

УДК 553.494 + 553.641(477)

С.Г. Кривдік, О.В. Дубина, Т.В. Гуравський

**ДЕЯКІ МІНЕРАЛОГІЧНІ ТА ПЕТРОЛОГІЧНІ
ОСОБЛИВОСТІ РУДОНОСНИХ (ФОСФОР, ТИТАН)
ГАБРОЇДІВ АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНИХ
ПЛУТОНІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

З анортозит-рапаківігранітними плутонами Українського щита (Коростенським і Корсунь-Новомиргородським) генетично пов'язані рудоносні габроїди, до яких приурочені родовища титану і фосфору. Як граніт-сієнітовий аналог таких плутонів розглядається Південно-Кальчицький масив (Приазов'я), в якому виявлено подібні рудні габроїди (Володарське родовище). Виділено два головні типи рудних габроїдів: габро-троктоліти з ільменіт-апатитовою мінералізацією та норити з суттєво ільменітовою. Ці типи родовищ розмежовані просторово, але можуть знаходитися також в межах одного плутону (Коростенського). Висловлено припущення про більш лужний характер вихідних розплавів для апатитонесних габроїдів, з якими часто асоціюють сієніти (Давидківське, Володарське, Стремигородське родовища). Розглянуто особливості хімічного складу породоутворювальних та рудних мінералів (апатит, ільменіт, магнетит, піроксени, олівін, плагіоклаз). Показано, що ці мінерали за хімізмом суттєво відрізняються від таких у типових родовищах ільменіту та апатиту (Телнес, Грейдер, Сувалки). В українських родовищах ці силікати більш залізисті, а ільменіт близький до стехіометричного з низьким вмістом MgO , Fe_2O_3 , Cr , V . Особливо високозалізистими виявилися мінерали у Володарському родовищі, а ільменіт — збагаченим на Nb і Zr . Зроблено висновок про те, що розглянуті українські родовища титану та фосфору формувалися за більш глибоких умов та пониженої фугітивності кисню, найбільш еродованим (5—10 км) з них є Володарське.

Вступ. Титан-фосфатні (ільменіт, титаномангнетит, апатит) родовища, що просторово та генетично пов'язані з анортозит-рапаківігранітними плутонами (АРГП) Українського щита (УЩ), відомі вже понад три десятиліття [1, 20]. Особливо багатим на такі родовища та рудопрояви (загалом їх вісім) виявився Коростенський АРГП (рис. 1). У той же час в Корсунь-Новомиргородському АРГП нині виявлено тільки одне ільменітове родовище, відоме під назвою Носачівське, інколи його називають Смілянським [20].

Подібне фосфатно-титанове родовище виявлено в Приазов'ї (Володарське) у межах Південно-Кальчицького граніт-сієнітового масиву. Цей масив, на думку деяких дослідників і за нашими уявленнями, споріднений з АРГП і, по суті, є його граніт-сієнітовим аналогом. Обґрунтування цього положення наводилося одним з авторів раніше [15]. Разом з тим, в добре вивчених АРГП Балтійського щита

подібні родовища відсутні або недостатньо вивчені і принаймні не згадуються в оглядових роботах з АРГП [4]. Нещодавно Fe-Ti родовище виявлено в Польщі (Сувалки) у зв'язку з АРГП. Із подібних суттєво ільменітових родовищ, пов'язаних з анортозитовими масивами провінції Рогаланд у Норвегії, найбільш відомим є Телнес [29—32], яке нині розробляється. До анортозитів Гренвільського поясу приурочені два відомих родовища: титанове — Тіо Маін (*Tio Mine*) та фосфор-титанове — Грейдер (*Grader*) [29]. Подібне до останнього родовище Сенфорд-Хіл в Адирондокських горах (США). Анортозити провінції Рогаланд та Гренвільського поясу асоціюють з чарнокітами та мангеритами. Оскільки чарнокіти та мангерити часто мають підпорядковане значення, то таку асоціацію порід називають також автономними анортозитами, на відміну від АРГП, де граніти рапаківі нерідко можуть бути єдиним представником за відсутності основних порід на певному ерозійному зрізі. Fe-Ti-P рудні габроїди відомі в зв'язку з анортози-

© С.Г. Кривдік, О.В. Дубина, Т.В. Гуравський, 2008

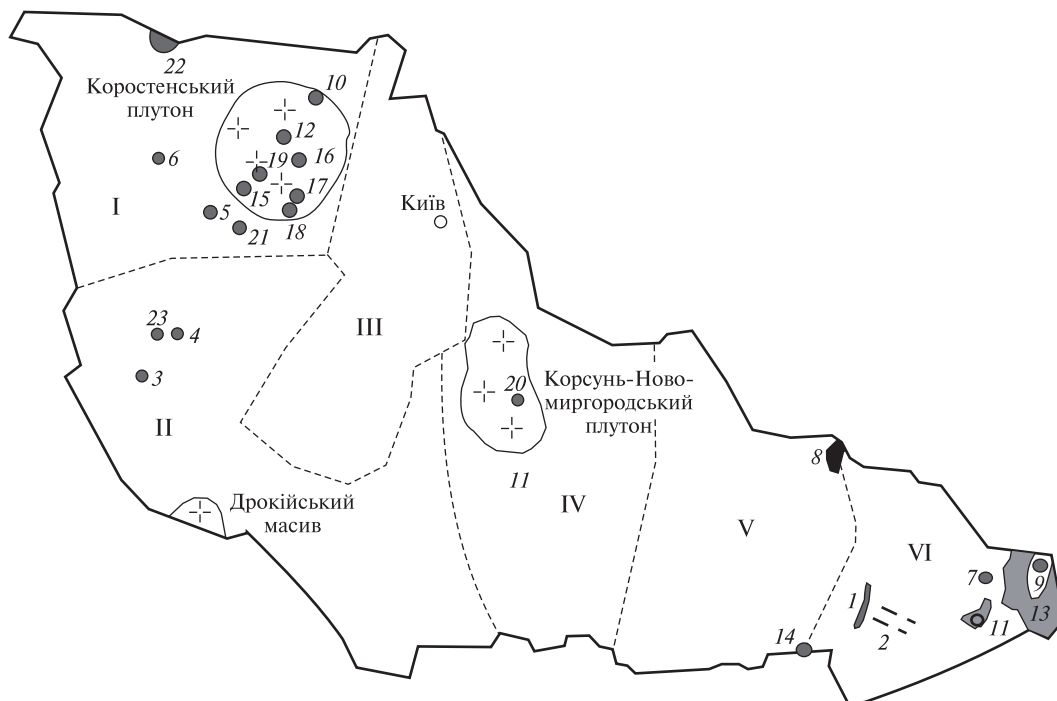


Рис. 1. Головні масиви, родовища та прояви рудоносних і потенційно рудоносних основних і лужних порід УЩ. Лужно-ультраосновна формація: 1 — Чернігівський; 2 — дайки метаякупірангітів у Західному Приазов'ї; 3 — Проскурівський; 4 — Антонівський; 5 — феніти с. Березова Гать; 6 — мельтейгіт-якупірангіти біля с. Городниця. Габро-сієнітова формація: 7 — Октябрьський; 8 — Малотерсянський; 9 — Покрово-Київський; 10 — Давидківський; 11 — Південно-Кальчицький (Володарське родовище); 12 — Стремигородська інтрузія (ільменіт-апатитове родовище); 13 — Єланчицький і Кальміуський; 14 — Мелітопольський (формаційна приналежність остаточно не з'ясована). Анортозит-рапаківігранітна формація (апатитові та ільменітові родовища і прояви, пов'язані з габроїдами Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів): 15 — Паромівське; 16 — Граби-Меленівський рудопрояв; 17 — Пенезевицьке; 18 — Федорівське; 19 — Кропивнянське родовище; 20 — Смілянське (Носачівське) родовище. Перидотит-піроксеніт-норитова формація (рудопрояви апатиту): 21 — Пругівське; 22 — Камінське. Трахібазальт-шошонітова формація: 23 — Голосківське. Геоблоки (райони) УЩ: I — Північно-Західний, II — Дністровсько-Бузький, III — Росинсько-Тікицький, IV — Інгуло-Інгулецький, V — Середньо-Придніпровський, VI — Приазовський

тами та чарнокітами Ларамійського масиву (Північна Америка), а також згадуються як мало вивчені або незначні за ресурсами в Південній Америці, Африці, Індії, Китаї та інших регіонах [29—31].

Порівнюючи хімічний склад порід і мінералів рудних габроїдів АРГП УЩ з однойменними породами зі згаданих родовищ інших регіонів, можна констатувати, що загалом вони мають багато спільного (особливо істотно Fe-Ti різновиди), проте більшість з них (переважно Ti-P різновиди) суттєво відрізняються. Ці відмінності найбільш контрастно виявляються за хімічним складом і деякими оптичними характеристиками породоутворювальних та рудних мінералів (олівін, піроксени, ільменіт, магнетит, апатит).

Геологічне положення та будова родовищ, типи рудоносних габроїдів. Всі добре або задовільно вивчені Fe-Ti-P родовища, пов'язані з

АРГП або автономними анортозитами, є диференційованими (розшарованими) інтрузіями, об'ємні фігури яких часто мають форми заповнених чашок (Давидківське), бокалів (Стремигородське) або витягнуті коритоподібні (Федорівське, Телнес). При цьому чітко встановлюється їхня концентрична зональна будова, яка трактується більшістю дослідників як ритмічна розшарованість. Правда, В.С. Тарасенко та Г.П. Проскурін [3, 20—23] розглядали таку зональність як метасоматичну. Схеми геологічної будови та розрізи типових родовищ наводяться в низці публікацій [1, 6, 14, 19, 20, 23, 29, 32]. Як вважає більшість дослідників і згідно з уявленнями авторів, рудоносні габроїди утворюють дещо пізніші інтрузії в АРГП та автономних анортозитах.

Розміри рудоносних масивів зазвичай незначні і найбільші з них у довжину або по діаметру ізометричних форм не перевищують

2—3 км, а ширина видовжених форм — 300—500 м. Значно крупнішим є Давидківський масив округлої форми і діаметром ~6 км (площею — 30 км²). Проте більша його частина на сучасному ерозійному зрізі складена сієнітами, а габроїди, в тому числі і рудоносні, розташовуються по периферії масиву у вигляді кільця та підстеляють сієніти на глибині, утворюючи чашо- або тарілкоподібну форму, заповнену сієнітами і частково андезинітами. Зазначимо, що раніше опублікована схема геологічної будови Давидківського масиву та його розріз на даний час потребують уточнення. Так, в центрі масиву (св. № 175) розкрито контакт сієнітів (зверху) та габроїдів на глибині 539 м і не зустрінуто андезинітів у середній частині розрізу, як це припускалось раніше [14]. Очевидно, сієніти мають поширення на всій центральній площі масиву, а андезиніти залягають локально і в певних ділянках.

