувались у процесі їх формування (надсолідусні заміщення мінералів). Основний етап метасоматозу пов'язаний з гідротермальними процесами, а ранній етап метасоматичних змін — з діяльністю гідротермальної системи, що призвела до самородномідного зруденіння в асоціації з кальцит-цеоліт-кварцовою мінералізацією. Зміни базальтів цього етапу відобразились у заміщенні вулканічного скла і плагіоклазу. Пізній етап гідротермальних метасоматичних перетворень пов'язаний з магматизмом ранньодевонського часу і призвів до нагромадження самородних олова, алюмінія, заліза, інтерметалідів (Fe, Cr, Ni, Ti), хлоридів олова та заліза, баделейту. Пізні гідротермально-метасоматичні зміни базальтів відобразились у заміщенні всіх породоутворювальних мінералів.

**Вступ.** Міденосні вулканічні породи трапової формації Волині нерівномірно метасоматично змінені. Максимальні зміни зафіксовано у лавокластичних брекчіях і мигдалекам'яних базальтах, менше змінені масивні відміни базальтів центральної частини лавових потоків. Відсутність видимих ознак метасоматичних перетворень у центральних частинах лавових потоків, де сконцентрована основна маса самородної міді, а також неоднозначна оцінка просторового поширення метасоматичних змін призвели до виникнення різних гіпотез щодо формування самородної міді: магматичної диференціації, автометасоматичних перетворень базальтів і кристалізації в ході гідротермального процесу [1—4].

**Мета роботи** — реконструювати послідовність метасоматичних подій у базальтах лавових потоків. Нова схема повинна пояснювати: 1 — надсолідусні заміщення породоутворювальних мінералів, спричинені явищами магматичної диференціації; 2 — субсолідусні (автометасоматичні) зміни, спричинені взаємодією мінералів породи з генетично спорідне-

ним флюїдом; 3 — метасоматичні зміни під впливом метеорних чи ґрунтових вод у процесі їх захоронення; 4 — метасоматичні зміни, пов'язані з діяльністю гідротермальної системи, що призвела до формування кальцит-цеоліт-кварцових мінеральних парагенезисів; 5 — можливі пізні гідротермальні метасоматичні перетворення, пов'язані з ранньодевонською магматичною активізацією.

**Методика досліджень.** Досліджено базальти з керну 20 свердловин (№ 1194, 4188, 4238, 4342, 4446, 4497, 4498, 4514, 4515, 4600, 4577, 5598, 8118, 8127, 8129, 8132, 8143, 8147, 8262, 8281). Зразки базальтів (шліфи та поліровані пластини) досліджено за допомогою оптичного та електронного мікроскопів. Ідентифікацію мінералів здійснювали за результатами рентгеноструктурних досліджень на дифрактометрі ДРОН-3 з наступними параметрами: Си-антикатод;  $K_{\alpha}$ -випромінювання, напруга — 40 кВ; сила струму — 25 мА; швидкість обертання — 1°/хв; інтервал знімання — 4—65°. Хімічний склад мінералів визначено енергодисперсним методом на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі *РЕММА* — 102-02 в лабораторії науково-технічного і

навчального центру низькотемпературних досліджень Львівського національного університету імені Івана Франка.

**Результати досліджень.** У межах трапової формації всі вулканічні породи змінені: найістотніше — лавокластичні брекчії та високопористі базальти, тільки на мікрорівні — щільні масивні базальти.

Під час кристалізації основних породоутворювальних мінералів відбувається їх заміщення (внаслідок диференціації магми). Під впливом цих процесів тверді фази взаємодіють з фракціями залишкового розплаву, що призводить до надсолідусних змін мінералів. Найбільше надсолідусному заміщенню піддаються плагіоклази, передовсім у вкрапленниках. У результаті взаємодії Са-плагіоклазу з залишковим розплавом, збагаченим на Na і K, формуються альбіт (рис. 1) і калієвий польовий шпат.

Під впливом залишкових флюїдів у поровотріщинному просторі порід можливі субсолідусні зміни. Лави толейтового складу містять невелику кількість води: за розрахунками експериментального моделювання кристалізації базальтових лав максимальний вміст води в лаві на початку кристалізації не перевищує 2 ваг. %, наприкінці — 0,5 [5]. Такої кількості води недостатньо для інтенсивних змін породи. На цьому етапі тільки частково гідратизується вулканічне скло.

Подальші перетворення відбувались після повного остигання лави, свідченням чого є наявність строкатоколірних яшмоїдів, які формують гравітаційні рівні в нижніх частинах мигдалинів. Це кременисті утворення, складені сцементованими кременистою масою вулканоміктовими уламками шаруватої будови (рис. 2), що сформувались внаслідок промивання порід холодними водами.

Метасоматичні зміни базальту пов'язані з існуванням гідротермальної системи і відбувались по двох субстратах — вулканічному склу та палагоніту.

Вулканічне скло та палагоніт відрізняються за хімічним складом та походженням. Перше виповнює інтерстиції між основними породоутворювальними мінералами (рис. 3), є продуктом швидкого остигання магматичного розплаву і складене, ат. %: Si — 60–70, Na — 7–15, K — 1–5. Наявність вулканічного скла в породі фіксується за дрібними кристалами апатиту та ільменіту.

Палагоніт — речовина змінного складу — виповнює дрібні (50–250 мкм) газові порожнини неправильної форми в основній масі породи (рис. 3), великі газові порожнини ізометричної форми і зони тріщинуватості. Він формується після остигання лави та фіксує момент повного насичення системи водою. Доказом постмагматичного походження палагоніту є знаходження його вище гравітаційних рівнів, складених яшмоїдами у газових порожнинах. До того ж, хімічний склад палагоніту в дрібних інтерстиційних порожнинах і великих газових порожнинах (мигдалинах) однаковий [3], ат. %: Si — 40–56, Na — до 5, K — до 3. Властиві великі значення вмісту Fe і Mg — до 35 і 15 ат. % відповідно.

Вулканічне скло і палагоніт як нестабільні продукти заміщуються смектит-хлоритовими агрегатами — магнезійними та магнезійно-

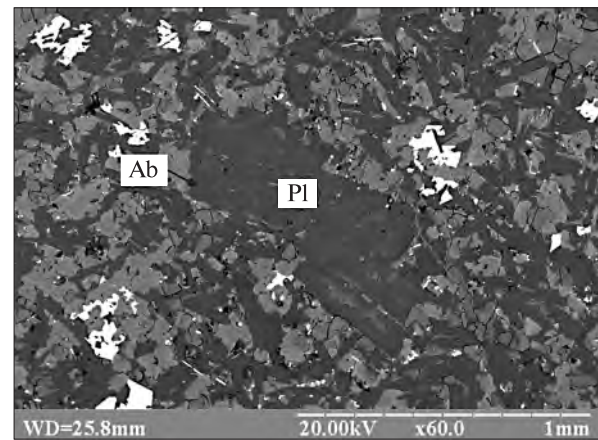


Рис. 1. Заміщення плагіоклазу (Pl) альбітом (Ab)  
Fig. 1. Replacement of plagioclase (Pl) by albite (Ab)

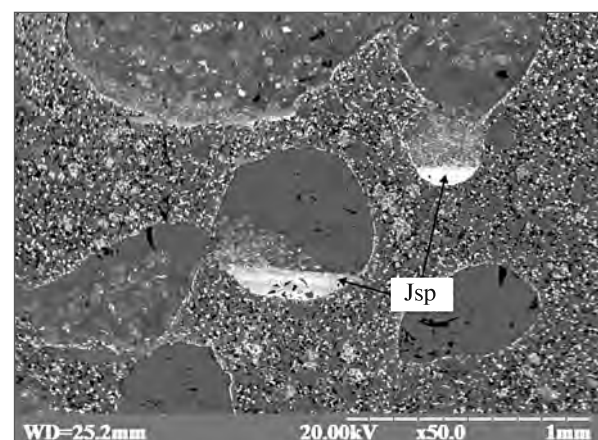


Рис. 2. Гравітаційні рівні в порожнинах базальту, складені яшмоїдами (Jsp)  
Fig. 2. Gravitational levels in the cavities of basalt are consisted by jasper (Jsp)

