

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.025>
УДК 552.311

С.Г. Кривдік, д-р геол.-мін. наук, проф.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: kryvdik@ukr.net; <http://orcid.org/0000-0002-8356-1115>

О.В. Дубина, д-р геол. наук, доц. пров. наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Навчально-науковий інститут "Інститут геології"
03022, м. Київ, Україна, вул. Васильківська, 90
E-mail: dubyna_a@ukr.net; <http://orcid.org/0000-0002-6003-4873>

П.Ф. Якубенко, головний геолог
ДП НАК "Надра України" Центрукргеологія"
18030, м. Черкаси, Україна, вул. Татинецька, 13
E-mail: yakubenkopf@gmail.com

ПЕТРОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНОГО ПЛУТОНУ

Корсунь-Новомиргородський плутон є другим, після Коростенського, за масштабами прояву протерозойського (1757–1748 Ма) анортозит-рапаківігранітного магматизму Українського щита. За геохронологічними даними, плутон сформувався внаслідок багаторазового підйому та розкristалізації від основних до кислих розплавів. Диференціація основних розплавів зумовила серію габро-анортозитових та монціонітових порід. Унаслідок розкristалізації кислих магм утворилися домінуючі на сучасному ерозійному зрізі граніти рапаківі. Сучасний рівень мінералогічних досліджень та використання відомих геобарометрів не дають можливість надійно оцінити глибину кристалізації порід плутону. Водночас низка факторів (відсутність вулканічних і дайкових аналогів основних порід, незначне поширення пегматитових тіл, висока залізистість фемічних мінералів, відсутність первинного магнетиту та ін.), порівняно із подібним Коростенським плутоном, вказують на абісальні умови формування порід, розкритих сучасним ерозійним зрізом. Тому виявлені особливості еволюції, петрологічні та мінералогічні особливості порід пояснюються нами відновними (низькою f_{O_2}) або абісальними умовами їхнього формування. Можливо, що відновними умовами кристалізації основних порід плутону, зумовлений виразніше проявлений сієнітовий тренд еволюції із появою на заключних етапах високозалізистих сієнітів. Попередні дані вказують на наявність вертикального розширення габро-анортозитових масивів, що проявляється у збільшенні із глибиною частки високозалізистих основних порід. Ізотопно-геохімічні дослідження не дають однозначних даних відносно резервуарів зародження і складу первинних розплавів та вказують як мантіїне, так і змішане мантіїно-корове їхнє походження. Еволюція петрохімічних характеристик серії основних порід плутону, на нашу думку, краще узгоджується із утворенням їх за рахунок диференціації первинного високоглиноземистого толейтового розплаву, суттєво контамінованого коровим матеріалом. Це зумовило сублужний характер серії основних порід та суттєве переважання норитових над типовішими для таких серій габро, різновидів та монціонітів. На відміну від запропонованих раніше гіпотез, утворення порід монціонітової серії за рахунок підплавлення кислих порід основними інтрузіями або змішування основного і кислого розплаву, ряд петрохімічних особливостей та геологічна позиція можуть задовільно пояснюватися і за рахунок їхньої кристалізації із залишкового розплаву.

Ключові слова: габро-анортозитові плутони, Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит, анортозити, рапаківі, монціоніти.

Цитування: Кривдік С.Г., Дубина О.В., Якубенко П.Ф. Петрологічні особливості Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону. *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 4. С. 25–49. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.025>

Вступ. За масштабами прояву протерозойського анортозит-гранітного магматизму в межах Українського щита (УЩ), Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП) є другим, після Коростенського. Незважаючи на тривалу історію дослідження плутонів, ступінь їхньої геологічної вивченості у публікаціях охарактеризовано з різною детальністю. Звичайно, що в цьому відношенні геологічна будова і речовинний склад Коростенського плутону досліджено детальніше. Цьому сприяє масштаб розповсюдження порід плутону та їхня краща відслоненість, значна кількість родовищ і проявів корисних копалин, пов'язаних із різними типами порід плутону, що зумовило інтенсивні геологорозвідувальні роботи в його межах. Тому на цьому тлі КНП суттєво поступається як за площею, доступною для безпосередніх спостережень, через значно більшу закритість осадовим чохлам, так і детальністю геологічного вивчення. До сьогодні, суттєво поступається він і в прикладному аспекті, порівняно із кількістю та різноманіттям корисних копалин, виявлених в межах Коростенського плутону, що зменшує його привабливість для геологорозвідувальних робіт, але не применшує його ролі у розумінні еволюції геологічних процесів та розвитку території УЩ у протерозой.

Аналіз публікаційної активності, присвяченої різним аспектам геологічного вивчення КНП, у часі має нерівномірний характер і, порівнюючи її з Коростенським плутоном, складається враження, що досить тривалий час плутон залишався поза увагою геологічної спільноти. Хоча останнім часом така тенденція була змінена завдяки роботам [18, 28, 47]. Проте все ще багато питань, присвячених становленню плутону, геологічній будові, поширенню та просторової асоціації головних типів порід, їхнього речовинного складу, генезису та рудоносності потребують довивчення, підтвердження або перегляду, на основі накопиченої інформації та розвитку сучасних геологічних концепцій. Так, наприклад, особливості асоціації порід в КНП і їхнього мінерального складу пояснювалися нами з позиції їхніх абісальних умов кристалізації за низької f_{O_2} , або глибшим сучасним ерозійним зрізом [14].

Мета. У світлі розглянутих особливостей Корсунь-Новомиргородського плутону, у цій статті автори спробують підсумувати загальні закономірності геологічної будови, мінерального та петрохімічного складу головних типів

його порід, пояснити виявлені особливості хімічного складу порід, породоутворювальних і рудних мінералів та показати його певну унікальність відносно подібних анортозит-рапаківігранітних плутонів (АРГП) світу.

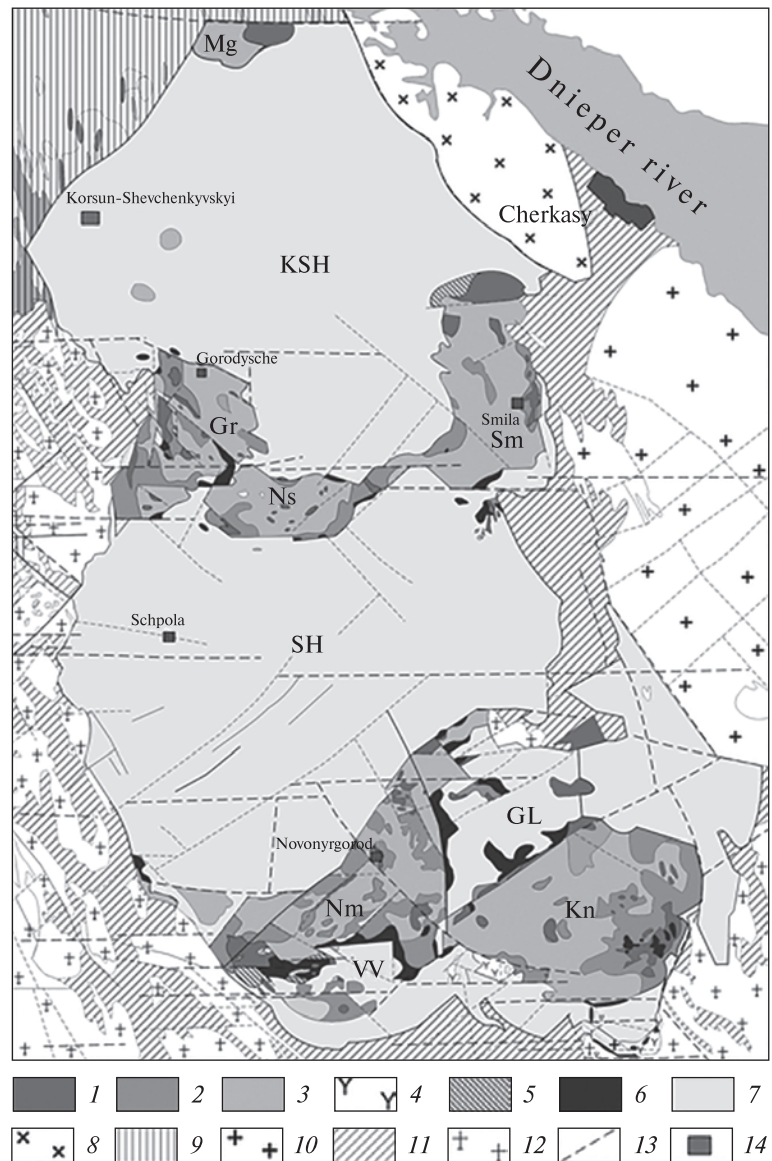
Методи дослідження. Усі висновки авторів базуються на даних хімічного аналізу головних типів порід Корсунь-Новомиргородського плутону, наведених у літературі [8, 11, 15, 25] та доповнених авторськими даними. Переважна частина останніх відібрана із пошукових і розвідувальних свердловин (50 аналізів), або природних та штучних відслонень (17 аналізів). Аналізи виконано в хімічній лабораторії Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) ім. М.П. Семененка НАН України.