Рудоносні інтрузії можуть залягати в аноксидних (частіше), на контакті останніх з гранітами рапаківі, серед гранітів АРГП або навіть за межами АРГП. Так, наприклад, Юровський масив з титаноносними габроїдами (с. Юрово Олевського р-ну Житомирської обл.) віддалений від північно-західної окраїни Коростенського плутону майже на 20 км. Давидківський масив на сучасних геологічних картах розташовується на північно-східній окраїні Коростенського плутону серед гранітів рапаківі, проте, за нашими даними [14, 15], ці граніти в більшості випадків не належать до коростенських (ймовірніше, осницькі або житомирські). Рідше ці родовища асоціюють з сієнітами (Давидківське, Володарське). Отже, інтрузії рудоносних габроїдів частіше розташовуються в полях споріднених порід АРГП або автономних аноксидитів, але можуть утворювати відокремлені тіла у породах, що їх оточують.

Очевидно, вік рудоносних габроїдів та порід АРГП і автономних аноксидитів, близький або практично однаковий (1,76 млрд рр. для порід Федорівського родовища, за даними Л.В. Шумлянського, 2007). Є поодинокі дані про вік рудоносних габроїдів Володарського родовища (1,8 млрд рр.) [8], які практично однакові з сієнітами оточення. Такий же, або дещо менший (1,7—1,8 млрд рр.) вік аноксидитів та габроїдів Коростенського плутону [5], серед яких розміщується більшість інтрузій Ті-Р рудоносних габроїдів. Принагідно заува-

жимо, що АРГП у межах УЩ, очевидно, є найдавнішими серед подібних плутонів в інших регіонах світу. Навіть розташований неподалік в Польщі плутон Сувалки є дещо молодшим (1560 млн рр.), ніж Коростенський. Щодо віку інших Ті-Р родовищ, то він має досить широкі межі варіацій — від 0,9 до 1,8 млрд рр. [29]. Наймолодшим є Телнес (0,9 млрд рр.), дещо давніший Грейдер (1,0 млрд рр.). При цьому вік найдавніших з родовищ, пов'язаних з автономними аноксидитами та чарнокітоїдами, не перевищує 1,78—1,8 млрд рр. [29], тобто вони не древніші від українських АРГП. У межах УЩ виявлені і більш древні апатитоносні габроїди та основні ультрамафіти (піроксеніти), але вони мають незначне поширення. Прикладом може слугувати Голосківське родовище, циркон з метагаброїдів якого датується віком 2,0 млрд рр. [13]. Проте ці породи суттєво відрізняються від рудоносних габроїдів, пов'язаних з АРГП УЩ, і в даній статті не розглядаються. Для порівняння на діаграму CaSiO_3 — MgSiO_3 — FeSiO_3 , яка наводиться нижче, винесено тільки піроксени з Голосківського родовища.

Відомі також фанерозойські фосфор- та титаноносні габроїди, але вони загалом менш вивчені, ніж протерозойські. Для них більш властиве ільменіт-магнетитове (з апатитом або без нього) зруденіння, частіше зі значною перевагою магнетиту. Очевидно, це пов'язано з вищою фугітивністю кисню за умов кристалізації менш еродованих фанерозойських інтрузій.

За речовинним складом і характером мінералізації серед рудоносних габроїдів АРГП УЩ можна виділити, згідно з [20, 21], три головні типи: 1 — апатит-ільменітовий; 2 — апатит-ільменіт-титаномагнетитовий; 3 — ільменітовий. Треба відзначити, що між першим та другим типом можливі переходи і їх можна розглядати як один тип з двома підтипами. До першого типу належить Стремгородське родовище, до другого — Кропивнянське, Давидківське, частково Володарське, а до третього — Носачівське (його називають також Смілянським) і рудопрояви Пенізевиці та Граби-Меленівські, а також Телнес в Норвегії. Хімічний склад найбільш типових рудоносних габроїдів виділених типів наведено в табл. 1. Співвідношення фосфору та титану між собою, а також з петрогенними компонентами показано на діаграмах (рис. 2).

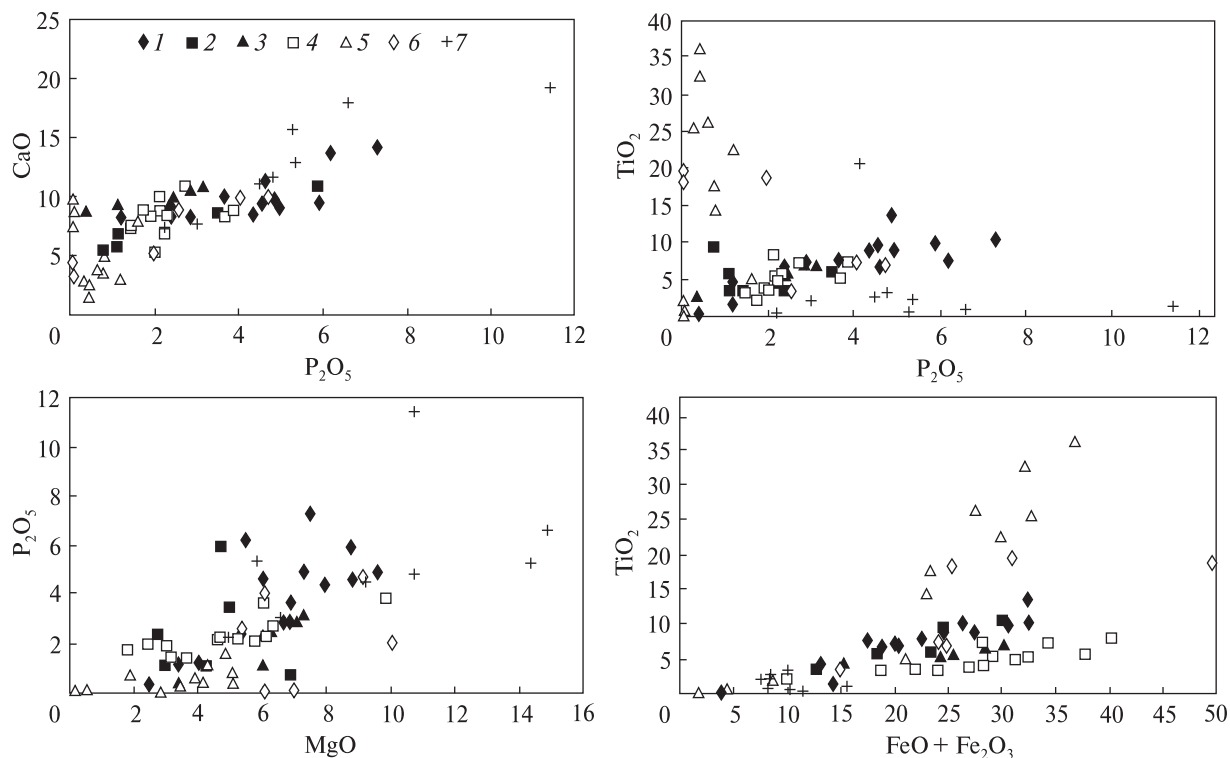


Рис. 2. Співвідношення фосфору і титану з петрогенними компонентами в рудних габроїдах УЩ. Масиви і родовища: 1 — Стремигородське, 2 — Давидківське, 3 — Федорівське, 4 — Володарське, 5 — Смілянське, 6 — провінція Рогаланд, 7 — Голосківське

Разом з тим, за петрографічними критеріями можна виділити два головні типи: 1 — габро-троктолітовий з апатитом, ільменітом та титаномagnetитом; 2 — норитовий з суттєво ільменітовим зруденінням.

Норитовим тип названо тут умовно, позаяк багаті ільменітом рудні габроїди формально вже не можна відносити до норитів (на діаграмі $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ вони розташовуються в полі перидотитів через низький вміст кремнезему). Запропонована назва пояснюється тим, що ці ільменітові руди пов'язані з норитами, а власне у рудах серед силікатів різко переважають ортопіроксен і плагіоклаз, інколи з'являється олівін. Водночас у рудних габроїдах з апатитом ортопіроксен відсутній (хіба спостерігається інколи як ексолуційні включення в клінопіроксені), а головними силікатами є плагіоклаз, олівін і клінопіроксен. Слід відзначити, що іноді трапляються рудні габроїди без ортопіроксену з істотно ільменітовою мінералізацією, як, наприклад, ільменітові троктоліти в Давидківському масиві [14].

На даний час ми не знаємо причин такого відокремленого істотно ільменітового або апатит-ільменітового зруденіння, які можуть спос-

терігатися навіть в межах одного плутону (Коростенський). У попередній нашій публікації [12] було висловлено таке припущення: апатитоносні габроїди формуються за більш лужних умов (у пізніших розплавах підвищеної лужності). Наведені нижче дані про особливості хімічного складу мінералів та їх асоціацій підтверджують, на думку авторів, це припущення.

Позаяк кількісний мінеральний склад рудоносних габроїдів АРГП УЩ наводився в низці попередніх публікацій [1, 3, 6, 20–23], то обмежимося тільки узагальненими даними. У досліджуваних рудоносних габроїдах вміст апатиту не перевищує 10–15, а частіше становить 4–7 %, тоді як вміст ільменіту має значні варіації: в апатитоносних породах він становить 5–15, частіше 10 %, а у власне ільменітових рудах — від 15 до 70–80 % (масивні різновиди); кількість титаномagnetиту в різних типах руд варіює від перших до 25 %. Очевидно, кількісні співвідношення головних мінералів визначаються умовами їх кумуляції в магматичній камері. За текстурно-структурними особливостями це загалом дрібно- та середньозернисті руди, для яких характерне взаємне проростання мінералів, а також їхні

включення один в одному (наприклад, апатит в ільменіті). Останнє, звичайно, ускладнює технологію вилучення чистого ільменіту та апатиту з досліджуваних рудних габроїдів.

Особливості хімічного складу головних рудних та породотворювальних мінералів. До типово рудних мінералів ми відносимо ільменіт, магнетит, сульфід, а також умовно апатит (як руда на фосфор). До первинних породотво-

рювальних силікатів належать плагіоклаз, кліно- та ортопіроксени, олівін. Як другорядний силікат трапляється біотит, який частіше розвивається по периферії рудних мінералів. Слід відзначити, що для досліджуваних рудоносних габроїдів зовсім не властивий амфібол, хоча в гранітах рапаківі та сієнітах, з якими просторово асоціюють досліджувані габроїди, гастингсит є звичайним мінералом.