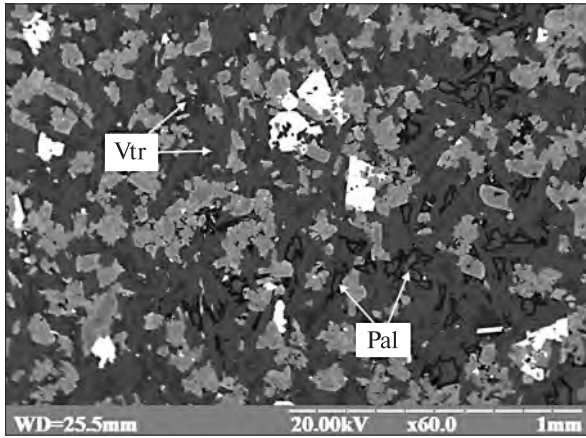


Рис. 3. Вулканічне скло (Vtr) в інтерстиціях базальту і палагоніт (Pal) у газових порожнинах неправильної форми

Fig. 3. Volcanic glass (Vtr) in the intersertal cavities of basalt and palagonite (Pal) in the gas cavities of irregular form

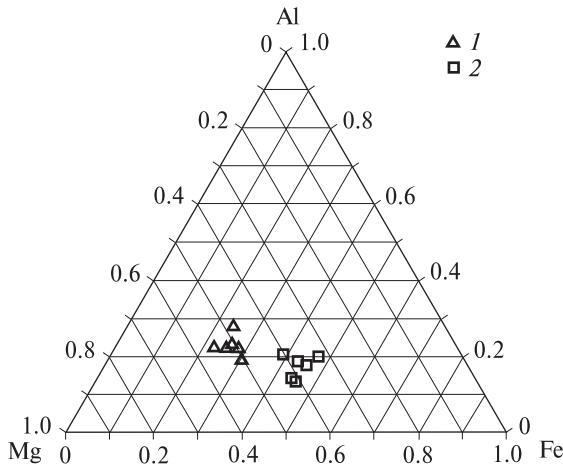


Рис. 4. Хімічний склад хлоритів: 1 — анальцимової, 2 — морденітової зони

Fig. 4. Chemical composition of chlorites: 1 — of analcime, 2 — of mordenite zone

залізистими хлоритами (переважно клінохлором) та смектитами (сапоніном і нонтронітом). Процес смектитизації та хлоритизації охоплює практично всю вулканогенну товщу. Подальші зміни порід фіксуємо за мінеральними асоціаціями, що заміщують смектит-хлоритові агрегати або формуються сингенно з останніми, складаючи єдину вертикальну метасоматичну колонку [3], представлену кальцит-цеоліт-кварцовою мінералізацією з самородною міддю. В межах колонки виділяються три основні асоціації: 1) кальцит-анальцим-стильбітова; 2) хлоритова ± стильбіт; 3) морденіт-кварцова.

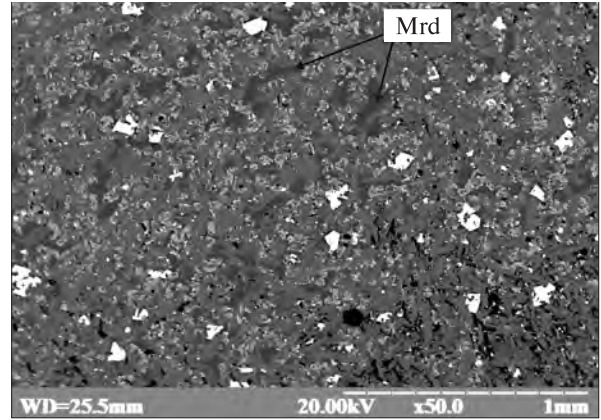


Рис. 5. Заміщення смектитизованого вулканічного скла морденітом (Mrd)

Fig. 5. Mordenite (Mrd) replaces volcanic glass

**Кальцит-анальцим-стильбітова зона.** Ця асоціація розвивається по хлоритах магнезіального складу (рис. 4): у відкритих порожнинах першим формується кальцит, на який наростає Са-цеоліт — стильбіт. Стильбіт відповідає кальцієвій відміні, однак відзначається дещо завищеним вмістом Na — до 6 ат. % і містить домішки Fe — до 1. У зоні поширення кальцит-стильбітової мінералізації інтенсивно розвинута гематитизація.

Анальцим, представлений кубічною відміною, у відкритих порожнинах розвивається по смектиту й утворює сингенні зростки з кальцитом. Хімічний склад його постійний і відповідає формульному.

У межах кальцит-анальцим-стильбітової зони зміна базальту проявлена у заміщенні вулканічного скла смектитами, магнезіальними хлоритами й анальцимом. Плагіоклаз частково заміщується хлоритом і калішпатом, магнетит і піроксен практично незмінні.

**Хлоритова зона.** Як і в кальцит-анальцимовій зоні, вулканічне скло і плагіоклаз тут заміщується на смектит-хлоритові агрегати.

**Морденіт-кварцова зона.** Відповідна асоціація розвивається по смектитах і хлоритах магнезіально-залізного складу (рис. 4).

Морденіт метасоматично заміщує смектит і формує зростки з хлоритом. Особливістю морденіту є непостійний склад. Загалом, для морденітів Волині характерний підвищений вміст Na (до 11 ат. %) та різкі коливання значення Si/Al.

Ранній морденіт містить 4,0—6,05 ат. % Na; 3,20—3,56 — Ca; 1,22—1,75 — K; Si/Al ≈ 5.

Більш пізній морденіт асоціює з волокнистим халцедоном, утворює сингенні зростки з

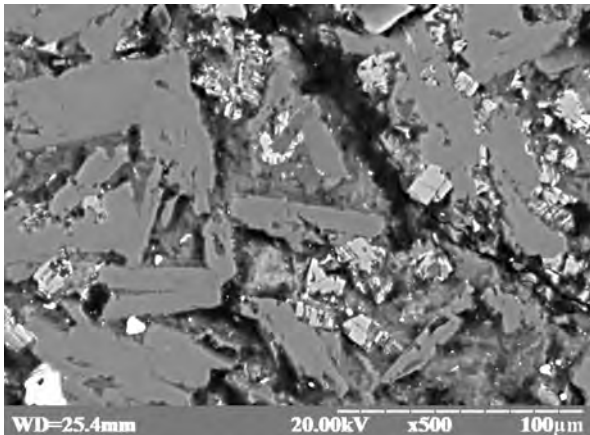


Рис. 6. Розчинення вулканічного скла  
Fig. 6. Dissolution of volcanic glass

кварцом і має вищий вміст Na — від 7,10 до 11,2 ат. %. Відповідно, вміст Ca і K нижчий (від 2,06 до 3,02 та від 0,28 до 1,37 ат. %). Значення Si/Al становить 4,25—6,50.

У зоні поширення морденіт-кварцової мінералізації вулканічне скло заміщене смектитами, хлоритами магнезіально-залізного складу та, нерідко, морденітом (рис. 5). Плагіоклаз здебільшого заміщується на калієвий польовий шпат і хлорит; піроксен майже незмінений. У зонах поширення морденіту відбувається інтенсивне розчинення смектиту, внаслідок чого в базальті формуються високопористі ділянки (рис. 6).

Особливого значення в межах поширення морденіту набуває метасоматичне заміщення мінералів кварцом. Характерною рисою останнього є те, що у фронтальних зонах росту його індивідів росте самородна мідь. Ранні кварц-мідні агрегати ростуть сингенно з морденітом, більш пізні починають метасоматично заміщувати сингенний їм морденіт, а також усі супутні мінерали. Кварц із міддю заміщують новоутворені мінерали в порожнинах та породоутворювальні мінерали базальту. В мигдаликах та прожилках кварц-мідні агрегати розвиваються по хлориту, в зоні поширення кальцит-анальцимової мінералізації тільки по кальциту, псевдоморфно заміщуючи його. Кварц-мідне заміщення помітне й у основній масі породи, де кварц з міддю розвиваються переважно по смектит-хлоритизованому вулканічному склу і плагіоклазу.