Загальні риси геологічної будови. КНП розташований у північній частині Інгульського мегаблоку УЩ та займає площу орієнтовно 6 тис км². За формою він нагадує еліпс, витягнутий у меридіональному напрямку на 125 км, ширина плутону змінюється від 30 км на півночі до 75 км на півдні. Така форма та простягання порід плутону пов'язуються із напрямками великих тектонічних порушень: на заході Звенигородсько-Ганнівська зона розломів, на сході — Кіровоградський розлом.

У східній і західній частинах вміщувальними породами плутону є гнейси інгуло-інгулецької серії та гранітоїди кіровоградського комплексу. Найширше представленими породами плутону є граніти рапаківі, які утворюють два великих масиви Шполянський (2700 км²) — на півдні, (Корсунь-Шевченківський (650 км²) — на півночі) (рис. 1). Окрім них, в південній частині Шполянського масиву, виділяються невеликі Великовисківський (60 км²), а на сході — Голиківський (200 км²) масиви гранітів рапаківі. Серед гранітів Шполянського масиву розташовані Новомиргородський та Канизький габро-анортозитові масиви. На південній окраїні Новомиргородського масиву дещо відокремлене положення займають основні породи невеликого Маловисківського масиву. Останній, як і Канизький, відділений від рами системою дугових розломів. Окрім того, в південній окраїні плутону, у приконтатовій частині із породами рами, виділяються невеликі інтрузії (протяжністю до 2 км) фаяліт-геденбергітових сієнітів і монцосієнітів, які залягають як серед порід плутону, так і як дайки серед біотит-гранатових гранітів Новоукраїнського масиву. Роз'єднані сієнітові

Рис. 1. Схема геологічної будови Корсунь-Новомиргородського плутону (КНМ), за даними [4–7, 25]: 1 – габро, норити, габро-норити; 2 – габро-анортозити; 3 – анортозити; 4 – сієніти фаяліт-геденбергітові; 5 – габро-монзоніти; 6 – монзоніти і кварцові монзоніти; 7 – кислі породи; 8 – граніти Руськополянського масиву; 9 – породи кіровоградсько-житомирського комплексу; 10 – гранітоїди новоукраїнського комплексу; 11 – інші породи новоукраїнського комплексу; 12 – породи кіровоградського комплексу; 13 – головні розривні порушення; 14 – міста. Масиви кислих порід: KSH – Корсунь-Шевченківський; SH – Шполянський; GL – Голиківський, VV – Великомишківський. Габро-анортозитові масиви: Mg – Межиріченський; Gr – Городищенський; Ns – Носачівський; Sm – Смілянський; Nm – Новомиргородський; Kn – Канизький

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Korsun'-Novomyrhorod pluton (KNP) by [4–7, 25]: 1 – gabbro, norites, gabbro-norites; 2 – gabbro-anorthosites; 3 – anorthosites; 4 – syenites fayalite-hedenbergite; 5 – gabbro-monzonites; 6 – monzonites and quartz monzonites; 7 – acid rocks; 8 – granites of the Rus'-kopolyansky massif; 9 – rocks of the Kirovohrad-Zhytomyr complex; 10 – granitoids of the Novoukrainsky complex; 11 – other rocks of the Novoukrainsky complex; 12 – rocks of the Kirovohrad complex; 13 – the main fractures; 14 – cities. Massifs of acid rocks: KSH – Korsun'-Shevchenkivsky; SH – Shpolyansky; GL – Golykivsky, VV – Velykovyshivsky. Gabbro-anorthosite massifs: Mg – Mezhyrichensky; Gr – Horodyshe; Ns – Nosachivsky; Sm – Smilyansky; Nm – Novomyrhorod; Kn – Kanyzsky



інтрузії (тіла) об'єднуються в один масив, який, за різними авторами, отримав назву Велико-висківського [15] або Осикуватського [7].

У центральній частині плутону, у перетині його простягання, виділяють три габро-анортозитові масиви (із заходу на схід): Городищенський, Носачівський і Смілянський. На півдні Смілянського масиву окремо виділявся невеличкий блок основних порід, названий Тернівським [11]. У північній, приконтактовій із породами рами частині плутону, відомий лише невеликий Межиріченський габро-анортозитовий масив. Хоча, за даними геологічно-

го картування, на південь і південний схід від м. Корсунь-Шевченківський виділяються ще два дрібні масиви (блоки) габро-анортозитових порід [4].

У північно-східному ендоконткті плутону розташований Руськополянський масив рідкіснometалевих гранітів, який за просторовою приуроченістю і часовим інтервалом формування [20], а також наявністю габро-норитів і анортозитів у південній частині, розглядається більшістю дослідників як складова частина КНП [30].

Попередніми дослідженнями плутону [29] основні породи розглядалися як найранішні

утворення. До другої фази відносили порфіроподібні та рапаківі граніти, а із третьою фазою пов'язувалося формування інтрузій сієнітів у зоні південного ендоконтакту плутону (В.П. Брянский, 1986)* [5, 25]. За останніми результатами U-Pb-датування за цирконом [28, 47], показано, що плутон утворився внаслідок багатofазового підйому як основних, так і кислих розплавів, у досить вузький часовий інтервал 1757—1750 Ма. Водночас базитовий і гранітоїдний магматизм чергувалися у часі, а породи монцонітового складу та сієніти формувалися на кінцевих етапах становлення плутону (1744—1748 Ма).

Контакти плутону із породами рами досить мінливі та в різних зонах проявляються по-різному. Інтрузивні контакти трапляються рідше, частіше вони круті, нахилені у бік рами, іноді субвертикальні, часто ускладнені розривними порушеннями (В.П. Брянский, 1986), [18, 30]. Східний контакт плутону із вмщувальними породами, за результатами геофізичного моделювання, має до глибини 1,0 км близьке до вертикального, а глибше — східне падіння, під кутами 40—50° (В.П. Брянский, 1986), тоді як на південному заході контакт плутону від поверхні до глибини 1,0 км падає під кутом 60° на північ, під плутон, а глибше під кутом 30° занурюється у зворотному напрямку під Новоукраїнський масив. Контакти основних порід із гранітами плутону також круті, до субвертикальних, часто ускладнені розривними порушеннями.