Таблиця 1. Головні типи рудних габроїдів анортозит-рапаківігранітних плутонів УЩ

Номер аналізу	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	F	H ₂ O	В. п. п.	Сума	
<i>Давидківський масив</i>																		
1	34,80	9,36	11,45	6,67	17,80	0,23	6,90	5,57	1,93	1,12	0,76	0,11	0,29	0,04	0,12	2,70	99,85	
2	34,29	5,97	1,69	6,29	17,26	0,24	4,97	8,53	1,89	1,32	3,49	0,41	0,31	0,23	0,22	3,14	100,22	
3	24,61	10,60	7,90	6,65	23,47	0,23	4,72	10,79	1,20	0,50	5,88	0,55	0,38	0,16	0,06	2,13	99,83	
4	42,60	3,55	16,32	1,75	11,23	0,24	2,76	9,06	3,58	1,50	2,38	0,44	0,20	0,10	0,12	3,92	99,75	
<i>Стремигородське родовище</i>																		
5	33	7,60	11,60	4	13,60	0,40	5,50	13,70	2,10	0,70	6,20	Сл.	—	0,37	0,20	1,40	100,37	
6	33,50	6,80	12,20	3,40	17	0,40	6	11,40	2,40	0,70	4,63	0,08	—	0,42	—	1,50	100,43	
7	24	13,6	1,90	3,30	29,10	0,48	9,69	9,70	0,70	0,70	4,87	0,13	—	0,34	0,20	1,10	99,72	
8	25,2	10,3	5,30	4,20	22,20	0,42	7,50	14,20	1,40	0,48	7,3	0,25	—	0,40	—	1,20	100,33	
9	27,54	10,08	5,42	8,82	23,70	0,32	8,76	9,50	0,98	0,53	5,92	—	—	—	—	—	101,57	
10	37,98	7,17	12,39	4,97	15,18	0,20	6,64	8,19	1,98	0,80	2,86	—	—	—	—	—	98,38	
11	28,53	9,66	6,94	6,20	24,43	0,25	8,85	9,42	1,10	0,57	4,58	—	—	—	—	0,45	100,98	
12	33,79	7,61	10,95	6,56	15,93	0,24	6,93	10,10	2,12	0,71	3,65	—	—	—	—	1,00	99,59	
13	37,98	7,17	12,39	4,97	15,18	0,20	6,64	8,19	1,98	0,82	2,86	—	0,50	—	—	1,00	99,88	
<i>Федорівське родовище</i>																		
14	37,97	5,41	10,14	7,56	16,80	0,30	6,00	9,39	2,08	0,55	2,40	0,10	—	—	0,18	1,06	99,94	
15	32,04	6,92	6,26	7,01	23,19	0,42	7,28	10,86	1,30	0,43	3,13	0,15	—	—	0,09	0,52	99,60	
16	34,51	6,87	6,29	6,13	22,26	0,39	7,05	10,42	1,46	0,32	2,87	0,14	—	—	0,07	0,71	99,49	
<i>Володарське родовище (Південно-Кальчицький масив)</i>																		
17	31,50	7,22	3,06	5,90	28,60	0,43	6,40	10,86	0,72	0,45	2,72	0,23	—	0,10	0,20	1,61	100,00	
18	29,67	8,05	1,11	7,44	32,84	Сл.	5,81	9,91	0,74	0,40	2,15	0,05	0,25	—	0,24	1,20	99,56	
19	32,32	5,70	4,11	6,31	31,39	0,46	6,12	8,47	1,08	0,50	2,31	—	—	—	0,52	0,51	99,80	
20	32,80	5,25	7,57	3,42	28,87	0,37	6,06	8,40	1,51	0,88	3,68	—	—	—	0,05	0,74	99,60	
21	39,65	3,83	11,72	3,05	19,54	0,28	4,12	8,19	2,29	1,92	3,10	—	—	—	0,52	0,74	98,92	
22	31,00	7,41	5,80	6,22	21,96	0,07	9,88	8,88	1,33	0,48	3,87	0,26	0,59	0,30	—	0,99	99,04	
23	38,02	4,90	6,16	4,16	27,10	0,27	5,23	7,00	1,55	0,31	2,23	0,26	0,22	0,21	—	0,94	99,56	
<i>Носачівське родовище</i>																		
24	25,03	26,27	9,38	3,57	24,08	0,21	3,90	3,79	1,59	0,91	0,63	0,28	—	—	—	—	0,33	99,64
25	18,44	32,48	6,63	3,41	28,75	0,34	4,18	2,53	1,06	0,57	0,44	0,31	—	—	—	—	99,47	
26	14,14	36,15	3,87	4,22	32,55	0,38	5,07	1,51	0,44	0,35	0,40	0,36	—	—	—	2,04	99,44	
27	40,11	7,13	15,36	15,57	2,79	0,19	3,77	7,30	3,27	0,69	1,20	0,22	—	—	0,15	—	99,79	
28	41,30	4,54	12,99	20,82	1,14	0,19	5,55	7,00	2,87	0,87	2,99	—	—	—	—	0,49	100,26	
29	24,71	25,14	8,28	25,17	4,51	0,26	5,15	3,65	1,38	0,65	0,34	0,37	—	—	0,05	—	100,15	
<i>Пензевіцький рудопрояр</i>																		
30	36,90	17,75	10,63	4,01	19,27	0,28	1,89	3,52	0,86	0,86	0,76	0,13	—	—	0,24	1,88	98,98	
31	26,96	22,50	6,62	3,75	26,15	0,30	4,31	3,02	1,36	0,78	1,18	0,12	—	—	0,16	3,30	100,51	
32	37,30	14,45	9,27	1,88	21,04	0,21	5,07	4,93	1,83	1,48	0,81	0,04	—	—	0,07	1,75	100,13	
<i>Граби-Меленівський рудопрояр</i>																		
33	24,34	25,51	8,57	4,72	28,08	0,24	3,47	2,84	0,68	0,35	0,30	0,01	—	—	0,25	1,32	100,68	

Примітка. Наведено авторські (ан. 1–8, 17, 18) та літературні дані (ан. 19–33) [1, 3, 6, 19, 21, 22, 25].

Апатит належить до найбільш цікавих в практичному аспекті мінералів у досліджуваних рудних габроїдах, оскільки виробництво фосфатних добрив в Україні базується виключно на привізній сировині (apatит з Хібін). Як згадувалося вище, вміст його зрідка сягає 10–15 %. Мінерал переважно дрібний (перші частки міліметра) або навіть мікроскопічний (включення в ільменіті та силікатах). Апатит поширений нерівномірно і, судячи з наших та опублікованих даних, має тенденцію до концентрування в середніх частинах розрізів габроїдів. Особливо це показово в Давидківському масиві, де нижче апатитонесних олівінових габро залягають багаті ільменітом троктоліти [14] (табл. 1). Подібна картина спостерігається у Стремигородському родовищі, де меланотроктоліти заповнюють центральну частину бокалоподібної форми, а "стілки" її складені послідовно (згори донизу) мезо- та лейкократовими габро-троктолітами, тобто знизу вгору зростає меланократовість порід [1, 3, 23]. У цьому ж напрямку збільшується кількість апатиту, ільменіту та титаномagnetиту (а також олівіну). Можна припустити, що верхню частину (більш лейкократову) Стремигородського родовища було еродовано.

Дещо складніший розріз Федорівського родовища, але в ньому також спостерігається тенденція збагачення апатитом (паралельно з ільменітом та магнетитом) так званих середнього та верхнього горизонтів, а у нижньому горизонті концентруються переважно ільменіт та титаномagnetит [19], що нагадує розріз Давидківського масиву. Ймовірно, у Федорівському родовищі, так як у Стремигородському, еродовано верхню частину диференційованого (розшарованого) розрізу. В інших родовищах та рудопроявах АРГП, які вивчені значно слабше, якихось чітких закономірностей просторового розподілу апатиту та інших рудних мінералів не виявлено.

Хоча апатит часто займає інтерстиції між силікатами, форми його здебільшого ідіо- або субідоморфні. Він належить до кумулятивних мінералів, концентрування якого відбувалося після значної закритості базитового розплаву в магматичній камері, на дні якої спочатку формувалися так звані лейкократові олівінові габро, а над ними дещо пізніше — магнетит-ільменітові габро-троктоліти. У Давидківському масиві виразно фіксується дрібнозерниста ендоконтактова зона "закалу" та

крескумуляти з поперечно-стовпчастою структурою [14, 15].

Хоча на даний час є багато публікацій щодо рудних габроїдів АРГП УЩ [10], апатит в цих породах залишається слабо вивченим у геохімічному аспекті мінералом. У більшості робіт наведено загальний склад апатиту з визначенням фтору та суми рідкісноземельних елементів (РЗЕ). Найкраще вивченими можна вважати апатити з Стремигородського та Федорівського родовищ, в яких визначено вміст всіх РЗЕ, ітрію, стронцію та інших елементів-домішок. Найчастіше в опублікованих результатах аналізів вміст фтору в апатиті становить 2,0–2,75 %, проте в деяких породах Стремигородського та Володарського родовищ він досягає 3,6 % [1, 3, 26]. Є підстави вважати, що вміст фтору в апатитах рудних габроїдів АРГП УЩ дещо або значно вищий, ніж більшість наведених визначень (1,6–2,8 %) і наближається до такого в теоретичному фтороapatиті (3,8 %). Таке припущення було підтверджено результатами повторних аналізів апатитів з карбонатитів Чернігівського масиву, в яких фізичними методами було зафіксовано значно вищий вміст фтору, ніж за даними хімічного аналізу [15]. Слід зауважити, що у досліджуваних рудних габроїдах відсутній (або не визначений) флюорит, за наявності якого, як це було встановлено для магматичних порід УЩ, зменшується вміст фтору в апатитах, що з ним співіснують [15].

За небагатьма опублікованими даними [1, 18, 28] та наявними в нас результатами хімічних аналізів апатитів з досліджуваних габроїдів (Коростенський плутон, Давидківський та Південно-Кальчицький масиви) сума РЗЕ ($\text{TR}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$) в них змінюється від 0,43 до 1,0 % (у поодиноких аналізах — до 1,5 %). Можна вважати, що ця сума дещо або значно завищена, позаяк в осад TR_2O_3 входять ітрії, скандій та, можливо, інші елементи. В габроїдах Федорівського родовища вміст РЗЕ варіює в межах 1672–2955 ppm [28]. При цьому вгору за розрізом ця сума зростає. У нижній зоні апатит характеризується найнижчим вмістом РЗЕ (1672 ppm) та найменшим значенням європейської аномалії (0,56), яке збільшується угору за розрізом до 0,47–0,36. У спектрах переважають легкі РЗЕ, $\text{La}_N/\text{Y}_N = 10–12$. Вміст (ppm) Y змінюється від 257 до 426 (зростає паралельно зі вмістом легких РЗЕ). Вміст Sr досить сталий — 305–361. За двома нашими виз-

наченнями складу (*ICP MS*) апатитів з меланотроктолітів Стремигородського родовища сума РЗЕ складає 2417 і 2535, а вміст ітрію — 350 і 366 ppm. За даними [1], вміст TR_2O_3 в різних породах цього родовища становить 0,45–0,53 %. У спектрах РЗЕ переважають легкі лантаноїди і наявна "глибока" негативна європейська аномалія — 0,44–0,45 (для апатитів провінції Роголанд — 0,30–0,68 [32]). Такі великі негативні Eu аномалії пояснюються, перш за все, інтенсивним фракціонуванням плагіоклазу, яке передувало і супроводжувало процес формування рудоносних габроїдів. Негативні європейські аномалії властиві і для апатитів з інших основних порід Коростенського плутону [18]. Ці ж апатити характеризуються порівняно низьким вмістом стронцію — 305 і 509 ppm (наприклад, з однойменними мінералами Чернігівського карбонатитового масиву). Проте, користуючись статистично недостатньою кількістю аналізів, можна зробити такий попередній висновок: апатити в габроїдах, які асоціюють з сієнітами (Давидківський та Південно-Кальчицький масиви), а також в сієнітах містять більше РЗЕ (до 1,0–1,5 % $\text{TR}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$). Отже, апатит в рудоносних габроїдах АРГП УЩ представлений фтористим різновидом з порівняно невисоким вмістом РЗЕ, ітрію та стронцію.

