

УДК 552.33 : 553.641'311(477)

**С.Г. Кривдік, Т.В. Гуравський, О.В. Дубина,
О.М. Братчук, О.І. Мархай, О.М. Нечаєнко, П.Ф. Якубенко****ОСОБЛИВОСТІ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ
НОСАЧІВСЬКОГО АПАТИТ-ІЛЬМЕНІТОВОГО РОДОВИЩА
(КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКИЙ ПЛУТОН,
УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

Носачівське апатит-ільменітове родовище розташоване в центральній частині Корсунь-Новомиргородського плутону і пов'язане з габроїдами, серед яких переважають рудоносні та рудні норити та габронорити. Підпорядковане значення мають олівінові норити та гіперстеневі троктоліти. Родовище представлено багатими ільменітовими рудами з порівняно низьким вмістом (1,5–4 %) апатиту. Дещо підвищений вміст (5–8 %) апатиту в троктолітах. У рудних габроїдах зовсім відсутній магнетит, а в ільменіті практично немає (або дуже мало) гематитового міналу. Ільменітові руди утворилися в процесі кристалізаційного фракціонування, тобто є кумулятами. У багатих рудах ільменіт як ранній мінерал характеризується дещо підвищеним вмістом магнію (до 2,0 % MgO), ванадію (до 0,4 % V₂O₅) і хрому (до 0,23 % Cr₂O₃), а в бідних рудах і вмісних породах цей мінерал має близький до стехіометричного склад (низький вміст Mg, Sr, Fe³⁺). Апатит належить до фтористого різновиду (2,9–3,6 мас. % F) з порівняно низьким вмістом TR (Ce₂O₃ — до 0,33 %, Y₂O₃ — до 0,08) і Sr (до 0,08). Ортопіроксени належать до гіперстену та ферогіперстену, а клінопіроксени — до висококальцієвих авгітів та фероавгітів. Коротко охарактеризовані інші породоутворювальні та акцесорні мінерали: плагіоклаз, калішпат, сульфід, циркон, чевкініт. Загалом габроїди Носачівського родовища відрізняються від таких у відомих родовищах ільменіту та апатиту України і світу підвищеною залізистістю піроксенів та олівіну, низьким, до повної відсутності, вмістом гематитового міналу в ільменіті, відсутністю первинного магнетиту. Носачівське родовище формувалося в абісальних умовах (масив значно еродований) за низької фугітності кисню.

E-mail: kryvdik@igmof.gov.ua

Вступ. Носачівське апатит-ільменітове родовище є поки що єдиним такого типу в Корсунь-Новомиргородському плутоні, тоді як у аналогічному Коростенському плутоні їх виявлено кілька. Найвідомішими з останніх є Стремигородське, Федорівське, Давидківське, Кропивнянське, Паромівське, які, маючи властиву для габроїдів анортозит-рапаківігранітних плутонів титан-фосфатну рудну мінералізацію, відрізняються за багатьма особливостями від Носачівського родовища, що розглядається в даній статті. Майже повними аналогами Носачівського родовища в Коростенському плутоні є Пенізевицький і Граби-

Меленівський рудопрояви багатих ільменітових руд, де у даний час не виконуються розвідувальні роботи і не залишилося кернового матеріалу від раніше пробурених свердловин. Завдяки проведенню на Носачівському родовищі розвідки і лабораторно-аналітичних досліджень виявлено унікальні особливості його речовинного складу. В основу цієї статті покладено нові результати мікрозондових досліджень породоутворювальних (піроксени, олівін, плагіоклаз, калішпат), рудних (ільменіт, апатит, сульфід) та деяких акцесорних мінералів, а також хімічних аналізів порід. Виявлено певні закономірності і залежності в зміні складу цих мінералів від типу порід. Встановлено, що у багатих рудах ільменіт і темноколірні мінерали більш магnezіальні (в ільменіті до 2,0 % MgO), ніж у вмісних норитах і

© С.Г. Кривдік, Т.В. Гуравський, О.В. Дубина,
О.М. Братчук, О.І. Мархай, О.М. Нечаєнко,
П.Ф. Якубенко, 2009

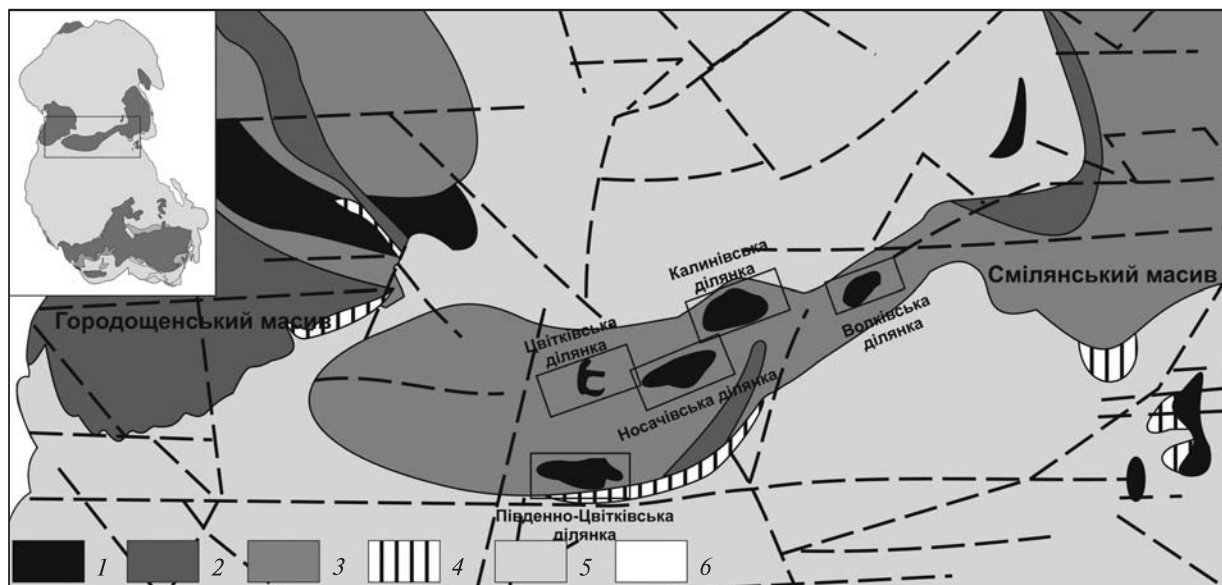


Рис. 1. Схема розташування Носачівського родовища. У лівому верхньому кутку — Корсунь-Новомиргородський плутон (темне — масиви основних порід, світло-сіре — граніти групи рапаківі, біле — навколишні вмисні породи): 1 — габронорити, 2 — габро-анортозити, 3 — анортозити, 4 — монзоніти і сієніти, 5 — граніти групи рапаківі, 6 — навколишні (вмісні) породи

анортозитах. Клінопіроксени в рудоносних і рудних норитах виявилися загалом більш кальцієвими (висококальцієві авгіти, приграничні з салітами), ніж клінопіроксени з основних порід анортозит-рапаківігранітних плутонів (за літературними даними). Вони також більш залістисті, ніж піроксени з аналогічних зарубіжних ільменітових родовищ (Телнес, Лабревіл, Сант-Урбейн, Грейдер, Сувалки) і за рівнем залістистості близькі до піроксенів з основних порід Володарського (Приазов'я) і, частково, Федорівського родовища. Ільменітові руди розглядаються нами як більш ранні кумулятивні утворення. Вони досить бідні на апатит (1,5—2,0, рідко — 4 %), в них зовсім відсутній титаномagnetит, а в ільменіті дуже мало або практично немає гематитового міналу. Дещо більше апатиту (до 5—8 %) в олівінових різновидах габроїдів (норито-троктолітах, гіперстенових троктолітах), що певною мірою нагадує рудні апатитоносні (з ільменітом) троктоліти та габро-троктоліти Стремигородського родовища в Коростенському плутоні. Хоча справжніх або подібних до стремигородських сублужних габро-троктолітів (з клінопіроксеном і без ортопіроксену) та троктолітів (без ортопіроксену) в Корсунь-Новомиргородському плутоні поки що не виявлено. Такі відмінності Носачівського родовища можна пояснювати абісальними умовами його

формування (за низької фугітивності кисню) та пониженою лужністю рудоносного базитового розплаву (норитового складу). У Коростенському плутоні габроїди більшості апатит-ільменітових родовищ належать до сублужного ряду (для них є характерним парагенезис титаністого авгіту і олівіну).

Геологічне положення та деякі особливості будови Носачівського родовища. Носачівське родовище знаходиться майже в центрі Корсунь-Новомиргородського плутону в межах Носачівського анортозитового масиву, який виділено недавно і який фактично є західним відгалуженням (апендиксом) від Смілянського анортозитового масиву (рис. 1). Під останньою назвою ці два масиви в попередніх публікаціях розглядалися як один [3] і тому раніше Носачівське родовище називалося Смілянським (рудопроявом) [10, 11]. В цих публікаціях Носачівське родовище зображували в розрізі як нахилене лійкоподібне тіло, а в плані — як наближене до овалу протяжністю до 1,5 км (по верхньому інтервалу, за даними [7]). У родовищі виділяли три поклади густовкраплених руд, нахилених на захід під кутом 25—45°, найбільший з яких має довжину ~800 м [7, 11].

Після проведення геологорозвідувальних робіт Черкаським ДП "Центрукргеологія" склалися дещо інше уявлення про будову цього родовища: його було простежено на відстань

2250 м за ширини від 200 (південно-західний фланг) до 780 м (північний схід). Тобто за розміром воно подібне до Федорівського родовища. Виділено два головні рудні поклади, які можуть у різних ділянках розгалужуватись на кілька менш потужних горизонтів-апофіз. Як робочу гіпотезу було прийнято, що ці рудні поклади сформувалися з габроїдів двох окремих інтрузивних фаз: перший і головний — з рудоносних норитів другої фази, а другий — з олівінових і олівінвмісних норитів, норитотроктолітів та ортопіроксенових троктолітів першої фази. В першому покладі зосереджені ільменітові руди, в тому числі і багаті (густо вкраплені, масивні) з незначним вмістом апатиту, а в другому — бідні ільменітові руди з підвищеним вмістом (5–8 %) апатиту. Це шаруваті поклади з різними кутами залягання: для першого це переважно "пласт простої форми" (кут падіння від 40–45 до 70–80°), для другого — "Г"-подібна антиклінальна структура. Окремими свердловинами рудні норити розкриті до глибини понад 600–650 м, а за даними геофізичних досліджень вони простежуються на глибину до перших кілометрів.

Ми не наводимо схематичну геологічну карту та розрізи Носачівського родовища як через обмежений обсяг статті, так і через недостатню детальну вивченість його в різних ділянках, які б дали можливість конкретизувати відомості щодо типів порід і мінералів та виявити закономірності в їх розподілі й направленій зміні складу (ритмічну та приховану розшарованість). Автори сподіваються в майбутньому виконати такі дослідження і побудувати петрогенетичну модель формування Носачівського родовища.

Зауважимо лише, що отримані нами результати досліджень з окремих свердловин і профілів впевнено свідчать про розшаровану природу рудоносних габроїдів і кумулятивне походження багатих ільменітових руд. Щодо взаємовідношень і генезису рудоносних на титан норитів і дещо збагачених апатитом олівінових габроїдів, то вони, ймовірно, можуть бути диференціатами однієї і тієї ж порції розплаву і утворитися за механізмом розшарованих інтрузій (в процесі кристалізаційної диференціації розплаву і конвекції в магматичній камері). При цьому є деякі підстави вважати, що густовкраплені та масивні ільменітові руди є більш ранніми утвореннями, а збагачені апатитом — пізнішими.

Текстурно-структурні особливості, хімічний та мінеральний склад порід. Головними породами, що вміщують і оточують рудні габроїди, є анортозити, габро-анортозити, норити, габро-норити, олівінвмісні та олівінові норити, норитотроктоліти і гіперстеневі троктоліти. Олівінвмісні й олівінові габроїди мають загалом підпорядковане значення, а найбільш поширеними є норити і анортозити.

Анортозити є вмісними породами і повсюдно залягають в екзоконтактових ореолах рудних і рудоносних норитів. Проте типові анортозити трапляються і серед рудоносних і рудних норитів, інколи їхні тіла (інтервали керну потужністю від кількох до 25 м і більше) являють собою ніби перегородки ("рифи") між рудними норитами (наприклад, св. 1602, гл. 100–103, 111–136 м). При цьому ці анортозити є досить свіжими породами і макроскопічно нічим не відрізняються від анортозитів оточення родовища зокрема та анортозитів Носачівського і Смілянського масивів та Корсунь-Новомиргородського плутону загалом (табл. 1). Ділянками вони дещо світліші (світло-сірі) і приймалися нами під час описання розрізу (керну свердловини) за можливі істотно андезинові породи (андезиніти), які виділяв В.С. Тарасенко [10] в цьому родовищі. Варто лише відзначити, що в анортозитах Носачівського масиву, особливо тих, які залягають серед рудних норитів дещо нижчий вміст титану і фосфору (табл. 1, ан. 6, 9, 43). Можна вважати, що вони є сингенетичними з рудними норитами і належать до найбільш деплетованих на Ti і P диференціатів (кумулятивів). Проте, як відзначалося вище, за хімічним і мінеральним складом та текстурно-структурними особливостями їх важко або неможливо відрізнити від анортозитів з інших масивів Корсунь-Новомиргородського плутону. Можливо, вони мають дещо інший склад темноколірних мінералів (ортопіроксен, біотит), ільменіту та апатиту, які в цих породах ми не встигли дослідити. Загалом це лейкократові крупно- або гігантозернисті масивні породи істотно плагіоклазового складу. В інтерстиціях між крупними кристалами основного плагіоклазу розташовуються дрібні і частіше ксеноморфні зерна ортопіроксену, біотиту, ільменіту, кварцу, гранофіру, сульфідів, кристалики апатиту, ділянками — карбонатів та вторинних мінералів (хлорит, серицит).