За геофізичними даними загальна потужність порід КНП досягає 10 км, водночас глибинна будова плутону інтерпретується як чергування (пластин?) гранітоїдів та порід основного складу потужністю 2—3 км [9] (Сологуб, 1986; Орловецкий, 1990). Потужність гранітно-метаморфічного шару в центральній частині Інгульського мегаблоку становить 10—12 км. На цих же глибинах виявлено витриманий горизонт K_2 , який утворює позитивний виступ і розглядається як поверхня гранулітового фундаменту, а розділ Мохо розташований на глибинах 40—46 км [26], що також формує пози-

тивний виступ [27]. Особливості глибинної будови кори під КНП, з погляду авторів [7, 27], можуть вказувати на його формування над мантийним діапиром.

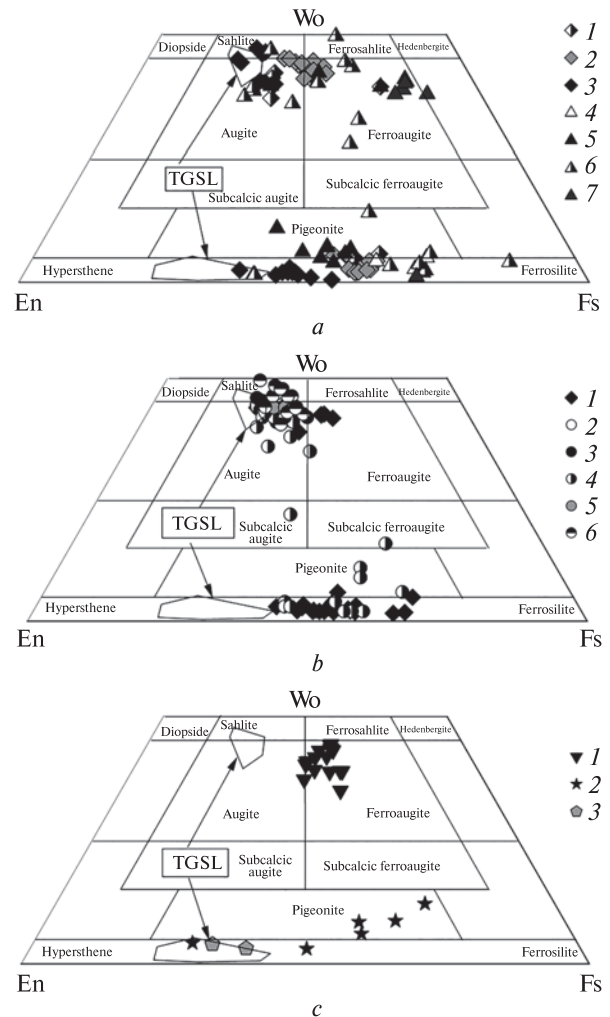
Петрологічні, петрохімічні та мінералогічні особливості головних типів порід. Плутон складений типовими для більшості анортозит-рапаківігранітних плутонів інших частин світу породами, серед яких суттєво переважають граніти рапаківі, анортозити, габро-норити, підпорядковане значення мають породи монцоніт-сієнітової серії. Водночас КНП має певні особливості, що відрізняють його від Коростенського та більшості, або практично всіх відомих АРГП. Серед останніх можна зазначити: 1) значніше поширення порід монцоніт-сієнітової серії; 2) висока залізистість фемічних мінералів у основних породах; 3) немає (або достовірно не описано) магнетитових (апатит-ільменіт-магнетитові, апатит-магнетитові) різновидів основних порід; 4) значна поширеність їхніх андезинових різновидів (андезинітів), що макроскопічно та за хімічним складом подібні до так званих ранніх анортозитів (ксеноліти в анортозитах головних інтрузивних фаз); 5) підвищений або високий (як для такого типу порід) вміст K_2O в основних породах.

Основні породи. На сучасному рівні ерозійного зрізу основні породи займають підпорядковану площу, порівняно з гранітами рапаківі (рис. 1). Вони утворюють сім порівно невеликих габро-анортозитових масивів. За даними геологічної зйомки, в них намічаються ознаки зональної будови, що проявлені різною мірою (кільцева або фрагментарна) для кожного із них. Загальною рисою є те, що більшу частину масивів займають переважно анортозити, а до периферійних ділянок приурочені дрібніші (до $0,8 \times 1,5$ км) тіла габро-анортозитів, габро-норитів, норитів та монцонітів. Водночас згадується [11], що від анортозитів до габро-анортозитів і габро-норитів наявні поступові переходи. Відносно вертикального співвідношення основних порід в Новомиргородському масиві простежувалися елементи вертикального розшарування, за якого грубозернисті анортозити здебільшого у придонних і нижніх частинах, тоді як габро-анортозити, габро-норити — в апікальних (В.П. Брянский, 1986) [5]. За даними К.І. Свешнікова [22], верхня частина масивів представлена анортозитами, тоді як нижня — розшарованою серією від анортозитів до ультрамафітів.

* Брянский В.П. Отчет по глубинному геологическому картированию м-ба 1 : 200 000 южной части Корсунь-Новомиргородского плутона территории листов М-36-XXVI, XXVII, XXXII, XXXIII, М-36-111-А, Б, В, Г; 112-А, Б, В, Г; 113-А, В; 123-А, Б; 124-А, Б; 125-А за 1981—1986 гг. Киев, 1986.

Рис. 2. Класифікаційна діаграма En — Wo — Fs для піроксенів: *a* — піроксени із головних типів порід Коростенського (за даними: 1 — [16], (Великославинський, 1978); 2 — [18], 3 — [12]) та Корсунь-Новомиргородського (за даними: 4 — [11]; 5 — [16], (Великославинський, 1978); 6 — [12]) плутонів; *b* — піроксени із Fe-Ti-P родовищ і рудопроявів Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів: Носачівське (1); Стремигородське (2), Федорівське (3), Пенізевичі (4), Давидківське (5), Кропивенське (6); *c* — піроксени Південно-Кальчицького масиву (1), Салмінського (2) та Ризького (3) плутонів. TGSL — поля піроксенів із Fe-Ti-P зарубіжних родовищ (Телнес, Грейдер, Сувалки, Лабривіль, Сант-Урбейн) [36, 43]

Fig. 2. Classification En — Wo — Fs diagram for pyroxenes: *a* — pyroxenes from the main types of rocks of Korosten (according to: 1 — [16], (Velykoslavynsky, 1978); 2 — [18]; 3 — [12]) and Korsun'-Novomyrhorod (according to: 4 — [11]; 5 — [16], (Velykoslavynsky, 1978), 6 — [12]) plutons; *b* — pyroxenes from Fe-Ti-P deposits and ore occurrences of Korosten and Korsun'-Novomyrhorod plutons: Nosachiv (1); Stremyhorod (2), Fedorivka (3), Penyzevychy (4), Davydky (5), Kropyvenske (6); *c* — pyroxenes of the South-Kalchytysa massif (1), Salminsky (2) and Riga (3) plutons. TGSL — pyroxene fields from Fe-Ti-P foreign deposits (Telnes, Grader, Suwalki, Labrville, St. Urbain) [36, 43]