У межах кальцит-цеоліт-кварцової метасоматичної колонки головні компоненти породи змінені різною мірою: максимально — вул-

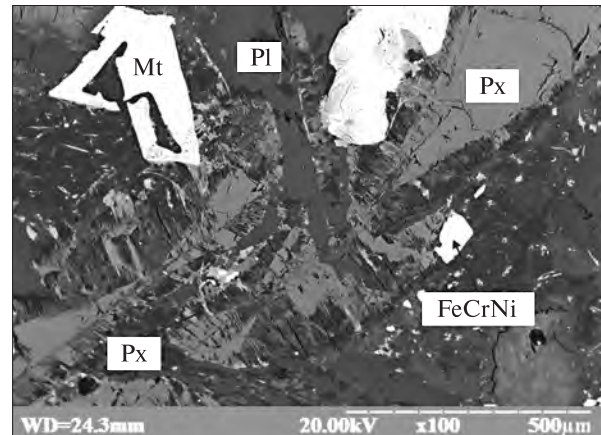


Рис. 7. Зміна піроксену (Px) і магнетиту (Mt), Pl — плагіоклаз

Fig. 7. Alteration of the pyroxene (Px) and magnetite (Mt), Pl — plagioclase

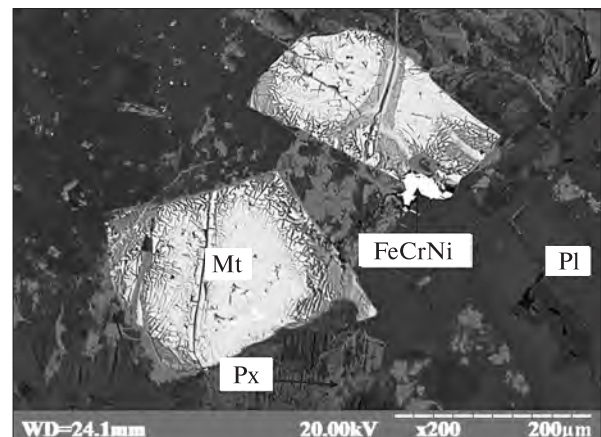


Рис. 8. Зміни базальту пізнього гідротермального етапу (Mt — магнетит, Pl — плагіоклаз, Px — піроксен)

Fig. 8. Alteration of basalt at the late hydrothermal stage (Mt — magnetite, Pl — plagioclase, Px — pyroxene)

канічне скло і частково — плагіоклаз, дещо менше — магнетит, майже незмінений піроксен.

Виявлено базальти зі специфічним характером змін, коли всі породоутворювальні мінерали — плагіоклаз, піроксен і магнетит — заміщуються на хлорит (рис. 7, 8), а вулканічне скло — на анальцит. З цими змінами пов'язані самородні олово, алюміній, залізо, інтерметаліди (Fe, Cr, Ni, Ti), хлориди олова і заліза, баделеїт.

**Обговорення результатів.** Породам трапової формації властиве метасоматичне змінення. Метасоматичні зміни головних породоутворювальних мінералів базальту, що відбулись під час його формування, тобто ще до повного остигання лави (над- і субсолідусні зміни), проявлені слабо.

Головні метасоматичні події пов'язані з існуванням гідротермальної системи та відбувались після повного остигання базальтового потоку. Доказом цього є наявність гравітаційних рівнів у порожнинах, складених яшмоїдами, що свідчать про промивання вулканічної товщі холодними водами. Залишкові порожнини заповнював палагоніт, який фіксує етап повного насичення системи водою.

Гідротермальні зміни проявлені в майже повному заміщенні вулканічного скла та палагоніту на смектит-хлоритову та кальцит-цеоліт-кварцову мінералізацію. Змінені породи формують єдину метасоматичну колонку.

Аналіз послідовності формування мінералів свідчить про два етапи метасоматозу — прогресивний і регресивний [3], в реалізації яких брали участь два типи розчину. Тектурно-структурні особливості вулканогенної товщі сприяли циркуляції поверхневих і підземних вод. Водні розчини відрізнялись за температурою і складом. Поверхневі води, які проникали донизу товщі, характеризувались високими значеннями фугітивності вуглекислоти. Активність  $H_2O$  і  $SiO_2$  в цей час у флюїді незначна. В умовах цього метасоматозу формуються кальцит і Са-цеоліти. Зростання активності натрію призводить до формування натрових цеолітів, зокрема анальциму, через що в тилувій зоні колонки по смектит-хлоритових агрегатах магнезійного складу формується кальцит-анальцим-стильбітова асоціація.

Глибинні розчини, які піднімалися угору, характеризувались високою активністю кремнезему, що сприяло утворенню висококремнеземистих цеолітів. У фронтальній зоні метасоматичної колонки формується морденіт-кварцова асоціація, що, на відміну від кальцит-анальцимової, розвивається по хлоритах з дещо більшим вмістом заліза.

Морденітова зона є нестабільною та фіксує фронт прогресивного етапу метасоматозу, тобто фронт змішування розчинів, де нагромаджувалась самородна мідь разом з кварцом. Нестабільність морденітової зони проявляється у тому, що ранні зародження морденіту сингенні з кварцом та самородною міддю, пізніші заміщуються їх агрегатом. Особливістю цієї асоціації є збагачення на калій, що проявляється у розвитку калішпату з кварцом.

З розвитком кварцу розпочинається регресивний етап метасоматозу. У морденітовій зо-

ні він проявляється у розчиненні смектиту, заміщенні смектиту, морденіту та плагіоклазу кварц-мідним агрегатом, а в кальцит-анальцимовій зоні кварц із самородною міддю розвиваються по смектит-хлоритових агрегатах і псевдоморфно заміщують кальцит.

Загалом, зміни в межах всієї кальцит-цеоліт-кварцової метасоматичної колонки характеризувались певною вибірковістю: інтенсивні стосувались тільки вулканічного скла і частково — плагіоклазу, меншою мірою — магнетиту, піроксен залишався практично незмінним.

Поруч наявні локальні зони зі специфічним характером змін, які не залежать від мінерального складу порід. Внаслідок такого метасоматозу вся маса породи піддається інтенсивній переробці: плагіоклаз, піроксен і магнетит заміщуються на хлорит, вулканічне скло — на анальцим. Цей процес продуктивний на самородні олово, алюміній, залізо, інтерметаліди (Fe, Cr, Ni, Ti), хлориди олова і заліза. Ці зміни вказують на інший тип метасоматозу, пов'язаний з магматизмом ранньодевонського часу.

**Висновки.** Головні метасоматичні події, які відбулись з базальтом, пов'язані з гідротермальними процесами.

Гідротермально-метасоматичні перетворення базальтів були відірвані в часі від становлення базальтового потоку.

Існують два різночасових етапи гідротермально-метасоматичних змін.

Ранній їх етап пов'язаний з діяльністю гідротермальної системи, що призвела до формування самородномідного зруденіння в асоціації з кальцит-цеоліт-кварцовою мінералізацією. Зміни базальтів цього етапу відобразились у заміщенні вулканічного скла і плагіоклазу, магнетит і піроксен залишилися незмінними.

Пізній етап гідротермальних метасоматичних перетворень пов'язаний з магматизмом ранньодевонського часу. Він призвів до нагромадження самородних олова, алюмінія, заліза, інтерметалідів (Fe, Cr, Ni, Ti), хлоридів олова та заліза, баделейту.

Пізні гідротермально-метасоматичні зміни базальтів відобразились у заміщенні всіх породоутворювальних мінералів, найінтенсивніші перетворення відбулись із піроксеном і магнетитом.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Деревська К.І., Шумлянський В.О., Галецький Л.С. та ін. Геолого-генетична модель рудоутворюючої системи і пошукові ознаки самородномідного зруденіння в трапах Волині // Наук. пр. Ін-ту фундам. досліджень. — 2006. — С. 46—55.
2. Квасниця І.В., Павлишин В.І., Косовський Я.О. Самородна мідь України. Геологічна позиція, мінералогія і кристалогенезис. — К.: Логос, 2009. — 171 с.
3. Скакун Л.З., Мисяк І.М. Місце самородної міді в процесах гідротермального перетворення базальтів Волинської серії // Мінерал. зб. — 2010. — № 60, вип. 2. — С. 75—88.
4. Bialowolska A., Bakun-Czubarow N., Fedoryshyn Y. Neoproterozoic flood basalts of the upper beds of the Volhynian Series (East European Craton) // Geol. Quart. — 2002. — 46 (1). — P. 37—57.
5. Moore J.G. Water content of basalt erupted on the ocean floor // Contribs Mineral. and Petrol. — 1970. — 28. — P. 272—279.