Таблиця 1. Хімічний склад габроїдів Носачівського родовища та деяких інших масивів

№ з/п	Номер зразка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
<i>Носачівське</i>									
1	1602/57,5	47,90	5,11	14,12	2,13	14,73	0,21	4,38	6,55
2	1602/70,5	48,15	4,25	14,67	0,75	14,16	0,13	4,30	7,42
3	1602/79,5	46,50	5,23	12,03	0,69	16,30	0,21	5,44	8,10
4	1602/83,3	49,42	4,39	15,12	0,85	13,59	0,15	4,26	6,77
5	1602/99,2	23,88	24,77	5,96	1,92	29,02	0,32	5,58	4,84
6	1602/100,2	53,70	0,13	27,61	1,01	1,00	0,02	1,00	9,77
7	1602/106,5	22,04	26,08	9,62	3,24	28,78	0,33	3,28	3,60
8	1602/110,7	40,52	10,05	13,41	3,46	18,30	0,23	4,75	5,96
9	1602/120,0	53,40	0,43	26,31	0,42	2,86	0,03	0,92	9,98
10	1602/129,4	52,70	0,80	22,32	0,50	6,01	0,08	3,63	8,64
11	1602/136,7	37,50	14,68	12,55	2,07	20,16	0,25	3,45	5,08
12	1602/160,0	43,20	7,87	12,43	2,14	17,45	0,22	4,12	6,53
13	1602/162,5	41,04	8,89	12,24	3,03	17,30	0,21	4,72	6,09
14	1602/173,5	46,22	5,87	11,38	1,88	16,02	0,22	3,88	6,41
15	1602/178,2	44,50	6,86	13,48	3,23	15,16	0,21	5,15	6,98
16	1602/183,0	52,46	1,38	10,67	0,83	15,44	0,19	2,77	5,59
17	1602/187,7	50,46	3,78	11,83	0,77	15,59	0,19	3,49	5,93
18	1602/217,2	53,46	0,46	24,54	0,23	4,00	0,04	4,02	4,53
19	1602/219,0	51,49	0,66	20,69	1,96	4,86	0,13	3,21	8,98
20	1602/287,5	46,58	1,02	18,45	1,67	13,73	0,19	5,48	8,10
21	1602/290,5	52,68	0,51	24,49	0,54	2,72	0,03	1,09	9,40
22	1703/116,0	36,82	5,08	8,78	1,36	30,26	0,36	8,45	4,80
23	1703/117,3	48,19	4,84	13,58	1,48	14,65	0,13	4,55	6,98
24	1703/124,2	49,44	3,43	15,46	1,07	13,22	0,14	3,36	7,29
25	1703/134,2	50,29	4,34	15,30	1,50	12,22	0,17	3,98	6,70
26	1703/136,8	49,10	4,79	15,19	1,24	14,15	0,22	4,55	6,00
27	1703/145,0	33,80	18,40	5,98	8,66	18,37	0,23	2,16	6,54
28	1703/146,3	34,48	15,02	6,25	4,82	25,95	0,27	5,71	3,92
29	1703/160,3	45,41	7,47	13,97	0,81	16,80	0,24	4,96	5,44
30	1703/169,3	49,14	5,28	17,75	1,67	10,36	0,18	3,45	7,09
31	1702/74,0	48,29	5,62	12,84	1,50	15,58	0,16	4,84	5,67
32	1702/83,5	37,25	11,84	15,83	2,82	17,16	0,19	2,59	5,45
33	1702/209,8	42,78	7,24	13,55	1,24	18,35	0,16	6,23	6,55
34	2004/185,4	46,15	7,02	17,45	1,74	12,30	0,07	2,70	6,33
35	2004/196,77	46,68	4,90	12,33	1,56	13,87	0,10	4,88	6,08
36	2004/252,7	45,26	4,70	11,45	0,12	19,07	0,13	5,47	5,90
37	2004/350,7	39,36	0,17	6,22	0,33	37,18	0,20	10,46	3,05
38	2004/370,0	41,90	7,36	11,80	0,24	19,88	0,14	6,18	7,19
39	2004/433,0	40,10	4,05	13,86	1,46	21,59	0,09	5,33	7,41
40	2004/436,0	41,15	3,51	15,07	3,79	17,53	0,09	4,42	7,54
41	2004/589,7	41,46	7,14	11,02	5,40	18,16	0,21	6,52	6,12
42		51,40	1,10	22,60	0,70	4,51	0,10	2,40	9,00
43		54,86	0,06	24,84	0,42	1,28	—	0,21	9,80
44		48,40	5,20	15,60	2,20	9,64	0,20	4,30	6,70
45		37,60	16,70	11,40	2,70	18,20	0,20	3,80	4,80
46		14,14	36,15	3,87	4,22	32,55	0,38	5,07	1,51
47		46,90	5,10	13,20	2,40	14,10	0,10	3,90	7,40

ОСОБЛИВОСТІ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ НОСАЧІВСЬКОГО АПАТИТ-ІЛЬМЕНІТОВОГО РОДОВИЩА

	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{заг.}	H ₂ O ⁻	В. п. п.	CO ₂	Сума	An*
<i>родовище</i>									
	2,26	1,10	1,08	0,07	0,03	0,75	—	100,42	55,3
	2,58	1,10	1,50	0,06	0,02	0,78	—	99,87	52,1
	2,00	0,85	1,78	0,01	0,06	0,37	—	99,57	54,3
	2,68	1,15	0,63	0,17	0,04	0,70	—	99,92	51,8
	1,20	0,58	0,68	0,11	0,08	0,49	—	99,43	46,0
	4,42	0,63	0,02	0,03	0,03	0,51	—	99,38	57,5
	1,30	0,75	0,64	0,08	0,05	0,32	—	100,11	60,9
	1,86	0,75	0,46	0,02	0,05	0,55	—	100,37	60,9
	3,95	0,65	0,13	0,02	0,05	1,10	—	100,25	59,5
	3,68	0,70	0,13	0,01	0,43	0,74	—	100,36	56,2
	2,15	0,55	0,17	0,12	0,01	0,82	—	99,56	54,3
	1,98	0,75	0,56	0,21	0,03	2,64	—	100,13	56,2
	1,75	0,62	0,45	0,02	0,03	4,05	—	100,44	60,1
	1,87	1,28	0,95	0,02	0,13	4,10	—	100,23	52,9
	2,10	0,58	0,33	0,01	0,08	1,18	—	99,84	57,6
	2,15	2,70	2,11	0,92	0,11	2,64	—	99,96	37,3
	2,46	1,65	0,50	0,04	0,05	2,96	—	99,70	42,6
	3,52	1,10	0,27	0,02	0,07	3,35	—	99,61	60,3
	2,97	0,65	0,12	0,02	0,10	4,29	—	100,13	60,7
	2,15	0,55	0,92	0,01	0,06	0,98	—	99,89	66,9
	3,54	0,85	0,15	0,03	0,10	4,14	—	100,27	60,4
	1,20	0,57	1,99	0,04	0,12	0,08	—	99,91	61,1
	2,30	1,10	1,39	0,08	0,14	0,83	—	100,24	53,2
	2,46	1,08	1,46	0,05	0,18	0,90	—	99,54	55,9
	2,60	1,27	0,91	0,05	0,10	0,65	—	100,08	53,0
	2,20	1,10	0,60	0,04	0,08	0,64	—	99,90	58,9
	1,76	0,90	0,94	0,25	0,99	0,68	—	99,66	26,7
	1,40	0,60	1,02	0,02	0,23	0,49	—	100,18	41,7
	2,05	1,00	0,51	0,04	0,13	0,88	—	99,71	58,5
	2,72	0,95	0,43	0,04	0,08	0,72	—	99,86	57,8
	2,20	1,37	0,63	0,03	0,20	1,35	—	100,28	51,7
	2,40	0,90	0,43	0,02	0,16	2,58	—	99,62	58,0
	2,10	0,35	0,78	0,05	0,08	0,63	—	100,09	58,4
	3,05	1,13	0,52	0,05	0,02	1,23	—	99,76	52,8
	2,30	1,50	1,14	0,01	—	4,88	—	100,23	47,8
	2,10	1,00	0,60	0,02	0,04	4,62	—	100,48	50,0
	1,52	0,30	0,12	0,01	0,24	0,20	—	99,36	40,4
	1,95	0,60	1,56	0,22	0,08	0,67	—	99,77	55,3
	2,20	0,50	2,11	0,10	0,02	0,84	—	99,66	57,3
	2,55	0,50	1,85	0,01	0,06	1,87	—	99,94	55,2
	1,95	0,45	0,86	0,33	0,14	0,62	—	100,38	53,3
	3,50	0,80	0,30	—	—	—	—	96,41	58,1
	4,80	1,01	0,04	0,02	0,16	—	1,95	99,45	50,1
	2,60	1,30	0,60	—	—	—	—	96,74	53,7
	1,80	0,80	0,40	—	—	—	—	98,40	56,1
	0,44	0,35	0,40	0,31	—	—	—	99,39	65,7
	2,00	0,80	2,00	—	—	—	—	97,90	57,9

№ з/п	Номер зразка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
<i>Корсунь-Новомиргородський</i>									
48		46,11	3,01	14,21	4,07	15,05	0,17	4,45	6,72
49		41,39	4,37	13,45	1,66	19,11	0,23	5,20	8,11
50		54,29	0,76	24,06	1,52	3,13	0,05	1,50	8,91
51		53,82	0,67	24,51	0,90	2,96	0,05	1,18	8,98
52		53,97	0,51	25,20	1,17	2,33	0,03	1,06	9,21
53		38,90	4,67	13,94	1,49	19,15	0,23	5,90	8,28
54		35,83	5,33	6,16	2,86	32,20	0,42	8,63	4,26
55		42,18	6,08	7,23	1,78	23,73	0,35	7,14	7,17
<i>Коростенський</i>									
56		46,03	2,31	14,10	2,01	14,20	0,20	6,08	8,41
57		36,90	17,75	10,63	4,01	19,27	0,28	1,89	3,52
58		24,34	25,51	8,57	4,72	28,08	0,24	3,47	2,84
<i>Провінція Рогаланд,</i>									
59		30,37	18,40	11,70	7,25	18,10	—	6,13	4,39
60		31,60	17,80	13,89	—	21,18	0,13	4,14	5,21
61		32,21	17,04	12,07	—	22,51	0,15	6,79	4,49
62		49,80	4,20	15,00	—	14,20	—	5,00	6,70
63		46,84	5,39	16,10	—	13,07	0,14	5,18	7,15
<i>Пілтеньсько-Ризький та</i>									
64		35,30	1,10	4,31	11,67	22,04	0,25	19,66	2,50
65		51,30	0,44	3,10	1,32	17,35	0,33	21,00	3,16

Примітка. Ап* — номер плагіоклазу, розрахований за формулою $(Al - K - Na)/(Al - K + Na)$. Носачівське ку — глибина): 1—4, 12—15, 26, 29—31, 33, 34, 41, 43 — рудоносні габронорити; 5, 7, 8, 11, 27, 28, 32, 45, 46 — рудні гіперстеніві троктоліти (ан. 22) і гіперстеніві габро-троктоліти (ан. 39, 40), апатитові норити (ан. 47); 6, 9, 10, 18, 19, (норито-анортозити) Носачівського масиву (з 47 ан., дані ДП "Центрукгеологія"); 43 — лейкократовий анортозит 28 ан., дані ДП "Центрукгеологія"); 46 — масивна ільменітова руда [10]; 47 — апатитові норити (із 28 ан., дані ДП сюк. Корсунь-Новомиргородський плутон: 48 — норит (з 6 ан.) [3]; 49 — мезократові габронорити (з 17 ан.) [1]; 50 — ДП "Центрукгеологія"); 53 — олівіновий норит (з 6 ан.) [3]; 54 — перидотит, Городищенський масив [3, 6]; 55 — ди з проявів Пенізевиці та Граби-Меленівські [10]. Провінція Рогаланд: 59 — середній склад ільменітової руди розшарованих зон [16]; 62, 63 — йотуніти (калішпатові норити) з закалочних фацій з провінції Рогаланд (ан. 62) і сько-Ризький плутон [6]; 65 — піроксеніт, Салмінський плутон [6].

Зауважимо також, що так звані андезиніти, виділені В.С. Тарасенко [10] (табл. 1, ан. 43), подібні за хімічним складом до найбільш лейкократових різновидів проаналізованих нами анортозитів (табл. 1, ан. 6, 9). Результати розрахунків на нормативний склад для цих порід показують, що в них плагіоклаз є досить основним (Ап_{50–60}), тобто ця порода не відповідає андезиніту. Наявність андезинітів було підтверджено результатами хімічних аналізів істотно плагіоклазових порід з глибинних горизонтів родовища, виконаних під час останньої верстки статті. Андезиніти властиві для Володарського родовища в Приазов'ї (Південно-Кальчицький масив) [5, 13], а також для Давидківського масиву. В останньому є також і анортозити (лабрадорити) [5].

Проте слід відзначити, що в габроїдах Носачівського родовища, як показують результати мікрозондового дослідження, плагіоклаз загалом має понижену основність (Ап_{39–52}, частіше Ап_{46–49}), а у рудних ільменітових норитах у плагіоклазі дещо підвищується вміст анортитового міналу (Ап_{50–53}).

Норити, габронорити, норито-троктоліти — рудовмісні породи, а їхні збагачені ільменітом різновиди є власне рудами Носачівського родовища. За мінеральним складом, а точніше за кількістю клінопіроксену, вони найчастіше є перехідними між норитами та габроноритами. Майже у всіх породах є незначна кількість біотиту, калішпату, гранофіру та кварцу. Згідно з Петрографічним кодексом України (Київ, 1999), межа між норитами та габроноритами

Закінчення табл. 1.