Досить рідко трапляються породи перидотитового (норито-перидотити, польвошпатові піроксеніти) складу та олівінові різновиди основних порід — олівінові норити і троктоліти [11, 18], норито-троктоліти [13]. Меланократові габроїди, які мають підпорядковане значення, названі їхніми дослідниками, на нашу думку, не зовсім коректно перидотитами або піроксенітами [11]. Так, згадуваний раніше [11] польвошпатовий (без ортопіроксену) піроксеніт (20 % плагіоклазу, 50,3 % моноклінного піроксену), власне є меланократовим рудним габро. Такі рудні породи в КНП трапляються досить рідко внаслідок пониженого вмісту кремнезему та підвищеного TiO_2 і FeO_{tot} (модальний магнетит + ільменіт >10 %), часто мають вміст SiO_2 на рівні ультраосновних порід (аналогі закордонних *OAGN* (oxide—apatite—gabbro-norites)). Наразі аналогі *OAGN* відомі лише у Носачівському родовищі, що розташований у межах Носачівського масиву

[3, 13]. За результатами геологорозвідувальних робіт (дані ДП "Центрукргеологія"), згадуються й інші рудопрояви збагачених ільменітом та апатитом основних порід: Аврамівське, Канізьке, Новомиргородське, Покровське, Костянтинівське, які розташовані в межах Новомиргородського габро-анортозитового масиву, про них коротко розглянуто в роботі [21]. Головним рудним мінералом в рудах Носачівського родовища є ільменіт (до 30—40 %) за відсутності первинного магнетиту та підпорядкованого вмісту апатиту, цим вони суттєво відмінні від більшості титаномagnetит-ільменітових руд, пов'язаних із олівіновими габро та троктолітами Коростенського плутону та інших проявів АРГ комплексів світу. Через підвищений або високий вміст апатиту та збагачення несумісними елементами, вважається, що *OAGN* можуть представляти пізню, високодиференційовану порцію магми, що утворюється в процесі еволюції анортозитів. Як підтверджен-

Таблиця 1. Хімічний склад (мас. %) калішатових і біотитових габродів, монзонітів, сієнітів та гранітів Корсунь-Новоміргородського плутоноу
 Table 1. Composition (wt. %) of K-feldspar and biotite gabbroids, monzonites, syenites and granites of Korsun'-Novomyrhorod pluton

Компонент	Номер																							
	Зразок																							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	42,55	50,78	53,87	59,34	53,13	39,03	51,97	52,31	47,30	53,68	60,99	60,14	56,57	57,30	58,95	58,16	58,73	55,02	60,00	59,27	59,56	69,14	72,22	71,3
TiO ₂	2,18	1,47	2,64	2,50	1,56	3,29	3,80	3,51	1,27	2,14	0,89	1,55	1,71	1,29	2,46	1,65	1,60	2,09	1,43	1,61	0,57	0,42	0,31	0,7
Al ₂ O ₃	14,14	20,69	14,17	14,26	14,50	7,75	14,90	12,20	15,64	11,60	16,64	12,33	14,10	14,88	14,09	14,03	12,98	13,75	14,24	12,83	14,99	14,2	12,86	11,9
Fe ₂ O ₃	5,08	1,68	2,56	1,52	2,21	1,73	—	0,41	2,47	2,46	0,21	3,74	2,04	2,52	3,59	2,15	2,63	2,14	0,17	0,12	1,44	0,21	0,19	2,62
FeO	10,01	7,44	9,94	8,64	13,84	34,32	12,22	14,05	17,40	12,99	6,44	7,92	9,72	9,01	7,06	10,32	9,27	10,67	9,82	12,24	7,76	4,43	4,15	1,58
MnO	0,22	0,17	0,20	—	0,21	0,52	0,25	0,18	0,27	0,19	0,08	0,23	0,05	0,10	0,20	0,27	0,15	0,17	0,10	0,15	0,17	0,07	0,02	0,08
MgO	8,01	3,74	2,24	1,06	1,92	2,65	3,67	3,10	1,47	2,35	1,83	1,20	2,24	1,60	0,96	1,30	1,40	3,13	0,49	1,08	0,06	0,5	0,43	0,48
CaO	7,34	6,45	5,26	4,17	4,31	6,72	5,02	5,23	6,97	5,72	2,58	3,92	4,05	4,30	3,89	4,62	4,06	6,02	3,30	3,86	2,60	1,66	1,05	1,12
Na ₂ O	2,40	4,00	2,90	3,08	2,70	1,9	2,64	4,00	2,39	2,82	3,57	3,62	2,87	2,85	3,50	2,38	3,04	3,26	4,56	3,30	5,01	2,78	2,1	1,82
K ₂ O	3,26	2,30	2,34	3,31	3,25	0,81	3,38	3,00	2,51	3,25	3,72	3,78	3,34	3,04	3,12	3,21	3,63	2,52	5,02	4,10	5,71	4,8	4,98	6,42
P ₂ O ₅	0,56	0,30	0,71	—	0,74	0,67	—	0,76	1,09	1,09	0,24	0,51	0,78	0,38	0,33	0,56	0,53	0,74	0,22	0,40	0,06	0,18	0,02	0,03
S	0,05	0,10	0,02	—	0,15	0,15	—	0,09	0,08	0,14	0,08	0,10	0,05	0,06	0,02	0,12	0,31	0,13	0,02	0,05	0,01	0,05	0,07	0,02
H ₂ O ⁻	—	—	0,39	0,41	0,04	—	0,29	—	0,04	0,08	0,21	—	0,27	1,24	0,22	0,09	0,17	0,12	0,13	0,18	—	0,04	0,08	0,26
LOI	3,74	0,98	2,32	—	1,16	0,74	1,34	1,07	0,66	0,79	2,11	0,85	2,00	1,74	1,27	0,95	1,32	0,44	0,89	0,57	0,95	0,95	1,06	1,36
Total	99,54	100,1	99,56	98,29	99,72	100,28	99,48	99,91	99,56	99,30	99,55	99,89	99,79	100,31	99,66	99,87	99,82	100,20	100,39	99,76	98,90	99,7	99,5	99,69
Na ₂ O+K ₂ O	5,66	6,30	5,24	6,39	5,95	2,71	6,02	7,00	4,90	6,07	7,29	7,40	6,21	5,89	6,62	5,59	6,67	5,78	9,58	7,40	10,77	7,58	7,08	8,24
Fe/(Fe+Mg)	0,51	0,57	0,75	0,84	0,82	0,88	0,65	0,72	0,88	0,78	0,67	0,84	0,74	0,80	0,86	0,84	0,82	0,69	0,92	0,87	0,99	0,84	0,85	0,82
Qu	—	—	10,85	14,95	5,45	—	1,22	—	—	6,46	14,16	13,98	11,49	13,27	16,04	15,51	13,92	6,46	2,42	8,48	—	27,92	35,56	33,77
An	18,98	30,30	19,34	15,64	16,80	10,27	19,24	6,55	24,82	9,54	11,55	6,29	15,38	19,35	13,77	18,34	11,24	15,50	3,58	8,17	1,58	7,17	5,16	5,44
Alb	10,01	34,15	25,34	26,63	23,19	15,01	22,83	34,24	20,46	24,24	31,06	30,93	24,90	24,78	30,17	20,39	26,16	27,68	38,83	28,20	43,29	23,90	18,06	15,70
Ort	20,11	13,71	14,28	19,98	19,49	4,81	20,41	17,94	15,00	19,51	22,60	22,55	20,24	18,46	18,78	19,21	21,82	14,95	29,85	24,47	34,46	28,82	29,91	38,69
Di	8,37	—	0,82	1,06	—	1,94	2,03	3,87	0,34	2,77	—	2,34	—	—	0,96	0,20	1,24	3,11	0,83	1,00	0,13	—	—	0,02
Hed	3,98	—	1,56	3,68	—	14,56	3,22	8,66	2,25	7,57	—	6,22	—	0,01	2,19	0,80	3,68	5,02	9,26	6,46	9,82	—	—	—
En	—	1,27	5,38	2,20	4,85	—	8,40	3,71	2,34	4,66	4,69	1,93	5,72	4,09	1,99	3,18	2,97	6,38	0,84	2,25	0,08	—	—	—
Fs	—	1,35	11,67	8,75	21,41	—	15,28	9,53	17,99	14,62	10,45	5,90	13,67	12,73	5,22	14,46	10,09	11,81	10,85	16,66	6,49	1,27	1,09	1,21
Fo	11,88	5,70	—	—	—	4,02	—	1,61	0,85	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	7,41	6,96	0,00
Fa	7,14	6,71	—	—	—	38,10	—	4,57	7,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,76	—	—	—
Ne	6,06	—	—	—	—	0,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	Номер																								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
	Зразок																								
	212/ 329,6	212/ 479	317/2	48	XIII	201/ 505-506	51	201/ 196-197	43	44	220/ 340	222/ 40,4	312/ 6-1	312/ 6-2	312/9	52	XIV	303	201/ 120,5	228/ 809	158/ 860	213/ 130,5	216/ 270	312-2	
<i>Ap</i>	1,35	0,70	1,70	—	1,74	1,56	—	1,78	2,55	2,57	0,57	1,19	1,85	0,90	0,78	1,31	1,25	1,72	0,51	0,94	0,14	—	—	—	—
<i>Pyr</i>	0,11	0,21	0,04	—	0,32	0,32	—	0,19	0,17	0,30	0,17	0,21	0,11	0,13	0,04	0,26	0,67	0,28	0,04	0,11	—	—	—	—	—
<i>Ilm</i>	4,32	2,82	5,18	4,85	3,01	6,28	7,38	6,74	2,44	4,13	1,74	2,97	3,33	2,52	4,76	3,17	3,09	3,98	2,73	3,09	1,10	0,42	0,05	0,07	0,07
<i>Cor</i>	—	0,62	—	—	0,48	—	—	—	—	—	2,70	—	0,27	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	0,15	0,04	0,04
<i>Mt</i>	7,69	2,46	3,83	2,25	3,25	2,52	—	0,60	3,62	3,62	0,31	5,47	3,03	3,75	5,30	3,16	3,88	3,11	0,25	0,18	2,13	0,81	0,60	1,74*	1,74*

