

Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 31-32. – С. 18-22. 12. Толстой М.И. Некоторые теоретические посылки геологического моделирования раннедокембрийского гранитообразования // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. – 1991. – Вып. 17. – С. 3-14. 13. Толстой М., Костенко Н., Шабатура О., Гожик А., Гасанов Ю. Палеогеодинамичний і петрохімічний аналіз докембрійських гранітоїдів зон тектоно-магматичної активізації Українського щита як прояв енергетики Землі // Энергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання: Зб. наук. праць. – 2006. – С. 168-175. 14. Чекунов А.В. Кировоградский протостенолит // Докл. АН УССР. Сер. Б – 1988. – № 2. – С. 29-33. 15. Шабатура О.В. Этапы "відображеної" і "автономної" тектоно-

магматичної активізації в петрофізичних і палеогеодинамічних характеристиках гранітоїдів УЩ // Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі і етапами її тектоно-магматичної активізації: Зб. наук. пр. – 2008. – С. 253-263. 16. Щербак Н.П., Бартницький Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геохронология Украины. – К., 1981. 17. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Л., 2005. 18. Glevassky E.B., Glevasska A.M. The Ukrainian Shield: Precambrian regional structure and paleogeodynamics // Минер. журн. – 2002. – 24, № 4. – С. 47-57.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК [(550.4:552.3)+553.494](477)

Л. Галецький, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,  
М. Комський, пров. експерт, О. Ремезова, докторант, доц.

## ОСОБЛИВОСТІ СКЛАДУ ОСНОВНИХ ПОРІД КОРОСТЕНЬСЬКОГО КОМПЛЕКСУ І ПОХОДЖЕННЯ КОРИННИХ ТИТАНОВИХ РУД

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

*В статті розглядаються геохімічні особливості титанонесних габроїдних масивів Коростенського плутону. На основі статистичної обробки даних хімічних аналізів порід та мінералів було виконано розрахунки нормативного мінерального складу, отримано формули факторних навантажень двох факторів, пов'язаних з процесами концентрації ільменіту в різновидах порід габро-анортозитової формації. В результаті аналізу отриманих даних зроблено висновок про два шляхи утворення корінних титанових руд залежно від гідродинамічних умов у поровому просторі масиву габроїдів, що формуються.*

*In the paper the geochemical peculiarities of titanium-bearing massifs of gabbroidic rocks of Korosten' pluton were analyzed. On a basis of statistic data handling of chemical analyses of rocks and minerals the calculations of normative mineral composition were made; the formulae of factorial load of two factors connected with processes of ilmenite concentration in the varieties of rocks of gabbro-anortozitic formation were found. Because of received data analysis, the conclusion concerning two ways of primary titanium ore-forming processes depending from hydrodynamical conditions in the poral space of generated gabbroidic massifs was made.*

**Вступ.** Невеликі і малі інтрузії основного складу, за рядом своїх особливостей, що виявляють пряму спорідненість з габро-анортозитовою формацією коростенського комплексу, тісно пов'язані з нею так само і просторово. Це відносно пізні продукти основного магматизму. Більшість їх локалізовано в межах крупних масивів габро-анортозитів у вигляді невеликих, загалом дискордантних – клиноподібної, кількоподібної або лополітоподібної форми тіл. Успадкувавши спеціалізацію формації, ці малі інтрузії локалізують в собі титанову і апатитову мінералізацію, яка нерідко досягає промислових масштабів і визначає тим самим інтерес до даних об'єктів.

Окрім підвищеної основності, порівняно з породами вміщуючих габро-анортозитових масивів, малі інтрузії характеризуються і деякими іншими характерними для них рисами, зокрема підвищеною залізистістю, вмістом

рудних мінералів, а в структурному відношенні – досить чітко вираженим розшаруванням, на що звернули увагу порівняно недавно [2, 3, 5, 13]. Накопичення титану, а часто і фосфору, тут є досить звичним. У той же час, ряд особливостей в розподілі титану і супутній варіації речовинного складу, як показують дослідження, виявляють певну специфічність [11, 7, 14, 15], яка вивчена недостатньо. Таким специфічним мінералого-геохімічним особливостям утворення титанових руд, зокрема їх багатих відмін, присвячена ця робота.

**Виклад основного матеріалу.** У основу проведених досліджень було покладено дані 485 силікатних аналізів основних порід коростенського комплексу з Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів. Відповідні середні значення, що відповідають основним згрупованим різновидам порід, представлені в табл. 1.