	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{заг.}	H ₂ O ⁻	В. п. п.	CO ₂	Сума	An*
<i>плутон</i>									
	2,41	1,37	0,78	0,51	0,09	0,50	0,50	99,95	52,5
	1,97	0,57	1,68	—	—	—	—	97,74	59,7
	4,11	1,08	0,23	0,06	0,21	—	—	99,91	54,4
	4,13	1,06	0,24	—	—	—	—	98,50	54,9
	3,89	0,95	0,19	—	—	—	—	98,51	58,1
	1,99	0,53	2,29	0,64	0,90	0,86	0,22	99,99	60,7
	1,20	0,59	1,43	0,23	0,15	0,41	0,14	100,09	47,3
	1,29	0,49	1,51	0,26	0,15	0,41	0,47	100,24	51,9
<i>плутон</i>									
	2,52	0,70	0,48	—	—	—	—	97,04	52,6
	0,86	0,86	0,76	0,13	0,24	—	1,88	98,98	74,5
	0,68	0,35	0,30	0,01	0,25	—	1,32	100,68	76,0
<i>Норвегія</i>									
	2,40	0,60	0,09	0,21	—	—	—	99,64	47,4
	3,86	0,54	0,29	—	—	—	—	98,64	35,4
	3,20	0,49	0,25	—	—	—	—	99,20	37,3
	2,40	0,90	0,80	—	—	—	—	99,00	56,1
	4,10	1,07	0,69	—	—	—	—	99,73	38,0
<i>Салмінський плутони</i>									
	0,78	0,18	0,08	—	—	1,88	—	99,75	52,5
	0,30	0,08	0,01	—	—	1,77	—	100,16	71,9

родовище: аналізи розташовані за глибиною в розрізах свердловин (в чисельнику — номер свердловини, в знаменнику — ільменітові габронорити; 16, 17, 20, 23—25, 35, 36 — низькорудні габронорити; 22, 39, 40, 47 — збагачені апатитом 21, 42, 43 — анортозити та норит-анортозити (ан. 10, 19, 42); 37 — меланократовий ультрамафіт; 42 — вмисні породи (кварцовий андезит за [10]); 44 — норити (з 21 ан., дані ДП "Центрукргеологія"); 45 — ільменітові рудні норити (із "Центрукргеологія"). Хімічні аналізи порід виконано в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, аналітик О.П. Кра-лабродорит Новомиргородського масиву (з 13 ан.) [3]; 51 — анортозит (з 19 ан.) [1]; 52 — анортозити (з 5 ан., дані піроксеніт (із 2 ан.) [3]. Коростенський плутон: 56 — мезократові габронорити (із 17 ан.) [1]; 57, 58 — ільменітові рудовища Телнес [20]; 60, 61 — середній склад руди з цього ж родовища з нижньої центральної і верхньої центральної родовища Телнес (ан. 63) [16, 20]. *Пілтеньсько-Ризький та Салмінський плутони*: 64 — перидотит (із 3 ан.), Пілтень-

проводиться за вмістом клінопіроксену: менше 5 % — норити, більше 5 — габронорити. Проте в класифікації досліджуваних порід існують певні труднощі. Практично всі ці габроїди містять незначну кількість переважно дрібного клінопіроксену, який у шліфах не завжди вдається або важко відрізнити від ортопіроксену, позаяк обидва ці мінерали в шліфах майже безбарвні і без чіткого плеохроїзму (в протолочках ці мінерали розрізняються — клінопіроксен блідо-зелений, ортопіроксен — світлий коричнювато-жовтий). До того ж, у шліфах нормальної товщини ортопіроксени майже не проявляють властивого дихроїзму. Кут погасання піроксенів у схрещених ніколях не завжди є надійною ознакою їх діагностики (ортопіроксени в багатьох розрі-

зах гаснуть косо), а підвищена і висока залізистість ортопіроксенів у досліджуваних породах збільшує величину їхнього двозаломлення. Водночас можна стверджувати, що серед цих габроїдів переважають норити з незначною кількістю клінопіроксену та перехідні між норитами та габроноритами різновиди.

Слід відзначити, що орто- і клінопіроксен чітко відрізняються один від одного у відбитих електронах, як це спостерігається під час мікрозондових досліджень.

Норити та габронорити Носачівського родовища — переважно середньо- та дрібнозернисті породи темно-сірого забарвлення. Макроскопічно видно їхню директивність завдяки орієнтованим за видовженням кристикам плагіоклазу. Найявні більш лейко- і меланокра-



Рис. 2. Виділення кристалів апатиту (сірий) та ільменіту (непрозорий) в інтерстиційному кварці. Малорудний габронорит (табл. 1, ан. 17). 36. 280 (довжина апатитового кристаліка у верхній лівій частині фото — 0,15 мм)

тові збагачені ільменітом різновиди цих порід, серед яких переважають мезо-меланократові. Лейкократові різновиди габроїдів крупнозернисті і належать до анортозитів, а проміжні між анортозитами і норитами відміни порід трапляються порівняно рідко. Проте в керні ці породи можна розрізнити чітко лише за кількістю рудного мінералу (ільменіту), що може досягати 50–60 %.

Всі досліджувані нами типи порід формально основного і ультраосновного складу (за вмістом SiO_2) належать до багатих (не менше 15–30 %) на плагіоклаз різновидів, тобто є габроїдами. Безплагіоклазові різновиди порід типу піроксенітів нам не траплялися. Навіть сильно збагачені (до 50–60 %) на ільменіт різновиди габроїдів містять значну кількість плагіоклазу, що видно з результатів хімічних аналізів (за вмістом Al_2O_3 і Na_2O). Лише в масивних ільменітових рудах значення вмісту плагіоклазу різко зменшується (до 5–10 %), але він завжди присутній у цих породах. Виняток становить незвичайна меланократова і досить магнезійна порода, розглянута нижче.

Норити, габронорити й їхні рудні різновиди залягають як потужні шари, серед яких можуть бути прошарки потужністю до десятка метрів або проверстки серед крупнозернистих анортозитів (наприклад, у нижній частині розрізу св. 1602) (табл. 1).

З норитами та габроноритами асоціюють олівінові різновиди норитів, норито-троктоліти та ортопіроксенові троктоліти. Проте точне взаємовідношення цих порід остаточно

не з'ясовано. В одних розрізах олівінові габроїди чітко залягають вище рудних норитів (св. 1703), а в св. 2004 їх зафіксовано нижче (відповідно, на глибині 421,7 та 433–436 м). Можливо, за наявності двох або кількох рудних ільменітових горизонтів існує чергування безолівінових і олівінових різновидів габроїдів. Як відзначено вище, олівінові габроїди характеризуються незначним (до 10 %) вмістом ільменіту та підвищеним (до 5–8 %) — апатиту (табл. 1, ан. 22, 39, 40, 47). Забігаючи наперед відзначимо лише, що в олівінових різновидах габроїдів, за даними мікрозондових досліджень, дещо нижча магнезійність піроксенів, понижена основність плагіоклазу та менше магнію в ільменіті порівняно з однойменними мінералами рудних норитів, тобто вони є більш диференційованими породами. Це дає деякі підстави зробити припущення про пізніше утворення олівінових габроїдів.

Таке чергування меланократових, рудних і лейкократових габроїдів є, очевидно, грубою ритмічною розшарованістю інтрузії основних порід, завдяки якій і утворилося Носачівське родовище. Як буде показано нижче, в цьому родовищі намічається також і прихована ("мінералогічна") розшарованість.

У шліфах спостерігаються досить неоднорідні структури габроїдів. В цілому це переважно дрібнозернисті породи, розмір зерен мінералів яких від десятих до 1–2 мм. Загалом, можна сказати, що більш поширений мінерал представлений більш ідіоморфними зернами. Проте спостерігаються включення одних мінералів в інших та їхнє проростання. У більш лейкократових породах плагіоклаз, частіше таблитчастої форми з нерівними контурами, має такий самий або дещо чіткіший ідіоморфізм порівняно з піроксенами. При цьому ільменіт і апатит частіше розташовуються в інтерстиціях між крупнішими зернами силікатів. Нерідко кількість апатиту збільшується в інтерстиціях, виповнених кварцом або гранофіром (рис. 2), тобто цей мінерал кристалізується переважно дещо пізніше силікатів (правда в останніх інколи можна спостерігати також включення апатиту).

У рудних норитах найбільш ідіоморфним є ільменіт, між зернами якого (часто заокругленими, оплавленими) розташовуються силікати (рис. 3). Апатит частіше утворює ідіоморфні короткопризматичні кристалики, рідше — ви-

тягнуті стовпчасті або неправильної (субксеморфної) форми. Останнє спостерігається в рудних габроноритах, де апатит є ксеноморфним по відношенню до ільменіту (рис. 3).

Серед піроксенів, як було сказано вище, різко переважає ортопіроксен, часто більш крупнозернистий, ніж клінопіроксен. Проте трапляються і досить крупні (до 0,5—1 мм) самостійні виділення і клінопіроксену. Останній часто наростає по краях зерен на ортопіроксен, заміщує його. Є включення (крім ексклюзійних) клінопіроксену в ортопіроксені і навпаки. Інколи спостерігалися включення одного з двох піроксенів в ільменіті, а також навпаки. При цьому включення кристаликів ільменіту в клінопіроксені характеризуються рівними гранями, тоді як самостійні його крупніші виділення часто заокруглені (оплавлені) (рис. 3, 4).

Як орто-, так і клінопіроксени неоднорідні і в них завжди наявні структури розпаду твердих розчинів (рис. 4, 5). При цьому частіше спостерігається одна система ексклюзійних включень, хоча інколи в ортопіроксені можна спостерігати дві системи з дещо відмінними за формою ексклюзійними включеннями (рис. 5). Інколи в безрудних (вмісних?) норитах кількість ламелів клінопіроксену в ортопіроксеновій матриці досить значна (рис. 6) і, можливо, первинний піроксен має склад піжоніту або субкальцієвого авгіту. Але в цілому площа ексклюзійних вrostків у піроксенах не перевищує 5 % і їх можна відносити до висококальцієвих (клінопіроксени) або низькокальцієвих (ортопіроксени) різновидів. Про це свідчать виконані мікрозондові дослідження. Принаймні, в рудних різновидах норитів інвертованих піжонітів не спостерігалось.

В олівінових габроїдах (олівінові норити, норито-троктоліти, ортопіроксенові троктоліти) олівін частіше має більш чіткий ідіоморфізм зерен, які часто також заокруглені (оплавлені) (рис. 7). Проте нерідко трапляються і ксеноморфні виділення олівіну. Олівін (гортоноліт) часто заміщується ортопіроксеном і спостерігається як реліктовий. Варто відзначити, що в олівіні (як найбільш ранньому мінералі) спостерігаються включення ільменіту та апатиту, хоча основна маса цих мінералів кристалізувалася дещо пізніше силікатів. Це, безумовно, свідчить про широкий діапазон кристалізації різних мінералів у досліджуваних габроїдах.

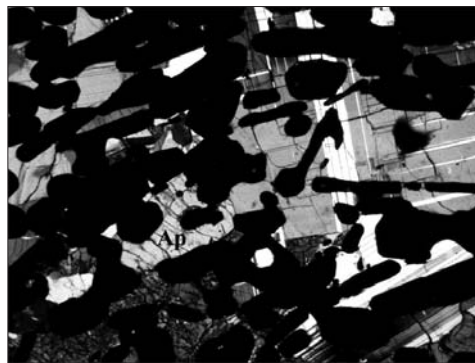


Рис. 3. Рудний норит. Виділення ільменіту (непрозорий) цементується плагіоклазом і піроксенами (зліва в нижній частині фото). Поодинокі зерна апатиту (Ap) є ксеноморфними щодо ільменіту. Зб. 35 (довжина апатитового зерна 1 мм)

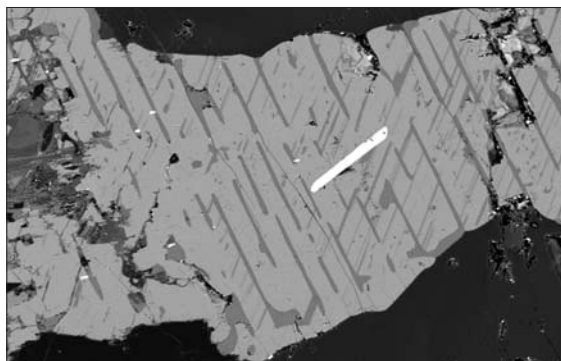


Рис. 4. Включення ідіоморфного кристала ільменіту в ортопіроксені (мікрозондовий аналіз ільменіту, табл. 2, ан. 11). В ортопіроксені структура розпаду твердого розчину з двома системами ексклюзійних вrostків клінопіроксену. Довжина кристала ільменіту 100 мк

Можна вважати, що виконаних досліджень недостатньо, щоб відповісти на такі важливі питання: чи є норити, габронорити та олівінові габроїди Носачівського родовища суттєво відмінними від однойменних порід Корсунь-Новомиргородського і Коростенського плутонів і чи утворилися вони з окремої інтрузії з рудною спеціалізацією? Порівнюючи результати хімічного аналізу порід і мінералів можна констатувати, що однойменні малорудні габроїди Носачівського родовища і Корсунь-Новомиргородського плутону в цілому подібні, хоча останні досліджені слабше. В той же час порівняно з Коростенським плутоном габроїди Носачівського родовища дещо більш залістисті, титаністі і менш окиснені (в них відсутній магнетит). Відзначимо, що, незважаючи на слабшу вивченість Корсунь-Новомиргородського плутону, ніж Коростенського, для