Пр и м і т к а. * Із них 0,38 тематитового компоненту: 1 — смугасте дрібнозернисте біотит-піроксенове габро (біотиту до 20—25 %), Межиріченський масив, св. 212, гл. 329,6 м; 2 — біотитовий норито-анортосит, там само, св. 212, гл. 479 м; 3 — перехідна порода від калішпатового габро-нориту до кварцового монзоніту, Хлїстунівський кар'єр; 4 — амфіболовий монзоніт, (норито-сієніт, за [11]), переважно порода в Хлїстунівському кар'єрі; 5 — калішпатовий габро-норит (габро-монзоніт, за [11]), середне з 3 ан.; 6 — габротроктоліт з високозалізним олівіном і КПШ, Городищенський масив, св. 201, гл. 505—506 м; 7 — калішпатовий габро-норит, (габро-діабаз, за [11]), закінчений кар'єр в с. Смілянка; 8 — ортоклазовий габро-норит, ділянками з біотитом і бурувато-зеленим амфіболом, Городищенський масив, св. 201, гл. 196—197 м; 9, 10 — калішпатові габроїди (габро-монзоніти, за [11]), Новомиргородський масив: с. Кам'янка (ан. 9), кар'єр с. Коробино (ан. 10); 11 — монзоніт, Смілянський масив, 2,2 км на південний захід від ст. Володимирівка, св. 220, гл. 340 м; 12 — дайка монзоніту, Смілянський масив, св. 220, гл. 40,4; 13, 14 — дайка кварцового монзоніту, ендоконтактова (ан. 13) і центральна (ан. 14) частини, В'язівський кар'єр, Городищенський масив; 15 — дайка кварцового монзоніту, там само; 16 — дайка кварцового монзоніту (діабазовий порфірит, за [11]), закінчений кар'єр в с. Смілянка; 17 — кварцовий монзоніт (середнє із 6 ан.) [11]; 18 — діабазовий порфірит (кварц монзонітового складу), Коростенський плутон [16]; 19 — сієніт, Городищенський масив, св. 201, гл. 120,5 м; 20, 21 — фаяліт-геденбергітові сієніти, Великоківський масив, св. 809, гл. 270 м (ан. 20), св. 860, гл. 99—101 м (ан. 21); 22 — граніт амфібол-фаялітовий в приконтактовій частині з анортоситом; 23 — граніт амфібол-біотитовий середньо-дрїбнозернистий серед габро-анортоситів, Городищенський масив, св. 216, гл. 270 м; 24 — жила граніту серед монзонітів, В'язівський кар'єр. Аналізи виконано в хїмічній лабораторії ІГМР НАН України, ан. 22 — *Acme Analytical Laboratories*, Ванкувер, Канада (FeO визначено в хїмічній лабораторії ІГМР НАН України).

N o t e. * From them 0.38 of a hematite component: 1 — laminated fine-grained biotite-pyroxene gabbro (biotite up to 20–25 %), Mezhyrichenskyi massif, h. 212, 329.6 m; 2 — biotite norite-anorthosite, the same place, h. 212, 479 m; 3 — transition from K-feldspar gabbro to quartz monzonite rock, Khlystunivsky quarry; 4 — amphibole monzonite (norite-syenite according to [11]), the predominant rock in Khlystunivsky quarry; 5 — K-feldspar gabbro (gabbro-monzonite according to [11]), average from 3 samples; 6 — gabbro-troctolite with high-Fe olivine and Fsp, Horodyshche massif, h. 201, 505–506 m; 7 — K-feldspar gabbro (gabbro-diorite according to [11]), abandoned quarry in Smilyanka village; 8 — orthoclase gabbro with biotite and brownish-green amphibole, Horodyshche massif, h. 201, 196–197 m; 9, 10 — K-feldspar gabbro (gabbro-monzonite according to [11]), Novomyrhorod massif: Kamyanka village (an. 9), quarry in Korobchyn village (an. 10); 11 — monzonite, Smilyansky massif, 2.2 km to southwest from Volodymyrivka station, h. 220, 340 m; 12 — dyke of monzonite, Smilyansky massif, h. 220, 40.4; 13, 14 — dykes of quartz monzonite, endocontact (an. 13) and central (an. 14) part, V'yazivsky quarry, Horodyshche massif; 15 — dyke of quartz monzonite (diabase porphyrite according to [11]), abandoned quarry in Smilyanka village; 17 — quartz monzonite (average of 6 samples) [11]; 18 — diabase porphyrite (quartz of monzonite composition), Korosten pluton [16]; 19 — syenite, Horodyshche massif, h. 201, 120.5 m; 20, 21 — fayalite-hedenbergite syenites, Velykivskyi massif, h. 809, 270 m (an. 20), h. 860, 99–101 m (an. 21); 22 — granite amphibole-biotite in the contact part with anorthosite; 23 — medium- to fine-grained amphibole-biotite granite among gabbro-anorthosites, V'yazivsky quarry; 24 — vein of granite among monzonites, ibid. Analyses were made in the Chemical Laboratory of the IGMOF of the NAS of Ukraine, an. 22 — Acme Analytical Laboratories, Vancouver, Canada (FeO determined in the Chemical Laboratory of the IGMOF of the NAS of Ukraine).