Таблиця 1

Середні значення вмісту оксидів петрогенних елементів і деяких петрохімічних коефіцієнтів в різновидах порід габро-анортозитової формації

рок	A	GA	G	RG	Y	M-N	Br
N	64	127	143	58	44	22	20
SiO <sub>2</sub>	54.23	51.56	49.06	40.81	30.42	44.35	31.47
TiO <sub>2</sub>	0.43	1.53	2.82	5.89	8.08	5.73	20.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.29	21.91	14.47	13.68	5.72	13.86	10.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.45	1.49	2.48	4.16	6.68	3	4.03
FeO	1.82	5.73	12.87	15.43	25.44	14.59	20.87
MnO	0.04	0.09	0.16	0.23	0.32	0.19	0.24
MgO	1	2.41	3.76	6.01	8.39	4.08	3.73
CaO	9.4	8.45	7.72	7.74	9.13	7.06	4.31
Na <sub>2</sub> O	4.36	3.81	2.95	2.3	1.08	2.47	1.68
K <sub>2</sub> O	0.94	1.1	1.46	0.87	0.39	0.97	0.8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.37	0.94	1.36	2.72	1.48	0.43
FE	71.52	75.29	80.5	76.54	79.4	81.46	86.69
OKS	21.6	20.49	16.19	21.48	21.17	17.58	16.38
IL	15.69	16.57	15.51	23.53	20.24	24.82	43.74

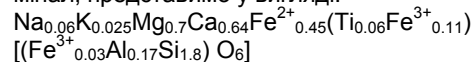
**Примітка:** А – анортозити; GA – габро-анортозити; G – габро та габро-норити безрудні; RG – рудні габро і габро-норити; Y – перидотити, піроксеніти, троктоліти (головним чином рудні); Носачівське родовище: M-N – бідні та небагаті руди; Br – багаті руди. FE = 100 [FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MnO] / [FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MnO + MgO] – "залізистість"; OKS = 100 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / [Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO] "окисленість заліза"; IL = 100 TiO<sub>2</sub> / [FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>] "титанистість"

Були використані також 30 хімічних аналізів моноклінних піроксенів з цих порід, у т.ч. і з рудних інтервалів. Для полегшення і додання визначеності інтерпретації хімічних аналізів порід, останні перераховувалися в нормативний мінеральний склад (градієнтний метод у поєднанні з методом найменших квадратів, табл. 2). Перерахунки зорієнтовані на наступні мінерали і мінали:

$Fe_3O_4$  – магнетит (mgt);  $FeO_{[0.47]} \times Fe_2O_3_{[0.02]} \times MgO_{[0.01]} \times TiO_2_{[0.5]}$  – ільменіт (ilm);  $Mg_2 [SiO_4]$  – форстерит (fr);  $Fe_2 [SiO_4]$  – фаяліт (fy);  $Mg [SiO_3]$  – енстатит (en);  $Fe [SiO_3]$  – ферасиліт (fs);  $Ca [SiO_3]$  – воластоніт (vl);  $Na [AlSi_3O_8]$  – альбіт (ab);  $Ca [Al_2Si_2O_8]$  – анортит (an);  $K [AlSi_3O_8]$  – калієвий польовий шпат (mi);  $10CaO \times 3P_2O_5$  – апатит (ap);  $SiO_2$  – кварц (Q) и  $K_2O_{[5.6]} \times Na_2O_{[13.4]} \times TiO_2_{[13.4]} \times Fe_2O_3_{[30.6]} \times Al_2O_3_{[37]}$  – "фераліт" (fl).

Останній вказаний тут мінал – fl – отриманий за допомогою обробки хіманалізів клінопіроксенів. Факторний аналіз складу цих мінералів показав наявність в піроксе-

нах основних порід комплексу тісної асоціації ( $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ), антагоністично вираженою по відношенню до  $SiO_2$ . Ця асоціація виявляється переважно в рудних породах, що дозволяє розглядати її як таку, що має відношення безпосередньо до процесів рудоутворення. Мабуть, клінопіроксенам, що виникають на стадії рудоутворення, було властиве заміщення деякої частини кремнію в позиціях тетраедрів алюмінієм і окисним залізом. При цьому, частина окисного заліза, а також титан, фіксувалися в октаедричних позиціях [8]. До складу мінералу в невеликій кількості увійшли також луги. Комплексування методів факторного (компонентного) і регресійного аналізів дозволило розрахувати співвідношення оксидів при максимальній мірі прояву вказаної асоціації і представити її у вигляді міналу, умовно названого тут (для зручності викладу) "фералітом". Згідно з розрахунками, клінопіроксен – фероавгіт, що містить цей мінал, представимо у вигляді:



Таблиця 2

Середні значення мінеральних компонентів і деяких їх співвідношень у різновидах порід габро-анортозитової формації

rok	A	GA	G	RG	Y	M-N	Br
N	64	127	143	58	44	22	20
mgt	0.1	0.6	0.9	1.1	3.8	0.8	0.8
ilm	0.5	2.3	4.3	9.2	13.2	9.3	34.9
fr	1.7	4.1	6.1	9.2	14.9	6.6	5.3
fy	1.7	3.9	8.3	8.4	18.1	6.1	1.9
en	1.1	2.6	4.2	7.7	7.8	4.8	5.1
fs	0.6	2.9	8.0	8.2	7.3	10.1	5.8
vl	0.7	1.2	5.7	4.3	9.5	1.7	1.2
ab	38.4	32.5	23.7	16.6	6.8	19.5	12.7
an	45.0	36.7	19.8	20.6	7.8	21.7	16.8
mi	5.3	5.9	7.6	3.5	1.2	4.6	3.7
ap	0.2	0.8	1.9	2.8	5.7	3.1	1.0
Q	4.3	5.5	7.8	5.0	1.5	9.3	8.1
fl	0.5	1.0	1.7	3.4	2.3	2.4	2.6
№ [Pl]	54.0	53.0	44.8	54.8	49.9	52.7	58.4
Fe [Ol]	51.1	48.6	57.1	43.2	51.9	40.6	21.5
Fe [Pirx]	29.1	45.9	65.9	49.9	39.3	68.5	49.1
Ca [Pirx]	19.4	16.9	30.2	20.1	39.8	10.8	16.4

Примітки: № [Pl] – номер (основність) плагіоклазу; Fe [Ol] – номер (залізистість) олівіну; Fe [Pirx] = 100 fs / [en + fs] – "залізистість піроксену"; Ca [Pirx] = 100 vl / [en + fs + vl] – "вапняковистість піроксену". Весь вміст і індекси – у %. Різновиди порід – ті ж, що і в табл. 1

При розгляді усереднених даних хіманалізів і нормативного складу основних і ультраосновних різновидів порід комплексу пізніх інтрузій, перш за все, слід зазначити зростання залізистості порівняно з габро-анортозитами і анортозитами головних фаз. Тенденція ця виражається як у підвищенні загальної залізистості, так і залізистості породоутворюючих піроксенів і олівінів. Будучи дуже характерною взагалі для толейтового тренду еволюції розплавів основного складу, вона є очікуваною і тут, що і спостерігається. Але при цьому, абсолютно чітко це проявляється лише в безрудних породах з акцесорною титановою мінералізацією. Середні значення показників залізистості в рудних породах вказують на порушення тенденції, що особливо помітне в складах залізо-магнієвих силікатів.

Зазвичай, в габроїдах малих інтрузій коростенського комплексу завжди відзначається відносно пониження основності плагіоклазів, особливо пізніх їх генерацій – у складі основної маси породи. Це підтверджується і за нашими даними, але знову-таки доки справа не доходить до зрудених порід. Відносно останніх, швидше можна говорити про існування деякої, хоча і вираженої не чітко, тенденції до зростання долі анортитового компоненту.

Фераліт – мінерал, введений для опису піроксенів з рудних інтервалів. Найбільша середня його кількість відмічена, проте, не в найбагатших рудах. Це означає, що зв'язки даного мінералу з процесами рудоутворення хоча і простежується упевнено, але не є простими.

Безумовно, намічена картина є декілька несподіваною і заслуговує на конкретизацію. Нами зроблено спробу прояснити ситуацію, застосовуючи методологію факторного аналізу (метод головних компонент). З цією метою було оброблено вибірки основних порід: габро-анортозитів, безрудних габроїдів (габро, габро-норити) – з акцесорною і убогою титановою мінералізацією ( $TiO_2 < 4-5\%$ ), рудних основних порід, ультраосновних порід (перидотити, піроксеніти, габро-піроксеніти, троктоліти) і, окремо, рудних габроїдів Носачівського родовища титанових руд – у т.ч. і багатих. Ільменіт, як з'ясувалося, входить, головним чином, в дві асоціації нормативних компонентів, які представляються двома факторами. Один з цих двох факторів визначає асоціацію ільменіту з фералітом – пряму узгодженість в їх мінливості, а другий, навпаки, розводить ці компоненти по різних полюсах фактора, виражаючи прояв взаємоантагонізму в їх поведінці (табл. 3 і для рудних габро і габро-норитів – рис. 1).