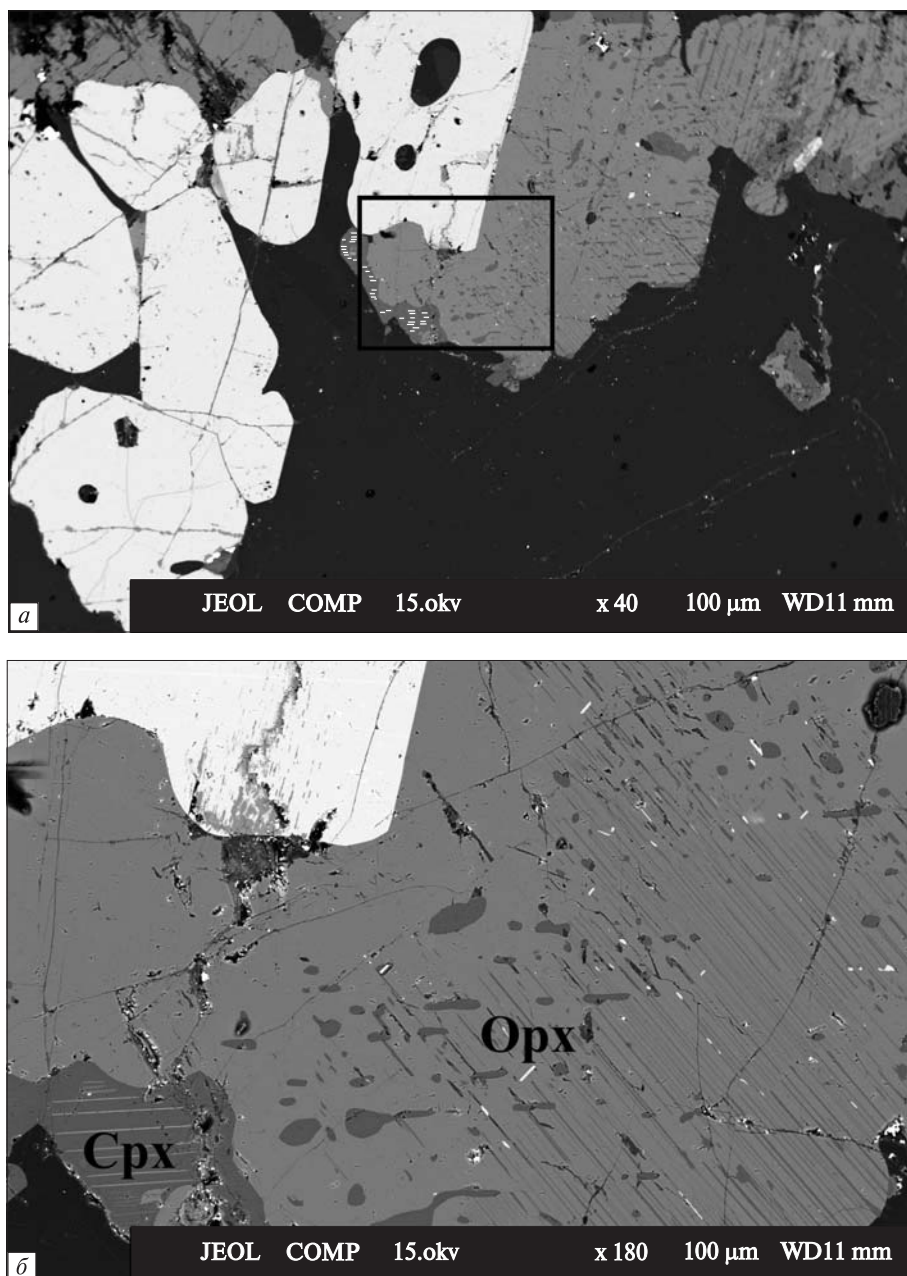


Рис. 5. *a* — загальний вигляд рудоносного габронориту (табл. 1, ан. 14), сегрегації зерен ільменіту з заокругленими контурами; *б* — фрагмент породи, видно дві системи ексклюзійних вrostків клінопіроксену в ортопіроксені (Orpx), на краю зерна останнього окреме виділення клінопіроксену (Cpx) з ексклюзійними вrostками ортопіроксену. В ільменіті проявляються перші ознаки заміщення брукіт-анатазовим агрегатом (сіре)

першого встановлений загалом (як і для Носачівського родовища зокрема) більш залізистий характер габроїдів. Є підстави вважати, що Корсунь-Новомиргородський плутон більш еродований, ніж Коростенський, і його породи формувалися за більш відновних умов. Звичайно, слід мати на увазі, що і в межах одного плутону можуть існувати блоки з різним рівнем ерозії.

Слід також відзначити подібність хімічного і мінерального складу для норитів і рудних норитів Носачівського родовища з такими загалом і зокрема з йотунітами родовища Телнес (пров. Рогаланд, Норвегія) (табл. 1, ан. 4, 24–26, 30, 31, 62, 63). Проте, як буде показано нижче, ці родовища відмінні за складом силікатів та ільменіту. Відзначимо ще одну цікаву деталь: у родовищі Телнес олівінові відміни

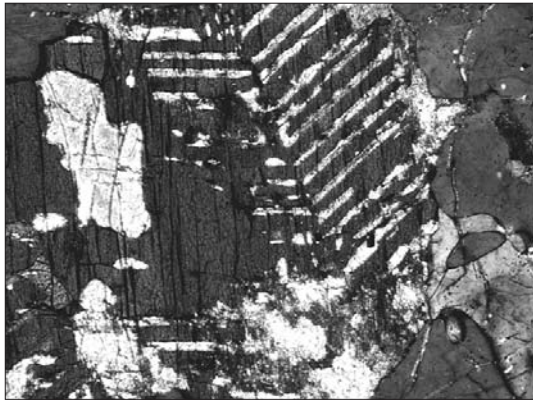


Рис. 6. Розпад твердих розчинів типу інвертованого піжоніту: ексолуційні виділення клінопіроксену (світлі) в ортопіроксені: справа — ексолуційні вростки, зліва — включення неправильної форми. Малорудний габронорит (табл. 1, ан. 17). Зб. 280 (ширина зерна піроксену 0,3 мм)

норитів з'являються у так званій центральній верхній розшарованій серії [16], що дозволяє провести аналогію з Носачівським родовищем щодо взаємовідношення рудних норитів і олівінових габроїдів.

Меланократовий ультрамафіт є незвичною породою для Носачівського родовища зокрема і Корсунь-Новомиргородського плутону в цілому. Формально цю породу можна було б назвати плагіоклаз-олівіновим ортопіроксенітом або плагіоклазовим перидотитом, ультрамафітом (у подальшому будемо дотримуватися останньої назви).

Цю породу вивчено лише в одному невеликому штудії (поліровка). Породу залягає серед звичайних для родовища норитів та габроноритів (св. 2004, гл. 350,7 м), проте її взаємовідношення з породами оточення не з'ясовано. Ультрамафіт складається переважно з ортопіроксену за підпорядкованої ролі плагіоклазу та олівіну. Ці мінерали розподілені нерівномірно, неоднорідний також і розмір їх зерен. У одному шліфі ортопіроксен займає майже всю його площу, в другому він більш дрібнозернистий (до кількох міліметрів). Олівін (вміст — до 5 %) порівняно дрібний (0,2—0,5 мм), утворює субідоморфні короткопризматичні кристали, включені в ортопіроксені або плагіоклазі. Інколи має реліктовий характер. Плагіоклаз (від 2—3 до 20—25 %), переважно дрібнозернистий, виділяється у двох формах: 1) розсіяний у породі або утворює локальні скупчення, ксеноморфний по відношенню до піроксену та олівіну; 2) дрібні вклю-

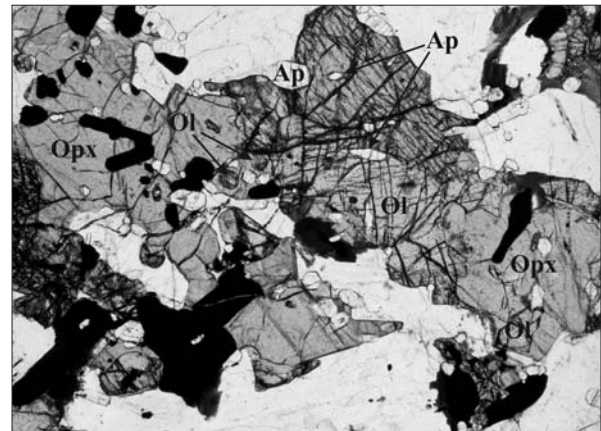


Рис. 7. Норито-троктоліт (табл. 1, ан. 22). Олівін (Ol) — в центрі і зверху — крупні зерна, заміщуються ортопіроксеном (Orx) — справа і зліва; в ортопіроксені релікти олівіну. В олівіні і ортопіроксені дрібні включення апатиту (Ap) та ільменіту (непрозорий). Зб. 40 (довжина олівінового зерна в центрі ~1 мм)

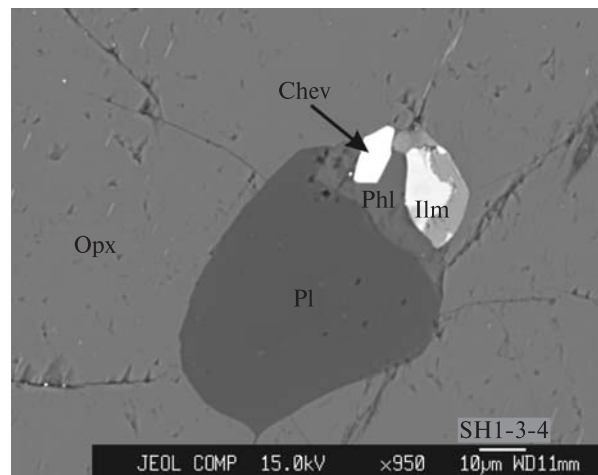


Рис. 8. Меланократовий мафіт (табл. 1, ан. 37). В ортопіроксені (Orx) включення, яке складається з плагіоклазу (Pl), ільменіту (Ilm) та продуктів його заміщення, флогопіту (Phl) та чевкініту (Chev)

чення в ортопіроксені неправильної форми, часто амебоподібні, з гострокутними, колючкоподібними зігнутими відгалуженнями, іноді в зростанні з ільменітом, флогопітом, в одному випадку — з чевкінітом (рис. 8). Крім того, в ортопіроксені є невеликі ділянки заміщення флогопітом (типу "розпливчастих" включень). У породі, на відміну від навколишніх норитів, зовсім мало ільменіту та апатиту, як це видно з її хімічного складу (табл. 1, ан. 37).

Описаний ультрамафіт не має аналогів серед відомих основно-ультраосновних порід анортозит-рапаківігранітних плутонів. Його

можна до певної міри порівнювати з так званими польвошпатовими (плагіоклазовими) перидотитами, ультрамафітами та ультраосновними породами Корсунь-Новомиргородського, Коростенського та інших анортозит-рапаківігранітних плутонів [1, 3, 6]. Проте для всіх раніше описаних під такими назвами порід, як правило, властиві високий вміст ільменіту, титаномagnetиту та апатиту. За хімічним та мінеральним складом цей ультрамафіт ближчий до перидотитів та піроксенітів Пилтенсько-Ризького та Салмінського плутонів [6], в яких досить низький вміст титану та фосфору (табл. 1, ан. 64, 65). Проте в названих породах з останніх двох плутонів досить високий вміст магнію (19,7–21,0 % MgO) порівняно з досліджуваним ультрамафітом (10,5 % MgO, за досить високого значення вмісту заліза — 37,2 % FeO). Саме висока залізистість цього ультрамафіту споріднює його з "ультраосновними" породами Корсунь-Новомиргородського та Коростенського плутонів, які є досить залізистими (табл. 1). Разом з тим, попри та-

кий високий вміст заліза в цьому ультрамафіті, його темноколірні мінерали — ортопіроксен та олівін — виявилися найбільш магнезійними серед однойменних мінералів з переважної більшості досліджених раніше порід ультраосновного та основного складу Корсунь-Новомиргородського та Коростенського плутонів. Подібні за магнезійністю (~70 %) ортопіроксени відзначено у породах ранньої анортозитової серії Коростенського плутону [8]. До певної міри цей істотно ортопіроксеновий ультрамафіт можна порівнювати з мегакристалами глиноземистого ортопіроксену (з екслюційними вrostками плагіоклазу), відомими в анортозитах пров. Рогаланд [20] та Коростенського плутону [9]. Можливо, що відзначені вище включення плагіоклазу неправильної форми в ортопіроксені — це перекристалізовані (субсолідусні перетворення) ламелі плагіоклазу, характерні для мегакристів ортопіроксену в анортозитах. До того ж у матриці цього ортопіроксену зафіксовано під час мікрорезондових досліджень найвищий (для пірок-

Таблиця 2. Результати мікрорезондового аналізу ільменітів з габроїдів Носачівського родовища

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Компонент	1602/106,5	2004/421,7	1703/145	1602/79,5	1602/70,5	2004/589	1702/209,8	1702/74,1
SiO ₂	—	—	0,01	0,01	—	0,03	0,01	0,05
TiO ₂	53,03	52,31	53,25	51,86	52,15	52,82	52,91	52,80
Al ₂ O ₃	—	0,02	—	0,02	—	0,03	0,04	0,03
FeO	44,18	44,38	44,80	44,89	46,00	45,54	45,59	45,46
Fe ₂ O ₃	0,87	0,64	—	1,30	0,32	—	0,09	—
Cr ₂ O ₃	0,23	0,12	0,13	0,02	0,08	0,09	0,11	0,03
V ₂ O ₅	0,35	—	0,28	—	0,43	—	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	0,08	—	—	—	—	—
NiO	—	—	0,01	—	—	0,02	0,04	0,02
ZnO	0,05	—	0,05	—	—	0,08	0,11	—
MnO	0,43	0,36	0,42	0,42	0,42	0,36	0,49	0,39
MgO	1,71	1,98	1,75	0,87	0,22	1,24	1,46	1,21
CaO	—	—	—	0,02	—	0,01	0,01	—
Сума	100,85	99,81	100,78	99,41	99,61	100,21	100,86	99,99
FeTiO ₃	91,71	91,27	92,56	94,78	97,90	94,53	93,42	94,62
MnTiO ₃	0,91	0,74	0,88	0,89	0,90	0,74	1,01	0,83
MgTiO ₃	6,31	7,25	6,44	3,27	0,90	4,60	5,32	4,48
Fe ₂ O ₃	0,81	0,59	—	1,24	0,30	—	0,08	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,03	—	0,04	0,06	0,04
Cr ₂ O ₃	0,22	0,11	0,13	0,02	—	0,08	0,11	0,03

Примітка. 1–3 — з рудних габроноритів; 4–11 — з рудоносних та малорудних габроноритів (11 — включення в ронориту; 14, 15 — зі збагачених апатитом олівінових габроїдів; 16 — з меланократового мафіту. Більшість аналізів частково (ан. 5) — в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України на аналізаторі GEOL-65 І.М. Бондаренком.