Ільменіт в габроїдах АРГП УЩ у геохімічному відношенні вивчений дещо краще, ніж апатит, через доступніші методи його аналізу (хімічний аналіз мінералу та визначення деяких елементів-домішок в ньому). Ільменіт є таким же важливим мінералом і близьким до апатиту за вартістю концентрату. Проте в Україні цей мінерал видобувається з розсипищ. Правда, в останніх ільменіт часто лейкоксенований, що робить його не завжди придатним для виготовлення титанових білил. Для виробництва останніх потрібно свіжий ільменіт, що є характерним мінералом для досліджуваних рудних габроїдів.

Ільменіт є одним з ранніх кумулятивних мінералів і починає концентруватися, як згадано вище, дещо раніше апатиту в нижніх горизонтах, а потім продовжує відкладатися разом з апатитом (та титаномagnetитом). В цілому, ільменіт утворює дрібні суб- або ідіоморфні зерна. Нерідко містить включення дрібних зерен апатиту.

За даними опублікованих [1, 2, 16, 20, 21, 26] і наших аналізів, ільменіт з досліджуваних

габроїдів близький до стехіометричного. В ньому низький вміст магнію (не більше 0,50–0,80 % MgO), особливо в габроїдах Південно-Кальчицького масиву (0,15–0,17 % MgO), дещо підвищений — марганцю (0,4–1,2 % MnO). Схоже на те, що марганцю більше (0,8–1,2 % MnO) в ільменітах із тих габроїдів, які асоціюють з сієнітами (Південно-Кальчицький і Давидківський масиви, частково Стремигородське родовище), тобто вони формувалися за більш лужних умов. Низький вміст і гематитового міналу (Fe_2O_3) в досліджуваних ільменітах, найчастіше 2–3, іноді — до 5 %, в поодиноких аналізах Стремигородського родовища — 8–9 % (дані Проскуріна, 1984). Ільменіти з рудних габроїдів АРГП УЩ характеризуються в цілому пониженим вмістом ванадію: для Федорівського родовища 0,08–0,37 % V_2O_5 [19], а для Володарського — 45–270 ppm (дані авторів). Можливо, що в федорівських концентратах ільменіту містяться вrostки магнетиту, для якого властивий високий вміст ванадію (V_2O_5 — 0,4–2,1 % [19]). Скандій визначено в ільменітах з габроїдів Володарського масиву, де його вміст становить 33–51 ppm. Проаналізовані (метод *LA-HR-ICP-MS*) ільменіти з габроїдів Південно-Кальчицького масиву характеризуються дуже низьким вмістом хрому (до 5 ppm) за високої концентрації Nb (68–501 ppm, частіше 130–280), Ta (2–26) та Zr (209–3040) і Hf (7–21), тобто сильно збагачені некогерентними елементами. Хімічний аналіз дав змогу встановити в ільменітах з цих порід 0,027–0,042 % Nb_2O_5 , значно вищий вміст Nb виявлено в ільменіті із габроїдів Давидківського (0,08 % Nb_2O_5). У моносієніті з Південно-Кальчицького масиву вміст ніобію дещо вищий (230–514 ppm), танталу (12–33). Хоча наведених даних недостатньо для остаточних висновків, проте намічається тенденція до зменшення вмісту Mg, Cr, V і збільшення — Nb, Ta, Zr, Hf в ільменітах з габроїдів, які асоціюють з сієнітами. В цілому, можна констатувати, що ільменіти з досліджуваних рудних габроїдів подібні до ільменітів з габроїдів та гранітів Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів. При цьому ільменіти з габроїдів Володарського родовища мають більше спільних рис з ільменітами з гранітів рапаківі (низький вміст Mg, підвищений — Mn, Nb, Ta), тобто ці габроїди є більш диференційованими (як буде показано нижче, вони характеризуються більш заліс-

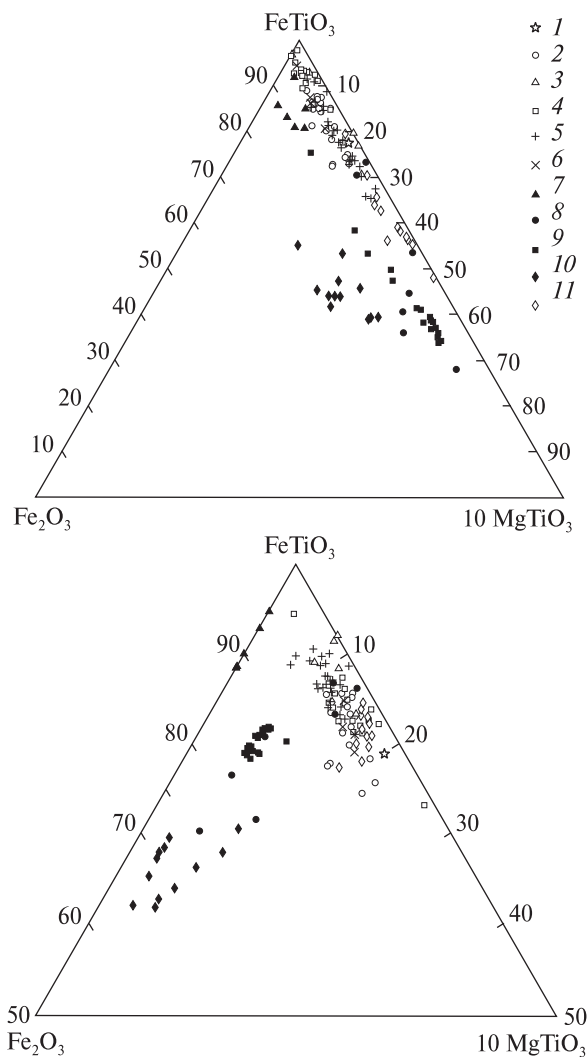


Рис. 3. Співвідношення ільменітового, гематитового, гейкїлітового та пірофанітового міналів (мас. %) в рудних габроїдах УЩ та інших регіонів. Масиви, родовища та рудопрояви: 1 — Давидківське, 2 — Стремигородське, 3 — Носачівське, 4 — Південно-Кальчицький, 5 — Коростенський та Корсунь-Новомиргородський плутони, основні породи, 6 — граніти з цих плутонів, 7 — Салмінський плутон, 8 — провінція Рогаланд, 9 — Телнес, 10 — Грейдер, 11 — Сувалки

тими парагенезисами). Ільменіти з основних порід Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів, у порівнянні з однойменними мінералами з рудних габроїдів, інколи мають дещо вищий вміст Mg (до 1,3—1,4 % MgO), Cr, V [2], тоді як вміст гематитового міналу досить низький (рис. 3). Дещо більше (до 11 %) гематитового міналу відзначається в породах Салмінського масиву [4] (рис. 3).

У той же час ільменіти з родовищ Телнес і Грейдер характеризуються досить високим вмістом гематитового компонента (для Тел-

нес — 11—15, для Грейдер — 29—34 % Fe_2O_3), MgO — відповідно, 1,4—4,2 та 0,9—2,5 %, Cr — 280—2065 та 9—870 ppm, V — 1024—2000 та 1164—2326 і значно нижчою концентрацією Nb — 52—108 та 8—51 за близьких значень Zr — 69—325 та до 62 ppm. У деяких ільменітах з габроїдів провінції Рогаланд вміст магнію сягає 5,70 %, а V — до 5000 ppm [32]. Такі найбільш магнезіальні і збагачені хромом ільменіти з провінції Рогаланд називають примітивними. Проте навряд чи справедливо називати основні породи, що вміщують ільменітові руди, примітивними (первинними). Хоча рудні габроїди Носачівського та Пенізевицького родовищ подібні до таких Телнес (ільменіт + ортопіроксен + плагіоклаз), ільменіти з цих родовищ суттєво різняться між собою. Ільменіти з рудних норитів та масивних руд Корсунь-Новомиргородського та Коростенського плутонів принципово не відрізняються за складом від ільменітів з габро-анортозитів та габроноритів цих плутонів (рис. 3).

До певної міри подібними до українських можна вважати ільменіти з істотно магнетитового родовища Сувалки (Польща): в них низький вміст гематитового міналу (1,30—5,41 % Fe_2O_3), але підвищений — Mg (0,7—3,1 % MgO) за помірного (близького до українських) вмісту Mn (0,7—0,9 % MnO).

Для багатих гематитом ільменітів (гемойльменітів) характерні структури розпаду, подібні до таких в мезопертитових польових шпатах.

Магнетит та титаномангнетит є менш вивченими мінералами. Вони цікаві, перш за все, високим вмістом ванадію. Так, наприклад, у Федорівському родовищі магнетит містить 0,41—2,06 V_2O_5 [19]. Разом з тим у магнетитах рудних габроїдів АРГП УЩ фіксується низький вміст хрому (0,03—0,20 % Cr_2O_3 у Федорівському родовищі, дещо більше в Стремигородському — 0,3—0,4). В магнетитах провінції Рогаланд вміст Cr_2O_3 досягає 1,2 % [32] за досить високого V_2O_5 (0,3—1,1 %). У магнетитах завжди менше магнію і марганцю, ніж у ільменітах, що співіснують з ними. Проте в них часто фіксується підвищений вміст алюмінію (2,1—5,2 % Al_2O_3 — в Стремигородському родовищі; 1,0—2,9 — у Володарському; 0,5—4,3 — Сувалки; 1,4 % — Телнес). Схоже на те, що магнетити, які асоціюють з багатими на гематит ільменітами (гемойльменітами), містять менше алюмінію, ніж ті, що асоціюють з більш залізистими (близькими до стехіомет-

ричних). Алюміній, очевидно, хімічно зв'язаний переважно в міналі FeAl_2O_4 , частково в MgAl_2O_4 (шпінелі), оскільки в магнетитах мало магнію. Крім того, в деяких магнетитах (Сувалки) підвищений вміст цинку (до 0,1–0,2 %). Зауважимо, що в магнетитах з більш магнезійних порід карбонатитових комплексів вміст магнезіоферитового міналу (MgFe_2O_4) зростає паралельно з підвищенням фугитивності кисню (це супроводжується збільшенням магнезійності олівіну) [27].