Таблиця 3

Формули факторних навантажень двох чинників, пов'язаних з процесами концентрації ільменіту в різновидах порід габро-анортозитової формації

Група порід	Чинник антагонізму ільменіту і фераліту	Чинник скорельованих варіацій ільменіту і фераліту
Габро-анортозити	$9.3 \frac{mgt, Ilm, fr, ap}{vl, fl, (Q)}$	$8.7 \frac{fs, fl, en, an, (Ilm, ap)}{fy, fr, (mi)}$
Габро, габро-норити	$11.9 \frac{mg, ap, Ilm, fy, (mi)}{fl, an, (Q)}$	$12.9 \frac{ap, an, Ilm, fl, Q}{vl, mgt, en, fr, (ab)}$
Рудні габро, габро-норити	$16.5 \frac{fr, Ilm, en, mgt}{Q, fl, vl}$	$11.2 \frac{Ilm, Q, fl, (fr)}{fy, mgt, ap, (vl)}$
Перидотити, піроксеніти, троктоліти	$17.2 \frac{Ilm, en, mgt, (fr)}{ab, an, "[fy, fl]*}"$	?
Руди Носачівського родовища	$18.7 \frac{fy, Ilm, fr}{vl, Q, fl, an, (ab)}$	$25.3 \frac{Ilm, fl, (Q)}{ab, mi, an, fs, ap, (fy, fr)}$

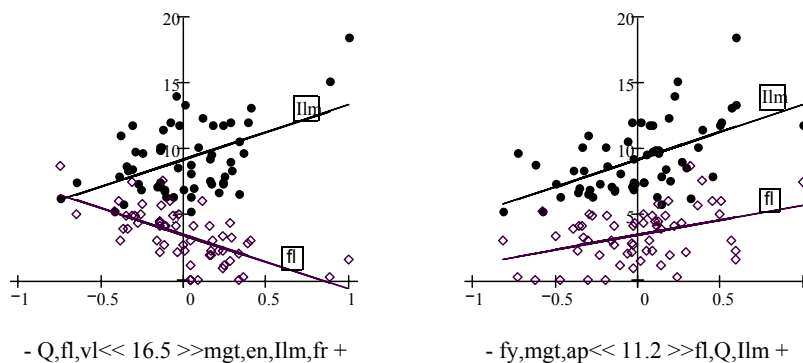
Цифра перед дробом – вага чинника (в %). Мінеральні компоненти у формулах, узяті в круглі дужки, мають навантаження, значимі на рівні 5 %. [(fy, fl)]\* – компоненти з навантаженнями, значимими лише на рівні 15 % (ультраосновні породи). Останні компоненти у формулах – з навантаженнями, значимими на рівні 1 %

Вельми несподіваним є тут входження в другий з названих чинників, в асоціацію з ільменітом, мінералів ранніх, найбільш високотемпературних, стадій: олівінів і піроксенів, відносно збагачених магnezійними складовими, інколи і плагіоклазів відносно підвищеної основності. Такий парагенезис ільменіту представляється вражаючим, особливо в світлі уявленя, що затвердилися і багато разів уже підтверджені, про послідовність кристалізації і осадження на початкових етапах консолідації у складі кумулятивних фаз – олівінів, частково і піроксенів (перш за все високотемпературних магnezійних), плагіоклазів, збагачених анортитовою молекулою. Неодноразово відзначено практично на всіх рудоносних інтрузивах і не лише України [7,9], що рудні компоненти – ільменіт, титаномагнетит – є найбільш пізніми, в т.ч. і серед інтеркумулятивних фаз, не рахуючи, звичайно, вторинних мінералів гідротермально-метасоматичного і/або екзогенного походження. Рудна речовина виділяється в залишковому

інтеркумулятивному просторі. Ці уявлення відносно часу утворення переважної маси руди, мабуть, є безперечними. Коротко і точно вони виражаються традиційним поняттям "сидеронітова структура".

Таким чином, конкретизувавши ситуацію в частині виявлення парагенетичних асоціацій рудного ільменіту, ми, в той же час, стикаємося з парадоксальністю, що проявилася в проявленому парагенезисі найбільш ранніх кумулятивних силікатних фаз з найбільш пізнім ільменітом.