Надійшла 26.04.2012

*І.М. Мисяк, Л.З., Скакун, Р.Я. Серкиз*

## СТАДИЙНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В МЕДЕНОСНЫХ БАЗАЛЬТАХ ВОЛЫНСКОЙ СЕРИИ

Рассмотрены структура и состав вулканогенной толщи нижнего венда Волини в контексте размещения самородномедного оруденения. Исследован минеральный состав метасоматических изменений. Установлена последовательность метасоматических событий в базальте лавовых потоков. Изменения пород происходили в ходе их формирования (надсолидусное замещение минералов). Основной этап метасоматоза связан с гидротермальными процессами, ранний этап метасоматических изменений — с деятельностью гид-

ротермальной системы, которая привела к самородномедному оруденению в ассоциации с кальцит-цеолит-кварцевой минерализацией. Изменения базальта этого этапа отобразились в замещении вулканического стекла и плагиоклаза. Поздний этап гидротермальных метасоматических превращений связан с раннедевонским магматизмом, приведшим к накоплению самородных олова, алюминия, железа, интерметаллидов (Fe, Cr, Ni, Te), хлоридов олова и железа, бадделеита. Поздние гидротермально-метасоматические изменения базальта отобразились в замещении всех породообразующих минералов.

*I.M. Mysiak, L.Z. Skakun, R.Ya. Serkiz*

## STAGES OF THE HYDROTHERMAL-METASOMATIC ALTERATION IN COPPER-BEARING BASALT OF THE VOLYN SERIES

A structure and composition of Lower Vendian volcano-genic rocks of Volyn have been considered in a context localization of native copper mineralization. Mineral composition of metasomatic alteration has been investigated. The sequence of metasomatic events in basaltic flows has been set. The alteration of rocks took place during their forming (alteration of minerals above solidus). The basic stage of metasomatism is related to the hydrothermal processes. The early stage of metasomatic alteration is related to activity of the hydrothermal system that resulted in native copper ore in an association with calcite, zeolites, and quartz. The changes of basalt of this stage were represented in alteration of volcanic glass and plagioclase. The late stage of hydrothermal metasomatism alteration was related to magmatism of Early Devonian time and resulted in accumulation of native tin, aluminium, iron, intermetallics (Fe, Cr, Ni, Ti), chlorides of tin and iron, baddeleyite. Late hydrothermal-metasomatism changes of basalt were represented in alteration of all basaltic minerals.

**ЯКОВ НИКОЛАЕВИЧ БЕЛЕВЦЕВ И ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ**  
(к 100-летию со дня рождения академика НАН Украины Я.Н. Белевцева)



Академик НАН Украины Яков Николаевич Белевцев обладал особенным талантом геолога-разведчика и ученого. Он был увлеченным человеком, удачливым искателем и первооткрывателем многих месторождений железа, марганца и урана, пытливым ученым, стремившимся объяснить увиденное, найти то, что еще никому не давалось. Да и человеком он был ярким, жизнерадостным, заражал окружающих оптимизмом, умел организовать своих соратников на общее дело и добиться поставленной цели в науке и в решении практических вопросов.

Я.Н. Белевцев родился 7 апреля 1912 г. в с. Орехово Курской обл. в семье крестьянина. Был младшим в семье, рос с тремя братьями и тремя сестрами. Его братья участвовали в Гражданской войне, работали в Донбассе, куда после окончания начальной школы 12-летний Яша Белевцев уехал "зайцем". Закончив семилетку учился в Горпромуче, три года работал кузнецом, слесарем, машинистом вру-

бовой машины в угольной шахте. В 1931 г. поступил в Днепропетровский горный институт (ДГИ) на геологический факультет. Несмотря на неполное среднее образование в институте он учился на "отлично", кроме того, возглавил институтскую комсомольскую организацию. Однако не миновали его партийные чистки — в 1933 г. он был исключен из партии как сын кулака. Позже его отец был признан середняком, а Яков Николаевич восстановлен во всех правах. Учась в институте, он женился в 1935 г. на Варваре Сергеевне Трифоновой, в 1937 г. у них родился сын Рудольф, а в 1940 — дочь Людмила. Варвара Сергеевна, геолог-петрограф, была всю жизнь рядом с Яковом Николаевичем, помогала ему в работе: описывала шлифы, корректировала отчеты и статьи.

После окончания ДГИ в 1937 г. полгода Яков Николаевич работал по распределению на полиметаллическом месторождении Садон в Северной Осетии. В конце этого же года был направлен в Криворожский железорудный бассейн (Кривбасс), где работал старшим геологом рудника им. Дзержинского, затем (1939—1941) — начальником отдела геологической съемки треста "Кривбассразведка". Кривбасс, а с ним и г. Кривой Рог, быстро развивались, поскольку здесь добывали около 60 % железной руды страны. За два года до войны Яков Николаевич с поисково-съёмочными работами прошел вдоль всей Криворожской железорудной полосы и получил общее представление о геологическом строении и рудоносности Кривбасса. Тогда у него и зародились новаторские идеи о том, что криворожская железорудная толща состоит не из одного или двух пластов, как считалось ранее, а из нескольких (до десятка) железорудных пластов, круто уходящих на глубину и образующих крупный Криворожский синклиниорий. Позд-

нее было уточнено количество таких пластов — семь. Эта схема в корне меняла представления о геологической структуре Кривбасса и увеличивала перспективы распространения железных руд на глубину. Во время геологической съемки Яков Николаевич обратил внимание на то, что железистые породы переходят в богатую руду за счет утонения или исчезновения кварцевых прослоев. Это явление он объяснил тем, что через железистые породы в зонах трещиноватости циркулировали метаморфогенные растворы и выщелачивали  $\text{SiO}_2$ , что приводило к обогащению их железом и образованию железных руд. Залежи железных руд формировались в виде рудных столбов в местах региональных изгибов ядерной части синклиория. Еще до войны такая структура Кривбасса была подтверждена на глубину нескольких сотен метров, а после войны уже до 2000—2500 м. Эти данные легли в основу его теории метаморфогенного рудообразования. Геологическая карта Кривбасса, построенная Я.Н. Белевцевым, во время войны висела на стене кабинета министра черной металлургии СССР И.Ф. Тевосяна.

Осенью 1941 г. Яков Николаевич был направлен в Таштагольский район Горной Шории (Кузнецкий Алатау) на поиски остро необходимых стране месторождений марганца, который, как известно, составляет около 30 % броневой стали для танков. Основной район его добычи — Никополь — был захвачен, а Чиатура блокирована немцами. Ученому удалось открыть и разведать большое Лебединское месторождение марганца, за что он был награжден первым своим орденом "Знак Почета". Геологическая работа была нелегкой. Яков Николаевич рассказывал, как однажды он еле выбрался из глубокого разведочного шурфа-дудки глубиной до 40 м, поскольку незакрепленные стенки шурфа начали быстро осыпаться, а после подъема бадьи с ним рухнули вниз.

Весной 1944 г. Яков Николаевич вернулся в освобожденный от немцев Кривбасс и в должности главного геолога Геолтреста занялся восстановлением железорудной базы Кривбасса. В августе 1945 г. было распространено постановление Совмина СССР, предписывающее всем геологам направить усилия на поиски месторождений урана, необходимого для создания атомной бомбы. В то время господствовали представления о том, что урано-

вые руды связаны лишь с молодыми гидротермальными процессами. Яков Николаевич на свой страх и риск начал проверять на радиоактивность все имеющиеся образцы пород на обычном учебном электроскопе. Вначале изучал случайные образцы маркированного керна во дворе Геолтреста, а затем, после возвращения из эвакуации геологических фондовых материалов, стал систематически обследовать кернохранилища. Много было перепробовано образцов, прежде чем попались породы со щелочным амфиболом, которые раздвинули лепестки электроскопа, поскольку были радиоактивными и содержали уран. Всего было отобрано 30—35 таких образцов из скважин и шахты "Капитальная" рудников Первомайский и Желтая Река с глубины 100—200 м. Шахты были еще затоплены и спуститься к ним исследователь смог лишь через несколько месяцев. Собранные образцы отправили в Москву, где было установлено, что впервые в СССР обнаружена промышленная урановая руда. Так было открыто Первомайское урановое месторождение, а затем в конце 1946 г. после откачки воды из шахты "Капитальная" — крупнейшее первое в СССР урановое Желтореченское месторождение.

В 1951 г. Я.Н. Белевцев за его открытие, разведку и освоение получил Сталинскую премию первой степени. В разведке Желтореченского месторождения активное участие принимали С.А. Скуридин и Г.И. Каляев. На базе этого месторождения построен комбинат и целый город — Желтые Воды, но, к сожалению, среди его жителей мало кому известно, кто был первооткрывателем этого уникального месторождения.