Слід відзначити, що магнетити зі Стремигородського і Володарського родовищ дещо збагачені титаном (до 10–13 і до 7 % TiO_2 відповідно) порівняно з магнетитом зарубіжних родовищ (Телнес — 0,9; Сувалки — до 4,4; Грейдер — до 2,0 %). Проте в деяких родовищах провінції Роголанд (наприклад, Елгерой) вміст TiO_2 в магнетиті досягає 13,8 % [32]. Спостерігається така ж, як і у випадку з алюмінієм, тенденція — багаті титаном магнетити асоціюють з бідними гематитовим міналом ільменітами. Особливо це виразно проявляється в провінції Роголанд [32, с. 63]. Очевидно, це зумовлено температурою кристалізації та фугитивністю кисню ($f\text{O}_2$): зі зростанням останньої збільшується вміст Fe_2O_3 в ільменіті, а за низького значення $f\text{O}_2$ більше титану входить в магнетит у формі ульвошпінелевого міналу (Fe_2TiO_4). Звичайно, в природних системах цей процес ускладнюється через субсолідусні перетворення титаномагнетиту і очищення його від титану під час пізнішого окиснення заліза та перетворення ульвошпінелі в ільменіт, як це має місце в габроїдах Південно-Кальчицького масиву [15]. Такий процес більш властивий абісальним умовам кристалізації, тоді як у приповерхневих інтрузіях та вулканітах відбувається швидке охолодження (закал) титаномагнетиту зі збереженням його первинного складу.

Для провінції Роголанд температура кристалізації пар ільменіт-титаномагнетит оцінюється в 500–650 °С, а $\log f\text{O}_2$ — від –27,8 до –15,3 відносно буфера кварц-фаяліт-магнетит (QFM). Такий же температурний інтервал розраховується і для українських рудних габроїдів (Стремигородське та Володарське родовища) за значно нижчого $\log f\text{O}_2$ від –28 до –22 (різниця — 0,6... –4 від QFM). Ці значення температури слід розглядати як мінімальні, що відображають залишковий вміст титану в магнетиті після субсолідусних перетворень. Оче-

видно, первинний титаномагнетит мав вищий вміст титану. До того ж, магнетит може кристалізуватися дещо пізніше ільменіту (він ксеноморфний щодо останнього в габроїдах Володарського родовища [15]). Під час оцінки температури не враховані глиноземисті мінали (MgAl_2O_4 , FeAl_2O_4) (вміст Al_2O_3 досягає 5,2 %) в магнетитах, що також повинно підвищити температуру кристалізації. Так, у рудних габроїдах Федорівського родовища було зафіксовано максимальну температуру 912 °С [19].

Піроксени, як відзначено вище, в залежності від типу руд, представлені м о н о к л і н н и м и або р о м б і ч н и м и різновидами. При цьому у відомих українських ільменітових рудних габроїдах (Носачівське, Граби-Меленівське та Пенізевицьке родовища) наявні переважно ортопіроксени, а в ільменіт-апатитових — виключно клінопіроксени. В зарубіжних родовищах можуть бути як рудні габроїди з ортопіроксеном за явно підпорядкованої ролі клінопіроксену (Телнес), так і з двома піроксенами (Грейдер, Сувалки). Залізистість о р т о п і р о к с е н і в у таких габроїдах — 23–40 % (найнижча — в Телнес, найвища — Сувалках (рис. 4)). На жаль, автори не мали зразків з істотно ільменітових руд вказаних родовищ України і не змогли проаналізувати ортопіроксен. Розрахунки на нормативний склад цих порід не дали однозначної відповіді: в Носачівському родовищі нормативний ортопіроксен сильно або крайньо магнезійний (93–100 %), а у Пенізевичах та Грабах-Меленівських він більш залізистий (F — 31–44 %). Можна вважати, що розрахований нормативний ортопіроксен в габроїдах Носачівського родовища за своїм складом не відповідає модальному (очевидно, він більш залізистий, як і описаний вище ільменіт). Досить залізистий ортопіроксен (52–54 %) виявлено як ексклюзійні включення в клінопіроксені Федорівського родовища [28], але самостійні його виділення в рудоносних габроїдах не відзначалися.

Із рудоносних габроїдів УЩ ортопіроксен як породоутворювальний мінерал проаналізовано в Голосківському апатитовому рудопрояві [13]. Проте ці габроїди належать до іншого формаційного типу і різко відрізняються від однойменних порід АРГП УЩ. Зазначимо лише, що залізистість ортопіроксенів у голосківських габроїдах варіює в межах 29–46 %, що загалом вище, ніж в ільменітових рудах Телнеса, і практично попадає в той же інтервал,

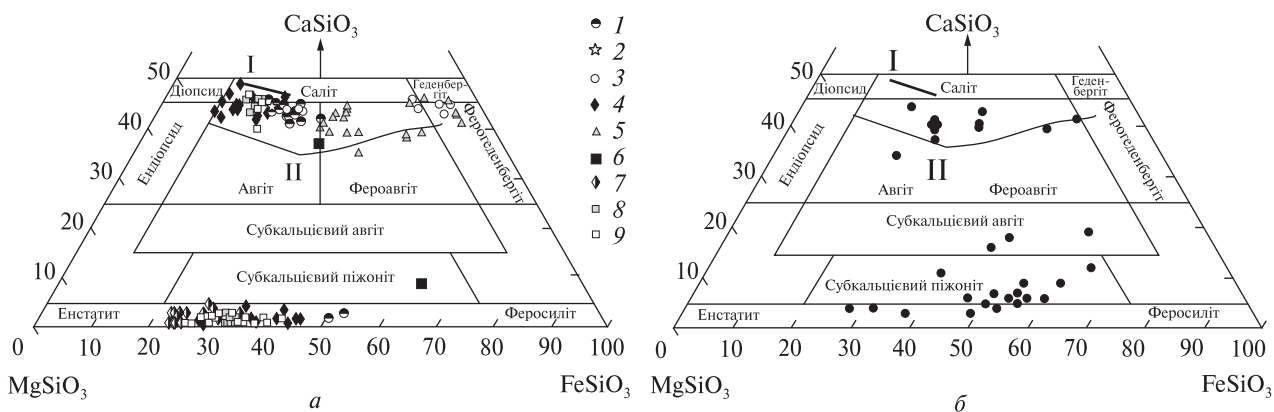


Рис. 4. Склад піроксенів з рудних габроїдів анортозит-рапаківігранітних плутонів УЩ (а); з основних порід та гранітів анортозит-рапаківігранітних плутонів (б) [4, 17]. Масиви і родовища: 1 — Федорівське, 2 — Стремигородське, 3 — Давидківське, 4 — Голосківське, 5 — Володарське, 6 — норит Південно-Кальчицького масиву, 7 — Телнес, 8 — Грейдер, 9 — Сувалки

що й залізистість ортопіроксенів з рудоносних габроїдів Сувалок та Грейдера (рис. 4). При цьому клінопіроксени із Голоскова в переважній своїй більшості більш магнезійальні, ніж однойменні мінерали із Сувалок та Грейдера, хоча інтервали складу клінопіроксенів з цих трьох родовищ перекриваються. Більше того, найбільш залізисті відміни цих мінералів виявлені якраз в голосківських габроїдах (рис. 4).

Ще в одному випадку нам вдалося проаналізувати ортопіроксен (вірніше субкальцієвий піжоніт) в габронориті (ксеноліт в сієніті) із Південно-Кальчицького масиву. Можна вважати, що цей габронорит генетично споріднений (або комагматичний) із рудними габроїдами Володарського родовища. Цей субкальцієвий піжоніт виявився найбільш залізистим із цієї групи піроксенів в основних породах відомих АРГП (рис. 4). Поряд з ним розташовуються (або є ще більш залізистими) субкальцієві піжоніти із монцонітів та кварцових монцонітів таких плутонів. Високозалізистим є також авгіт із цього габронориту (рис. 4).

Ще більш залізистими є фєроавгіти із рудоносних габроїдів Володарського родовища. Вони є найбільш залізистими серед клінопіроксенів рудних габроїдів АРГП УЩ та інших регіонів (рис. 4), які розглядаються нижче.

Клінопіроксени разом з ільменітом (та титаномагнетитом) є, очевидно, найбільш інформативними в петрогенетичному аспекті породоутворювальними мінералами рудних габроїдів АРГП УЩ. В апатитвмісних габроїдах (габро-троктолітах) АРГП УЩ за хімічним складом та оптичними властивостями можна виділити три головні типи клінопіроксенів: 1 — зелені саліти та авгіти; 2 — темно-зелені

фєроавгіти; 3 — коричневі, чайно-коричневі з рожевим відтінком титанисті авгіти (таке забарвлення піроксенів спостерігається в шліфах та в зернах під бінокляром). На діаграмі $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$ ці піроксени займають переважно верхню (кальцицькі) частину полів авгіту та фєроавгіту, частково саліту, розташовуючись між лініями трендів піроксенів для лужних базальтів (в магнезійальній області) та Скергаардської інтрузії (рис. 4, а). Коричневі титанисті авгіти притаманні всім різновидам (рудним і нерудним) габроїдів Давидківського масиву, Стремигородського родовища, а також згадуються [21] в габроїдах Кропивнянського родовища. На вказаній діаграмі піроксени Давидківського масиву та Стремигородського родовища (всього один аналіз) розташовуються в полі висококальцієвого авгіту в пограничній області з салітом (рис. 4). При цьому піроксен із Стремигорода виявився найбільш магнезійальним серед інших клінопіроксенів з рудоносних габроїдів АРГП УЩ, а піроксени з габроїдів Давидківського масиву попадають практично в одне поле з піроксенами Федорівського родовища, хоча оптично (рожевувато-коричневий колір в шліфах) та за деякими особливостями хімічного складу відрізняються від останніх. Ще одна характерна властивість коричневих титанистих авгітів: в габроїдах вони загалом більш ксеноморфні, ніж плагіоклаз. У габроїдах Давидківського масиву чітко виражена субофітова структура і тому ці породи називались габродіабазами [14, 15]. У троктолітах Стремигородського родовища титанистий авгіт кількісно має підпорядковане значення і найчастіше займає інтерстиційне положення між зернами

плагіоклазу та олівіну. Причину коричневого забарвлення цих авгітів не з'ясовано, хоча вважається, що воно зумовлено підвищеним вмістом титану (1,24—1,32 % TiO_2 в габроїдах Давидківського масиву і 0,92 — в Стремигородському родовищі). Слід відзначити, що в авгітах Федорівського родовища вміст TiO_2 нерідко досягає таких же значень (0,97—1,13) і вони також мають коричневе забарвлення дещо меншої інтенсивності. Цікаво, що коричневе (ще більш інтенсивне) забарвлення "передається" також залістим клінопіроксенам (геденбергітам, феросалітам, фероавгітам) сієнітів Давидківського масиву (рис. 4, а). У найбільш диференційованих сієнітах цього масиву такі коричневі піроксени обростають облямітками зеленого піроксену, який, ймовірно, збагачений егіриновим міналом (за даними неповного хімічного аналізу в концентраті цього мінералу виявлено 3,3 % Na_2O [15]). Зелені клінопіроксени авгітового та фероавгітового, інколи салітового складу з Володарського родовища частіше утворюють субідоморфні або заокруглені дрібні виділення і не проявляють такого ксероморфізму стосовно плагіоклазу, як коричневі титаністи авгіти Давидківського масиву. Піроксени входять до складу кумулятив разом з олівіном, ільменітом та титаномagnetитом, проте істотно клінопіроксенові кумулятивні породи в масивах не описані (хоча інколи щодо меланократових порід вживається термін піроксеніт або олівіновий піроксеніт [21]). Якщо, як відзначалося вище, клінопіроксени Федорівського родовища зосереджуються на діаграмі $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$ в одному полі з піроксенами Давидківського масиву, то в Південно-Кальчицькому масиві вони більш залісті (фероавгіти) і утворюють окреме поле трохи вище або біля лінії тренду клінопіроксенів Скергаардської інтрузії. Один з піроксенів Федорівського родовища попав на край цього поля. Ще більш залісті піроксени геденбергітового та ферогеденбергітового складу (темно-зелені за забарвленням) кристалізуються в сієнітах та монцонітах Південно-Кальчицького масиву. Вони розташовуються на продовженні в залістій області Скергаардського тренду та утворюють окреме поле разом з коричневими геденбергітами із сієнітів Давидківського масиву (рис. 4). До цього поля прилягають також фероавгіти із гранітів групи рапаківі.