ня такого припущення може свідчити тенденція до пониження основності плагіоклазу та зростання залізистості піроксену й олівіну від анортозитів до габро-норитів, що прослідковано на прикладі Новомиргородського масиву [5]. Проте збагаченість таких порід на TiO_2 , FeO_{tot} , MgO , CaO , P_2O_5 та низький вміст SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O і K_2O , на наш погляд, краще узгоджуються із гравітаційною акумуляцією фемічних та рудних (ільменіт, апатит) мінералів.

Окрім рудних різновидів основних порід, в нижній частині глибокої свердловини (св. 201) із центральної частини плутону виявлено найбільш залізисті (FeO до 34 %) із низьким вмістом MgO габроїди (безрудні габротроктоліти) (табл. 1, ан. 6). В останніх фаяліт (асоціює з кварцом) є ксеноморфним мінералом стосовно високозалізистого клінопіроксену (містить включення останнього). Тоді як у верхній частині розрізу цієї свердловини спостерігалися габроїди із фрагментами діабазової структури, ознаки якої зникають з глибиною. Хоча така особливість спостерігається лише в одній свердловині, проте може вказувати на ознаки вертикального розшарування анортозитових масивів у КНП та приуроченість високозалізистих (безрудних / малорудних) основних порід до їхніх нижніх частин.

У крайовій частині Межиріченського масиву нами виявлено нестандартні для таких масивів породи — збагачені біотитом габро-норити і, відповідно, з підвищеним вмістом K_2O та MgO (до 8 %) (табл. 1, ан. 1). Тільки в цих основних породах КНП зафіксовано первинний титаномagnetит. На відміну від деяких різновидів перидотитів, аналізи яких наведено в літературі, і котрі, ймовірно, мають кумулятивну природу, такі породи є наймагнезійнішими різновидами серед усіх відомих основних порід плутону. Можливо, що такі високомагнезійні породи кристалізувалися із найменш диференційованого магматичного розплаву, подібного до того, з якого кристалізувалася вся серія основних і середніх порід. Характерною структурно-текстурною особливістю цих габроїдів є такі: макроскопічно вони мають гнейсоподібний вигляд, складаються з основної дрібнозернистої піроксен-біотит-плагіоклазової маси і більших порфіроподібних виділень плагіоклазу. Кількісні співвідношення основної маси та порфіроподібних виділень плагіоклазу досить мінливі та склад порід варіює від габро-норитів до габронорито-анортозитів.

Особливістю основних порід КНП є значне переважання норитів, на відміну від Коростенського плутону, за підпорядкованого поширення власне габро. Про таку особливість плутону свідчать як доступні в літературі аналізи піроксенів [11, 12, 16], представлені виключно ортопіроксенами (рис. 2), тоді як клінопіроксен трапляється лише як вrostки (структури розпаду) в ортопіроксеновій матриці [12]. Різько підпорядкована (до 5 %) роль клінопіроксену, відносно ортопіроксену, спостерігалася нами і в *OAGN* Носачівського родовища [13].

Специфічними петрохімічними та мінералогічними особливостями основних порід КНП (рудних і безрудних габроїдів, включаючи анортозити) є відсутність первинного магнетиту та підвищена, або висока (порівняно із однойменними породами інших АРГП) залізистість фемічних мінералів. На діаграмі (рис. 2) орто- та клінопіроксени із основних порід КНП розташовуються в залізистій області та зміщені у праву частину діаграми відносно піроксенів інших АРГП, зокрема і Коростенського. Найбільш магнезійний ортопіроксен (24,35 % MgO) виявлено в ксеноліті меланократового ультрамафіту (ортопіроксен, олівін, плагіоклаз, акцесорний чевкініт) в габро-норитах Носачівського родовища [13], що за особливостями хімічного складу подібний до мегакристалів ортопіроксену із анортозитів Коростенського та інших АРГП. Хоча в габроїдах Носачівського родовища всі проаналізовані піроксени більш залізисті (рис. 2), порівняно із згаданими вище мегакристами. У роботі [12] згадується ще магнезійніший ортопіроксен (41 % MgO), але аналіз цього мінералу задовільно не розраховується на кристалохімічну формулу.

На низьку f_{O_2} під час кристалізації основних порід плутону вказує відсутність магнетиту у габроїдах (первинний рудний мінерал яких представлений ільменітом). Таке припущення підтверджується і специфічним характером розподілу *REE* в апатитах. Можливо, що видовжена в субмеридіональному напрямку форма КНП також зумовлена глибшим ерозійним зрізом (здебільшого малоеродовані анортозит-рапаківігранітні плутони мають округлу форму) та приуроченістю його до субмеридіонального глибинного (Кіровоградського) розлому.

Серед деяких сірих ("типових") анортозитів Носачівського родовища та й на інших ділянках (св. 213) плутону відомі лейкократові

Таблиця 2. Хімічний склад подібних до ранніх (древніх) анортозитів Корсунь-Новомиргородського плутону, що залягають як ксеноліти в сірих анортозитах
 Table 2. Composition of earliest (ancient or "white") anorthosite xenoliths in Korsun'-Novomyrhorod pluton among more typical ("gray") anorthosites