сенів з порід Носачівського родовища) вміст Al_2O_3 (1,42 %) та TiO_2 (0,36 %). Можна припускати, що первинний валовий вміст алюмінію в ортопіроксені був значно вищим (частина його "відійшла" в плагіоклаз включень).

Хоча однозначно визначити генезис описаного ультрамафіту неможливо, наразі можна з певною мірою вірогідності вважати, що ця порода є кумулятом раних мінералів (ортопіроксену і олівіну), які могли бути захопленими базитовим (норитовим) розплавом і винесеними на рівень сучасного залягання.

Дещо забігаючи наперед зауважимо, що знахідка чевкініту в цьому ультрамафіті не є якоюсь несподіванкою. Можна припустити, що цей мінерал є і в інших породах родовища з урахуванням його титанової і, частково, рідкісноземельної спеціалізації (пов'язаної переважно з апатитом). Як буде показано нижче, апатити рудних норитів мають підвищений вміст лантанодів церієвої підгрупи. А чевкініт як досить звичайний акцесорний мінерал (в асоціації з ортитом) був раніше

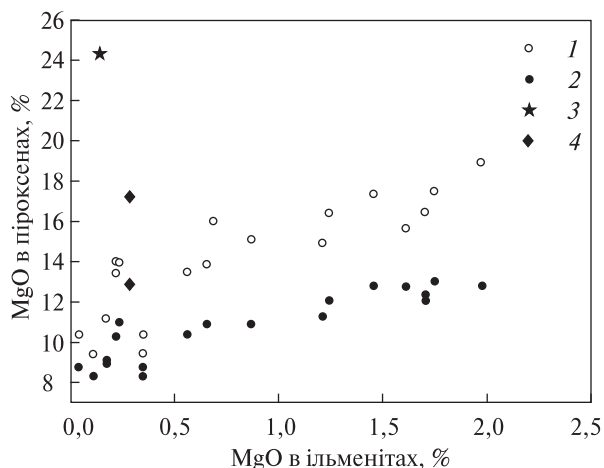
описаний [5] у сієнітах південної окраїни Корсунь-Новомиргородського плутону (район Великої Виски).

Породоутворювальні, рудні та акцесорні мінерали. До головних породоутворювальних мінералів належать піроксени, плагіоклаз, олівін, ільменіт і апатит (останні два — в рудних різновидах габроїдів). Підпорядковане значення мають калішпат, біотит, кварц. Із виявлених і частково досліджених акцесорних мінералів відзначимо сульфіді (піротин, пірит, кобальтин, пентландит, халькопірит, сфалерит), циркон, чевкініт, рутил, ільменорутит. Позаяк ільменіт та апатит є найбільш цікавими в практичному аспекті мінералами Носачівського родовища, то почнемо короткий опис саме з них.

Ільменіт головний і практично єдиний породоутворювальний рудний або повсюдний акцесорний мінерал у всіх типах порід Носачівського родовища. В попередніх публікаціях, наскільки нам відомо, наводився всього один хімічний аналіз ільменіту з руд цього ро-

	9	10	11	12	13	14	15	16
	1602/287,5	1602/187,7	1602/187,7	2004/185,4	2004/185,4	1703/116	2004/433	2004/350,7
	0,01	—	0,03	0,01	1,88	—	0,04	0,08
	52,78	52,42	51,13	52,07	53,03	51,96	53,08	51,41
	—	0,01	—	0,03	0,31	0,04	0,05	0,05
	46,97	46,24	45,21	47,19	26,23	45,99	44,90	46,04
	—	1,26	2,63	—	—	0,87	—	0,79
	0,05	—	0,03	0,12	0,13	—	0,06	0,09
	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	0,01	—	—	0,07	—
	—	0,01	—	—	—	0,02	0,03	—
	0,06	—	—	—	0,07	0,02	0,07	—
	0,48	0,36	0,59	0,22	0,39	0,36	0,52	0,62
	0,28	0,35	0,11	0,10	0,64	0,69	1,61	0,14
	—	0,03	0,05	0,02	1,15	0,01	0,03	0,19
	100,64	100,68	99,78	99,75	83,82	99,97	100,47	99,39
	97,89	96,83	95,80	99,03	—	96,61	92,90	97,26
	1,01	0,77	1,26	0,45	—	0,77	1,07	1,31
	1,05	1,30	0,41	0,35	—	2,57	5,94	0,53
	—	1,18	2,51	—	—	—	—	0,74
	—	0,01	—	0,04	—	0,06	0,07	0,07
	0,05	—	0,03	0,12	—	—	0,05	0,09

ортопіроксені); 12, 13 — частково змінений ільменіт (ан. 12) та продукти його заміщення (ан. 13) з рудоносного габроїду виконано в Аналітичному центрі НАН України на мікроаналізаторі *Superprobe JXA-8200* В.Б. Соболевим,



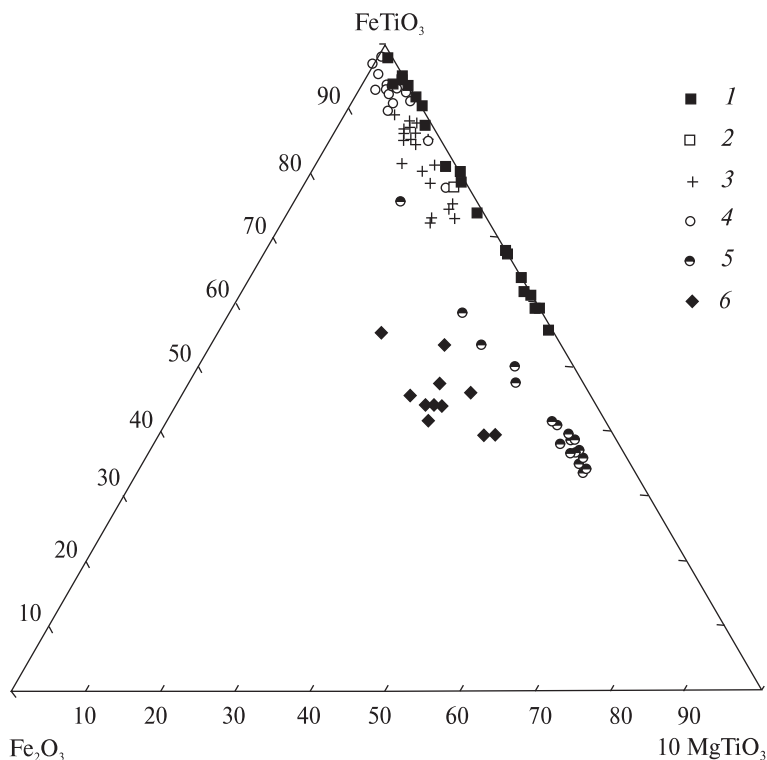


Рис. 10. Співвідношення FeTiO_3 — Fe_2O_3 — MgTiO_3 в ільменітах родовищ: Носачівського (1), Давидківського та Федорівського (2), Стремигородського (3), Володарського (4), Телнес (5) та Грейдер (6)

ільменіту і припадає на дещо пізніший етап. У наших попередніх публікаціях [4, 5] вказано, що така послідовність ільменітової та апатитової мінералізації особливо чітко виражена в Давидківському і Стремигородському, частково в Федорівському родовищах, які знаходяться в межах Коростенського плутону. В цих родовищах найвищі концентрації апатиту приурочені до середніх інтервалів розшарованих серій, тоді як сильно збагачені ільменітом кумулятивні поклади — до нижньої частини цих розрізів.

За результатами 11 мікрозондових аналізів виявлено такі особливості хімічного складу апатиту: 1) його належність до високофтористих різновидів — вміст фтору становить 2,92—3,66, частіше більше 3,1—3,3 мас. %; 2) відносно невисокий вміст рідкісноземельних елементів (РЗЕ) (зрідка перевищує 0,6—0,7 % TR_2O_3 , частіше 0,4—0,6), серед яких переважає церій і церієва група (La, Ce, Nd), а вміст ітрію не перевищує 0,07—0,08, частіше 0,02—0,05 % Y_2O_3); інші лантаніди (Pr, Sm, Gd) визначені в незначній кількості (зрідка до 0,04—0,06 %), часто на рівні 0,01 % або й зовсім не фіксуються; 3) невисокий вміст стронцію — 0,02—0,09, частіше 0,04—0,05 %; 4) уран і торій в більшості випадків не фіксуються (0,00 %), спорадично їх вміст становить 0,02—0,03 %, в одно-

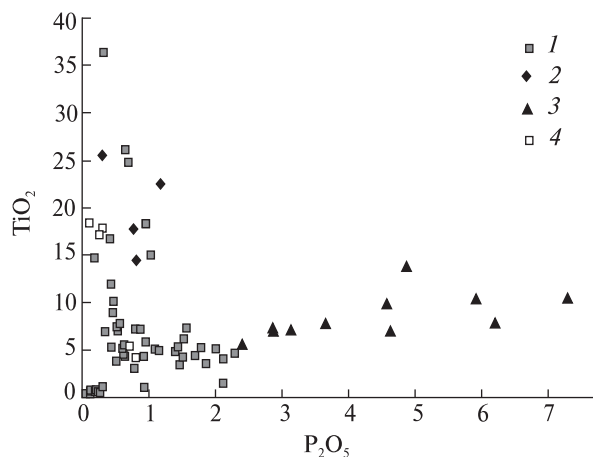


Рис. 11. Співвідношення вмісту TiO_2 і P_2O_5 в породах Носачівського (1), Пенizeвицького та Граби-Меленівського (2), Федорівського та Стремигородського (3) і норвезьких (4) (пров. Роголанд) родовищ та рудопроявів

му з апатитів з максимальним вмістом РЗЕ (0,8 % TR_2O_3) було виявлено 0,06 % ThO_2 .

Найвних даних недостатньо для визначення якихось конкретних закономірностей або залежності хімізму апатиту від типу вмісних порід. Проте можна зробити деякі попередні висновки щодо цього (зважаючи на недостатню точність мікрозондового аналізу за умов таких невисоких значень концентрації РЗЕ та торію в досліджуваних апатитах): вміст РЗЕ в

апатитах зі збагачених цим мінералом габроїдів (олівінових норитів, норито-троктолітів) дещо нижчий (0,34–0,43 % TR_2O_3), ніж в апатитах бідних на фосфор рудних (ільменітових) норитів (0,69–0,78 % TR_2O_3). Хоча і в таких випадках є певні відхилення (в апатиті одного з рудних норитів було зафіксовано всього 0,28 % TR_2O_3 , а в апатиті зі збагаченого фосфором (1,50 % P_2O_5) нориту — 0,63 % TR_2O_3). Найвищий вміст РЗЕ (0,78 % TR_2O_3) і торію (0,06 % ThO_2) виявлено в апатиті з нориту з високим вмістом ільменіту (11,84 % TiO_2) і низьким — фосфору (0,43 % P_2O_5). В той же час в апатиті із меланократового ультрамафіту, в якому виявлено чевкініт і який характеризується вкрай низьким вмістом фосфору (0,12 % P_2O_5) та титану (0,17 % TiO_2), вміст РЗЕ виявився досить помірним (0,54 % TR_2O_3), якщо зважити на те, що цей апатит асоціює з таким рідкісноземельним мінералом, як чевкініт.

Щодо складу (спектра) РЗЕ, то, як відзначалося вище, серед них різко переважає церієва підгрупа, а церій складає в середньому 40 % (35–53 %) від їхньої загальної суми. Лантану і

неодиму в апатитах приблизно однакова кількість, хоча останнього переважно дещо більше. Разом вони складають ~50 %, а з церієм — ~90 % від суми лантановидів.

Отже, РЗЕ в апатитах із габроїдів Носачівського родовища характеризуються істотно церієвим спектром. Це разом з іншими мінералогічними та петрологічними особливостями, розглянутими нижче, свідчить про значну диференційованість магматичних порід цього родовища. Звичайно, для повної характеристики РЗЕ в апатиті та породах необхідні прецизійні аналітичні дані. Автори сподіваються найближчим часом отримати результати аналізів *ICP-MS*.

Піроксени, особливо клінопіроксени, через значну варіабельність хімічного складу є досить інформативними мінералами щодо умов формування вмісних порід. Вище коротко розглянуто структурні взаємовідношення піроксенів з іншими породоутворювальними мінералами і зазначено, що майже у всіх породах наявні орто- і клінопіроксени. Останні не були виявлені під час мікрозондових досліджень полірованих зразків порід тільки

Таблиця 3. Результати мікрозондового аналізу піроксенів з габроїдів Носачівського родовища

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Мінерал	Орх	Срх		Орх	Срх	Орх	Срх	Орх	Срх	Орх	Срх
Номер зразка	1602/106,7			2004/421,7		1703/145		1602/70,5		1602/187,7	
SiO ₂	51,03	52,09	52,71	52,45	52,25	53,64	54,23	51,16	51,19	49,55	50,73
TiO ₂	0,24	0,29	0,16	0,18	0,28	0,20	0,33	0,09	0,17	0,11	0,10
Al ₂ O ₃	0,37	0,77	0,60	0,45	0,83	0,32	0,75	0,31	0,61	0,27	0,55
Cr ₂ O ₃	0,04	0,10	0,13	0,02	0,06	0,03	0,02	—	—	0,03	0,05
FeO	30,29	13,78	12,25	27,14	11,85	29,02	11,95	34,08	15,47	38,88	20,29
MnO	0,52	0,21	0,20	0,45	0,18	0,46	0,23	0,53	0,25	0,65	0,35
NiO	0,05	—	0,01	—	—	—	0,01	0,04	0,01	—	—
ZnO	—	—	—	0,10	—	0,10	0,11	—	—	—	—
MgO	16,45	12,18	12,88	18,95	12,79	17,51	13,00	13,95	10,97	10,38	8,30
CaO	1,10	21,02	21,27	1,61	21,41	1,03	21,60	1,00	21,01	0,82	19,70
Na ₂ O	0,04	0,23	0,17	0,03	0,16	0,01	0,17	0,02	0,18	0,06	0,17
K ₂ O	0,01	—	0,01	0,02	—	—	0,01	0,01	0,03	—	—
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,02	—	—	0,01	0,06	0,02	0,02	—	0,04
Сума	100,14	100,69	100,41	101,39	99,81	102,34	102,46	101,22	99,92	100,75	100,28
Wb	2,00	43,00	43,63	3,28	44,20	2,15	44,06	2,13	43,45	1,80	41,84
En	48,00	35,00	36,77	53,62	36,70	50,71	36,89	41,28	31,58	31,66	24,51
Fs	50,00	22,00	19,61	43,09	19,01	47,14	19,03	56,59	24,97	66,54	33,64

Примітка. 1–7 — орто- та клінопіроксени з рудних габроноритів (ан. 3 — включення клінопіроксену в ільменіті); збагачених апатитом олівінових габроїдів; 23 — ортопіроксен з меланократового ультрамафіту. Більшість аналізів частково (ан. 16, 17) — в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України на аналізаторі *GEOL-65 I.M.* Бондаренком.