Що, перш за все, звертає на себе увагу, так це універсальність чинника, що виражає антагонізм пари ільменіт – фераліт. Він виявляється у виділених різновидах порід комплексу малих інтрузій, але прослідковується також, хоча і в ослабленому вигляді, в габро-анортозитах головної фази. Взагалі інтенсивність його прояву, що виражається факторною вагою, послідовно зростає згідно зі збільшенням кількості рудних мінералів:



група порід	GA	G	RG	Y	M-N + Br
факторні ваги (%)	9,3	11,9	16,5	17,2	18,7
ільменіт + магнетит (%)	2,9	5,2	10,3	17	22,3

Рис. 1. Вибірка з рудних габро і габро-норитів:

Антагонізм і узгодженість варіацій ільменіту (чорні кола) і фераліту (ромби), під впливом факторів, що визначають такі розподіли (див. текст). Горизонтальні осі – значення цих чинників в пробах, вертикальні – вміст мінеральних компонентів в цих же пробах

Деяке порушення в антагоністичності вказаної пари спостерігається лише у вибірці ультраосновних порід (табл. 3, рядок 4); зв'язок же ільменіту і магнетиту з магnezійним компонентом піроксенів (і, менш контрастно, олівінів) добре проявлений і тут.

Другою важливою обставиною є парагенезис ільменіту, що визначається цим чинником. Парагенезис цей представлений, як уже було вказано, олівінами і/або піроксенами, причому переважно (хіба що окрім вибірки

безрудних габроїдів) збагаченими на магnezійні компоненти. Зазвичай, до складу парагенезису входить і рудний магнетит. Ось практично і все. Апатит у складі даної асоціації з'являється лише в безрудних породах, де сама тенденція проявлена порівняно слабо. Якщо прийняти, що олівіни і піроксени, особливо збагачені магнієм їх відміни, є ранніми, ніж ільменіт, кумулятивними фазами, що цілком природно, то у прямому розумінні супутнім ільменіту є лише магнетит, а зв'язок руд-

них з вказаними олівінами і піроксенами є просторово-ситуативним. Ця обставина має місце у всіх вивчених відмінах порід.

Виключно контрастне і повсюдно проявлене відокремлення рудних фаз вказує на їх прагнення до диференційованого автономного накопичення. Останнє ж не могло здійснюватися шляхом осадження важких рудних кристалів на дно магматичної камери. Такий шлях не підтверджується спостережуваними структурами породи. Хоча при інших обставинах, якщо не брати до уваги все вищевикладене, цей механізм накопичення виглядав би сповна логічним. Але кристалізація рудних походила з інтеркумулятивної рідини, вже після утворення кристалічного осаду і мабуть навіть пізніше за частину вищезалегаючих утворених порідних верств. Тоді відділення і відокремлення рудної речовини могли відбуватися лише в рідкому стані. Це означає, що стадії кристалізації рудних мінералів повинна була передувати фаза ліквідації (*взагалі ідея окисно-рудної ліквідації, як рудотворного явища, зокрема для багатих титанових і титаномангнетитових руд, залучалась неодноразово і раніше [1, 7, 10]*), з відокремленням значно щільнішої і менш в'язкої (а значить, і більш текучої) рудної рідини від рідини силікатного складу. У такому контексті антагонізм рудних фаз з фералітом свідчить про тенденцію до просторового відокремлення двох рідин, а значить про можливість їх руху в інтеркумулятивному просторі, а також і однієї відносно одної. Обґрунтування даного висновку базується на наступному.

У ряді класичних робіт з магматичної петрології, особливо присвячених розшарованим інтрузивам основного складу [4, 11], звертається увага на наявність дуже значної пористості як кумулятивного осаду на дні магматичної камери, так і, принаймні, деякої частині шарів, складених кумулятивними фазами, на стадії попередньої розкристалізації похованої тут інтеркумулятивної рідини. Пористість ця оцінюється в межах 20-50 % і для деяких шарів ортокумулятів повинна наближатися до верхньої межі. Вказується, що найбільшою пористістю характеризуються агломерати з кумулятивних кристалів ізометричного і близького до такого габітуса (який, до речі, часто спостерігається для олівінів і ортопіроксенів), а найменшою – з кристалів таблитчастої форми. Зростанню пористості агломератів зерен повинні сприяти добре їх сортування за розмірами і згладжена поверхня, як і для піщаних порід водоносних горизонтів.

У багатьох ортокумулятах, як говорилося вище, парагенезис інтеркумулятивних фаз є відчутно більш низькотемпературним порівняно з самими кумулятами, особливо, якщо останні представлені збагаченими магнезією олівінами, ортопіроксенами і/або плагіоклазами підвищеної основності, а парагенезиси в міжзерновому просторі – навпаки, відрізняються підвищеною залізистістю і зниженою основністю плагіоклазів. Тут розкристалізація інтеркумулятивної рідини повинна була сильно затримуватися.