В 1953 г. по приглашению Президиума АН УССР Яков Николаевич с семьей переехал в г. Киев, где возглавил отдел, а потом и сектор в Институте геологических наук АН УССР по изучению урановых и железных руд. Он к тому времени уже защитил кандидатскую (1946) и докторскую (1952) диссертации, был избран членом-корреспондентом АН УССР (1951). Его первыми сотрудниками были Г.И. Каляев, С.И. Скуридин, В.И. Скаржинский, Б.И. Горошников, Г.В. Тохтуев, Н.П. Гречишников, П.К. Лагутин, Ю.П. Мельник, Ю.М. Епатко, Ф.И. Жуков, В.Б. Коваль, М.А. Ярошук, Е.И. Сушук и др. Тогда же Яков Николаевич читал курс лекций о структуре рудных полей в Киевском университете, за что получил в 1955 г.



звание профессора. В 1967 г. его избрали академиком АН УССР. Он — трижды лауреат Государственных премий СССР и УССР.

В результате многолетних геолого-металлогенических исследований, проводимых коллективом Отделения металлогении Института геохимии и физики минералов АН Украины (с 1969 г.) под руководством Я.Н. Белевцева, была сформулирована и обоснована теория метаморфогенного образования рудных месторождений.

Благодаря энергии ученого в 1978 г. был построен корпус для Отделения металлогении с необходимым научным оборудованием и лабораториями. В этом корпусе сейчас располагается Институт геохимии окружающей среды НАН Украины.

Яков Николаевич опубликовал десятки монографий и более 300 научных работ, где изложены результаты геолого-поисковых и физико-химических исследований рудообразующих процессов. Воспитал около двух десятков докторов и полусотни кандидатов наук. Участвовал с докладами на многих международных геологических конгрессах, симпозиумах и совещаниях — в Мексике (1956), Праге (1963), Индии (1964), Чехословакии (1968), Токио (1970), Канаде (1972), Варне (1974), Австралии (1976). Вместе со своими соратниками ученый ознакомился почти со всеми крупными рудными месторождениями СССР, со многими в Восточной Европе, Китае, Индии. Его геологическое и научное наследие оказало и будет оказывать большое влияние на геологическую науку и практику Украины, стран, ранее входивших в состав СССР, и всего мира.

Жизнь Якова Николаевича была необычайно яркой, многообразной и во многом может служить примером для подражания. Он был быстрым, напористым, сообразительным, трудолюбивым, компанейским, доброжелательным и очень везучим. Академик АН СССР В.И. Смирнов, выдающийся ученый в области полезных ископаемых, назвал его "криворожским Лутугиным", сравнив с известным родоначальником геологии Донбасса. Его также можно назвать главным геологом Кривбасса, поскольку практически геологоразведочные работы там он возглавил сразу после войны, а после 1953 г. оставался их научным руководителем, определяя главные направления исследований. Но ведущие интересы его научной и практической деятельности были сосредото-

чены на решении фундаментальных проблем рудообразования. Для этой цели проводились полевые поисково-разведочные работы и бурились скважины, изучались стратиграфия, тектоника, петрография геологических комплексов, проводились аналитические работы, в том числе исследования газовой-жидких включений, минералогических термобарометров, изотопов, ставились эксперименты по фильтрации флюидов через породы и рудоотложению в них. Учитывая все возрастающую роль урана для ядерной энергетики, этому элементу было уделено максимальное внимание. Было, например, доказано, что для переноса и отложения урана благоприятна температура не более 300 °С.

Среди сложных проблем рудообразования, которые мы нередко обсуждали (он как рудник, а я как петрограф), прежде всего можно выделить такие, как перенос рудных компонентов флюидами и характер рудоотложения. Часто процесс рудоотложения резко отличается как от метасоматического, так и от метаморфического процессов, поскольку метасоматоз осуществляется при постоянном объеме с изменением состава системы, а для метаморфизма характерно постоянное давление и изохимичность системы (кроме газовых компонентов). В природе же в процессе рудоотложения нередко изменяются и объем, и состав системы. Кроме того, необходимое условие рудоотложения — значительная миграция рудоносного флюида, что возможно лишь при хорошей проницаемости зоны рудообразования. И действительно рудные залежи железа, урана, золота и полиметаллов локализируются в хорошо проницаемых для рудных флюидов разломно-трещинных и катакластических зонах в виде линейных тел метасоматического замещения (часто метасоматических жил) и нередко вместе с пустотами, которые могут быть выполнены жилами. То есть можно различать жилы метасоматические и жилы выполнения. Древние (архейские и раннепротерозойские) рудные залежи претерпевают метаморфическую переработку, которая их деформирует и ликвидирует незаполненные пустоты. Таким образом, рудоотложение в целом — это метасоматический процесс, проходящий в проницаемых зонах. При такой тектоно-метаморфической переработке рудожильный комплекс выглядит как псевдоконгломерат. Такие породы хорошо известны на

Украинском щите, а также в Южной Африке в виде богатых золотом и ураном знаменитых конгломератов Витватерсранда. Эти проблемы рудообразования детально обсуждались в работах Я.Н. Белевцева и по сей день заслуживают пристального внимания геологов-рудников.

В 1980-е гг. в СССР была сделана попытка решить накопившиеся проблемы глубинной геологии и рудообразования при помощи программы сверхглубокого бурения. Для Украины после долгого обсуждения был принят проект бурения Криворожской сверхглубокой скважины (КСГС) в западной части Криворожской структуры до глубины 12 км с целью пересечь железорудную формацию и залегающие ниже комплексы. Этот проект был предложен Я.Н. Белевцевым. КСГС была забурена в 1984 и остановлена в 1994 г. на глубине около 5500 м. Она дала уникальную информацию о глубинных горизонтах украинского докембрия и Криворожской структуры. Мне как петрологу неоднократно пришлось бывать на КСГС с Яковом Николаевичем и изучать керн этой скважины вместе с главным геологом экспедиции сверхглубокого бурения Н.С. Курловым. Материалы КСГС оказали и будут оказывать большое влияние на изучение геологии докембрия, рудообразования, геохимии и геофизики Украины и других регионов.

В 1980-х гг. Я.Н. Белевцев был одним из инициаторов геолого-поисковых и научных работ в Украине на золото, но не успел эту программу развить. Правда, несколько лет назад кандидатскую диссертацию по изотопной геохимии Клинцовского золоторудного месторождения в Приингулье успешно защитил внук Якова Николаевича — Александр Рудольфович Белевцев. Его внучка Мария Рудольфовна Белевцева работает инженером-геологом в УкрГГРИ. Геологическая династия Белевцевых продолжается!

Во время полевых работ Яков Николаевич с коллективом обычно останавливался на базе отдыха Криворожской геолого-разведочной экспедиции на р. Боковенька. Там были вагончики, лодки, кухня и даже бильярд. Эта база была близка к объектам полевых работ — обнажениям кристаллических пород между Кривым

Рогом и Кировоградом. Возле последнего в 1964 г. было открыто крупное Мичуринское урановое месторождение, а затем ряд других урановых, золоторудных и редкометалльных месторождений в Кировоградском районе.

Мне часто приходилось участвовать в геологических экспедициях под руководством отца, академика НАН Украины Я.Н. Белевцева в 60—80-х гг. прошедшего века в Кривбассе и, например, по программе изучения железисто-кремнистых формаций докембрия (ЖФД) по всему СССР. В те времена мы выезжали в поле каждый год на месяц-два — Кривбасс, Кировоград, Побужье, Курская магнитная аномалия, Прибалтика, Карелия, Кольский п-ов, Забайкалье, Урал, Курильские о-ва. Это были увлекательные путешествия, поиски и находки, тайны, для открытия которых нужны не только знания, опыт и терпение, проекты и финансы, буровые станки, геологический молоток и микроскоп, но еще и особый талант поисковика — воображение, вера в удачу и сама удача! И все это было у Якова Николаевича. Он многих "заразил" геологией. Но главное — он родился, жил и работал в нужное время и в нужном месте, когда геологические поиски и разведка были востребованы, да еще как востребованы: то железо и марганец для строек, танков и орудий, то уран для атомного оружия и энергетики! Я.Н. Белевцев был увлечен наукой и влюблен в геологию, в работу, в Кривбасс. Он и ушел из жизни в трудное перестроечное время, когда почувствовал, что не востребован так, как ранее. Ушел 29 августа 1993 г.

Ученый успел многое сделать, открыть, обосновать, опубликовать. Всегда и везде он создавал творческие коллективы геологов, которые были увлечены его идеями и работали как единый организм; умел ладить с начальством и был "отцом родным" для единомышленников. Хоть был непрост, умен и умел. Его энергии не было границ.

