

УДК 552.321:54:553.494.004(477)

**СТВОРЕННЯ МОДЕЛЕЙ ФОРМУВАННЯ
РОЗШАРОВаних ТИТАНОНОСНИХ ІНТРУЗИВІВ ГАБРО
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ОЦІНКА ЇХНЬОЇ РУДОНОСНОСТІ**

Л. Галецький, О. Ремезова

*Інститут геологічних наук НАН України
01601 м. Київ, вул. Олесь Гончара, 556
E-mail: geos@geolog.kiev.ua
remezova-e@mail.ru*

Проаналізовано геологічні й петрохімічні дані з корінних родовищ і проявів апатит-ільменітових руд у розшарованих рудоносних масивах коростенського комплексу Українського щита. На підставі переінтерпретації геологічних матеріалів з розшарованих титаноносних інтрузій габро запропоновано дві моделі їхнього походження, будови й особливостей хімізму, якими визначено напрями і стратегію розшуків корінних руд титану в межах Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів.

Ключові слова: розшаровані титаноносні інтрузії, окисно-відновна диференціація, гравітаційна сегрегація, коростенський комплекс, Український щит.

У межах Коростенського плутону розташована низка розшарованих інтрузій габро, до яких приурочені значні за масштабами зруденіння корінні родовища титану. Особливістю цих інтрузій є те, що горизонт найбільш основних меланократових порід розташований у їхніх центральних частинах і, зазвичай, вище від нижнього (зовнішнього) мезолейкокатового горизонту. У розрізі збережені частини Кропивенківського й Федорівського масивів мають форми роздутих лінз, Стремигородський масив – це штук, а Давидківський – лополіт. Усі об'єкти розкрито на поверхні кристалічного масиву. Породи цих масивів зазнали сильного впливу екзогенних процесів, аж до утворення кори звітрування. Їхні верхні горизонти в розрізі не збереглися.

Дослідження розшарованих інтрузій має тривалу історію. Перші геолого-генетичні моделі таких об'єктів створили Л. Уейджер та Г. Браун, які дійшли висновку, що кристалізація і розподіл рудних мінералів зумовлені тими ж геологічними процесами, які регулювали диференціацію силікатного матеріалу. Вчені дослідили низку інтрузій, у тім числі Бушвельдський масив, з яким пов'язані велетенські родовища хромітових руд, платиноїдів та ін. [13].

Пізніше багато дослідників розробляло моделі магматогенних родовищ, пов'язаних з процесами гравітаційної сегрегації, утворенням розшарованих масивів. Ці родовища належать до ранньомагматичних, тобто таких, у яких рудні мінерали утворюються на ранній стадії кристалізації магми. Більшість цих родовищ сформувалась у межах жорстких консолидованих платформ серед шаруватих товщ з практично горизонтальним заляганням за провідної ролі глибинних розломів. Геолого-генетичні моделі створено для родовищ сульфідних мінералів, платиноїдів, хромітових руд [7, 10–12, 16], Д. Орлов

розробив типізацію й моделі утворення розшарованих титаноносних інтрузій Алтає-Саянської області [8]. Зазначимо, що процес становлення інтрузій у кожному регіоні має свої особливості.

Для розшарованих титаноносних інтрузій Українського щита такі моделі ще не розроблено. Свого часу І. Личак запропонував загальну схему утворення рудоносних відмін габро Коростенського плутону та виділив дві генерації ільменіту [4]. Окремі аспекти становлення розшарованих титаноносних масивів Українського щита досліджені у працях Г. Проскуріна і С. Швайберова, С. Кривдика і В. Ткачука, Л. Шумлянського, Ж.-К. Дюшена, О. та Т. Митрохіних [2, 3, 5, 6, 9, 14, 15]. Однак у цих працях недостатньо розкрито процеси формування інтрузій, зокрема механізми формування прихованої та модальної розшарованості, нема дрібнішого розчленування розрізів розшарованих інтрузій, не простежено зв'язку процесів, які відбувались у магматичній камері, з рудо-концентрацією.

Отже, нашим завданням було реконструювати процеси формування інтрузій та виконати їхню типізацію. На підставі опрацювання даних хімічного складу руд ми спробували переінтерпретувати геологічні матеріали з деяких промислово-рудних і перспективних об'єктів. Унаслідок статистичної переінтерпретації виділено два типи корінних родовищ. Запропоновано, відповідно, дві моделі їхнього походження, будови, особливостей хімізму, що визначає напрями і стратегію розшукових робіт у межах Коростенського й Корсунь-Новомиргородського плутонів Українського щита.

Уцілілі частини масивів мають дуже чітку шарувату будову. В розрізі Федорівського масиву наявні три горизонти: нижній і верхній представлені габро, олівіновими габро, що перешаровані з лейкогабро і габро-анортозитами, з окремими нечисленними прошарками меланогабро, а середній – меланогабро і плагіоклазовими перидотитами. В межах кожного горизонту виділяють по три–чотири верстви [1].

Нижня частина розрізу Кропивенківського масиву представлена горизонтом порівняно лейкократових порід: від анортозитів, габро-анортозитів до олівінових габро і, рідше, габро-перидотитів. Вище за розрізом залягають меланократові габро і плагіоперидотити. Певна аналогія в морфології з Федорівським масивом дає підстави припустити й тут існування спочатку верхнього горизонту лейкократових і нормальних габро, згодом еродованого, ймовірно, з частиною середнього горизонту. І якщо таке припущення правомірне, то з нього прямо випливає, що Кропивенківський масив еродований значно сильніше від Федорівського. У будові Стремигородського масиву найбільш основні породи – від троктолітів, меланотроктолітів до плагіоклазових перидотитів – формують його центральну частину. З глибиною їхня площа поступово зменшується аж до повного виклинювання. У напрямі ендоконтактової частини масиву породи стають щораз більш лейкократові, змінюються за складом від троктолітів до габро і далі до лейкогабро і габро-анортозитів. Переходи між усіма цими різновидами досить поступові, проте внутрішня структура масиву виражена характерним директивним розташуванням зерен плагіоклазу. Вони орієнтовані під гострим кутом до контактової поверхні штока й униз, у напрямі його осі. У центрі ж штока (у приосьовій його частині) напрям директивності зменшується, і вона стає менш виразною. Таку зональність у будові масиву можна трактувати як своєрідний прояв його розшарування. Можливо, що такий тип розшарування характерний для малих інтрузій штокоподібної морфології. Умовно, зважаючи на відсутність чітких меж і за аналогією з іншими масивами, виділені зони також треба назвати горизонтами.

Отже, в уцілілій від ерозії частині масиву можна виділити три горизонти в напрямі від ендоконтакту масиву до його осі та менш виразно – знизу догори: зовнішній лейкократовий, середній мезократовий і внутрішній меланократовий.