Якщо приймати на віру положення про спорідненість Південно-Кальчицького масиву з АРГП (як граніто-сієнітового їхнього аналога [14]), то клінопіроксен з габроїдів цього масиву є найбільш залістим у цій формації (анортозит-рапаківігранітній [4]). Зауважимо, що тільки поодинокі піроксени з порід АРГП наближаються за складом до однойменних мінералів з порід Південно-Кальчицького масиву. Такими є піроксени з монцонітів, гранітів рапаківі та деяких лейконоритів [4, 17] (рис. 4), що також до певної міри свідчить про спорідненість Південно-Кальчицького масиву з АРГП. Таку ж подібність проявляють також вищезгадані ільменіти з цього масиву.

Як видно з діаграми (рис. 4), клінопіроксени з досліджуваних рудних габроїдів розташовуються загалом вище в більш кальцієвій області порівняно з однойменними мінералами з типових порід АРГП, особливо в більш магnezіальній (діопсид-саліт-авгітовій) її частині. Логічно це пояснювати підвищеною лужністю розплавів, з яких утворилися досліджувані рудоносні габроїди, порівняно з такими основними порід АРГП. Як згадано вище, принаймні, в трьох родовищах — Давидківському, Володарському та Стремигородському наявні сієніти, а в перших двох вони складають переважну частину масивів.

Із зарубіжних аналогів рудних габроїдів на діаграму (рис. 4) винесено склад клінопіроксенів з родовищ Сувалки та Грейдер. Вони виявилися в цілому більш магnezіальними, їхнє поле частково прилягає до поля клінопіроксенів Федорівського та Стремигородського родовищ. Загалом же вони (а також ортопіроксени) на цій діаграмі розташовуються в одному полі з піроксенами Голосківського родовища.

Олівін є одним з найважливіших породоутворювальних мінералів. Частіше він утворює субідоморфні заокруглені кристали, розмір яких — перші міліметри, інколи виділяється у вигляді зерен неправильної форми. Олівін є повсюдним мінералом апатитоносних габроїдів АРГП УЩ, згадується він також в ільменітових габроїдах (олівінові норити, олівінові габронорити) Носачівського родовища. Вміст олівіну в меланократових троктолітах та габро-троктолітах може досягати 50 %, інколи утворюються істотно олівінові породи — олівініти (Стремигородське родовище), які, очевидно, мають кумулятивну природу.

Олівін в досліджуваних рудних габроїдах АРГП УЩ належить до залізистих різновидів. При цьому найбільш залізисті олівіни (як і клінопіроксени) характерні для габроїдів Південно-Кальчицького масиву (Fa_{77-85}), а в сієнітах цього масиву кристалізується фаяліт. Для габроїдів інших масивів та родовищ УЩ склад олівіну в цілому близький і виявлені такі його варіації: Давидківського — Fa_{59-69} , Федорівського — Fa_{54-68} , Стремигородського — Fa_{53-56} . Для порівняння зауважимо, що в масиві Сувалки олівін більш магнезійний — Fa_{32-36} . У Федорівському родовищі виразно проявляється прихована розшарованість за складом олівіну (як і інших мінералів — клінопіроксену, апатиту [28]), що виражається у зростанні залізистості мінералів у більш пізніх диференціатах. Схоже на те, що кумуляція олівіну найбільш масштабна відбувається в середній та частково в нижній частинах розшарованих інтрузій (разом з ільменітом та апатитом).

Із елементів-домішок в олівінах головним можна вважати марганець, вміст якого збільшується паралельно з залізистістю мінералу. Так, в олівінах з Стремигородського, Давидківського та Федорівського родовищ вміст MnO становить 0,5–0,8, а з Південно-Кальчицького масиву — 0,8–1,1 %. Збільшення вмісту марганцю в олівінах можна пов'язувати зі зростанням лужності розплаву. Схоже на те, що олівін із габроїдів Стремигородського родовища є (як і клінопіроксен) дещо менш залізистим (Fa_{53-56}), хоча для остаточного висновку потрібно виконати додаткові дослідження олівіну і піроксену. На діаграмі складу піроксенів ці три масиви розташовуються поряд, хоча найбільш магнезійний піроксен (один аналіз) зафіксовано в Стремигородському родовищі, а найбільш залізистий — в Федорівському.

Плагіоклаз один з головних мінералів кумулу в розшарованих інтрузіях, в яких формуються рудоносні габроїди АРГП УЩ. У Давидківському та Володарському масивах в асоціації з цими габроїдами відомі істотно андезинові (An_{33-38}) породи, названі андезинітами [14] (в західноєвропейській літературі їх називають андезиновими анортозитами за аналогією з типовими анортозитами з більш основним плагіоклазом). Разом з тим, плагіоклаз в рудних габроїдах АРГП УЩ вивчено нерівномірно і, на думку авторів, недостатньо. Можна відзначити лише одну роботу Л.В. Шумлянського [28], в якій докладно описано розріз

Федорівського родовища з мікрозондовим визначенням складу плагіоклазів (та інших мінералів), включаючи елементи-домішки (Sr, Ba, Rb, Ga, Zn). У цьому родовищі склад плагіоклазу варіює направлено (з деяким відхиленням) знизу вгору за розрізом від An_{46} до An_{38} , частіше має склад An_{40-43} , тобто андезиновий. Очевидно, такий же склад плагіоклазів у габроїдах Давидківського масиву (розрахунковий — $An_{58}-An_{43}$), а в андезинітах — $An_{38}-An_{33}$. Дещо основніший плагіоклаз ($An_{51}-An_{56}$) в Стремигородській інтрузії, але він проаналізований лише в двох пробах. Найбільш кислим виявився плагіоклаз в рудних габроїдах Володарського масиву ($An_{39}-An_{27}$).

Загалом, склад плагіоклазів корелює зі складом інших мінералів — в масивах з більш залізистими темноколірними мінералами (особливо Володарський) зменшується основність плагіоклазу. Якщо в габроїдах Стремигородського родовища наявні більш магнезійні олівіни та піроксени, то в них фіксуються і більш основні плагіоклази. Спостерігається також відома залежність між основністю плагіоклазу та вмістом в ньому ортоклазового міналу: останнього найбільше (5–12 %) в найкисліших плагіоклазах (андезинах) з Володарського масиву [26] і найменше зі Стремигородського родовища (2–3 %). Проміжне положення займають плагіоклази з Федорівського родовища (3–7 %) [28]. У плагіоклазах з Володарського масиву відзначено антипертитові вrostки ортоклазу. Подібні залежності в складі плагіоклазів проявляються і в рудних габроїдах із зарубіжних родовищ. Найбільш основні плагіоклази ($An_{44}-An_{60}$) і з найнижчим вмістом ортоклазового міналу (0,2–4,0 %) фіксуються в родовищі Сувалки, кисліші характерні для Телнес ($An_{43}-An_{48}$) та Грейдер ($An_{46}-An_{50}$). Відзначимо ще одну особливість плагіоклазів: у всіх трьох названих родовищах вони містять більше Sr (Телнес — 1092–1182, Грейдер — 1143–1335, Сувалки — 893–1238 ppm) і менше Ba (відповідно, 162–284, 177–579, 212–557 ppm), ніж в габроїдах Федорівки (Sr — 616–772, Ba — 492–714) [28, 29, 32]. Очевидно, це пов'язано з основністю цих плагіоклазів.

Закінчуючи характеристику плагіоклазів, відзначимо, що у всіх рудоносних габроїдах в різних кількостях присутній калішпат (ортоклаз). Йотуніти (калішпатові норити) вважаються материнськими розплавами для рудоносних габроїдів провінції Рогаланд в Норвегії

[32]. Очевидно, диференціація таких збагачених калієм основних магм призводить до виникнення трахітових розплавів, з яких формуються монцоніти та сієніти (Давидківський, Південно-Кальчицький та Стремигородський масиви).

Біотит належить до другорядних мінералів рудних габроїдів АРГП УЩ. В шліфах біотити найчастіше мають коричнево-червонувате забарвлення, що пов'язано з високим вмістом титану (3–6, інколи 10 % TiO_2). Нерідко біотит розвивається по краях рудних мінералів (ільменіту або титаномagnetиту). Як і для інших темноколірних мінералів, залізистість біотиту в Південно-Кальчицькому масиві набагато вища (60–62, рідко — 50 %) [26], ніж у Стремигородському та Федорівському родовищах (близько або менше 30 %, тобто ці слюди належать до залізистих флогопітів). Лише один високотитанистий (10 % TiO_2) біотит з Федорівського родовища має залізистість 69 % [28]. Крім того, в рудних троктолітах Стремигородського родовища трапляється зелений біотит з підвищеною залізистістю (39–51 %), низьким вмістом титану (0,1–0,2 % TiO_2) та підвищеним — натрію (1,0–1,3 % Na_2O) і, очевидно, є пізнім мінералом.

Обговорення результатів та деякі висновки щодо петрогенезису. Описані відмінності в речовинному складі та геологічній будові родовищ Ті-Р рудних габроїдів УЩ та деяких найвідоміших зарубіжних аналогів зумовлені, безумовно, різними умовами їх формування. Серед головних факторів таких умов можуть бути: тип вихідних розплавів, форма та розміри магматичних камер та глибина їх залягання. Останнє обумовлює швидкість кристалізації розплавів та повноту їхнього кристалізаційного фракціонування, а також фугітивність кисню. Остання відіграє одну з головних ролей у формуванні Fe-Ті родовищ, що буде відображатися на складі оксидів Fe та Ті.

Логічно вважати, що зі збільшенням закладання магматичних камер фугітивність кисню буде зменшуватися.

Глибина ерозійного зрізу. Про первинну глибину залягання магматичних камер, де формувалися рудоносні габроїди, на даний час можна судити тільки з міркувань щодо ерозійного зрізу досліджуваних масивів та родовищ. Очевидно, можна вважати, що наведені вище для порівняння з українськими зарубіжні родовища та масиви (Телнес, Грейдер та Сувалки) бу-

ли загалом менш еродованими, ніж розглянуті в межах УЩ. Відображенням цього є високий вміст гематитового міналу в ільменіті, підвищений вміст магнію в цьому мінералі та магнетиті, дещо більша основність плагіоклазу, вища магnezіальність піроксенів, олівінів тощо в названих зарубіжних родовищах. Є підстави вважати, що ерозія масивів досліджуваних рудоносних габроїдів УЩ могла початися ще у мезо- або палеопротерозої, тобто задовго до формування таких родовищ, як Телнес або Грейдер. Так, наприклад, Давидківський масив у східній частині перекривається вулканітами збраньківської серії (1,76 млрд рр.), тобто до цього часу він виходив на денну поверхню і був значно еродованим. Після цього цей масив еродувався разом з вулканітами, що його вкривають.