Компонент	Номер										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Зразок										
	213/ 254-256,9	213/ 258,5-260	213/ 199,5-200	1602/ 100,2	1602/ 120,0	1702/ 174,6					
SiO ₂	53,21	52,62	53,07	53,70	53,40	53,07	54,86	55,13	53,56	54,43	54,92
TiO ₂	0,25	0,41	0,42	0,13	0,43	1,24	0,06	0,24	0,29	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	27,65	27,14	27,34	27,61	26,31	23,94	24,84	24,45	26,19	25,07	26,36
Fe ₂ O ₃	0,63	0,14	0,36	1,01	0,42	0,06	0,42	0,58	1,35	1,97	0,19
FeO	1,43	2,50	2,15	1,00	2,86	2,74	1,28	1,50	0,71	—	0,89
MnO	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	—	0,03	0,03	0,05	0,02
MgO	0,70	1,65	1,04	1,00	0,92	0,10	0,21	0,58	0,32	2,77	1,07
CaO	8,60	8,10	8,23	9,77	9,98	9,88	9,80	8,74	8,61	9,47	9,28
Na ₂ O	4,68	4,60	4,75	4,42	3,95	5,88	4,80	5,22	4,65	4,14	5,13
K ₂ O	1,00	0,85	1,05	0,63	0,65	1,49	1,01	1,51	0,88	0,63	0,90
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,09	0,02	0,13	0,13	0,04	0,06	0,13	0,03	0,06
S _{tot}	0,04	0,06	0,06	0,03	0,02	0,01	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,18	0,16	0,14	0,03	0,05	0,20	0,16	—	0,35	—	—
LOI	1,45	1,93	1,48	0,51	1,10	0,86	—	—	2,46	—	—
Total	99,89	100,24	100,19	99,38	100,25	99,64	99,45	98,04	99,53	98,71	98,95
Fe/(Fe + Mg)	0,62	0,47	0,57	0,52	0,66	0,94	0,82	0,66	0,77	0,26	0,36
An*	55,10	55,20	54,10	57,50	59,50	39,50	50,10	45,30	53,50	56,30	50,10
<i>Нормативний склад, CIPW</i>											
Qu	2,21	1,33	1,19	2,88	3,65	—	2,17	—	4,74	3,65	—
An	42,88	40,47	40,82	48,66	49,11	35,02	44,44	39,60	43,28	47,40	46,13
Alb	40,29	39,65	40,77	37,65	33,73	36,74	41,73	45,05	40,68	35,49	43,87
Ort	6,01	5,12	6,29	3,75	3,88	8,93	6,13	9,10	5,38	3,77	5,38
Di	—	—	—	—	—	0,55	1,08	1,63	—	—	—
Hed	—	—	—	—	—	5,70	3,44	1,90	—	—	—
En	1,77	4,19	2,63	2,51	2,31	—	0,04	0,01	0,82	6,99	2,04
Fs	1,66	3,78	2,93	0,77	4,27	—	0,13	0,01	—	—	0,99
Fo	—	—	—	—	—	—	—	0,50	—	—	0,46
Fa	—	—	—	—	—	—	—	0,74	—	—	0,25
Ne	—	—	—	—	—	7,44	—	—	—	—	—
Ap	0,19	0,17	0,21	0,05	0,30	0,31	0,10	0,14	0,31	0,07	0,14
Wol	—	—	—	—	—	2,82	—	—	—	—	—
Cor	3,48	4,17	3,69	1,95	1,29	—	—	—	2,32	0,44	0,22
Py	0,09	0,13	0,13	0,06	0,02	0,02	—	—	—	—	—
Il	0,48	0,79	0,81	0,25	0,82	2,39	0,12	0,46	0,57	0,11	0,25
Ru	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	—
Mt	0,93	0,21	0,53	1,47	0,61	0,09	0,63	0,86	1,60	—	0,28
Hem	—	—	—	—	—	—	—	—	0,29	2,00	—

Примітка. An* — розрахований номер плагіоклазу. 1—3 — білий анортозит значної потужності (понад 50 м за ядром) на південний-захід від с. Носачів, св. 213, гл. 254—256,9 м (ан. 1), гл. 258,5—260 м (ан. 2), 199,5—200 м (ан. 3); 4, 5 — світло-сірі лейкократові анортозити серед габро-анортозитів, Носачівське родовище, св. 1602 гл. 100,2 м (ан. 4), св. 1602 гл. 120 м (ан. 5); 6 — андезиніт, там само, св. 1702 гл. 174,6 м; 7 — лейкократовий анортозит (кварцовий андезиніт, [24]), там само; 8 — білий анортозит, ксеноліт в сірих анортозитах, кар'єр в с. Кам'янка, Новомиргородський масив [28]; 9 — анортозит з того ж кар'єру [11]; 10 — ксеноліт древнього анортозиту з мега-кристатами високоглиноземистих ортопіроксенів, Коростенський плутон, кар'єр в с. Гранітне [17]; 11 — ранні анортозити Коростенського плутону, середнє із 10 ан. [17].

Note. An* — calculated number of plagioclase. 1-3 — white anorthosite of considerable thickness (more than 50 m by core) to southwest of Nosachiv village, bh. 213, 254-256.9 m (an. 1), 258.5-260 m (an. 2), 199.5-200 m (an. 3); 4, 5 — light gray leucocratic anorthosites among gabbro-anorthosites, Nosachiv deposit, bh. 1602, 100.2 m (an. 4), bh. 1602, 120 m (an. 5); 6 — andesinite, the same place, bh. 1702, 174.6 m; 7 — leucocratic anorthosite (quartz andesinite [24]), the same place; 8 — white anorthosite, xenolite in gray anorthosite, quarry in Kamyanka village, Novomyrhorod massif [28]; 9 — anorthosite in the same quarry [11]; 10 — xenolith of ancient anorthosite with megacrysts of high-Al orthopyroxene, Korosten pluton, quarry in the Granite village [17]; 11 — average (10 samples) composition of early anorthosites of Korosten pluton [17].

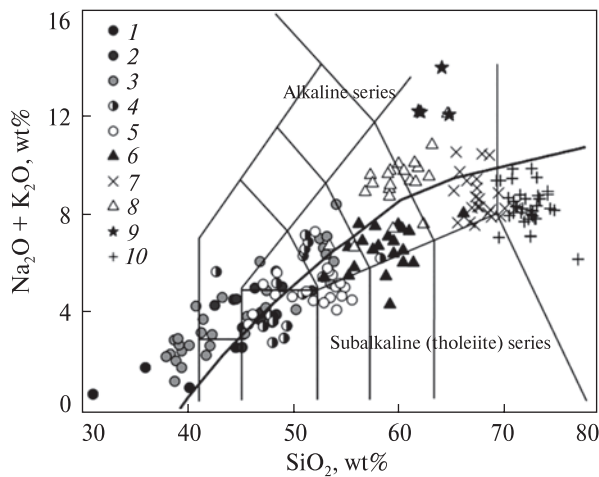


Рис. 3. Головні типи порід Корсунь-Новомиргородського плутону на класифікаційній діаграмі SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Товста суцільна лінія відображає межу між сублужними (толеїтовими) та лужними серіями порід (Irvine, Baragar, 1971): 1 — ультраосновні породи; 2, 3 — норити та габро-норити; 4 — габро-анортозити; 5 — анортозити; 6 — монзоніти і кварцові монзоніти; 7 — сієніти і кварцові сієніти; 8 — сієніти фаяліт-геденбергітові (великовисківські); 9 — лужні сієніти; 10 — граніти рапаківі. Діаграма побудована за даними [8, 11, 15] із доповненнями авторів.

Fig. 3. The main types of rocks of Korsun'-Novomyrhorod plutons on the classification diagram SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. A thick solid line reflects the boundary between subalkaline (tholeiitic) and alkaline series (Irvine, Baragar, 1971): 1 — ultrabasic rocks; 2, 3 — norites and gabbro-norites; 4 — gabbro-anorthosites; 5 — anorthosites; 6 — monzonites and quartz monzonites; 7 — syenites and quartz syenites; 8 — fayalite-hedenbergite syenites (Velykovyskiy complex); 9 — alkaline syenites; 10 — rapakivi granites. The diagram is based on data from [8, 11, 15] with some author's additions

світло-сірі (навіть білі) різновиди, які за хімічним складом аналогічні раннім анортозитам, що спостерігаються як ксеноліти в "типових" анортозитах (табл. 2) [13]. Такі анортозити характеризуються низьким вмістом Ti, Fe і Mg та основними плагіоклазами (An_{50-59}), хоча серед них виділялися андезинові різновиди (андезініти) [24]. На жаль, в цих лейкократових різновидах не вдалося (через відсутність, або вкрай низький вміст) визначити хімічний склад піроксенів. Лише в анортозитах кар'єру с. Кам'янка, які подібні до ранніх (білих) анортозитів і утворюють ксенолітоподібні включення в темних (сірих) анортозитах, піроксени виявилися досить залістими (піжоніт, субкальцієвий авгіт, гіперстен) [2], тобто відмінні від піроксенів ранніх анортозитів та анортозитових порід головних фаз Коростенського плутону

[17, 19]. Подібність, за високою залістістю, піроксенів КНП і Салмінського плутонів зумовлено, можливо, глибоким ерозійним зрізом останнього. В Салмінському плутоні наявні геденбергітові скарни (Підкяртанське родовище), в яких такий же високозалістий піроксен, як і в габроїдах плутону.