Давидківський масив вивчений менше, ніж інші, що пов'язане з його більшими розмірами і зануренням ендоконтакту на малодоступні глибини (понад 2 км). На вивченому рівні в ендоконтактовій частині масиву переважають найбільш основні відміни порід – олівінові габро і троктоліти, хоча лейкократові габро-анортозити й анортозити тут також наявні. Вище, над ендоконтактовою зоною за розрізом і ближче до центральної частини масиву в плані, розвинені, головно, мезократові габро, які переходять у габро-сієніти і далі, до центру масиву – у сієніти. Сієніти поширені на більшій частині розкритої поверхні масиву. У всіх породах основного складу, включно з анортозитами, більшість дослідників визначає характерні діабазові структури і чітко виражене розшарування [2].

Унаслідок недостатньої вивченості нема єдиного уявлення про будову масиву. Є декілька моделей, у яких по-різному трактують характер його розшарування. Передбачають, що на глибині поле розвитку основних порід розширюється від периферії масиву до його центру, а сієніти поступово зникають. Умовно в будові Давидківського масиву можна виділили чотири горизонти – поле розвитку характерних для кожного з горизонтів порід від периферії до центру і, менш визначено, знизу догори. До периферійного (нижнього) горизонту зачислено рудоносні габро, мелагабро і троктоліти. Далі виділено горизонт мезократових габро (габро-діабазів), потім – габро-сієнітів і, врешті-решт, сієнітів. Положення габро-анортозитів і анортозитів досі невизначене. Їх виявлено в межах і перших двох виділених горизонтів, і в низах третього, габро-сієнітового горизонту. Наперед зазначимо, що ми згрупували їх в окремий петротип.

Досить незвичайною особливістю всіх описаних рудоносних масивів є розташування горизонту найбільш основних порід у їхніх центральних частинах, зазвичай, вище від нижнього (зовнішнього) мезо-лейкократового горизонту. Уявлення про різночасове надходження декількох, принаймні, двох порцій магми, незважаючи на уявну простоту й логічність, суперечить наявним геологічним матеріалам.

Альтернативна модель передбачає надходження єдиної порції розплаву з подальшою його розкристалізацією та формуванням розшарованості. Такий висновок потребує визнання пізнішої консолідації центрального в розрізі меланократового горизонту, середній склад якого наближається до ультраосновного, а це не “вписується” в рамки традиційних поглядів про спрямованість кристалізації.

Є дві можливості пояснити пізнє становлення найбільш основних порід у центральних частинах масивів, що формуються.

По-перше, зростання основності в серії порід, що послідовно формуються, можливе внаслідок зсуву ліквідусних котектичних ліній системи під час вступу до неї полівалентних кислотоутворювальних катіонів. Така домішка повинна сприяти зростанню частки місткового кисню в розплаві і, як наслідок, – полімеризації і зміцненню силікатних каркасоутворювальних комплексів, активність яких у цьому разі зростає. Під час збільшення активності силікатних полімерних комплексів підтримка рівноваги кристал–розплав потребує зменшення вмісту цих комплексів у розплаві (зменшення частки місткового кисню), і склад розплаву повинен зміститися в ділянку збіднення силікатними каркасоутворювальними йонами. З цієї причини поле кристалізації каркасних мінералів – польових шпатів, кварцу (найкисліших) – розширюється. І котектики між полями кисліших і більш основних фаз системи зміщуються у бік основних. Якщо додавання полівалентно-

го кислотного компонента в розплав відбувається поступово під час фракціонування розплаву, то і продукти кристалізації, яка відбувається в процесі такого зсуву, будуть щораз більш основними. Для об'єктів, що містять апатит-ільменітові руди, полівалентним кислотним компонентом може бути фосфор, зокрема йони $[\text{PO}_4]^{3-}$.

По-друге, гравітаційне сортування мінеральних зерен, які кристалізуються за умов високої густини розплаву, достатньо високої для спливання зерен плагіоклазу. В такому разі на дно магматичної камери в момент кристалізації осідатимуть важкі олівін і піроксени. Основна маса плагіоклазу повинна спливати у верхню частину магматичної камери з утворенням тут зони флотаційних кумулятив.

Як відомо, густина магматичного розплаву перебуває у складній залежності від його складу. Вона зростає зі збільшенням основності й значно зумовлена кількістю важких компонентів, найімовірніше, заліза. Отже, обидві запропоновані можливості не суперечать одна одній. Навпаки, зростання основності розплаву повинне сприяти "запуску" механізму флотації плагіоклазу.

Перевірити реальність цих тенденцій у разі формування зазначених рудоносних масивів можна за результатами вивчення речовинного складу макрошарів (зон), що утворюють ці горизонти. Усереднені дані щодо складу порід і відповідні обчислені параметри наведені в табл. 1–4.

Таблиця 1

Середні значення вмісту оксидів петрогенних елементів
і деяких петрохімічних коефіцієнтів у породах Кропивенківської інтрузії

| Компоненти | Вмісні породи | | | Горизонт | | | | | |
|--------------------------------|---------------|-------|-------|----------|-------|-------|-----------------|-------|-----------------|
| | | | | нижній | | | середній | | |
| | A | GA | G | A | GA | G | GP ₁ | G д/з | GP ₂ |
| <i>n</i> | 11 | 10 | 6 | 12 | 5 | 15 | 3 | 5 | 29 |
| SiO ₂ | 53,19 | 50,05 | 45,38 | 53,24 | 49,22 | 45,7 | 32,82 | 38,45 | 31,48 |
| TiO ₂ | 1,01 | 1,12 | 2,92 | 0,82 | 1,19 | 3,64 | 7,39 | 5,54 | 7,42 |
| Al ₂ O ₃ | 24,08 | 19,91 | 14,93 | 24,90 | 18,86 | 14,92 | 4,93 | 9,89 | 4,96 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,83 | 1,14 | 4,56 | 0,98 | 1,55 | 2,85 | 5,69 | 5,04 | 6,13 |
| FeO | 3,81 | 9,08 | 12,61 | 3,00 | 9,99 | 13,51 | 27,30 | 19,39 | 26,58 |
| MnO | 0,04 | 0,10 | 0,16 | 0,04 | 0,12 | 0,14 | 0,28 | 0,16 | 0,26 |
| MgO | 1,42 | 4,70 | 5,72 | 0,82 | 5,14 | 5,36 | 9,80 | 6,16 | 7,39 |
| CaO | 9,63 | 8,43 | 8,04 | 9,91 | 8,13 | 8,64 | 8,62 | 10,50 | 10,83 |
| Na ₂ O | 4,01 | 3,21 | 2,59 | 4,10 | 3,26 | 2,66 | 0,80 | 1,80 | 0,84 |
| K ₂ O | 0,79 | 0,70 | 0,77 | 0,80 | 0,74 | 0,57 | 0,13 | 0,30 | 0,16 |
| P ₂ O ₅ | 0,23 | 0,28 | 0,76 | 0,26 | 0,31 | 0,30 | 1,43 | 1,87 | 2,70 |
| <i>f</i> ₀ | 77,20 | 69,21 | 75,51 | 83,16 | 69,29 | 75,77 | 77,18 | 79,89 | 81,54 |
| <i>f</i> ₁ | 49,44 | 48,04 | 44,99 | 56,12 | 47,07 | 48,89 | 51,20 | 53,57 | 56,90 |
| <i>f</i> | 4,65 | 10,22 | 17,17 | 3,98 | 11,54 | 16,36 | 32,99 | 24,43 | 32,71 |
| <i>f</i> ₂ | 2,53 | 7,56 | 7,94 | 1,82 | 8,21 | 8,95 | 18,08 | 12,14 | 17,15 |
| Usp | 0,4 | 0,8 | 1,9 | 0,8 | 0,9 | 2,1 | 5,1 | 2,8 | 6,5 |
| Ilm | 1,0 | 1,1 | 2,8 | 0,7 | 1,0 | 4,0 | 8,5 | 6,5 | 7,8 |
| Rt | 0,2 | 0,1 | 0 | 0,1 | 0,1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mgt | 0,5 | 0,7 | 1,8 | 0,6 | 0,6 | 0,8 | 4,1 | 2,3 | 4,4 |
| Fr | 2,4 | 6,5 | 8,9 | 1,1 | 7,6 | 7,5 | 14,3 | 9,2 | 11,4 |
| Fy | 2,5 | 5,8 | 7,0 | 1,6 | 6,1 | 6,9 | 15,2 | 10,7 | 14,3 |