Яков Николаевич оставил после себя открытые им месторождения, добрую память людей, научные работы, геологические идеи, гипотезы и теории, которые будут развивать дальше его соратники, ученики, последователи, дети, внуки, а также свою жизнь — как пример для подражания.

*Р.Я. Белевцев*

## КНИГА "МІНЕРАЛОГІЯ В ОСОБАХ: НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК": НЕТРАДИЦІЙНИЙ ПІДХІД ДО ВИКЛАДУ ІСТОРІЇ НАУКИ

У 2011 р. у Києві видавництвом "Інститут обдарованої дитини" опублікована монографія "Мінералогія в особах: навчальний посібник" (автори В.І. Павлишин, С.О. Довгий). У посібнику наведено стислі науково-біографічні нариси про видатних учених, працями або іншою діяльністю яких закладено фундамент стародавньої мінералогії й створено наукові засади для всебічного розвитку сучасної мінералогічної науки. Книга обсягом 212 с., добре ілюстрована портретами вчених, кольоровими фото мінералів.



Кожна галузь науки має історію розвитку, адже вона розпочиналася і продовжувалася людьми, особистостями, які розуміли значення тих чи інших фактів для пояснення розвитку природи і суспільства. На певному етапі процесу слід зупинитися, критично оцінити пройдений шлях, зрозуміти досягнення й недопрацювання і окреслити напрями подальшого розвитку.

Не минуло це й мінералогії — науки, що розвивалася від появи людини з її допитливим розумом в доісторичний час і задовго до виникнення писемності та перших відомих пи-

семних джерел, науки, з якої розпочинався видобуток корисних копалин. Вона є родоначальницею геологічних наук і разом з геологією входить до дев'яти класичних фундаментальних наук. Об'єкт мінералогії — мінерал як головне джерело генетичної інформації про процеси мінералогенезу і складова мінеральної сировини визначає передумови пошуків, розвідки та оцінки родовищ корисних копалин.

Мінералогія, назва якої увійшла в літературу з легкої руки англійського природодослідника Роберта Бойля (1690), безперервно розвивалася. Темпи розвитку і масив нагромадженої інформації весь час зростали, тому зазвичай кожен підручник з мінералогії розпочинається з короткого побіжного викладу історії та переліку вчених, які тією чи іншою мірою причетні до її розвитку.

Саме такій плеяді видатних вчених-мінералогів і присвячена книга "Мінералогія в особах: навчальний посібник" (К.: ІОД, 2011. — 212 с. (автори В.І. Павлишин, С.О. Довгий)), що складається з основної частини "Мінералогія в особах" і додатку "Мінерали та особи".

Мета цього незвичного видання традиційна — висвітлити минуле мінералогії та досягнення науки про мінерали від перших кроків до сьогодення. Однак за формою виклад матеріалу нетрадиційний — максимальна стислість, інколи кількома рядками, здебільшого хронологічно, але з обов'язковою прив'язкою до осіб. Це сприяє його кращому сприйняттю і засвоєнню, адже не секрет, що у підручниках з мінералогії, виданих дотепер, розділи про її

історію сприймаються студентами (і не лише) з низькою ефективністю. Крім того, певною мірою заповнено прірву радянської доби, коли навіть видатним ученим в силу різних причин не знаходилося місця у бібліографічних довідниках.

В основній частині посібника з необхідною детальністю охарактеризовано видатних вчених, науковими працями і діяльністю яких закладено як підґрунтя мінералогії та кристалографії, розпочинаючи від давніх часів, які створювали наукові засади всебічного розвитку новітньої мінералогічної науки. Їхніми працями зафіксовано той факт, що на межі тисячоліть досягнення мінералогії й її окремих розділів — кристалохімії, морфології та генезису мінералів, регіональної, систематичної та експериментальної мінералогії, біомінералогії, наномінералогії, прикладної мінералогії тощо — незаперечні.

Біографічні нариси вдало доповнені портретами видатних вчених. Видання прикрасили дві колективні світлини сучасних українських і російських вчених-мінералогів, багато з яких залишилися, на жаль, уже лише в нашій пам'яті.

Посібник істотно прикрасив обширний Додаток, в якому наведено фото зразків мінералів з Мінералогічного музею С.О. Довгого. Серед них відомі з давніх-давен і нещодавно відкриті мінерали неоднакового віку і розмаїтої конституції, з цікавими властивостями і різним практичним значенням. Завдяки цьому висвітлено історію відкриття і дослідження мінералів, у якій, зрозуміло, належне місце відведено особам, науковцям і практикам.

У такому нетрадиційному виданні, звісно, не обійшлося без деяких недопрацювань, тому авторам, які просять конструктивної критики, порадимо наступне.

Насамперед, за можливості слід ліквідувати нерівномірність наведених бібліографічних даних. У виданні вказано, що воно орієнтовано

головним чином на студентів. Якщо це так, то матеріал додатку слід викласти чітко відповідно до кристалохімічних засад сучасних підручників з мінералогії, а не у вигляді загальнопізнавальної статті.

Назви монографій чи визначальних статей мають бути поданими мовою оригіналу (а їхній переклад українською за необхідності), як це зроблено, до прикладу, для прізвищ учених та деяких дефініцій. Цитати також бажано наводити мовою оригіналу.

Потребують уточнення назви деяких наукових праць, як от монографій Н.В. Петровської (с. 123) чи М.П. Єрмакова (с. 128).

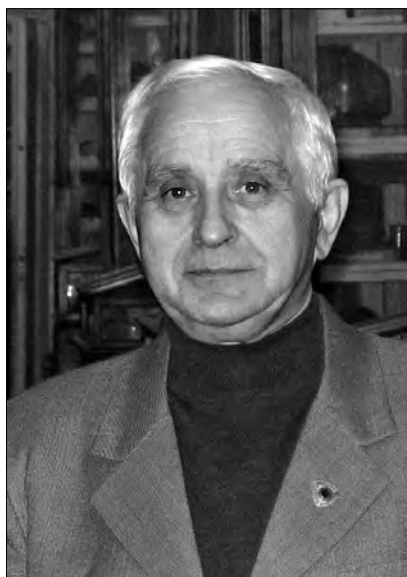
Ці зауваження чи уточнення не мають принципового характеру і легко можуть бути враховані у наступному виданні книги, потреба у якому, безсумнівно, виникне.

Посібник написаний сучасною українською мовою і читається на одному подихові, надає можливість зануритися у глибини мінералогії, довідатися про тих, хто стояв біля витоків науки і доклав значних зусиль, щоб розвинути її до сучасного високого рівня. Така фрагментарна, але конкретна форма висвітлення минулого мінералогії сприяє глибокому розумінню читачами фундаментального значення цієї науки у розвитку суспільства і світової цивілізації. Важливо й те, що підкреслено роль видатних вчених українського походження у популяризації мінералогії в Україні, сприяння зростанню національних кадрів, підготовки висококласних спеціалістів.

Книга буде цінною не лише для студентів, науковців і педагогів, але й усіх, хто цікавиться історією та становленням мінералогії, внеском окремих особистостей у розвиток фундаментальної науки. Як значущу для підвищення мінералогічної культури суспільства її можна рекомендувати й аматорам та колекціонерам мінералів.

*Ігор Наушко*

## ВІКТОРУ МИКОЛАЙОВИЧУ КВАСНИЦІ – 70



8 квітня цього року виповнилось 70 років від дня народження відомого в Україні та за її межами мінералога і кристалографа, одного з найавторитетніших у нашій державі дослідника алмазів, президента Українського мінералогічного товариства (УМТ), завідувача відділу проблем алмазоносності Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семченка НАН України (ІГМР), доктора геолого-мінералогічних наук, професора Віктора Миколайовича Квасниці.

Віктор Квасниця народився в 1942 р. в с. Грицеволя на Галичині, у селянській сім'ї. У 1958 р., закінчивши Лопатинську середню школу (с.м.т. Лопатин, Львівська обл.), охоплений бажанням сіяти "розумне, добре, вічне", він вступив у Бродівське педагогічне училище (м. Броди, Львівська обл.). З дипломом шкільного вчителя 1 серпня 1961 р. він розпочав свою освітянську працю у школі с. Станіславчик рідної області та вже через два місяці був мобілізований до лав Радянської армії. За три роки служби і роздумів про майбутній фах

Віктор Квасниця вирішує присвятити себе геології, успішно складає вступні іспити на геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка і з 1 вересня 1964 р. стає студентом.