в меланократовому ультрамафіті (св. 2004, гл. 350,7 м) та збагаченому апатитом норитотроктоліті (св. 1803, гл. 116 м). Ортопіроксен у всіх типах габроїдів переважає над клінопіроксеном. Обидва ці мінерали є твердими розчинами зі структурами розпаду: у всіх ортопіроксенах є ексклюційні виділення клінопіроксенів, а в клінопіроксенах — ортопіроксену. При цьому, як свідчать результати мікрозондового аналізу, хімічний склад ексклюційних включень і самостійних виділень однойменних мінералів практично однаковий. В табл. 3 і на діаграмах (рис. 12) наведені результати аналізу власне матриці піроксенів. Їхній первинний склад (до розпаду твердих розчинів), як показують спостереження в шліфах і зображення у відбитих електронах під час мікрозондових досліджень (рис. 4, 5), відрізнявся на 5—10 % від матричного (за кількістю ексклюційних включень). Як показують результати цих досліджень, матриця ортопіроксенів належить до гіперстену, а клінопіроксену — до висококальцієвих авгітів і фероавгітів, а найбільш магнезійні їхні різновиди розташовуються на діаграмі Хесса біля салітового

поля. Лише деякі піроксени з безрудних і малорудних норитів або габроноритів, судячи з кількості ексклюційних виділень (рис. 6), можуть бути інвертованими піжонітами. Як видно з діаграми Хесса (рис. 12), клінопіроксени з габроїдів Носачівського родовища займають верхнє центральне праве поле і в цілому відокремлюються від основного поля клінопіроксенів з основних порід анортозит-рапаківігранітних плутонів, хоча у лівій частині діаграми є перекриття цих полів (рис. 12). В цілому ж клінопіроксени з досліджуваних габроїдів на цій діаграмі продовжують тренд (в залістій області) еволюції складу однойменних мінералів з апатит-ільменітових родовищ, пов'язаних з анортозит-рапаківігранітними плутонами УЩ (Давидки, Федорівка, Стремигород, Володарське), а також з деякими анортозит-чарнокітовими масивами інших регіонів світу (Грейдер, Лабревіл, Сант-Урбейн тощо).

Із інших особливостей хімізму піроксенів відзначимо такі: 1) піроксени з досліджуваних габроїдів більш залісті, ніж у відомих і подібних до Носачівського зарубіжних родовищах (Телнес, Грейдер, Лабревіл, Сант-Ур-

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Орх	Срх	Орх	Срх	Орх	Срх	Орх	Срх	Орх	Орх	Срх	Орх
1702/74,1		1602/287,5		1602/70,5		1602/173,5		1703/116	2004/433		2004/350,7
52,21	52,99	52,89	53,52	50,51	51,98	50,04	51,05	52,57	51,85	53,91	53,31
0,15	0,23	0,28	0,21	0,25	0,17	0,15	0,15	0,08	0,15	0,18	0,36
0,40	0,82	0,41	0,70	0,89	0,92	0,34	0,65	0,38	0,28	0,65	1,42
0,02	—	—	—	0,04	—	0,01	—	—	0,01	0,01	0,09
32,30	15,95	29,81	13,44	33,87	16,72	38,07	18,95	31,16	31,62	13,14	19,84
0,48	0,29	0,47	0,23	0,49	0,28	0,57	0,34	0,38	0,61	0,27	0,31
—	—	—	0,04	—	—	—	—	0,02	0,01	0,03	—
—	0,01	—	0,04	—	—	—	—	0,07	0,05	—	—
14,91	11,28	17,21	12,89	13,41	10,27	11,19	8,93	15,99	15,65	12,75	24,35
1,93	20,14	1,66	20,93	1,54	17,16	0,75	20,18	0,95	0,96	21,30	1,03
0,02	0,22	—	0,15	—	—	0,01	0,16	—	0,01	0,12	0,04
0,03	0,02	0,01	0,01	—	—	—	—	0,03	0,01	—	0,02
—	0,01	—	0,02	—	—	—	—	0,02	—	—	0,02
102,44	101,95	102,73	102,17	100,99	97,49	101,13	100,42	101,65	101,20	102,35	100,77
4,02	41,71	3,39	42,42	3,00	39,00	1,63	42,58	2,00	2,02	43,20	2,04
43,32	32,51	48,99	36,32	40,00	32,00	33,82	26,21	46,81	45,93	36,00	67,22
52,65	25,78	47,61	21,26	57,00	29,00	64,55	31,20	51,18	52,04	20,81	30,73

8—19 — орто- та клінопіроксени з рудоносних і малорудних габроїдів; 20—22 — орто- та клінопіроксени зі мінералів виконано в Аналітичному центрі НАН України на мікроаналізаторі *Superprobe JXA-8200* В.Б. Соболевим,

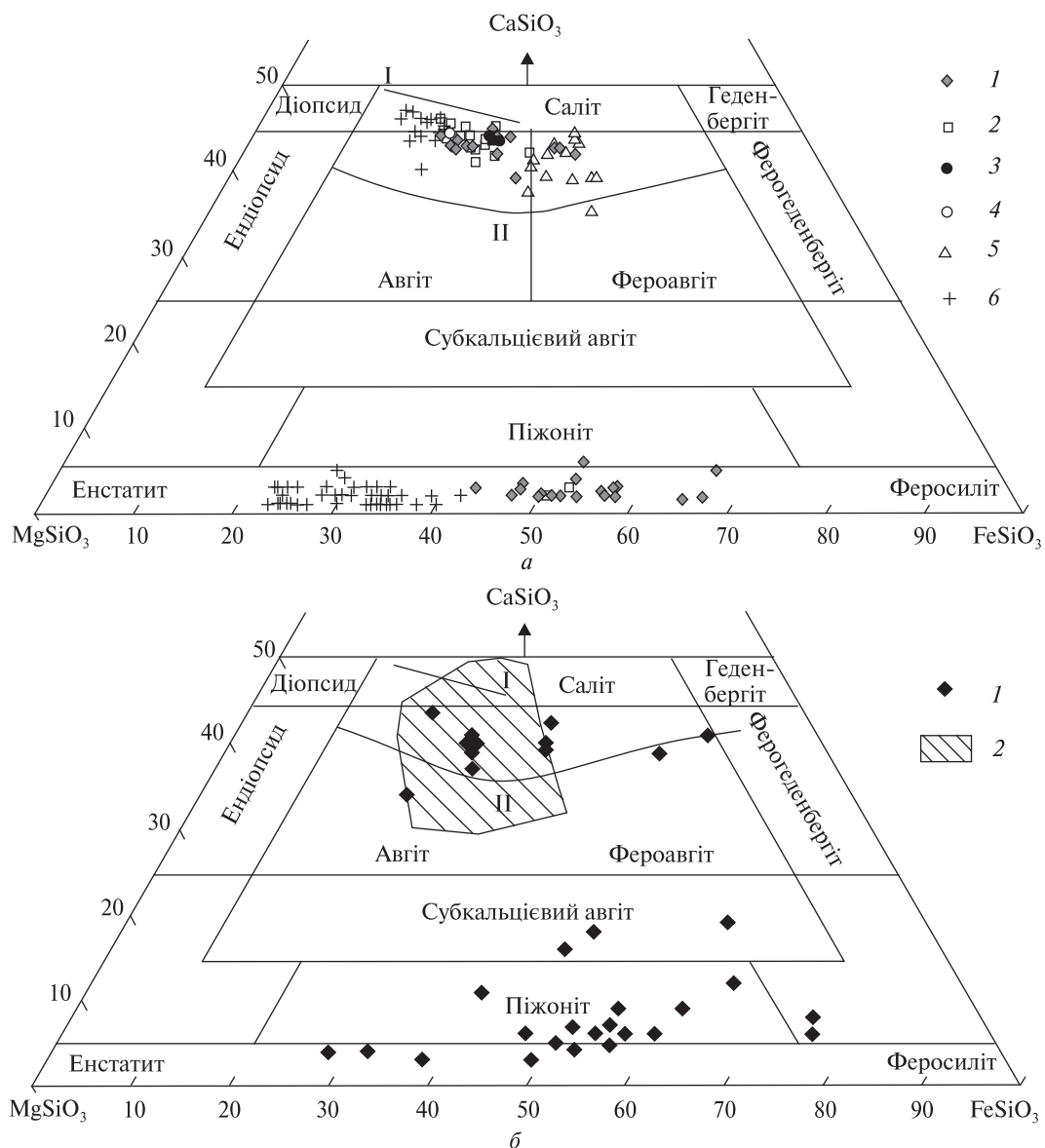


Рис. 12. а — склад піроксенів з апатит-ільменітових родовищ: Носачівського (1), Федорівського (2), Давидківського (3), Стремигородського (4), Володарського (5), Телнес, Грейдер, Лабревіл, Сант-Урбейн (6); б — склад піроксенів з основних порід анортозит-рапаковігранітних плутонів, згідно з [1, 6] — І та [8] — ІІ. Тренд еволюції хімізму піроксенів: І — лужно-базальтових магм; ІІ — толейтових базальтів (Скергаардської інтрузії)

бейн); носачівські клінопіроксени на діаграмі Хесса займають ті самі поля, що й однойменні мінерали з Федорівського і Володарського, а також частково Давидківського родовищ, хоча мають і деякі відмінності; 2) у рудних норитах піроксени в цілому більш магнезійні, ніж у безрудних і малорудних породах, включаючи і олівінові габроїди з підвищеним вмістом апатиту, хоча існують і деякі відхилення, на яких зупинимося нижче; 3) у рудних і рудоносних (понад 5–7 % TiO_2) габроїдах встановлено чітку позитивну кореляцію між вмістом магнію в

піроксенах і ільменітах, що співіснують (в безрудних габроноритах акцесорний ільменіт завжди низькомагнезійний); 4) клінопіроксени, а тим більше ортопіроксени, характеризуються дуже низьким вмістом титану (0,16–0,42, частіше 0,2–0,3 % TiO_2), з огляду на високий вміст ільменіту в породах (до того ж, включений в ільменіті клінопіроксен має всього 0,16 % TiO_2); за низьким вмістом титану клінопіроксени Носачівського родовища відрізняються від клінопіроксенів із сублужних габроїдів Давидківського, Федорівського,

Стремигородського і, частково, Володарського родовищ і подібні до таких з родовищ Грейдер, Лабревіл, Сант-Урбейн (порід нормальності лужності) [18]; 5) піроксени досліджуваних порід мають і порівняно низький вміст алюмінію (0,5—0,8 % Al_2O_3). Слід підкреслити, що в ортопіроксені зі згаданого вище меланократового ультрамафіту значно вищий, ніж навіть у клінопіроксенах Носачівського родовища, вміст титану (0,36 % TiO_2) і алюмінію (1,42 % Al_2O_3), що також свідчить про ксеногенність (неспорідненість) цієї породи щодо досліджуваних рудоносних габроїдів. В цьому ж ультрамафіті є і низькомагнетезальний акцесорний ільменіт, незважаючи на більш магнетезальні темноколірні силікати.

Згадані вище винятки стосовно відхилення від позитивної кореляції магнетезальності ільменіту та піроксенів було зафіксовано в безрудному нориті (TiO_2 — 1,02 %, P_2O_5 — 0,92, св. 1602, гл. 287,5 м), який залягає серед анортозитів. Ймовірно, піроксени цієї породи є більш ранніми і магнетезальними по відношенню до акцесорного "залізного" ільменіту. В одному з норитів з підвищеним вмістом ільменіту (7,0 % TiO_2) останній виявився змієним (табл. 1, ан. 34; табл. 2, ан. 12, 13). В цьому ж ільменіті зафіксовано 0,12 % Sr_2O_3 , що характерно для різновидів з підвищеним вмістом магнію, яким міг бути первинний ільменіт.

Таким чином, у рудоносних габроїдах кристалізація піроксенів і ільменіту відбувалася більш-менш одночасно, а в багатих рудних норитах ільменіт (з підвищеним вмістом Sr і Mg) акумулювався навіть дещо раніше піроксенів.

Низький вміст титану в проаналізованих піроксенах із габроїдів Носачівського родовища є відображенням низької лужності основного розплаву (норитового складу), з якого формувалися кумулятивні поклади ільменітових руд. Це також є, на нашу думку, однією з причин низької апатитоносності родовища. Відомі в межах анортозит-рапаківігранітних плутонів УЩ ільменіт-апатитові родовища (Стремигород, Федорівка, Давидки, Володарське) пов'язані з сублужними габроїдами [4].