Закінчення табл. 1

| Компоненти | Вмісні породи | | | Горизонт | | | | | |
|-----------------|---------------|-------|-------|----------|-------|-------|-----------------|-------|-----------------|
| | | | | нижній | | | середній | | |
| | A | GA | G | A | GA | G | GP ₁ | G д/з | GP ₂ |
| En | 1,6 | 6,8 | 6,9 | 1,3 | 6,9 | 7,6 | 12,7 | 8,2 | 9,5 |
| Fs | 2,0 | 6,2 | 6,9 | 1,2 | 7,6 | 8,2 | 10,1 | 9,2 | 9,7 |
| VI | 1,3 | 1,4 | 5,2 | 0,6 | 2,4 | 7,7 | 11,6 | 11,7 | 13,4 |
| Fl | 0,3 | 0,4 | 3,4 | 0,3 | 1,1 | 2,5 | 0,9 | 3,1 | 1,2 |
| Ab | 34,9 | 27,2 | 18,8 | 36,0 | 26,8 | 20,3 | 5,8 | 12,2 | 6,0 |
| An | 43,0 | 35,6 | 23,5 | 45,7 | 32,0 | 2400 | 8,3 | 15,1 | 8,1 |
| Mi | 4,4 | 3,7 | 2,9 | 4,5 | 3,7 | 2,1 | 0,3 | 0,3 | 0,4 |
| Ap | 0,5 | 0,6 | 1,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 2,9 | 3,8 | 5,6 |
| Q | 5,0 | 3,2 | 8,2 | 5,0 | 2,7 | 5,5 | 0,1 | 4,7 | 1,6 |
| Pl | 55,2 | 56,6 | 54,8 | 55,9 | 54,2 | 52,3 | 61,3 | 54,7 | 58,5 |
| F _{Ol} | 49,2 | 46,1 | 45,5 | 57,1 | 44,3 | 46,6 | 51,7 | 53,8 | 55,4 |
| F _{Px} | 56,2 | 48,7 | 49,7 | 46,6 | 53,5 | 52,7 | 44,1 | 52,9 | 49,2 |
| δ ₀ | 2,459 | 2,544 | 2,641 | 2,448 | 2,561 | 2,646 | 3,099 | 2,817 | 3,087 |
| δ ₁ | 2,417 | 2,487 | 2,432 | 2,408 | 2,491 | 2,456 | 2,572 | 2,463 | 2,537 |
| δ _{Pl} | 2,643 | 2,645 | 2,64 | 2,644 | 2,64 | 2,636 | 2,647 | 2,638 | 2,644 |

П р и м і т к и: n – кількість аналізів; породи: A – анортозити, GA – габро-анортозити, G – габро, габронорити, GP₁ – меланогабро, GP₂ – плагіоклазові перидотити, G д/з – габро дрібнозернисте; f_0 – відносна загальна залізистість, %; f_1 – відносна силікатна залізистість, %; f – загальний вміст заліза; f_2 – силікатна залізистість; мінерали і мінерали: Usp – ульвошпінель, Ilm – ільменіт, Rt – рутил, Mgt – магнетит, Fr – форстерит, Fu – фаяліт, En – енстатит, Fs – феросиліцій, Eg – егірін, VI – воластоніт, Fl – фераліт, Ab – альбіт, An – анортит, Mi – мікроклін, Ap – апатит, Q – кварц, Pl – плагіоклаз (наведено його номер); F_{Ol} – залізистість олівину; F_{Px} – залізистість піроксену; δ – густина розплаву породи: δ_0 – обчислена, δ_1 – без урахування оксидно-рудних фаз; δ_{Pl} – середня густина плагіоклазу (обчислена, за $T = 1\ 000\ ^\circ\text{C}$).

$$f_0 = [(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) : (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)] \cdot 100;$$

$$f_1 = [(\text{FeO} - 0,45 \text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,9 \text{TiO}_2) \cdot 100] : [1,78 \text{MgO} + (\text{FeO} - 0,45 \text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,9 \text{TiO}_2)];$$

$$f = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3; f_2 = \text{FeO} - 0,45 \text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,9 \text{TiO}_2;$$

$$F_{Px} = Fs : (En + Fs).$$

Поряд з коефіцієнтом залізистості, який широко використовують, і загальним вмістом заліза обчислено так звану силікатну залізистість – кількість закисного заліза, яке є, головню, в темноколірних силікатах і, частково, в ульвошпінелі (там, де вона є), а також відносну силікатну залізистість – попередній параметр, нормований на MgO. Магній практично весь міститься у складі темноколірних силікатів.

Обчислено середнє для шарів значення густини плагіоклазів (за $T = 1\ 000\ ^\circ\text{C}$), густини розплавів за складом відповідних шарів, а також густини тих же розплавів без урахування окисно-рудних фаз, що зумовлене необхідністю брати до уваги можливості виходу з розплаву рудних фаз. Їхній відхід з розплаву (у разі безпосередньої кристалізації з розплаву або/і у формі ліквациї) міг бути розтягнутий у часі й частково збігатися на початкових стадіях з кристалізацією плагіоклазу та процесами диференціації.

Оцінено максимальну (повну) і мінімальну (відповідає лише силікатній частині) густину розплаву.

Прийнято 10 % ущільнення під час плавлення, а також те, що спливання плагіоклазу можливе, якщо його густина менша від максимальної густини розплаву.