Серед майбутніх геологів Віктор Квасниця вирізняється серйозним ставленням до навчання, допитливістю, схильністю та прагненням до наукової праці. Здібного студента помітив завідувач кафедри кристалографії геологічного факультету, відомий дослідник якутських алмазів, професор Збігнев Владиславович Бартошинський і залучив другокурсника до вивчення кристалографії, а згодом й інших властивостей алмазу. Вчитель не помилився у виборі — для учня всебічне вивчення алмазу з різних регіонів світу стало справою усієї подальшої наукової діяльності.

У 1969 р. професор, а невдовзі — академік АН УРСР Євген Костянтинівич Лазаренко, очоливши Інститут геологічних наук АН УРСР, пропонує Вікторові Квасниці — випускнику геологічного факультету за спеціальністю "геохімія", продовжити навчання. Вступивши до аспірантури В.М. Квасниця займається виключно мінералогічним і кристалографічним вивченням алмазів України у новоствореному відділі регіональної та генетичної мінералогії. Закінчити навчання в аспірантурі довелося уже в Інституті геохімії та фізики мінералів АН УРСР (нині ІГМР), куди в серпні 1972 р. був переведений відділ академіка Є.К. Лазаренка.

Через два роки після закінчення аспірантури В.М. Квасниця захищає кандидатську дисертацію на тему "Мінералогія и кристалографія алмазов України" (1974) і продовжує наукову працю під керівництвом академіка у тому ж відділі, спочатку молодшим, а вже з квітня 1980 р. — старшим науковим співробітником. З огляду на глибокі знання

молодого кандидата геолого-мінералогічних наук з мінералогії та геології в цілому, у травні 1980 р. його призначають вченим секретарем Інституту геохімії і фізики мінералів АН УРСР, на цій посаді він перебуває до вересня 1982 р.

Не зважаючи на завантаженість науково-організаційними питаннями і різноманітною дослідницькою роботою за тематикою відділу регіональної та генетичної мінералогії, Віктор Миколайович не полишає вивчення алмазів України. Оскільки кристали цього мінералу переважно мікроскопічні, то їх вивчення вимагає спеціальних методичних підходів і майстерності, притаманних саме В.М. Квасниці. У цьому напрямі він працює багато, ювелірно, творчо і результативно. Його науковими статтями, особистими та написаними у співавторстві, рясніють відомі фахові журнали мінералогічного напрямку України та Росії.

Повнота досліджуваних колекцій алмазу з різних геологічних формувань багатьох регіонів України та з кімберлітів декількох алмазодносних провінцій світу, глибоке і всебічне вивчення цього мінералу дали вагомий результат наукового і практичного значення. Вони і лягли в основу написання дисертації під назвою "Типоморфізм мікрокристаллов алмаза", яку В.М. Квасниця успішно захистив у 1992 р., здобувши науковий ступінь доктора геолого-мінералогічних наук.

Ще до захисту докторської дисертації почалося сходження Віктора Миколайовича службовою драбиною. У червні 1990 р. він став завідувачем лабораторії електронної мікроскопії відділу проблем алмазодносності. Найприкметнішим та найголовнішим було те, що тематика нового відділу повністю відповідала провідному напрямку наукових інтересів В.М. Квасниці. Тому не дивно, що у 1996 р. відділ проблем алмазодносності в ІГМР очолив саме він.

Маючи великий досвід з вивчення мінералогії, кристалографії та генетичних особливостей алмазу і супутніх мінералів родовищ Якутії, Біломор'я, Казахстану, Південної Африки, Бразилії та Австралії, порівнюючи їх з даними вивчення алмазів України, Віктор Миколайович спрямовує тематику відділу на встановлення генезису останніх, а також на масштабне вивчення кристалографії мінералів України. Для декількох десятків мінералів із різних регіонів ним вперше проведені детальні кри-

сталографічні дослідження, більшість результатів яких ввійшли в монографічні праці з мінералогії України чи висвітлені в окремих публікаціях.

У цій складній, але дуже важливій справі він особисто дуже багато і плідно працює, використовує лабораторну базу ІГМР, а згодом сучасну аналітичну базу Німеччини, співпрацює з її вченими та вченими інших країн. Його спокійна, зовні непоказна, але цілеспрямована, виважена до деталей праця останнього десятиліття просто вражає. Віктор Миколайович — яскравий приклад вченого, вірного на все життя один раз обраному предмету дослідження, він працює до самозабуття не за почесні регалії, фінансові вигоди чи скороминущу славу, його веде всеохопне прагнення до нового знання.

Однак ювіляру судилося займатись не тільки наукою: тривалий час Віктор Квасниця був вченим секретарем Постійної комісії мінералогії і геохімії Карпато-Балканської геологічної асоціації (КБГА), згодом очолив цю комісію та національну підкомісію мінералогії КБГА. У тому, що побачили світ чотири томи книги "Мінерали Українських Карпат" (Київ-Львів, 1990, 1995, 2003, 2011) і спільне з мінералогами Угорщини, Румунії, Словаччини, Польщі та Чехії англomовне видання "Minerals of the Carpathians" (Прага, 2002) — велика заслуга ювіляра як автора, редактора й організатора.

У 2001 р. на шостому з'їзді Українського мінералогічного товариства мінералоги України обрали його президентом УМТ. Віктор Миколайович сприйняв цю довіру зовні спокійно, бо знав, що без розвитку української мінералогії в цілому неможливе вирішення проблем розвитку мінерально-сировинної бази держави. На той час становище УМТ в усіх відношеннях було непростим, постало питання щодо доцільності продовження його діяльності. Віктор Миколайович спокійно і розважливо, як звик робити усе, почав активізувати діяльність Товариства. Результати не забарились: завдяки його ініціативі, старанням, безпосередній активній участі в 2004 р. засновано щорічний науковий журнал "Записки Українського мінералогічного товариства", незмінним головним редактором якого є В.М. Квасниця. Без сторонньої фінансової допомоги, лише завдяки взаємовигідній співпраці УМТ з виробничими геологічними організаціями, навчальними закладами геоло-

гічного профілю, Спілкою геологів України товариство щорічно випускає високохудожні календарі з інформацією про мінеральні багатства різних регіонів України, проводить конференції, з'їзди, наукові читання. Під егідою УМТ щорічно проводиться конкурс на здобуття премії імені академіка Є.К. Лазаренка для молодих вчених-мінералогів, започатковано випуск спеціальних поштових знаків із зображенням мінералів і відомих мінералогів, вшановується пам'ять видатних мінералогів і кристалографів, а головне — активізується діяльність відділень УМТ і їх взаємна співпраця. В усьому цьому велика заслуга насамперед президента УМТ В.М. Квасниці. Тому на сьомому і восьмому з'їздах (2006, 2011) українські мінералоги знову обрали його президентом УМТ.

Віктор Миколайович як кристалограф і мінералог не міг не бути зачарованим красою природних кристалів. Він знає внутрішню причину краси кристалів і несе свої знання іншим, популяризує науку про природні кристали, ніби хоче сказати пересічним українцям: подивіться, яку красу містять в собі надра нашої землі, пізнавайте її, збагачайтеся духовно та бережіть цей безцінний скарб. З цією метою В.М. Квасниця разом зі співавторами пише кілька науково-популярних праць про кристали мінералів України, про алмаз і самородне золото — "Природные кристаллы Украины" (Львов : Свит, 1990, співавтори — В.І. Павлишин, О.І. Матковський); "Многоликий алмаз" (Донецк, 1993, співавтори — О.Д. Харків, Б.С. Панов); "Природа алмаза" (Київ : Наук. думка, 1994, співавтори — О.Д. Харків, М.М. Зінчук); "Самородное золото Украины" (К. : АртЕк, 1996, співавтор — І.К. Латиш) та низку статей про природні кристали в різних науково-популярних журналах, виступає по радіо та телебаченню.

Про внесок В.М. Квасниці у мінералогію й кристалографію взагалі й України зокрема можна написати ще багато, але щоб не втомлювати читачів просто охарактеризуємо значний творчий доробок вченого. Це понад понад 360 друкованих праць, в тому числі одна особиста монографія ("Мелкие алмазы". — Київ : Наук. думка, 1985) і 11 монографій у співавторстві, в більшості з яких Віктор Миколайович очолює список авторів. Свою спра-

ву наш ювіляр передавав і передає здібним молодим дослідникам і в 2008 р. заслужено одержав звання професора.