Ґрунтуючись на цих даних, уявляється правомірною постановка питання про можливість переміщення інтеркумулятивної рідини в поровому просторі каркасу з кумулянтних зерен, з відмовою при цьому від широко вживаного терміну "похована" рідина, який за своїм змістом заперечує всяку можливість динамічних явищ.

Швидкості руху рідини в поровому просторі прямо пропорційні проникності породи і щільності цієї рідини (при заданих перепадах висот) і обернено пропорційні в'язкості останньої. У високопористих добре проникних пісках швидкості течії води досягають десятків метрів за добу. Щільність розплаву основного складу значно перевершує (у 2-4 рази) щільність води. В'язкість магми

при температурах її існування в земній корі також значно вища (на 3-4 порядки). Вона сильно залежить від структури і складу силікатного розплаву [4, 11], зростає при збільшенні в ньому частки кластерів силікатних каркасів і зменшенні кількості острівних силікатів і ланцюжків. З цих позицій магми основного складу представляються найменш в'язкими і найбільш текучими, що насправді і спостерігається. Якщо фільтраційні характеристики кумулятивних агломератів порівняти з такими для проникних пісків, а це є цілком реальним, особливо для кумулятивів з близькою до ізометричної формою зерен, при деякому їх оплавленні, що згладжує гострі кути, то швидкості течії розплаву основного складу в шарах кумулятивів можуть бути на 3-4 порядки нижчі, ніж у води в сильно проникних пісках.

Так, за приблизними оцінками, це будуть швидкості від кількох часток сантиметрів до декількох сантиметрів за добу, тобто до десятка і навіть декількох десятків метрів за рік. Такі швидкості порівнянні з передбачуваними швидкостями осадження дрібних кристалів у магмі [4, 11] і значно перевершують швидкості накопичення кристалічного осаду на дні магматичної камери – декілька десятків сантиметрів за рік (для Скергаардського інтрузиву, наприклад, 20 см за рік).

В умовах реалізації толейтового тренду – збагачення залізом залишкового розплаву в процесі консолідації магми – такий залишковий розплав з часом стає все більш важким. Одночасно температура його кристалізації знижується. В той же час, інтеркумулятивний розплав у раніше утворених пластах, що залягають нижче, вже під дном магматичної камери, повинен відрізнятися відносно нижчими рівнями залізистості і щільності, відображаючи ці характеристики, властиві найбільш раннім етапам фракціонування. Утворена інверсія щільності повинна, якщо можлива течія розплаву в пластах, призводити до витіснення легшої рідини вгору.

Почавшись, цей процес має продовжуватися далі і при загальному пониженні температури у вогнищі, оскільки нові порції розплаву, що надходить в пласти кумуляту, виявляються все менш тугоплавкими. Таким чином, створюються передумови для придушення розкристалізації інтеркумулятивної рідини і, навпаки, для її постійного оновлення. У найбільш проникних пластах це може продовжуватися аж до кінцевих етапів існування магматичного вогнища, включаючи і етап ліквідації окисно-рудної рідини з її подальшою міграцією і накопиченням. У результаті, в породі ранні кумулятивні фази можуть поєднуватися з найпізнішими парагенезисами в інтеркумулятивному просторі.

Відокремленню, міграції і накопиченню рудної рідини, крім того, повинні сприяти її відносно підвищена текучість і висока щільність, а отже і рухливість.

Усі ці явища пояснюють просторово-ситуативний зв'язок рудних мінералів з ранніми кумулятивними олівінами і піроксенами відносно підвищеної магнезіальності, а також антагонізм ільменіту і фераліт-вмісного піроксену. Крайнім проявом вищезгаданих процесів, при максимальному накопиченні окисно-рудної рідини в окремих пластах, може стати утворення багатих руд. Отже, вище розглянутий фактор інтерпретується як процес виникнення окисно-рудної ліквідації з відокремленням, міграцією і накопиченням рудної рідини.