Таблиця 2

Середні значення вмісту оксидів петрогенних елементів
і деяких петрохімічних коефіцієнтів у породах Федорівської інтрузії*

| Компо- ненти | Вмісні породи | | Горизонт | | | | |
|--------------------------------|---------------|-------|----------|-----------------|-------|-----------------|---------|
| | | | нижній | середній | | | верхній |
| | GA | G | G | GP ₁ | G д/з | GP ₂ | G |
| <i>n</i> | 1 | 4 | 4 | 5 | 3 | 16 | 14 |
| SiO ₂ | 50,96 | 46,03 | 42,66 | 32,80 | 29,62 | 32,11 | 37,15 |
| TiO ₂ | 1,70 | 2,85 | 5,24 | 6,80 | 9,01 | 7,07 | 5,42 |
| Al ₂ O ₃ | 21,64 | 13,53 | 12,00 | 6,62 | 4,27 | 5,98 | 9,62 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,19 | 4,42 | 3,60 | 6,00 | 4,62 | 4,59 | 3,92 |
| FeO | 3,91 | 11,61 | 14,84 | 22,37 | 27,52 | 24,57 | 20,59 |
| MnO | 0,01 | 0,18 | 0,18 | 0,35 | 0,34 | 0,32 | 0,28 |
| MgO | 1,81 | 5,48 | 6,35 | 8,61 | 9,95 | 8,06 | 6,30 |
| CaO | 9,09 | 9,60 | 9,61 | 9,38 | 8,02 | 10,10 | 9,81 |
| Na ₂ O | 3,76 | 2,70 | 2,33 | 1,59 | 1,04 | 1,54 | 2,12 |
| K ₂ O | 0,93 | 0,86 | 0,63 | 0,34 | 0,25 | 0,34 | 0,47 |
| P ₂ O ₅ | 0,56 | 1,20 | 1,08 | 3,65 | 3,24 | 3,33 | 2,86 |
| <i>f</i> ₀ | 79,71 | 75,34 | 75,12 | 77,16 | 76,23 | 78,63 | 79,62 |
| <i>f</i> ₁ | 22,67 | 44,43 | 41,98 | 47,40 | 49,23 | 53,23 | 55,53 |
| <i>f</i> | 7,10 | 16,03 | 18,44 | 28,37 | 32,14 | 29,16 | 24,52 |
| <i>f</i> ₂ | 0,94 | 7,06 | 8,51 | 13,55 | 17,33 | 16,14 | 13,96 |
| Usp | 0 | 2,3 | 4,2 | 5,4 | 6,8 | 6,7 | 5,1 |
| Ilm | 1,5 | 1,7 | 4,8 | 6,8 | 9,9 | 6,7 | 4,8 |
| Rt | 0,1 | 0,1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mgt | 0 | 0,3 | 0,4 | 2,7 | 2,5 | 2,2 | 1,6 |
| Fr | 3,3 | 7,8 | 9,2 | 12,9 | 15,3 | 13,8 | 9,7 |
| Fy | 3,1 | 7,5 | 7,6 | 11,3 | 15,7 | 16,1 | 13,4 |
| En | 1,9 | 7,7 | 8,6 | 11,5 | 12,5 | 8,4 | 8,1 |
| Fs | 1,9 | 6,5 | 6,5 | 10,2 | 8,8 | 6,5 | 7,4 |
| VI | 2,8 | 10,2 | 11,1 | 7,6 | 7,6 | 10,6 | 8,1 |
| Fl | 4,5 | 5,5 | 4,2 | 3,9 | 2,3 | 2,7 | 2,9 |
| Ab | 29,0 | 17,6 | 15,6 | 9,6 | 6,5 | 10,4 | 15,2 |
| An | 35,9 | 17,7 | 16,5 | 6,9 | 4,2 | 6,2 | 12,8 |
| Mi | 3,5 | 2,5 | 1,7 | 0,2 | 0,4 | 0,7 | 1,4 |
| Ap | 1,3 | 2,5 | 2,2 | 7,5 | 6,4 | 6,8 | 5,9 |
| Q | 11,3 | 10,2 | 7,4 | 3,3 | 1,0 | 2,1 | 3,7 |
| Pl | 55,3 | 48,9 | 49,2 | 39,2 | 59,2 | 35,1 | 45,2 |
| <i>F</i> _{Ol} | 49,0 | 48,0 | 45,7 | 47,2 | 48,7 | 53,2 | 55,6 |
| <i>F</i> _{Px} | 50,0 | 45,5 | 42,9 | 47,4 | 41,3 | 36,3 | 44,4 |
| δ_0 | 2,476 | 2,636 | 2,711 | 2,951 | 3,140 | 2,986 | 2,828 |
| δ_1 | 2,364 | 2,432 | 2,427 | 2,486 | 2,562 | 2,546 | 2,517 |
| δ_{Pl} | 2,641 | 2,629 | 2,631 | 2,616 | 2,618 | 2,611 | 2,620 |

*Позначення див. у табл. 1.

Як зазначено, зростання концентрації фосфору в розплаві повинне приводити до зміщення рівноваги силікатних полімерних комплексів і основ, причому так, що склад розплаву і продуктів його кристалізації ставатиме щоразу більш основним.

Повинна бути пряма кореляція Р з основами й обернена – з полімероутворювальними компонентами. Тому свідченням реалізації першої з названих можливостей є сильні

кореляційні зв'язки Р в усіх чотирьох масивах (табл. 5): від'ємні – з компонентами, які формують найкисліші фази (польові шпати), і додатні – з основами, які містяться у складі орто- й метасилікатів.

Таблиця 3

Середні значення вмісту оксидів петрогенних елементів
і деяких петрохімічних коефіцієнтів у породах Стремигородської інтрузії