Олівін — характерний породоутворювальний мінерал норито-троктолітів, гіперстенових троктолітів та троктолітів. Він присутній також і в коротко описаному вище меланократовому ультрамафіті. Хоча олівін і є дещо більш раннім мінералом, ніж ортопіроксен (часто заміщується останнім), основна його

маса кристалізується приблизно одночасно з плагіоклазом. Структурні взаємовідношення останнього з олівіном визначаються неоднорідно: часто зерна олівіну мають криволінійні контури, нерідко вони овалоподібні, часто плагіоклаз і олівін ніби вклинюються один в одного. При цьому нерідко спостерігаються як ксеноморфні амебоподібні виділення олівіну, так і його субідоморфні заокруглені кристалики (частіше дрібні) між зернами плагіоклазу. В крупніших (до 1—2 мм) зернах олівіну нерідко трапляються включення дрібних кристаликів апатиту або зерна ільменіту (останній часто заокруглений і довільної форми). Тобто олівін кристалізувався разом або навіть дещо пізніше перших генерацій мінералів-включень.

В ультрамафіті олівін виглядає як ранній мінерал, включений в ортопіроксені або плагіоклазі.

Проаналізовано (за допомогою мікрозонду) два олівіни з норито-троктоліту і троктоліту та з ультрамафіту. В перших двох габроїдах олівін досить залістий (Fa_{65-68}), з підвищеним вмістом марганцю (0,55—0,65 % MnO), за хімічним складом подібний або ідентичний олівіну з олівінових норитів Городищенського масиву, але більш магнетезальний, ніж в олівінових габро і так званих перидотитах плутону [3].

Ще більш магнетезальним виявився олівін (Fo_{40}) в ультрамафіті. Наскільки нам відомо, це найбільш магнетезальний олівін з порід Корсунь-Новомиргородського та інших аналогічних плутонів. Подібні, але трохи більш залісті олівіни відмічені в олівінових габроноритах та в деяких габро-анортозитах Ризького та Коростенського плутонів відповідно [1, 8]. Такі високомагнетезальні олівін та ортопіроксен в цьому ультрамафіті свідчать, як зазначено вище, про незвичність цієї породи і неясність умов її залягання серед норитів Носачівського родовища.

Плагіоклаз є породоутворювальним мінералом всіх типів порід родовища, включаючи масивні ільменітові руди. Безплагіоклазових порід типу піроксенітів або мафітів не виявлено.

Плагіоклаз аналізували за допомогою мікрозонду у всіх 17 шашках порід, частково досліджували на сканувальному мікроскопі.

Можна виділити принаймні дві генерації плагіоклазу — більш крупнозернистий, розміром 0,5—3 мм (ранній) і дрібний (переважно інтерстиційний). Крім того, трапляються його

включення в інших силікатах (піроксени, олівін). У крупних зернах часто спостерігаються дрібні антипертитові вrostки ортоклазу. Зональність такого плагіоклазу в шліфах чітко не виражена.

За даними мікрозондового аналізу, основність плагіоклазу в норитах і норито-троктолітах змінюється в межах An_{39-53} , частіше An_{48-50} . В анортозитах плагіоклаз не досліджували, але, як показують розрахунки на нормативний склад (табл. 1), в цих породах він досить основний (An_{56-60}). Слід відзначити, що розрахований нормативний склад плагіоклазу в переважній кількості порід більш основний, ніж модальний, хімічний склад якого визначений за допомогою мікрозондового аналізу. Як зазначено вище, серед опублікованих результатів аналізів лейкократових істотно плагіоклазових порід не було виявлено андезинітів, виділених В.С. Тарасенко [10]. В такому "андезиніті" нормативний плагіоклаз має номер 50 (табл. 1, ан. 43).

Найкисліший плагіоклаз (андезин — An_{39}) було виявлено в габронориті (табл. 1, ан. 17), який залягає серед анортозитів в св. 1602 (на 10 м нижче рудоносних (6,86 % TiO_2) норитів). Такий самий склад плагіоклазу (An_{39-40}) отримано і після повторного проведення мікрозондового аналізу цього зразка, а також підтверджено петрохімічними розрахунками.

Загалом же, виходячи з наявних результатів мікрозондового аналізу, видно, що багаті на ільменіт (до 20 %) і рудні (понад 30—50 %) норити та габронорити характеризуються в цілому більш основним плагіоклазом (An_{50-53}), ніж навколишні однойменні породи. Це узгоджується і з відзначеною вище більшою магнезійністю піроксенів у рудних габроїдах. Відзначимо, що в нориті з найкислішим плагіоклазом (An_{39-40}) зафіксовано і найбільш залізисті піроксени ($Wo_2En_{32}Fs_{66}$ і $Wo_{42}En_{24}Fs_{34}$).

Цікаво, що в меланократовому ультрамафіті (з найбільш магнезійними ортопіроксеном та олівіном) основність плагіоклазу виявилася неочікувано низькою (An_{48}). Крім того, в цьому плагіоклазі за допомогою мікрозондового аналізу зафіксовано 0,12 % BaO і 0,08 — SrO. В плагіоклазах з інших порід цього родовища вміст барію набагато нижчий (0,003—0,08 %, часто не фіксувався). Досить низький і вміст стронцію (від 0,00 до 0,08 %, в одному випадку — 0,15). Вміст ортоклазового міналу в проаналізованих плагіоклазах (однорідних у

відбитих електронах) становить 1,3—5,0 % (до 0,86 % K_2O) без помітної залежності від вмісту анортитового міналу.

В цілому, можна відзначити, що основність плагіоклазу позитивно корелює з магнезійністю піроксенів. Проте в породах Носачівського родовища загалом понижена основність плагіоклазу. Як показують останні хімічні аналізи порід, в цьому масиві наявні андезиніти.

Ортоклаз в незначній кількості (до 5 %) є практично у всіх різновидах досліджуваних габроїдів. Він виділяється у чотирьох формах: 1) порівняно крупні (до 0,5 мм) зерна інтерстиційного характеру; 2) антипертити в плагіоклазі; 3) гранофірові зростання з кварцом; 4) виповнення типу облямівок між деякими мінералами (наприклад, між плагіоклазом і ортопіроксеном). Остання форма спостерігається рідко і була виявлена під час мікрозондових досліджень. Проаналізовано всього шість зразків ортоклазів.

В шліфах ортоклаз виглядає оптично гомогенним, хіба що інколи в них трапляються субмікроскопічні пертитові виділення. Як показують результати мікрозондування, в чотирьох із шести аналізах розрахований вміст альбітового міналу в ортоклазах незначний і становить 2,8—6,6 %, а в двох з них — 11—12. Як це можна було очікувати, в зразку (св. 1602, гл. 187,7 м) з найменш основним плагіоклазом (An_{39}) виявився також і збагачений альбітовим міналом (11 %) ортоклаз. Проте так само збагачений натрієм (12 % Ab) ортоклаз було зафіксовано і в габронориті (св. 1602, гл. 79,5 м) з більш основним плагіоклазом (An_{52} — за даними аналізу і An_{54} — за розрахунками за хімічним аналізом породи). Останні два парагенезиси свідчать, очевидно, про високу температуру формування порід. Проте вміст анортитового міналу в проаналізованих ортоклазах виявився досить низьким — 0,7—0,8 % на відміну від опублікованих результатів хімічних аналізів калішпатів з подібних порід в анортозит-рапаківігранітних плутонах [1]. Водночас ортоклази характеризуються підвищеною концентрацією барію (0,26—1,11 % BaO). Максимальний вміст BaO виявився у збагаченому апатитом норито-троктоліті (1,11 % BaO) і рудному ільменітовому габронориті (1,08 % BaO).

Як згадувалося вище, ортоклазвмісні норити та габронорити Носачівського родовища за

мінеральним та хімічним складом подібні або аналогічні йотунітам пров. Рогаланд в Норвегії з всесвітньо відомим і подібним до Носачівського ільменітовим родовищем Телнес.

Слюди біотит-флогопітового ряду є другорядними мінералами досліджуваних габроїдів, проте вони спостерігаються майже у всіх шліфах. Зазвичай слюди мають коричнюваточервонувате забарвлення з різною інтенсивністю плеохроїзму. Найчастіше вони розвиваються навколо зерен ільменіту, інколи піроксенів. Є також і самостійні виділення слюд інтерстиційного характеру. В описаному вище ультрамафіті флогопіт часто виділяється в ортопіроксені як мікроскопічні пластинки-острівки (включення) з зазубреними контурами, іноді в зростках з плагіоклазом або ільменітом. В одному з таких зростків було виявлено і проаналізовано чевкініт.

Мікрозондом проаналізовано п'ять зразків слюд, а сканувальним мікроскопом — два. Навіть вже ця статистично незначна кількість результатів дозволяє зробити деякі висновки, які узгоджуються з попередніми щодо виявлених закономірностей у зміні хімізму мінералів: магнезійність слюд (Mg#) позитивно корелює з магнезійністю піроксенів. Найбільш магнезійний (88 %) флогопіт зафіксовано в ультрамафіті, а найбільш залістий (Mg# = 55,6 %, тобто біотит) — в габронориті (св. 1602, гл. 187,7 м) з найбільш залістими піроксенами (табл. 3, ан. 10, 11). В даній статті ми дотримувалися класифікації слюд, запропонованої у довіднику У.А. Дира зі співавторами (1966); межа між флогопітом і біотитом проводиться за їхньою магнезійністю: >67 % — флогопіт, <67 — біотит. Інші слюди характеризуються проміжними значеннями магнезійності (64—82 %). При цьому в рудному нориті (св. 2004, гл. 421,7 м) флогопіт виявився більш магнезійним (82 %), ніж в інших габроїдах, зокрема в збагаченому апатитом ортопіроксеновому троктоліті (Mg # 64 %). У безрудному габронориті, який залягає серед анортозитів (св. 1602, гл. 287,7 м), магнезійність флогопіту має проміжне значення (72 %).

З інших особливостей хімізму досліджуваних слюд відзначимо: 1) підвищений вміст титану (до 4,88 — TiO₂ в біотиті), але не настільки, наскільки можна було б очікувати через високу титаністість порід (у флогопіті, який розвивався навколо ільменіту, всього 1,87 % TiO₂); 2) значний вміст фтору (0,92—2,27 %);

3) підвищений вміст барію (до 0,9 % BaO), вірогідно, що барію більше у флогопітах, збагачених на фтор; 4) загалом невисока глиноземістість слюд — 12—13 % Al₂O₃.

Акцесорні мінерали представлені сульфідами, сульфоарсенідами, цирконом, чевкінітом, рутилом (останній нерідко утворює псевдоморфози по ільменіту). Сульфіди та сульфоарсеніди в незначній кількості (до 0,5—1 %) наявні у всіх типах порід, як це видно за вмістом в них сірки (табл. 1). Інколи їх трохи більше в рудних габроноритах, а також у змінених габроїдах. В аншліфах діагностовані пірит, піротин, пентландит, халькопірит, сфалерит, кобальтин, мілерит. Інколи трапляється включення в ільменіті характерної тріади сульфідів — піротин + пентландит + халькопірит. Проте в цілому серед сульфідів нікелеві різновиди зафіксовані порівняно рідко. За допомогою мікрозонду проаналізовано пірит, піротин, халькопірит, кобальтин. У піротині вміст нікелю становить 0,8—1,0 %, в кобальтині — 4,06, халькопіриті — 6,06 %. Вміст кобальту в кобальтині (сульфоарсеніді) становить 28—29 %, в халькопіриті — 2,97. В сфалериті фіксується незначний вміст кадмію (0,01 %).

Циркон є характерним акцесорним мінералом досліджуваних габроїдів. Навіть у невеликих (до 100—200 г), розділених у важких рідинах протолочних пробах цей мінерал присутній у значній кількості у вигляді дрібних кристаликів у важкій неелектромагнітній фракції разом з апатитом. В одній із шашок рудного нориту (табл. 1, ан. 7) під час мікрозондових досліджень було зафіксовано кристалик циркону, в якому визначено вміст таких елементів, %: ZrO₂ — 59,56; HfO₂ — 0,86; Y₂O₃ — 0,22; ThO₂ — 0,28; U₃O₅ — 0,14 (аналітик І.М. Бондаренко, ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України).

Чевкініт — рідкісноземельний титаносилікат, виявлений в істотно ортопіроксеновому ультрамафіті (розглянутий вище) під час мікрозондового дослідження (рис. 8). В мінералі за різними програмами розраховано, %: La₂O₃ — 7,8; Ce₂O₃ — 17,3; Pr₂O₃ — 1,67; Nd₂O₃ — 7,8; Sm₂O₃ — 1,0; Gd₂O₃ — 0,28; Y₂O₃ — 0,29; Th₂O₃ — 1,7; UO₂ — 0,02; TiO₂ — 20,2; SiO₂ — 20,8; CaO — 6,3; MgO — 1,1; FeO — 1,7; Al₂O₃ — 4,3; ZrO₂ — 1,6; HfO₂ — 0,09; за допомогою спектрального методу аналізу зафіксовано також хром.

Як згадувалося вище, знахідки чевкініту можна очікувати і в інших породах Носачівського

родовища та Корсунь-Новомиргородського плутону в цілому. Чевкініт в асоціації з ортитом є характерним мінералом сієнітів південної окраїни цього плутону (район Великої Виски) [5].

Обговорення результатів досліджень та деякі петрогенетичні висновки. Носачівське родовище за мінеральним складом має найбільшу подібність з відомим ільменітовим (без магнетиту або з його незначним вмістом) родовищем Телнес у Норвегії (пров. Рогаланд), а також з рудопроявами Пенізевичі та Граби-Меленівські в Коростенському плутоні (рис. 11; табл. 1). В рудопрояві Пенізевичі піроксени та ільменіт майже ідентичні за хімічним складом однойменним мінералам з порід Носачівського родовища (Митрохин, Митрохина, 2007). Разом з тим Носачівське родовище за речовинним складом значно відрізняється від родовища Телнес. В останньому дуже низький вміст апатиту і немає олівінових габроїдів, збагачених апатитом, типу ортопіроксенових троктолітів та норито-троктолітів у Носачівському родовищі. Разом з тим у пров. Рогаланд є також ільменіт-апатитові рудопрояви за загального переважання істотно ільменітових [20]. Крім того, в центральній верхній розширкованій серії родовища Телнес з'являється олівін [16]. В Носачівському родовищі ільменіт має низький вміст або й зовсім позбавлений гематитового міналу, тоді як в ільменітах родовища Телнес його 11–15 %, а Грейдер — 21–34. У цих двох родовищах присутні більш магнезійні, ніж в Носачівському, піроксени (ортопіроксен — в Телнес і два піроксени — в Грейдер, рис. 12), а також в цілому більш збагачені магнієм ільменіти (рис. 10).