У менш проникних пластах кінцевий результат, природно, не повинен бути настільки радикальним. В умовах сповільнених швидкостей течій в таких пластах і відповідно низьких темпів надходження сюди легкоплавких фракцій інтеркумулятивної рідини, припинення її руху та розкристалізація може початися на ранніх або проміжних етапах. Відповідно, мінеральні парагенезиси

в основній масі відповідатимуть цим проміжним етапам. Якщо ліквіація залишку інтеркумулятивної рідини стане вже після припинення течії, то, зрештою, дві утворені рідини, не маючи можливості мігрувати і розділятися в просторі, кристалізуватимуться спільно. Кількість "передліквіаційного" рідкого залишку повинна визначатися часом припинення течії. У пізньому розплаві, що фракціонувався і який потрапив у залишок – не зарослий ще поровий простір, буде більше і рудних компонентів. Цією обставиною, а також об'ємом порового простору, що зберігся на той момент, і буде, зрештою, визначатися кількість рудної речовини в такій породі. Вона ж і буде причиною прямо взаємозв'язаної варіації ільменіту і фералітового міналу в піроксені.

У компонентному складі породи таке явище накопичення пізнього інтеркумулятивного розплаву, при унеможливленні його подальшої міграції, і з подальшою ліквіацією без відокремлення в просторі силікатної і окисно-рудної рідин, знаходить відображення у вигляді фактора асоціації ільменіт – фераліт. Явище це відзначене і в габро-анортозитах головної фази, і в безрудних габро, габро-норитах. У рудних габроїдах, проте, воно виявилось слабкіше, ніж в безрудних. А у вибірці ультраосновних порід – взагалі не було відмічено. Причина тут полягає в тому, що по напрямку кореляційних зв'язків рудних фаз з фералітом два розглянуті тут фактори протилежні. В зв'язку з цим створюється враження пригнічення фактора погоджених варіацій фераліту і ільменіту розглянутим вище фактором відокремлення рудної речовини. Пригнічення це особливо відчутне в рудоносних ультраосновних породах, де кумулати магнезіально-залізистих силікатів є переважаючими фазами, а їх агломерати були в належній мірі проникними. Це сприяло затримці кристалізації і прояву відокремлення рудної речовини.

група порід	GA	G	RG	Y	M-N + Br
факторні ваги (%)	8,7	12,9	11,2	-	25,3
ільменіт + магнетит (%)	2,9	5,2	10,3	17	22,3

У вибірку Носачівського родовища були включені і малорудні проби, і багаті руди зі всіма переходами між ними. Тут асоціація ільменіт – фераліт виражена найбільшою мірою. У рудах даної вибірки, внаслідок їх різноманітності, максимально проявлено обидва фактори.

**Висновки.** Викладене вище дає підставу запропонувати тут два основні шляхи рудоутворення, причому обидва вони включають фазу ліквіації окисно-рудної рідини, але проходять при різних темпах і тривалості руху рідини в поровому просторі.

1. Перший шлях реалізується за умови достатнього динамічного і тривалого прояву течій в кумулятивних шарах, яке мало місце як до, так і після ліквіації. Створюються передумови для диференціації двох рідин після стадії ліквіації. У своєму крайньому вираженні така диференціація може привести до утворення вельми багатих руд. У складі порід реалізація цього шляху виявляється у вигляді наявності прямого зв'язку рудних фаз з ранніми за часом кристалізації і відкладення магнезіально-залізистими силікатами і, одночасно, в прояві негативного зв'язку в рудних з пізніми клінопіроксенами в інтеркумулятивному просторі.

2. Інший шлях пов'язаний з проявом у поровому просторі течій в ослабленому вигляді і ранньому їх припиненні до початку фази ліквіації. У таких умовах можливі диференціації і відокремлення в просторі силікатної і рудної рідин сильно зменшуються або зовсім виключаються. Зважаючи на обмеження міграційних можливостей рудної рідини, передумови до утворення багатих руд не створюються. Можливі лише убогі і небагаті, здебільшого тонковкраплені, руди (якщо і злиття дрібних рудних крапель в більші не встигає відбутися). Такий шлях фіксується у складі порід прямим кореляційним зв'язком ільменіту з силікатними компонентами пізніх етапів, перш за все, з фералітом. Збереження навіть незначної можливості реалізації відокремлення рудної рідини тією чи іншою мірою сприятиме руйнуванню кореляційного зв'язку вказаних компонентів.

Обидва запропоновані шляхи можливі лише при прояві гідродинамічних явищ в поровому просторі масиву основних порід, що виражаються тут в течії пізнього інтеркумулятивного розплаву, що формується. В зв'язку з цим, реалізація конкретного шляху рудоутворення багато в чому повинна визначатися початковими ємкісно-фільтраційними особливостями кумулятивних шарів. Як вертикальні, так і латеральні неоднорідності складу і

структурних особливостей агломератів кумулятивних фаз і, перш за все, ємкісно-фільтраційних характеристик інтеркумулятивного простору, можуть стати причиною відмінностей у динаміці течій, різноманітності руд в межах масиву і, навіть, окремо взятого покладу.