| Компо- ненти | Вмісні породи | Горизонти | | | | | | |
|--------------------------------|------------------|--------------------|-------|-------|-------|---------------|------------|-------|
| | | зовнішній (нижній) | | | | серед- ній | внутрішній | |
| | | GA | Gand | G-and | A | | GA | G |
| <i>n</i> | 6 | 4 | 22 | 13 | 12 | 93 | 55 | 45 |
| SiO ₂ | 50,19 | 53,2 | 46,45 | 51,84 | 47,62 | 43,79 | 37,35 | 30,55 |
| TiO ₂ | 1,14 | 1,59 | 3,98 | 0,48 | 3,36 | 5,10 | 7,25 | 8,67 |
| Al ₂ O ₃ | 21,96 | 20,49 | 16,33 | 24,90 | 21,07 | 17,13 | 12,52 | 7,81 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,79 | 2,53 | 3,55 | 0,98 | 2,02 | 3,63 | 5,00 | 6,22 |
| FeO | 6,00 | 6,20 | 10,33 | 3,44 | 7,12 | 10,97 | 15,39 | 20,27 |
| MnO | 0,09 | 0,07 | 0,14 | 0,04 | 0,08 | 0,14 | 0,19 | 0,27 |
| MgO | 3,38 | 1,72 | 3,09 | 2,13 | 2,66 | 4,01 | 6,16 | 7,84 |
| CaO | 8,89 | 7,16 | 7,46 | 9,77 | 8,85 | 8,25 | 8,29 | 9,18 |
| Na ₂ O | 3,76 | 4,38 | 3,62 | 4,00 | 3,71 | 2,97 | 2,27 | 1,42 |
| K ₂ O | 0,80 | 1,69 | 1,67 | 0,76 | 0,86 | 1,07 | 0,80 | 0,58 |
| P ₂ O ₅ | 0,49 | 0,54 | 1,31 | 0,14 | 0,82 | 1,23 | 2,76 | 4,52 |
| <i>f</i> ₀ | 72,14 | 83,91 | 82,30 | 67,85 | 77,44 | 78,74 | 77,09 | 77,40 |
| <i>f</i> ₁ | 45,73 | 55,74 | 47,68 | 38,78 | 40,38 | 39,33 | 37,66 | 42,22 |
| <i>f</i> | 7,79 | 8,73 | 13,88 | 4,21 | 9,48 | 14,37 | 20,39 | 26,49 |
| <i>f</i> ₂ | 4,17 | 3,63 | 5,16 | 2,38 | 3,49 | 4,69 | 6,62 | 9,66 |
| Usp | 1,7 | 3,1 | 1,3 | 1,0 | 1,4 | 0,5 | 1,4 | 2,4 |
| Ilm | 0,5 | 0,4 | 4,5 | 0 | 4,1 | 6,4 | 9,7 | 12,2 |
| Rt | 0 | 0 | 0,4 | 0 | 0,2 | 0,7 | 0,4 | 0,1 |
| Mgt | 0,8 | 1,7 | 1,6 | 0,4 | 0,8 | 1,8 | 1,9 | 2,8 |
| Fr | 4,3 | 2,7 | 4,1 | 3,0 | 3,3 | 6,1 | 9,3 | 12,4 |
| Fy | 4,3 | 3,2 | 5,0 | 2,4 | 2,7 | 5,5 | 7,6 | 10,2 |
| En | 5,4 | 2,2 | 5,0 | 3,2 | 4,7 | 5,6 | 8,7 | 10,5 |
| Fs | 1,9 | 1,2 | 5,3 | 1,7 | 3,3 | 4,8 | 5,9 | 7,5 |
| VI | 1,0 | 0,7 | 3,4 | 0,6 | 1,3 | 2,3 | 2,4 | 3,0 |
| Fl | 1,2 | 0,8 | 2,3 | 0,7 | 1,5 | 2,2 | 4,0 | 4,4 |
| Ab | 31,9 | 37,6 | 29,7 | 34,5 | 31,5 | 24,1 | 16,0 | 8,1 |
| An | 38,1 | 29,8 | 21,5 | 45,7 | 36,0 | 28,2 | 18,4 | 10,1 |
| Mi | 4,1 | 9,4 | 8,7 | 4,1 | 4,4 | 5,3 | 2,9 | 1,4 |
| Ap | 1,0 | 1,2 | 2,8 | 0,3 | 1,7 | 2,6 | 5,8 | 9,6 |
| Q | 3,5 | 6,0 | 4,3 | 2,5 | 3,1 | 4,0 | 5,5 | 5,3 |
| Pl | 54,9 | 44,3 | 42,3 | 57,1 | 53,4 | 53,9 | 53,7 | 55,0 |
| <i>F</i> _{OI} | 53,6 | 54,9 | 52,9 | 44,9 | 41,6 | 46,5 | 44,5 | 44,8 |
| <i>F</i> _{Px} | 17,9 | 55,8 | 51,2 | 26,9 | 37,5 | 46,0 | 40,8 | 39,6 |
| δ_0 | 2,502 | 2,479 | 2,563 | 2,457 | 2,517 | 2,593 | 2,730 | 2,915 |
| δ_1 | 2,435 | 2,386 | 2,362 | 2,426 | 2,382 | 2,358 | 2,345 | 2,361 |
| δ_{PI} | 2,641 | 2,623 | 2,620 | 2,645 | 2,638 | 2,639 | 2,636 | 2,634 |

П р и м і т к а. Породи: GAnd – габро-андезиніти, G-and – андезинове габро, T – троктоліти, TP – меланотроктоліти. Решту позначень див. у табл. 1.

Таблиця 4

Середні значення вмісту оксидів петрогенних елементів
і деяких петрохімічних коефіцієнтів у породах Давидківського масиву

| Компоненти | GA | G, T | G-Db | GS | S |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>n</i> | 13 | 32 | 12 | 9 | 16 |
| SiO ₂ | 55,55 | 37,51 | 45,21 | 48,38 | 55,81 |
| TiO ₂ | 0,94 | 5,38 | 3,47 | 2,67 | 1,14 |
| Al ₂ O ₃ | 18,06 | 11,83 | 13,26 | 12,76 | 13,75 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,18 | 5,83 | 3,23 | 3,17 | 3,47 |
| FeO | 4,97 | 16,77 | 12,21 | 11,09 | 8,25 |
| MnO | 0,08 | 0,21 | 0,20 | 0,19 | 0,15 |
| MgO | 3,11 | 4,57 | 3,83 | 2,90 | 1,49 |
| CaO | 6,81 | 8,10 | 7,15 | 7,79 | 4,42 |
| Na ₂ O | 4,23 | 1,96 | 2,57 | 2,90 | 3,35 |
| K ₂ O | 1,42 | 1,48 | 1,85 | 2,83 | 4,80 |
| P ₂ O ₅ | 0,30 | 2,95 | 1,64 | 1,67 | 0,47 |
| <i>f</i> ₀ | 66,37 | 83,17 | 80,66 | 81,85 | 87,92 |
| <i>f</i> ₁ | 39,53 | 54,14 | 52,06 | 61,53 | 75,19 |
| <i>f</i> | 6,151 | 22,59 | 15,44 | 14,26 | 11,72 |
| <i>f</i> ₂ | 3,596 | 9,3 | 7,636 | 7,262 | 5,66 |
| Usp | 2,1 | 2,8 | 1,0 | 3,0 | 2,7 |
| Ilm | 0 | 5,8 | 4,7 | 2,7 | 0,1 |
| Rt | 0 | 0,2 | 0,1 | 0 | 0 |
| Mgt | 0,6 | 1,6 | 1,4 | 1,2 | 2,0 |
| Fr | 4,6 | 6,8 | 6,3 | 3,9 | 2,5 |
| Fy | 2,6 | 9,7 | 8,3 | 5,9 | 4,2 |
| En | 4,4 | 7,1 | 5,1 | 4,8 | 1,8 |
| Fs | 2,4 | 9,1 | 5,5 | 5,7 | 4,6 |
| VI | 3,5 | 3,3 | 3,8 | 5,6 | 4,3 |
| Fl | 0,6 | 5,9 | 2,4 | 0 | 0 |
| Eg | 0 | 0 | 0 | 4,6 | 3,1 |
| Ab | 36,5 | 11,6 | 20,8 | 19,9 | 25,7 |
| An | 24,2 | 15,1 | 17,6 | 16,5 | 10,3 |
| Mi | 7,9 | 6,3 | 10,0 | 16,7 | 28,5 |
| Ap | 0,6 | 6,4 | 3,5 | 3,6 | 1,0 |
| Q | 9,9 | 8,3 | 9,5 | 5,9 | 9,2 |
| Pl | 39,0 | 56,6 | 46,0 | 44,4 | 32,8 |
| <i>F</i> _{Oi} | 37,7 | 58,2 | 58,0 | 60,7 | 58,7 |
| <i>F</i> _{Px} | 31,1 | 55,1 | 50,7 | 52,3 | 67,5 |
| δ_0 | 2,468 | 2,739 | 2,610 | 2,567 | 2,475 |
| δ_1 | 2,416 | 2,387 | 2,413 | 2,404 | 2,366 |
| δ_{Pl} | 2,615 | 2,637 | 2,624 | 2,604 | 2,589 |

Примітка. Породи: G-Db – габро-діабази, GS – габро-сієніти, S – сієніти. Решту позначень див. у табл. 1.