Інші відомі в межах анортозит-рапаківігранітних плутонів УЩ фосфор-титанові родовища (Федорівка, Стремигород, Давидки, Володарське тощо) відрізняються від Носачівського більшим вмістом апатиту, наявністю титаномагнетиту та титанистого авгіту або дещо збагаченого титаном фероавгіту (Володарське). Загалом габроїди цих родовищ мають сублужний характер, тоді як у Носачівському вони нормальні за лужністю.

Можна припустити, що потенційно рудоносні вихідні розплави Носачівського родовища мали склад типу йотунітів (як це приймається для пров. Рогаланд [16, 20]), які еволюціонували подібно до толейтових базальтів за феннерівським трендом (з накопиченням заліза і титану), тоді як сублужні розплави з

інших родовищ УЩ були більш збагачені легкими компонентами і кристалізувалися за дещо підвищеною фугітивністю кисню з утворенням титаномагнетиту (але, очевидно, також за феннерівським або близьким до нього трендом). Крім того, в таких підвищеної лужності розплавах значна частина титану "зв'язувалась" у піроксенах (титанистих авгітах, титанистих фероавгітах), тоді як в магмах нормальної лужності кристалізувались переважно ортопіроксени і в підпорядкованій кількості — бідні на титан клінопіроксени, а основна маса титану нагромаджувалась в його оксидах (у Носачівському та Телнеському родовищах майже виключно в ільменіті).

У Носачівському родовищі проявлені як ритмічна, так і прихована ("мінералогічна") розшарованість. Проте на даний час, користуючись тільки матеріалами буріння, важко або не завжди вдається узгодити та ідентифікувати конкретні горизонти-шари в розшарованих серіях. Виходячи з наведених даних можна лише стверджувати, що рудні ільменітові габронорити утворилися дещо раніше, ніж безрудні та малорудні, що їх оточують. Можна також з певною ймовірністю припускати, що збагачені апатитом олівінові габроїди є дещо пізнішими, ніж рудні ільменітові габронорити. При цьому, правда, виникають деякі проблеми у поясненні пізнішої появи олівінових габроїдів після кварцмодальних рудних і безрудних норитів (в них, як відзначено вище, практично завжди є кварц і гранофір). Проте в розшарованих габроїдних інтрузіях олівін є кумулюсною фазою на ранніх і пізніх етапах їх формування [12].

Рудні габроїди Носачівського родовища, безумовно, є магматичними утвореннями (В.С. Тарасенко [10, 11] вважав рудну мінералізацію метасоматичною). Низкою дослідників розроблялися гіпотези і моделі ліквідаційного походження багатих апатит-ільменітових та апатит-магнетитових руд. Експериментально було доведено можливість існування апатитових та магнетитових лікватів за температури близько 1400 °С і атмосферного тиску 1 атм [19]. При цьому кількісне співвідношення магнетиту і апатиту становило приблизно 2 : 1. Проте в інших експериментах [17] за умов, наближених до природних, не було отримано високотитанових лікватів складу так званих нельсонітів, подібних до багатих руд родовищ Телнес та Носачівського. Було показано, що ільменіт (а також апатит) буде осаджуватись з

розплаву значно раніше, ще до досягнення такої концентрації, тобто може утворювати кумулятивні поклади в процесі кристалізаційного фракціонування розплаву в магматичній камері, в якій відбуваються також конвекційні явища [12]. Температури субсолідусних перетворень досліджуваних піроксенів (розпаду твердих розчинів) оцінюються за складом матричних клінопіроксенів у 700—800 і до 900—950 °С за відомими термометрами Д. Ліндслі та Б.Г. Яковлева відповідно. Очевидно, первинні (до розпаду твердих розчинів) піроксени кристалізувалися за температури не нижче 900—1000 °С. Кристалізація досліджуваних габроїдів відбувалася за відновних умов, фугітивність кисню була, очевидно, нижчою, ніж для системи з буфером кварц — фаяліт — магнетит. Про це свідчать відсутність в цих габроїдах магнетиту, низький до повної відсутності вміст гематитового міналу в ільменіті, а також, головним чином, наявність графіту. Останній трапляється досить часто в габроїдах Носачівського родовища і відзначається в основних породах Корсунь-Новомиргородського плутону [2].

Крім викладених мінералогічних, є також геологічні відомості, на підставі яких можна переконливо вважати, що габроїди Носачівського зокрема і Корсунь-Новомиргородського плутону в цілому формувалися як за низької фугітивності кисню, так і за умов абісальної фації (~10 км або й глибше). Принаймні цей плутон зазнав значно глибшої ерозії, ніж Коростенський. В Корсунь-Новомиргородському плутоні відсутні (або не виявлені і не описані) гіпабісальні порфірові інтрузії та дайки споріднених з повнокристалічними порід (габро-діабазів, граніт-порфірів), як це властиво для Коростенського. Так, в монографії Ю.В. Кононова [3] в межах плутону відзначається лише одна дайка під назвою діабазового

порфіриту (в районі М. Смілянки). Насправді ж порода цієї дайки за хімічним складом відповідає або наближається до кварцового монцоніту. Для порівняння наведемо вміст головних оксидів у кварцовому монцоніті (1) плутону і цієї дайки (2) відповідно, %: 1) SiO₂ — 58,73; Na₂O — 3,04; K₂O — 3,63; 2) SiO₂ — 58,16; Na₂O — 2,38; K₂O — 3,21. Кварцові монцоніти і сієніти вважаються дещо пізнішими, ніж габроїди, диференціатами плутону. Тобто в Корсунь-Новомиргородському плутоні достовірно не виявлено гіпабісальних порід основного (і, ймовірно, кислого) складу.

Абісальними умовами формування розглянутих габроїдів, включаючи їхні рудні різновиди, пояснюються відзначені вище відмінності складу їхніх мінералів (підвищена залізистість піроксенів, олівінів, низький вміст або відсутність гематитового міналу в ільменіті, відсутність титаномagnetиту, висока насиченість фтором апатиту та підвищений вміст фтору в флогопіт-біотитах), які відрізняють їх від інших фосфор-титанових родовищ (очевидно, менш еродованих) [4].

Можливо, що значним ерозійним зрізом Корсунь-Новомиргородського плутону в цілому пояснюється і суттєво ільменітова мінералізація Носачівського родовища. Виходячи з наявності збагачених апатитом (до 5—8 %) олівінових габроїдів у розглянутому родовищі та в інших масивах основних порід плутону [3] (табл. 1), можна також очікувати, що в окремих ділянках вони будуть мати значно більший масштаб розвитку (до рівня фосфор-титанових родовищ типу Володарського в Південно-Кальчицькому масиві).

Є переконливі підстави вважати, що Носачівське родовище багатих ільменітових руд не є єдиним в межах Корсунь-Новомиргородського плутону.

1. *Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатинов О.А. и др.* Анортозит-рапакивігранітна формація Восточно-Европейской платформи. — Л.: Наука, 1978. — 296 с.
2. *Квасница В.Н., Крочук В.М., Мельников В.С., Яценко В.Г.* Кристалломорфология графита из магматических пород Украинского щита // *Минерал. журн.* — 1988. — **10**, № 5. — С. 68—76.
3. *Кононов Ю.В.* Габрові масиви Українського щита. — Київ: Наук. думка, 1966. — 100 с.
4. *Кривдік С.Г., Дубина О.В., Гуравський Т.В.* Деякі мінералогічні та петрологічні особливості рудоносних (фосфор, титан) габроїдів анортозит-рапакивігранітних плутонів Українського щита // *Минерал. журн.* — 2008. — **30**, № 4. — С. 41—57.
5. *Кривдік С.Г., Ткачук В.И.* Петрологія щелочных пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1990. — 408 с.
6. *Личак И.Л.* Петрологія Коростенського плутону. — Киев: Наук. думка, 1983. — 248 с.
7. *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.
8. *Митрохін О.В.* Петрологія габро-анортозитових масивів Коростенського плутону: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. — Київ, 2001. — 16 с.

9. Митрохін О.В., Зінченко О.В. Мегакристи високоглиноземистих ортопироксенів в базитах Коростенського плутону та їх петрогенетичне значення // Актуальні проблеми геології України : Зб. матеріалів наук. конф. (23—24 трав. 2001, Київ). — К., 2001. — С. 28.
10. Тарасенко В.С. Богатые титановые руды в габбро-анортозитовых массивах Украинского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1990. — № 8. — С. 35—44.
11. Тарасенко В.С. Минерально-сырьевая база титановых руд Украины // Геол. журн. — 1992. — № 5. — С. 92—103.
12. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970. — 551 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. Царовский И.Д., Кравченко Г.Л. Эволюция минерального состава габброидов и сиенитов Южно-Кальчикского массива (Приазовье) // Геол. журн. — 1992. — № 2. — С. 15—26.
15. Шумлянський Л.В. Варіації хімічного складу силікатних мінералів та апатиту Федорівського апатит-ільменітового родовища (Коростенський плутон) // Мінерал. журн. — 2007. — 29, № 1. — С. 5—22.
16. Charlier B. Petrogenesis of magmatic iron-titanium deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites // Univ. de Liege, 2007. — 165 p.
17. Lindsley D.H. Do Fe-Ti-oxide magmatic exist? Geology : Yes; Experiments : No! // Ilmenite deposits and their geological environment: NGU. Spec. publ. — 2003. — No 9. — P. 34—35.
18. 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.
19. Philpotts A.R. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks // Econ. Geol. — 1967. 62, No 3. — P. 303—315.
20. The Rogaland intrusive massifs — an excursion guide // Norg. Geol. Unders. Rep. — 2001.029. — 139 p.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України, Київ
Дочірнє підпр. "Центрукргеологія", Черкаси

Надійшла 25.03.2009

РЕЗЮМЕ. Носачевское апатит-ильменитовое месторождение находится в центральной части Корсунь-Новомиргородского плутона и связано с габброидами, среди которых преобладают рудоносные и рудные нориты и габбронориты. Подчиненное значение имеют оливиновые нориты и гиперстеновые троктолиты. Для месторождения характерны богатые ильменитом руды со сравнительно низким содержанием (1,5—4 %) апатита. Несколько повышено содержание (5—8 %) апатита в троктолитах. В рудных габброидах вовсе отсутствует магнетит, а в ильмените практически нет (или очень мало) гематитового минала. Ильменитовые руды образовались в процессе кристаллизационного фракционирования, то есть являются кумулятами. В богатых рудах ильменит как ранний минерал характеризуется несколько повышенным содержанием магния (до 2,0 % MgO), ванадия (до 0,4 % V₂O₅) и хрома (до 0,23 % Cr₂O₃), а в бедных рудах и вмещающих породах этот минерал имеет близкий к стехиометрическому состав (низкое содержание Mg, Cr, Fe³⁺). Апатит принадлежит к фтористой разновидности (2,9—3,6 мас. % F) со сравнительно низким содержанием TR (Ce₂O₃ — до 0,33 %, Y₂O₃ — до 0,08) и Sr (до 0,08 %). Ортопироксены представлены гиперстеном и феррогиперстеном, а клинопироксены — высококальциевым авгитом и ферроавгитом. Кратко охарактеризованы другие породообразующие и акцессорные минералы: плагиоклаз, калишпат, сульфиды, циркон, чевкинит. Все габброиды Носачевского месторождения отличаются от таковых в известных месторождениях ильменита и апатита Украины и мира повышенной железистостью пироксена и оливина, низким, до полного отсутствия, содержанием гематитового минала в ильмените, отсутствием первичного магнетита. Носачевское месторождение формировалось в абиссальных условиях (массив значительно эродирован) в условиях низкой фугитивности кислорода.

SUMMARY. The Nosachiv apatite-ilmenite deposit is located in the central part of the Korsun-Novomyrhorod pluton and is related to gabbroid rocks, ore-bearing or ore norites and gabbro-norites predominating among them. The olivine norite and hypersthene troctolite are subordinate. This deposit is characterized by rich ilmenite ores with a relatively low content (1.5—4.0 %) of apatite. A somewhat higher content (5—8 %) of apatite occurs in troctolites. In the ore gabbroids magnetite is absent, and ilmenite has practically no (or little) hematite minale. Ilmenite ore had been formed during crystallization fractionation, i. e. they are cumulates. Ilmenite, as early mineral, is characterized by slightly higher content of magnesium (up to 2.0 % MgO), vanadium (up to 0.4 % V₂O₅) and chromium (up to 0.23 % Cr₂O₃) in rich ores but in poor ores and enclosing rocks this mineral has composition close to a stoichiometric one (low content of Mg, Cr, Fe³⁺). Apatite belongs to the fluoride type (2.9—3.6 mas. % F) with a relatively low content of TR (Ce₂O₃ to 0.33 %, Y₂O₃ to 0.08 %) and Sr (up to 0.08 %). Orthopyroxenes are represented by hypersthene and ferrohypersthene, clinopyroxenes — by high-Ca augite and ferroaugite. Other rock-forming and accessory minerals (plagioclase, feldspar, sulfides, zircon, chevkinite) are described in brief. In general gabbroids of the Nosachiv deposit differ from those of known ilmenite and apatite deposits in Ukraine and in the world by decreased magnesity of pyroxene and olivine, low content (to full absence) of hematite minale in ilmenite and absence of primary magnetite. The Nosachiv deposit was formed in abyssal conditions (the massif is significantly eroded) at low oxygen fugacity.