Разом з тим, серед розглянутих масивів та родовищ рудних габроїдів АРГП УЩ (Федорівське, Стремигородське, Володарське та ін.) Давидківське є, очевидно, найменш еродованим. У ньому чітко виражена дрібнозерниста ендоконтактова закалочна фація, наявні елементи офітової структури та відзначаються дрібнозернисті дайки в породах оточення (за інтерпретацією одного з авторів статті, їх перетинає Давидківська інтрузія [14, 15]). Можливо, коричневе забарвлення клінопіроксену (титанистого авгіту) також пояснюється порівняно неглибоким рівнем ерозійного зрізу цього масиву. Як відомо, типові титан-авгіти характерні для лужних та сублужних вулканітів і гіпабісальних інтрузій. У породах, які кристалізуються за абісальних умов (наприклад, грануліти), титанавгіт не зафіксовано.

Подібними до Давидківського масиву за глибиною ерозійного зрізу можна вважати Стремигородське та Кропивнянське родовища, в породах яких піроксен має рожево-коричневе забарвлення та проявлені елементи офітової (габро-офітової [14]) структури. Дещо більше еродована Федорівська інтрузія, а для Володарського родовища можна припускати ерозійний зріз до абісальної фації глибинності (5–10 км). У зв'язку з цим зазначимо, що в Коростенському плутоні (менш еродованому), де розташовується переважна більшість досліджуваних ільменіт-апатитових родовищ, наявні комагматичні дайкові породи (з порфіровими структурами) основного та кислого складу, тоді як в Південно-Кальчицькому масиві такі дайки (комагматичні) відсут-

ні, принаймні, не описані. Зрідка в цьому масиві трапляються дайки біотит-амфіболових сієнітів, але вони добре розкristалізовані і без виразних зон закалу та порфірових структур.

Менш еродованим, ніж Коростенський, може вважатись Салмінський плутон (ільменіт з підвищеним вмістом гематиту), але в ньому не відмічені рудоносні габроїди. Як показано вище, в такій же послідовності (за збільшенням глибини ерозійного зрізу) зростає залізистість всіх мінералів (піроксенів, олівінів, ільменітів, магнетитів), знижується вміст гематитового компонента в ільменіті та основність плагіоклазу. Подібну залежність складу мінералів від глибини ерозійного зрізу було встановлено також для масивів лужно-ультраосновної формації УЩ [11]. До Приазовського блоку, де знаходиться Південно-Кальчицький масив з Володарським родовищем, приурочений та-

Таблиця 2. Хімічний склад можливих вихідних розплавів, з яких формувалися рудні габроїди та анортозит-рапаківігранітні плутони

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,00	49,92	41,26	44,88	52,00	49,80
TiO ₂	2,20	2,81	5,63	4,47	2,04	4,20
Al ₂ O ₃	17,50	14,91	14,35	17,96	12,80	15,00
Fe ₂ O ₃	—	6,61	5,52	3,38	—	—
FeO	14,50	7,28	12,83	9,95	14,10	14,20
MnO	—	—	0,20	0,12	0,29	—
MgO	3,00	3,63	4,26	3,38	3,20	5,00
CaO	10,00	7,71	5,73	8,23	6,8	6,70
Na ₂ O	2,80	2,34	2,74	3,16	4,00	2,40
K ₂ O	0,70	2,15	2,30	1,22	2,83	0,90
S	—	—	0,14	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,59	1,08	1,21	1,00	0,80
CO ₂	—	—	0,41	—	—	—
F	—	—	0,08	—	—	—
H ₂ O	—	—	0,20	—	—	—
В. п. п.	—	—	3,29	1,99	—	—
Сума	97,70	97,85	100,02	99,98	99,09	98,20

Примітка. 1 — склад материнської магми для анортозит-рапаківігранітної формації, розрахованої за факторним аналізом [4]; 2 — середній склад лабрадоритового порфіриту о. Хогланд та брили Руохолампі [4]; 3 — середній склад екзоконтактового (закалочного) габро-діабазу із Давидківського масиву [14]; 4 — середній склад так званого лейкократового габро з крайової частини Стремгородської інтрузії (Проскурін, 1984); 5 — склад розплаву Федорівського родовища [28]; 6 — типовий крайовий (закалочний) йотуніт пров. Рогаланд, який вважається вихідним за складом розплавом для ільменітових родовищ [32].

кож і один з найбільш (можливо, у світі) еродованих карбонатних масивів — Чернігівський, у карбонатитах якого встановлено найбільш залізисті для такого типу порід олівіні (до Fe₇₀). Значно еродовані Проскурівський та Антонівський масиви також вирізняються високою залізистістю мінералів.

Причину цього, на нашу думку, феноменального явища, на даний час не з'ясовано. Одним із факторів підвищення залізистості мінералів (та зменшення вмісту гематитового міналу в ільменіті) з глибиною може бути пониження фугітності кисню, коли зменшується загальна окисненість заліза і воно у двовалентному стані входить переважно до силікатів та ільменіту за підпорядкованої ролі магнетиту. В гіпабісальних умовах більше кристалізується магнетит, який екстрагує значну частину заліза, а розплав, відповідно, стає більш магнетитним (як і силікати в ньому). Проте, очевидно, пояснювати високу залізистість мінералів у більш глибоких умовах тільки однією фугітністю кисню недостатньо. Як один з можливих механізмів раніше авторами допускався ефект Core [7], що базується на термодифузії катіонів та елементів у розплавах та розчинах за наявності термічного градієнта (а він практично завжди існує). Проте, який би механізм (чи механізми) кристалізації розплавів не приймалися, встановлені факти досить переконливо свідчать, що з глибиною, доступною для ерозійного зрізу (до 10—20 км), залізистість темноколірних мінералів у базитових, лужних і карбонатитових інтрузіях зростає.

Вихідні розплави, з яких формувалися рудоносні габроїди АРГП УЩ, можуть, очевидно, суттєво відрізнятися в різних масивах та родовищах. Проте, очевидно, можна досить обґрунтовано приймати таку концепцію: ці розплави виникли в процесі формування анортозит-рапаківігранітних плутонів дещо пізніше кристалізації основної маси анортозитів, а, можливо, навіть в окремих випадках, після кристалізації гранітів групи рапаківі. Ці розплави в процесі попередньої диференціації збагатилися титаном, залізом та фосфором, подальше концентрування яких в окремих магматичних камерах призвело до формування розглянутих вище рудоносних габроїдів. Остаточного не вирішено питання про вихідні магми анортозит-рапаківігранітних плутонів, але вони були спеціалізовані на титан та фосфор. Так, в середньому складі лабрадоритового пор-

фіриту з о. Хогланд та брили Руохолампи, лейконоритів та габро-анортозитового комплексу Салмінського плутону, які приймаються за можливі вихідні розплави АРГП, вміст TiO_2 становить 2,2–3,1, P_2O_5 — 0,6–1,0, а $FeO_{заг}$ — 12–14 % за досить низького вмісту магнію — 2,4–3,8 MgO [4] (табл. 2).

Як відомо, розчинність фосфору (P_2O_5) в розплавах основного складу становить 4,0 % за 1200 °C [9] і всі первинні природні розплави, у тому числі названі можливі претенденти на вихідні для АРГП, недонасичені фосфором. Його концентрація як некогерентного елемента буде зростати в процесі кристалізаційної диференціації (відсадки плагіоклазу, олівіну, піроксенів) аж поки досягне насичення (~4 % P_2O_5 за температури 1200 °C і менше за умови її зниження) з подальшим осадженням кристалів апатиту. Тому в розшарованих апатитоносних інтрузіях концентрування апатиту починається значно вище від дна магматичної камери (в середній частині розривів) після закристалізованості певної частки розплаву і досягненні ним насичення фосфором. Це показово ілюструє приклад зональної будови таких родовищ, як Стремигородське, Давидківське та Федорівське, і розташування в них збагачених апатитом порід.

Подібним чином поводить себе і титан, але насиченість ним основних розплавів наступає дещо раніше, ніж фосфором. У подальшому ільменіт (часто разом з титаномагнетитом) продовжує виділятися з розплаву разом з апатитом.

Існують різні методи визначення та розрахунку вихідних розплавів [24, 28]. У даному випадку їх (стосовно рудних габроїдів) слід розглядати як похідні від вихідних базитових магм для АРГП УЩ. Так, Л.В. Шумлянський [28] навів у якості такого вихідного розплаву, з якого кристалізувалося олівінове габро (включаючи його рудні різновиди) Федорівського родовища. Це склад, близький до гіперстенмодального та гіперстеннормативного йотуніту, який вважається вихідним для Телнеса та інших титанових родовищ провінції Роґаланд [32] (табл. 2). Наведений склад гаданого як вихідного розплаву також близький до материнських магм АРГП [4] (табл. 2). Схоже на те, що високий вміст SiO_2 та Na_2O за низького вмісту титану (2,0 % TiO_2) в розплаві такого складу не узгоджується з меланократовим характером габроїдів Федорівського родовища

(інтрузії). Ми вважаємо, що для подібних рудоносних інтрузій вихідний розплав повинен бути значно більше збагачений титаном та недонасичений кремнеземом. Такому розплаву за складом більше відповідають ендоконтакткові габро-діабази Давидківського масиву [15] та так зване лейкократове (крайове) габро Стремигородської інтрузії (табл. 2). Вони виявилися близькими за хімічним складом (табл. 2), у них значно більше титану (4,5–5,6 %) та менше кремнезему (41,3–44,9) і натрію (2,7–3,2). Як показали наведені раніше петрохімічні розрахунки [15], з розплаву такого складу можуть утворитися в процесі кристалізаційної диференціації всі різновиди порід Давидківського масиву (рудоносні габроїди — 55, сієніти — 35, андезити — 7 %).

Як відзначено вище, для різних масивів розглянутих рудоносних габроїдів АРГП УЩ вихідні розплави (вірніше похідні від таких для АРГП УЩ) могли мати дещо відмінний склад, оскільки на різній глибині базитові розплави будуть кристалізуватися з певними особливостями, які значною мірою залежать від фугитивності кисню. Можливо, для рудоносних габроїдів Володарського родовища вихідні розплави були більш залізистими, ніж для Давидківського, Стремигородського, Федорівського та ін.

Нагадаємо ще раз, що для апатитоносних інтрузій ці розплави були більш кальцієвими і більш лужними, ніж для власне ільменітових. Такі розплави підвищеної лужності в кінцевому результаті дали сієнітові диференціати. Згідно з результатами попередніх досліджень, такі сублужні габроїди збагачені несумісними елементами-домішками (Nb, Zr, Ce, Y). Щодо вихідних розплавів для Носачівської інтрузії (з однойменним родовищем), то вони могли бути близькими за складом до норвезьких йотунітів. Вище зазначено, що титанові руди Носачівського, Граби-Меленівського та Пенізевицького родовищ подібні до таких Телнеса.