З результатів порівняльного аналізу даних кореляції фосфору в породах Покрово-Кириївського та Скергаардського масивів випливає, що їхня диференціація не відбувалася шляхом послідовного збільшення основності розплаву. Кореляційні структури фосфору в зазначених двох масивах не мають нічого спільного з його кореляційними структурами в досліджених масивах Коростенського плутону.

Таблиця 5

Коефіцієнти кореляції фосфору

| Компоненти | Масиви | | | | | |
|--------------------------------|------------------|--------------|------------------|---------------|---------------------|----------------|
| | Кропивенківський | Федорівський | Стремигородський | Давидківський | Покрово-Кириївський | Скергаардський |
| <i>n</i> | 69 | 38 | 244 | 82 | 202 | 43 |
| SiO ₂ | -0,84 | -0,76 | -0,87 | -0,86 | -0,14 | 0,04 |
| TiO ₂ | 0,75 | 0,57 | 0,66 | 0,78 | 0 | -0,03 |
| Al ₂ O ₃ | -0,77 | -0,67 | -0,84 | -0,62 | 0,29 | -0,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,71 | -0,08 | 0,62 | 0,49 | 0,32 | 0,14 |
| FeO | 0,79 | 0,69 | 0,80 | 0,82 | -0,23 | 0,31 |
| MnO | 0,66 | 0,46 | 0,76 | 0,60 | 0,21 | 0,27 |
| MgO | 0,50 | 0,66 | 0,71 | 0,52 | -0,23 | -0,39 |
| CaO | 0,67 | -0,16 | 0,42 | 0,69 | -0,31 | -0,04 |
| Na ₂ O | -0,79 | -0,57 | -0,76 | -0,58 | 0,13 | 0,19 |
| K ₂ O | -0,75 | -0,55 | -0,50 | -0,48 | 0,18 | 0,11 |

Для “запуску” механізму фракційного накопичення фосфору та, як наслідок цього, для прояву тенденції зростання основності розплаву вміст фосфору й алюмінію в первинному розплаві повинен бути підвищений. Оскільки на ранніх етапах кристалізації алюміній зв’язує кальцій у плагіоклазі, то для утворення апатиту кальцію вже не вистачає і фосфор залишається в розплаві.

Обчислені для анортозитового складу і складу, збідненого плагіоклазом, значення максимальної (“повної”) і мінімальної (“силікатної”) густини розплаву, взагалі кажучи, не мають сенсу (це так звана уявна густина). У першому випадку кумуляти плагіоклазу були привнесені через межі зони формування анортозитів, у другому – могли, як передбачають, бути винесені у розташовані вище ділянки магматичного вогнища. За складом початкові розплави мали суттєво відрізнятись від порід, що сформувалися. Привнесеною може бути якась частина плагіоклазу в габро-анортозитах і навіть у лейкогабро. В усіх таких випадках свідченням реального підвищення густини розплаву може бути зростання значення коефіцієнта відносної силікатної залізистості f_1 . Цей коефіцієнт не “реагує” на варіації кількості польових шпатів і загалом достатньо закономірно підвищується від нижніх горизонтів до верхніх у всіх масивах, за винятком Стремигородського. Крім того, винятком, який поки не має належного пояснення, є високе значення f_1 в анортозитах нижнього горизонту Кропивенківського масиву. Значення f_1 тісно корелює з залізистістю олівіну (табл. 6), менше – піроксену, тобто відображає стан досить ранніх стадій кристалізації розплаву. Такий розподіл залізистості прямо свідчить про накопичення Fe в залишковому розплаві. Врешті-решт, унаслідок підвищеного вмісту Fe розплав стає щільнішим, ніж плагіоклази, що кристалізуються з нього. У цьому разі зерна плагіоклазів можуть спливати зі швидкістю, яка пропорційна до різниці густин розплав-кристал, і частка осілих на дно важких олівіну й піроксенів збільшуватиметься.

Що ж до описуваних масивів, то з наведеного безпосередньо впливає раннє формування нижнього горизонту і пізніше – середнього, за складом найбільш основного горизонту, й одночасно з ним верхнього. Обидві запропоновані причини такої зональної будови підтвержені наявною петрохімічною інформацією. Перша з названих причин (кислотно-основна тенденція) інтенсивно реалізована в усіх чотирьох масивах, другу (“густинову”) можна визнати для Кропивенківського і Федорівського масивів.

Таблиця 6

Кореляція мінералів з відносною силікатною залізистістю

| Компоненти | Масиви, горизонти, породи | | | | | | | | | | |
|------------|---------------------------|----------|--------------|---------|------------------|-------------|-----------|---------------|-------|-------|-------|
| | Кропивенківський | | Федорівський | | Стремигородський | | | Давидківський | | | |
| | нижній | середній | середній | верхній | нижній | центральний | середній? | нижній? | G, T | G-Db | GS, S |
| <i>n</i> | 32 | 34 | 24 | 14 | 144 | 100 | 45 | 13 | 32 | 12 | 25 |
| Usp | -0,22 | 0,70 | 0,45 | 0,77 | 0,32 | 0,43 | 0,47 | 0,55 | 0,33 | 0,70 | 0,14 |
| Ilm | -0,36 | -0,34 | -0,11 | -0,59 | -0,35 | -0,37 | -0,33 | 0,03 | -0,04 | -0,70 | 0,10 |
| Mgt | -0,29 | -0,20 | -0,07 | -0,88 | 0,05 | -0,22 | -0,33 | 0,04 | -0,31 | -0,51 | 0,26 |
| Fr | -0,53 | -0,36 | -0,09 | 0,27 | -0,30 | 0 | -0,11 | -0,38 | -0,33 | -0,58 | -0,38 |
| Fy | -0,42 | 0,42 | 0,58 | 0,69 | 0,07 | 0,64 | 0,74 | 0,39 | 0,67 | 0,17 | 0,60 |
| En | -0,62 | -0,38 | -0,75 | -0,42 | -0,30 | -0,24 | -0,32 | -0,32 | -0,51 | -0,76 | -0,44 |
| Fs | -0,50 | 0,55 | -0,53 | 0,09 | 0,01 | 0,27 | 0,09 | 0,48 | 0,13 | -0,70 | 0,71 |
| Vl | -0,38 | -0,33 | 0,69 | -0,05 | 0,16 | 0,09 | -0,03 | 0,36 | -0,08 | -0,76 | 0,31 |
| Fl | -0,55 | -0,33 | -0,26 | -0,69 | -0,38 | -0,14 | -0,29 | -0,37 | -0,48 | 0,10 | * |
| Eg | * | * | * | * | * | * | * | * | * | * | -0,25 |
| Ab | 0,49 | -0,24 | 0,02 | 0,33 | 0,53 | -0,09 | 0,17 | 0,38 | 0,41 | -0,11 | 0,81 |
| An | 0,55 | -0,28 | -0,11 | -0,36 | -0,19 | -0,22 | -0,13 | -0,48 | -0,19 | -0,21 | -0,52 |
| Mi | 0,64 | -0,17 | 0 | 0,30 | 0,51 | 0,01 | 0,23 | -0,10 | 0,02 | -0,01 | -0,45 |
| Ap | -0,06 | 0,70 | -0,51 | 0,63 | -0,13 | 0,41 | 0,35 | 0,68 | 0,47 | -0,30 | 0,04 |
| Q | -0,08 | -0,47 | -0,16 | -0,78 | -0,27 | -0,22 | -0,33 | 0,07 | -0,49 | 0,73 | -0,54 |