За здобутки у мінералогічній науці ювіляр нагороджений знаком Міністерства освіти і науки України "За наукові досягнення" (2008), а у 2011 р. за багаторічну плідну наукову, науково-організаційну і громадську діяльність, підготовку наукових кадрів та вагомі творчі здобутки у кристалографічних і мінералогічних дослідженнях — Почесною грамотою Президії НАН України. У 1992 р. книга "Природные кристаллы Украины" була відзначена дипломом Всесоюзного мінералогічного товариства як одна із найкращих робіт з популяризації мінералогії та кристалографії.

Завершуємо свою розповідь про Віктора Миколайовича тим, з чого, може, слід було починати. Немає сумніву, що всі здобутки в науці та житті досягнуті ним завдяки характеру, волі, енергії та розуму. Ці якості успадковуються від батьків, формуються в сім'ї, а от розвинути чи загубити їх — залежить від самої людини. Віктор Миколайович спадок батьків розвинув і примножив, виховавши у собі високе почуття обов'язку, вірності обраній справі, своєму роду і народу, органічного та вічного зв'язку зі своєю землею.

У цьому короткому нарисі ми не намагалися охарактеризувати результати наукових досліджень ювіляра, лише окреслили основні напрями його наукової, науково-організаційної, педагогічної і громадської діяльності.

Вітаючи шановного Віктора Миколайовича Квасницю, відомого кристалографа і мінералога, доброзичливого друга і колегу, шляхетну людину, щирого патріота зі славним 70-літтям від усього серця бажаємо йому міцного здоров'я, щастя та добра на довгі роки, здійснення усіх задумів і планів у науці, мрії і прагнень у особистому житті, сім'ї та родині, в нашій славній Україні.

*Д.К. Возняк, Ю.А. Галабурда, Г.О. Кульчицька*

*Редколегія і редакція "Мінералогічного журналу" приєднуються до поздоровлень активному учаснику його роботи — члену редколегії та рецензентові. Нехай Ваші наукові знання і редакторський досвід й надалі служать зміцненню авторитету українського мінералогічного видання, вельмишановний Вікторе Миколайовичу!*

**Амашукелі** Юлія Аркадіївна — асп. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Бєлєвцев** Рудольф Якович — д-р геол.-мінерал. наук, чл.-кор. НАН України, зав. від. ДУ ІГНС НАН України, Київ

**Бєркєлієв** Тимур Казандурдыевич — канд. геол.-мінерал. наук, гл. спеціаліст. Компанія "ГПБ Нефтегаз Сервісиз", Москва, Росія

**Брик** Олександр Борисович — д-р фіз.-мат. наук, чл.-кор. НАН України, проф., зав. від. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Wiedenbeck** Michael — dr. Geoforschungszentrum, Potsdam, Germany

**Возняк** Дмитро Костянтинович — д-р геол. наук, зав. від. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Галабурда** Юрій Андронович — канд. геол.-мінерал. наук, с. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Довбуш** Тетяна Іллівна — н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Дубина** Олександр Володимирович — канд. геол. наук, с. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Дяків** Василь Олексійович — докторант. Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка, Київ

**Калініченко** Анатолій Михайлович — канд. геол.-мінерал. наук, пров. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Калініченко** Олена Анатоліївна — канд. фіз.-мат. наук, с. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Карданєць** Юлія Володимирівна — асп. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Кицмур** Ігор Ігорович — асп. Львів. нац. ун-т ім. Івана Франка, Львів

**Костєнко** Олена Миколаївна — асп. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Красюк** Ольга Петрівна — м. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Кривдік** Степан Григорович — д-р геол.-мінерал. наук, зав. від. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Кульчицька** Ганна Олександрівна — д-р геол. наук, пров. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Лавриненко** Олена Миколаївна — канд. хім. наук, с. н. с. ІБКХ ім. Ф.Д. Овчаренка НАН України, Київ

**Миронова** Ольга Федоровна — канд. хім. наук, с. н. с. ГЕОХИ ім. В.И. Вернадського РАН, Москва, Росія

**Мисяк** Іванна Михайлівна — асп. Львів. нац. ун-т ім. Івана Франка, Львів

**Наумко** Ігор Михайлович — д-р геол. наук, зав. від. ІГГГК НАН України, Львів

**Наумов** Георгій Борисович — д-р геол.-мінерал. наук, проф., зав. отд. Гос. геол. музей РАН, Москва, Росія

**Павлишин** Володимир Іванович — д-р геол.-мінерал. наук, проф. Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка, Київ

**Пашєнко** Євгеній Олександрович — пров. інж. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Самчук** Анатолій Іванович — д-р хім. наук, гол. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Серкіз** Роман Ярославович — м. н. с. Львів. нац. ун-т ім. Івана Франка, Львів

**Скакун** Леонід Зіновійович — канд. геол.-мінерал. наук, доц., зав. каф. Львів. нац. ун-т ім. Івана Франка, Львів

**Степанюк** Леонід Михайлович — д-р геол. наук, заст. дир. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Franz** Gerhard — dr., prof. Inst. für Angewandte Geowissenschaften, Techn. Univ., Berlin, Germany

**Хоменко** Володимир Михайлович — канд. геол.-мінерал. наук, пров. н. с., ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

**Цар** Христина Миронівна — асп. Львів. нац. ун-т ім. Івана Франка, Львів

**Шумлянський** Леонід Владиславович — канд. геол. наук, с. н. с. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, Київ



---

---

**ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ  
ім. М.П. СЕМЕНЕНКА НАН УКРАЇНИ ОГОЛОШУЄ ПРИЙОМ:**

**до докторантури та аспірантури з відривом та без відриву  
від виробництва на 2012 р. за спеціальностями:**

*до докторантури*

Прийом заяв до **1 серпня 2012 р.**

*до аспірантури*

04.00.02 – геохімія; 04.00.08 – петрологія; 04.00.20 – мінералогія, кристалографія.

Вступники до аспірантури подають до **10 вересня 2012 р.** на ім'я директора Інституту такі документи:

1. Заява.
2. Особовий листок з обліку кадрів.
3. Список опублікованих наукових праць і винаходів. Аспіранти, які не мають опублікованих наукових праць і винаходів, подають наукові доповіді (реферати) з обраної ними спеціальності.
4. Медична довідка про стан здоров'я за формою № 286-у.
5. Копія диплома про закінчення вищого навчального закладу із зазначенням одержаної кваліфікації спеціаліста або магістра (особи, які здобули відповідну освіту за кордоном, – копію нострифікованого диплома).
6. Посвідчення про складання кандидатських іспитів (за їхньої наявності). Паспорт та диплом про вищу освіту подаються вступником особисто.

Адреса Інституту: 03680, Київ-142, пр-т Акад. Палладіна, 34, т. 424-04-60

---

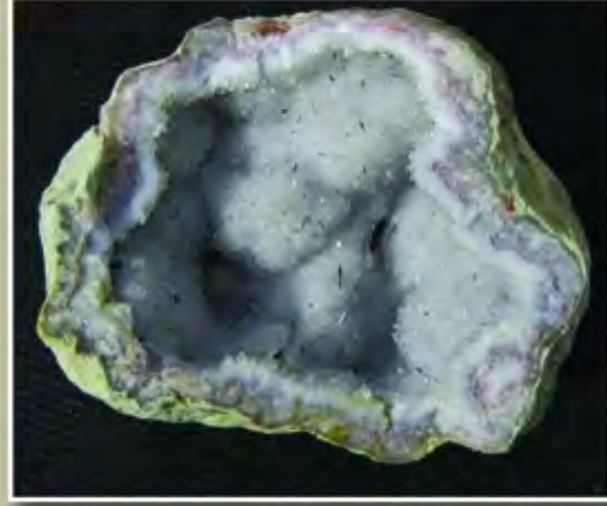
---

*На першій стор. обкладинки: Кварцові жеоди з целестином  
і тонкокристалічним цитрином з верхньоюрських глин  
і вапняків р-ну Туаркир, Туркменістан.*

*З колекції туркменського геолога І.М. Погребняка —  
випускника Харківського університету.*

*На четвертій стор. обкладинки: Те саме.*

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ



ЖУРНАЛ  
MINERALOGICAL  
JOURNAL  
(UKRAINE)

ISSN 0204-3548. Мінерал. журн. 2012. Т. 34, № 2, 1-128

Індекс 70574