Висновки. 1. Рудні габроїди АРГП УЩ формуються у більш пізніх інтрузіях, січних щодо головних типів порід АРГП (анортозитів, гранітів рапаківі).

2. Розплави, з яких формувалися такі рудоносні інтрузії, є похідними від вихідних базитових магм АРГП. Вони збагачені титаном і фосфором відносно основних порід плутонів. У процесі камерної кристалізаційної диференціації з таких розплавів утворилися відносно

невеликі розшаровані інтрузії з кумулятивними рудами титану та фосфору. При цьому апатит концентрується переважно в середній частині розшарованих серій, а ільменіт — в нижніх та супроводжує апатит.

3. Апатит-ільменітові та ільменітові родовища просторово розмежовані, хоча можуть знаходитися в межах одного плутону (Коростенського). Апатитоносні (з титаном) габроїди утворилися з більш лужних (сублужних) розплавів, кінцеві диференціати яких мають сієнітовий склад. Для різних апатит-ільменітових та істотно ільменітових родовищ вихідні (власне похідні від базитової магми АРГП) розплави могли бути різними. Для апатитоносних — це збагачений титаном сублужний базальт, для істотно ільменітових — йотунітового типу.

4. Апатит-ільменітові родовища АРГП УЩ суттєво відрізняються за багатьма особливостями складу мінералів від відомих зарубіжних аналогів (Телнес, Грейдер, Сувалки). На нашу думку, ці відмінності обумовлені головним чи-

ном глибинним рівнем ерозійного зрізу українських родовищ. У свою чергу, розглянуті апатит-ільменітові родовища в зв'язку з АРГП УЩ також мають регіональні відмінності, які пояснюються нами рівнем їхнього ерозійного зрізу. Найбільш еродованим є Володарське родовище в Приазов'ї, меншої ерозії зазнали рудоносні інтрузії Коростенського плутону (Давидківська, Стремигородська). Для більш глибинних рудних габроїдів характерні такі особливості: підвищена або висока залізистість темноколірних мінералів (піроксени, олівіни); понижена основність плагіоклазу (до андезину); зменшення вмісту гематитового міналу в ільменіті за збільшення в ньому концентрації Nb, Ta, Zr, Hf і пониження V, Cr, збільшення вмісту РЗЕ в апатиті тощо.

Український щит, напевно, єдиний в світі регіон, де з анортозит-рапакивігранітними плутонами генетично пов'язана значна кількість розшарованих інтрузій з рудними (apatит, ільменіт) габроїдами.

1. Борисенко Л.Ф., Делицын Л.М., Проскурин Г.П., Крупенькина Н.С. Рудные габброиды Чеповичского анортозитового массива // Геология руд. месторождений. — 1979. — № 3. — С. 16—27.
2. Борисенко Л.Ф., Овчаренко В.К. О некоторых особенностях ильменита изверженных пород // Докл. АН СССР. — 1979. — 247, № 1. — С. 185—189.
3. Борисенко Л.Ф., Тарасенко В.С., Проскурин Г.П. Рудоносные габброиды Коростенского плутона // Геология руд. месторождений. — 1980. — № 6. — С. 27—36.
4. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. — Л.: Наука, 1978. — 296 с.
5. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 34—47.
6. Висоцький О.Б., Висоцький Б.Л. Стремигородське родовище апатит-ільменітових руд і деякі питання їх геохімії та петрології // Мінер. ресурси України. — 2007. — № 4. — С. 22—27.
7. Дубина А.В., Кривдик С.Г. Роль эффекта Сорэ в петрогенезисе щелочных пород (на примере Украинского щита) // Материалы Междунар. (стран СНГ) совещ. "Щелочной магматизм Земли и его рудоносность" (Донецк, 10—16 сент. 2007). — Донецк, 2007. — С. 62—64.
8. Есипчук К.Е., Галецкий Л.С., Васильченко В.В. и др. Возрастное и формационное расчленение бывшего восточноприазовского комплекса щелочных и субщелочных пород // АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. Препр. — Киев, 1992. — 56 с.
9. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Крот Т.В. Растворимость и геохимия фосфора в магмах // Геохимия. — 1987. — № 7. — С. 915—927.
10. Кривдик С.Г. Апатитоносність магматичних порід Українського щита // Мінерал. журн. — 1997. — 19, № 2. — С. 68—86.
11. Кривдик С.Г., Дубина О.В. Типохімізм мінералів лужно-ультраосновних комплексів Українського щита як індикатор умов їх формування // Там же. — 2005. — 27, № 1. — 2005. — С. 64—76.
12. Кривдик С.Г., Дубина А.В., Гуравський Т.В. Петрохимические и минералогические критерии рудоносности (фосфор, титан) габброидов анортозит-рапакивигранитных плутонов Украинского щита // Материалы Междунар. (стран СНГ) совещ. "Щелочной магматизм Земли и его рудоносность" (Донецк, 10—16 сент. 2007). — Донецк, 2007. — С. 129—133.
13. Кривдик С.Г., Дубина О.В., Юрчишин А.П. та ін. Новий тип апатитоносних габроїдів у Верхньому Побужжі // Мінерал. журн. — 2007. — 29, № 1. — С. 23—34.
14. Кривдик С.Г., Ткачук В.И., Глухов А.П., Швайберов С.К. Давидковский габбро-сиєнітовий массив — расслоенная интрузия (Украинский щит) // Геология руд. месторождений. — 1986. — № 6. — С. 58—71.
15. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1990. — 408 с.

16. Кудинова Л.А., Борисенко Л.Ф. Типоморфные особенности ильменита основных пород Коростенского плутона // Минерал. сб. Львов. ун-та. — 1979. — Вып. 33/2. — С. 75—77.
17. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. — Киев: Наук. думка, 1983. — 248 с.
18. Марченко Е.Я. РЗМ в апатитах Украинского щита // Мінер. ресурси України. — 1999. — № 4. — С. 26—29.
19. Митрохин А.В., Митрохина Т.В. Петрология и рудоносность Федоровского апатит-ильменитового месторождения // Мінерал. журн. — 2006. — 28, № 4. — С. 43—52.
20. Тарасенко В.С. Богатые титановые руды в габбро-анортозитовых массивах Украинского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1990. — № 8. — С. 35—44.
21. Тарасенко В.С. Минерально-сырьевая база титановых руд Украины // Геол. журн. — 1992. — № 5. — С. 92—103.
22. Тарасенко В.С., Кривонос В.П., Жиленко Л.А. Петрология и рудоносность Южно-Кальчикского массива (Восточное Приазовье) // Там же. — 1989. — № 5. — С. 78—88.
23. Тарасенко В.С., Металиди С.В. Условия образования титановых руд в габброидах Чеповичского габбро-анортозитового массива (Коростенский плутон) // Там же. — 1998. — № 3. — С. 16—26.
24. Уэйнджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970. — 552 с.
25. 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.
26. Царовский И.Д., Кравченко Г.Л. Эволюция минерального состава габброидов и сиенитов Южно-Кальчикского массива (Приазовье) // Геол. журн. — 1992. — № 2. — С. 15—26.
27. Чернышова Е.Н. Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования. — Новосибирск: Наука, 1981. — 154 с.
28. Шумлянський Л.В. Варіації хімічного складу силікатних мінералів та апатиту Федорівського апатит-ільменитового родовища (Коростенський плутон) // Мінерал. журн. — 2007. — 29, № 1. — С. 5—22.
29. Bernard Charlier. Petrogenesis of magmatic iron-titanium deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites. — Univ. de Liege, 2007. — 165 p.
30. Force E.R. Geology of Titanium-Mineral Deposits // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. — 1991. — 259. — 112 p.
31. Ilmenite deposits and their geological environment // Norg. geol. unders. Spec. Publ. — 2003. — No 9. — 134 p.
32. The Rogaland Intrusive Massifs — an excursion guide // Ibid. Rep. 2001.029. — 139 p.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України, Київ

Надійшла 22.04.2008

РЕЗЮМЕ. С аноктозит-рапакивігранітними плутонами Українського щита (Коростенським і Корсунь-Новомиргородським) генетично пов'язані рудоносні габброїди, к которым приурочені місорождения титана і фосфора. Як граніт-сієнітовий аналог таких плутонов розглядається Южно-Кальчикський масив (Приазов'є), в котрому виявлені подібні рудні габброїди (Володарське місорождение). Виділено два головних типу рудних габброїдов: габбро-троктоліти з ільменіт-апатитовою мінералізацією і норити з суттєво ільменітовою. Ці типи місорождений розмежовані просторово, але можуть знаходитися також в межах одного плутона (Коростенського). Висказано передположення о більш щелочном характере ісходних расплавов для апатитоносних габброїдов, с котрими часто асоціюють сієніти (Давидківське, Володарське, Стремгородське місорождения). Розглянуті особливості хімічного складу породообразуючих і рудних мінералов (апатит, ільменіт, магнетит, піроксени, оливин, плагіоклаз). Показано, що ці мінерали по хімізму суттєво відрізняються от таких в типичних місорождениях ільменіта і апатита (Телнес, Грейдер, Сувалкі). На українських місорождениях ці силікати більш залізисті, а ільменіт близький к стехіометричному с низьким содержанием Mg, Fe₂O₃, Cr, V. Особливо високозалізистими оказались мінерали на Володарському місорождении, а ільменіт — обогаченним Nb і Zr. Сделано вывод о том, что рассмотренные украинские місорождения титана і фосфора формировались в більш глибоких условиях при пониженой фугитивности кислорода, найбільш еродированим (5—10 км) из них является Володарське.

SUMMARY. The titanium and phosphorus deposits are genetically connected with ore-bearing gabbro related to anorthosite-rapakivgranite plutons of the Ukrainian Shield (Korosten and Korsun-Novomyrghorod). The Southern-Kalchik massif (Peri-Azov Area) in which similar ore gabbros (Volodarka deposit) are revealed is considered as the granite-syenite analogue of such plutons. Two main types of ore gabbroids are chosen: gabbro-troktolites with ilmenite-apatite mineralization and norites with essential ilmenite ones. These types of deposits are demarcated spatially but they can also occur within the same pluton (Korosten). A more alkaline character of initial melts for apatite-bearing gabbro is supposed syenites being often associated with them (Davydki, Volodarka, Stremygorod deposits). The peculiarities of chemical composition of rock-forming and ore minerals (apatite, ilmenite, magnetite, pyroxenes, olivine, plagioclase) are considered. It is shown, that these minerals essentially differ from those in typical ilmenite and apatite deposits by their chemical peculiarities (Telnes, Grader, Suwalki). In the Ukrainian deposits those silicates are enriched in iron, and ilmenite is close to stoichiometric one with low contents of Mg, Fe₂O₃, Cr, V. Minerals in the Volodarka deposit proved to be especially highly enriched in iron, and ilmenite in Nb and Zr. It is concluded that the considered Ukrainian deposits of titanium and phosphorus were formed in more deep conditions and reduced oxygen fugacity, the Volodarka deposit is the most eroded one (5—10 km) among them.