У будові дослідженої верхньої, збереженої від ерозії частини Давидківського масиву добре вираженого нижнього лейкократового макрошару не виявлено. Материнський розплав габро, меланогабро і габро-троктолітів, які тяжіють до периферії цього масиву, був, імовірно, достатньо щільний, і плагіоклаз частково міг виноситися звідти у верхні горизонти.

Для Стремигородського масиву внаслідок невисокої залізистості порід тенденція до спливання плагіоклазу могла виявитися лише в центральній частині штока, та й то в ослабленому вигляді. З огляду на це, а також з урахуванням факту розширення меланократової зони (горизонту) догори за розрізом масиву можна припустити, що тут наявна нижня частина горизонту троктолітів, а верхня частина еродована. Доцільно звернути увагу на інтенсивно виявлену тут тенденцію до зростання основності і, водночас, до неадекватно слабо вираженого зростання залізистості. Таке явище можна пояснити тим, що нам відомі лише самі низи центрального горизонту масиву, тобто за часом – це утворення початкової стадії його формування. Якщо загалом для Стремигородського магматичного вогнища фракціонування Fe з накопиченням його в залишковому розплаві повинне бути сумірне за інтенсивністю з кислотно-основною диференціацією, то еродованою виявилася більша частина центрального горизонту масиву, де накопичення Fe було виявлено повною мірою. Через зростання густини розплаву в межах еродованої нині частини масиву могла сформуватися ділянка активного прояву флотації плагіоклазу з утворенням тут порід ультраосновного складу типу плагіоперидотитів. У віцілій частині масиву плагіоперидотити трапляються лише у вигляді окремих прошарків у троктолітах.

Якщо спробувати відтворити повну початкову будову Стремигородського штока, то над описаною вище зоною меланократових порід (звідки плагіоклаз виносився у верхні ділянки магматичного вогнища) потрібно помістити зону флотаційного плагіоклазового кумулату, тобто зону верхнього горизонту. За будовою, складом і структурою породи цього верхнього горизонту могли бути подібні на мезо- і лейкократові габро-діабази Давидківського масиву. Зазначимо, що нечітко виражені елементи діабазової структури трапляються й у троктолітах Стремигородського масиву. В еродованих верхніх горизонтах цього масиву структури могли бути ближчі до структур габро-діабазів. Якщо ж узяти до уваги можливу тенденцію до накопичення лугів у найпізніших порціях розплаву, то і припущення щодо появи в головній частині масиву порід сієнітового складу не виглядатиме дуже надуманим. Загалом, згідно з передбачуваною моделлю, верхня частина Стремигородського масиву за будовою може мати риси подібності з Давидківським масивом. Для ще більшої схожості треба припустити лополітоподібне розширення головної частини штока. У принципі, це теж можливо.

Наведена модель дещо умовна. Для оцінювання несуперечності моделі загалом усі наявні дані стосовно Стремигородського й Давидківського масивів ми помістили в координати силікатна залізистість f_1 –лужність польових шпатів Alk^* (рис. 1). Виявилось, що загалом дані щодо обох масивів (результати аналізів найрізноманітніших порід – від анортозитів до троктолітів і плагіоперидотитів, габро-сієніти і сієніти) вкладаються в єдину смугу й утворюють тренд. Це аргумент на користь наведеної вище моделі.

Отже, згідно з першою моделлю, збільшення основності в серії порід розшарованих інтрузій, що формуються послідовно, можливе внаслідок зсуву ліквідусних котектичних ліній системи під час надходження в неї полівалентних кислотоутворювальних катіонів. У цьому разі поле кристалізації каркасних мінералів (польових шпатів, кварцу) розширюється. Котектики між полями кисліших і основніших фаз системи зміщуються в бік основних. Якщо додавання полівалентного кислотного компонента в розплав відбувається поступово під час фракціонування розплаву, то й продукти кристалізації, яка відбувається в процесі такого зсуву, будуть щораз більше основні. Для об'єктів, що містять апатит-ільменітові руди, як полівалентний кислотний компонент природно залучати фосфор – іони $[\text{PO}_4]^{3-}$. Така модель характерна для більшості титаносних розшарованих масивів Коростенського плутону. Друга модель полягає у гравітаційному сортуванні мінеральних зерен, що кристалізуються, та спливанні у верхню частину магматичної камери плагіоклазу. Найбільше вона виявлена у Федорівському і Кропивенківському масивах.

Запропоновані моделі можуть “накладатись” одна на одну, внаслідок чого формуватиметься складна система розшарованості в інтрузіях. Загальну оцінку густини розплавів відображено на рис. 2.

Відмінною рисою верхніх горизонтів описуваних рудоносних масивів є підвищена залізистість силікатної складової порід, що їх утворюють. Ця обставина має і практичне значення. У найвищих частинах рудоносних інтрузій може бути низький вміст рудних мінералів, а зовні вони не дуже відрізнятимуться від вмісних габро і габро-анортозитів. Однак такі породи верхніх частин рудоносних масивів повинні виділятися серед вмісних порід за показником f_1 . Геохімічні розшуки “сліпих” апатит-ільменітових родовищ у

* $\text{Alk} = (1,65 \text{ Na}_2\text{O} + 1,08 \text{ K}_2\text{O}) : [\text{Al}_2\text{O}_3 + (1,65 \text{ Na}_2\text{O} + 1,08 \text{ K}_2\text{O})]$.

межах масивів габро-анортозитів коростенського комплексу можуть бути достатньо результативні.

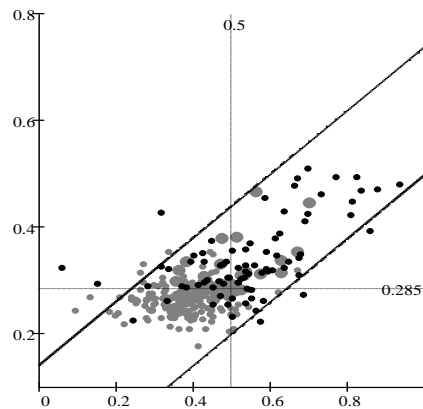


Рис. 1. Графік залежності силікатна залізистість f_1 –лужність польових шпатів Alk. Сірим кольором показано дані щодо Стремигородської інтрузії, чорним – Давидківського масиву.