Як переконливо показано М.Я. Френкелем [12], процеси динаміки диференціації магми дуже різноманітні і складні в своїх проявах. Зрозуміло, що всі особливості процесів утворення титанових руд в малих інтрузіях коростенського комплексу в короткій статті не можуть бути повністю розкриті. Тим більше, що тут розглядаються узагальнені матеріали, які відносяться до всієї формації. Як завжди, кожен рудний масив характеризується і специфічними, повною мірою властивими лише йому, рисами будови і складу. Звертається увага лише на деякі, хоча, як нам здається, основні з цих рис і на важливі тенденції у варіації складу таких рудних масивів. Вважається, що петрогенетичні процеси, що стоять за цими тенденціями, є визначальними при утворенні титанових руд.

Як переконливо показано М.Я. Френкелем [12], процеси динаміки диференціації магми дуже різноманітні і складні в своїх проявах. Зрозуміло, що всі особливості процесів утворення титанових руд в малих інтрузіях коростенського комплексу в короткій статті не можуть бути повністю розкриті. Тим більше, що тут розглядаються узагальнені матеріали, які відносяться до всієї формації. Як завжди, кожен рудний масив характеризується і специфічними, повною мірою властивими лише йому, рисами будови і складу. Звертається увага лише на деякі, хоча, як нам здається, основні з цих рис і на важливі тенденції у варіації складу таких рудних масивів. Вважається, що петрогенетичні процеси, що стоять за цими тенденціями, є визначальними при утворенні титанових руд.

Як переконливо показано М.Я. Френкелем [12], процеси динаміки диференціації магми дуже різноманітні і складні в своїх проявах. Зрозуміло, що всі особливості процесів утворення титанових руд в малих інтрузіях коростенського комплексу в короткій статті не можуть бути повністю розкриті. Тим більше, що тут розглядаються узагальнені матеріали, які відносяться до всієї формації. Як завжди, кожен рудний масив характеризується і специфічними, повною мірою властивими лише йому, рисами будови і складу. Звертається увага лише на деякі, хоча, як нам здається, основні з цих рис і на важливі тенденції у варіації складу таких рудних масивів. Вважається, що петрогенетичні процеси, що стоять за цими тенденціями, є визначальними при утворенні титанових руд.

1. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных и метаморфических пород: Справочное пособие. – М., 1988. 2. Висоцький О.Б., Швайберов С.К., Висоцький Б.Л. Федорівське апатит-ільменітове родовище та деякі питання його геохімії та петрології // Мінеральні ресурси України. – №3, 2008. – С. 22-26. 3. Галецький Л.С., Ремезова О.О. Титанові руди України // Геолог України. – 2007. – №3. – С.51-61. 4. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Інтерпретація извержених горних порід. – М., 1982. 5. Кривооручко А.О., Подчашинський Ю.О., Ремезова О.О. Дослідження просторового розподілу рудної мінералізації в масивах габро засобами інформаційно-комп'ютерної обробки відеозображень поверхні зразків порід // Геоінформатика. – 2006. – № 3. – С. 76 – 80. 6. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. – К., 1983. 7. Малышев И.И. Закономерности образования и размещения титановых руд. – М., 1957. 8. Пятенко Ю.А., Воронков А.А., Пудовкина З.В. Минералогическая кристаллохимия титана. – М., 1976. 9. Ремезова О.О. Проблемы дослідження розшарованих інтрузивних тіл Українського щита // Геолого-мінералогічний вісник. – 2005. – №1. – С. 61-67. 10. Справочник по рудам чёрных металлов. – М., 1985. 11. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. – М., 1970. 12. Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базальтовых магм. – М., 1995. 13. Шумлянський Л.В., Дюшен Ж.-К. Рудні мінерали Федорівського родовища фосфору та титану // Наукові праці інституту фундаментальних досліджень. – К., 2005. – В. 9. – С. 65-83. 14. Compaction, crystal mush and differentiation processes of the Skaergaard intrusion / Tegner C., Thy P., Holness M. B. // 33<sup>rd</sup> International Geological Congress in Oslo, 6-14 August, 2008: Abstracts (on CD). 15. Genesis of the Lac Tio massive ilmenite deposit (Havre-Saint-Pierre anorthosite, Quebec): Insight from the neighbouring Grader layered intrusion / Charlier B., Balle O., Duchesne J.-C. // 33<sup>rd</sup> International Geological Congress in Oslo. 6-14 August, 2008: Abstracts (on CD).