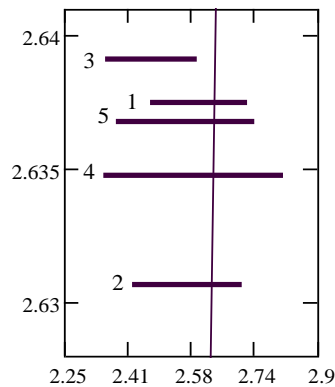


Рис. 2. Мінімальні й максимальні середні значення густини габро з нижнього горизонту Кропивенківського (1), Федорівського (2) та Давидківського (5) масивів, середнього (3) і внутрішнього (4) горизонтів Стремигородського масиву. Вертикальна лінія на графіку – $x = y$; праворуч від неї плагіоклаз легший від розплаву, тобто флотація можлива.

Зазначимо, що під час формування масивів діяли також конвективні потоки, які привели до накопичення кристалічного осаду на дні магматичної камери та формування бокових крайових груп [1].

Згідно з результатами виконаних досліджень виділено два типи титаносисних інтрузій: 1) тип Стремигород–Давидки, у якому є сієнітові диференціати й можливе багате зруденіння поблизу дна інтрузії; 2) тип Федорівка–Кропивенка, для якого характерна наявність у середній частині розрізу більш меланократових відмін порід – габроперидотитів, а серед мінералів, поряд з титаномагнетитом та ільменітом, – ульвошпінелі.

Формування багатого або бідного зруденіння в масивах пов'язане з особливостями гідродинаміки міжпорової рідини та фільтраційно-ємнісними характеристиками кумулатних шарів. Чим більше диференційовані масиви, тим більше вони рудоносні.

1. *Галецький Л.С., Комський Н.М., Маринович Б.А., Ремезова О.О.* Геолого-генетична модель Федорівського титаноносного інтрузиву // *Геохімія та рудоутворення*. 2009. № 27. С. 15–20.
2. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И.* Петрологія щелочних порід Українського щита. Київ: Наук. думка, 1990. 408 с.
3. *Кудинова Л.А., Проскурин Г.П.* Некоторые минералого-геохимические особенности рудного оливинового габбро (Коростенский плутон) // *Проблемы геологии и стратиграфии докембрия Украины*. Київ: Наук. думка. С. 72–81.
4. *Личак И.Л.* Петрологія Коростенського плутона. Київ: Наук. думка, 1983. 248 с.
5. *Митрохин А.В., Митрохина Т.В.* Петрологія и рудоносность Федоровского апатит-ильменитового месторождения // *Мінерал. журн.* 2006. Т. 28. № 4. С. 43–52.
6. *Митрохин О.В., Андреев О.О., Митрохина Т.В.* Мінералого-петрографічна характеристика Кропивенської титаноносної інтрузії (Волинський мегаблок Українського щита) // *Зб. наук. праць УкрДГРІ*. 2009. № 3–4. С. 68–81.
7. *Михайлов Н.П., Шарков Е.В.* Петрологія и металлогения формаций расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород // *Петрология и металлогения базитов*. М.: Наука, 1973. С. 53–59.
8. *Орлов Д.М.* Петрологія расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской области. Л.: Недра, 1975. 199 с.
9. *Проскурин Г.П.* Объемная зональность апатит-ильменитового оруденения в габброидах Коростенского плутона // *Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений*. М.: Наука, 1984. С. 45–67.
10. *Рундквист Т.В., Иванов С.В., Припачкин П.В., Архиреева А.С.* Расслоенный комплекс пород Восточно-Панского раннепротерозойского мафитового массива (Кольский полуостров): новые данные // *Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли: Материалы Междунар. (X всерос.) петрограф. совещ. Т. 3. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 234–236.*
11. *Синяков В.И.* Основы теории рудогенеза. Л.: Недра, 1987. 192 с.
12. *Смолюкин В.Ф.* Расслоенные интрузии базит-ультрабазитов раннего протерозоя Балтийского щита: достижения и проблемы // *Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли: Материалы Междунар. (X всерос.) петрограф. совещ. Т. 3. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 251–253.*
13. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
14. *Швайберов С.К., Металіди В.С., Приходько В.Л.* та ін. Мінерально-сировинна база фосфор-титанових руд півночі України // *Наук. вісн. НГУ*. 2003. № 9. С. 23–24.
15. *Шумлянський Л.В., Дюшен Ж.-К.* Рудні мінерали Федорівського родовища фосфору та титану // *Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень*. 2005. Вип. 9. С. 65–83.
16. *Sharkov E.V., Dyuzhnikov O.A.* Origin of large and unique PGE-Cu-Ni ore deposits of large igneous provinces: evidence from Northern Siberia and Fennoscandian shield / *Izvestiya. Earth Sciences section Russian Academy of Natural Sciences / Special issue. Presented to the 33rd session of the IGS. Oslo, Norway, 2008. P. 19–29.*

**MODELLING OF LAYERED TITANIUM-BEARING GABBRO INTRUSIONS
FORMING AND ESTIMATION OF THEIR ORE-BEARINGNESS
(UKRAINIAN SHIELD)**

L. Galetskyi, O. Remezova

*Institute of Geological Sciences of NASU
O. Honchar St. 55b, UA – 01601 Kyiv, Ukraine
E-mail: geos@geolog.kiev.ua
remezova-e@mail.ru*

The geological and petrochemical data on the ledge deposits and occurrences of apatite-ilmenite ores in the layered ore-bearing massifs of the Korosten' complex of the Ukrainian Shield have been examined. On the basis of re-interpretation of geological data on layered ore-bearing gabbro intrusions two models of their origin, structure and chemical features, which determine directions and strategy of searches of ledge titanium ores within the limits of Korosten' and Korsun'-Novomyrhorod plutons, are offered.

Key words: layered ore-bearing intrusion, oxidation-reducing differentiation, gravitational segregation, Korosten' complex, Ukrainian Shield.

**СОЗДАНИЕ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ
РАССЛОЕННЫХ ТИТАНОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ ГАББРО
УКРАИНСКОГО ЩИТА И ОЦЕНКА ИХ РУДОНОСНОСТИ**

Л. Галецкий, Е. Ремезова

*Институт геологических наук НАН Украины
01601 г. Киев, ул. Олесь Гончара, 55б
E-mail: geos@geolog.kiev.ua
remezova-e@mail.ru*

Рассмотрено геологические и петрохимические данные по коренным месторождениям и проявлениям апатит-ильменитовых руд в расслоенных рудоносных массивах коростенского комплекса Украинского щита. На основании переинтерпретации геологических материалов по расслоенным титаноносным интрузиям габбро предложено две модели их происхождения, строения и особенностей химизма, которыми определены направления и стратегия поисков коренных руд титана в пределах Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов.

Ключевые слова: расслоенные титаноносные интрузии, окислительно-восстановительная дифференциация, гравитационная сегрегация, коростенский комплекс, Украинский щит.

Стаття надійшла до редколегії 15.08.2010

Прийнята до друку 09.11.2010