Опубліковані раніше [11] аналізи ортопіроксенів із основних порід КНП подібні до ортопіроксенів рудних габро-норитів Носачівського родовища (рис. 2). Більш залісті ортопіроксени (евліт), з ексклюційними включеннями високозалістих клінопіроксенів (феросаліт, геденбергіт, залістий авгіт), виявлено в анортозитах і норитах Городищенського та Межириченського масивів [12]. Тобто, авторські та літературні аналізи ортопіроксенів із різних типів основних порід КНП свідчать, що вони є більш залістими, порівняно з ортопіроксенами однотипних порід інших АРГП. Дослідження [3] можуть вказувати і про значно ширший діапазон коливань складу (судячи з наведеної формули $\text{Wo}_{1-3}\text{En}_{42-7}\text{Fs}_{31-52}$) ортопіроксенів Носачівського родовища. Слід зауважити, що в деяких габроїдах плагіоклаз також має низьку основність і представлений олігоклазом (табл. 1), тобто такі породи дещо подібні до олігоклазових базальтів (муджієритів).

Водночас, у КНП не виявлено різновидів рудних основних порід, збагачених апатитом, характерних, наприклад, для Коростенського плутону (Стремигородське, Федорівське, Кропивенське, Давидківський масив), в яких наявний лише клінопіроксен діопсид-салітового складу з підвищеним вмістом титану (титанавгіт).

Особливістю хімічного складу значної частини основних порід КНП є підвищений або й високий вміст K_2O (табл. 1, рис. 3), що обумовлює їхнє потрапляння в лужну область на TAS діаграмі. Тобто їх варто відносити до калішпатових габроїдів (раніше їх називали монцогабро). Менший вміст K_2O спостерігається у рудних габро-норитах, троктолітах і анортозитах, хоча і в останніх також спостерігається підвищений вміст K_2O (табл. 1) (наявний інтерстиційний калішпат або антипертитові вrostки в плагіоклазі).

Загалом еволюція вмісту головних петрогенних елементів у головних типах порід плутону демонструє чітко проявлений лінійний тренд: багаті на фемічні мінерали породи та багаті плагіоклазом члени основної серії розташову-

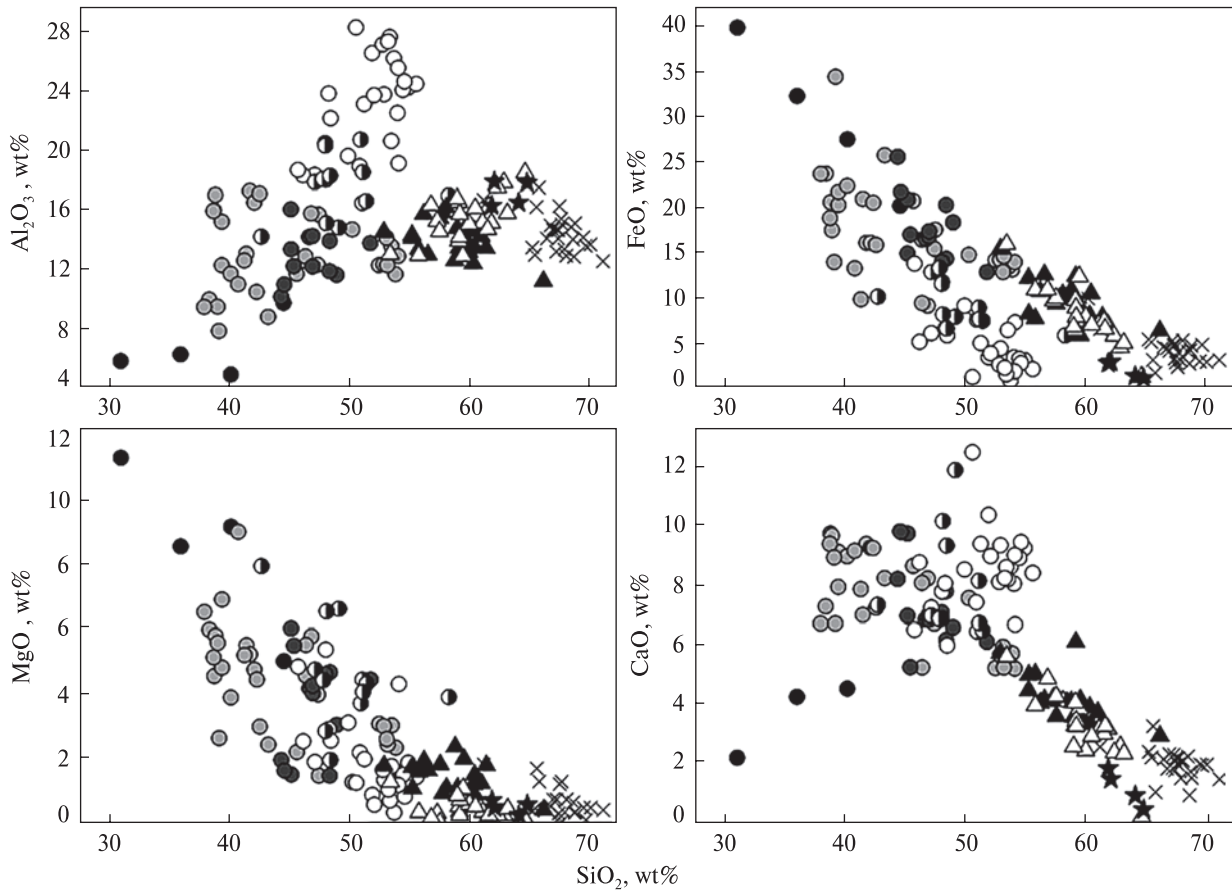


Рис. 4. Особливості розподілу деяких петрогенних елементів у основних і середніх породах КНП. Умовні позначення див. на рис. 3. Діаграма побудована за даними [8, 11, 15] із доповненнями авторів

Fig. 4. Features of some elements distribution in the basic and middle rocks of KNP. Symbols see in Fig. 3. The diagram is based on data from [8, 11, 15] with some author's additions

ються на двох кінцях цього тренду, перехідні за вмістом цих мінералів породи займають проміжну позицію (рис. 4).

Відзначимо також відсутність (принаймні достовірно не з'ясовано) дайкових аналогів типових габроїдів нормального ряду, які характерні для Коростенського плутону, а породи, які за вмістом SiO_2 можна віднести до основних, як вже згадувалося вище, характеризуються високим вмістом K_2O . Поширенішими є, хоча і не в значній кількості, дайки та штокоподібні тіла порід монцоніт-сієнітової серії. Хімічний склад дайкових порід, які макроскопічно подібні до габроїдів (великі вкрапленики плагіоклазу в темній основній масі), свідчить, що такі породи за вмістом SiO_2 , Na_2O і K_2O ближче до монцонітів (т. зв. монцогабро), ніж до типових основних порід нормального або сублужного рядів (табл. 1).

Породи середнього складу. Як це характерно для більшості АРГП, монцодіоритові та монцонітові породи мають підпорядковане від-

носно основних порід поширення. Водночас, в межах КНП породи монцонітової серії є досить розповсюдженими, утворюючи невеликі дайкові тіла або інтрузії. Раніше вже висловлювалася гіпотеза, що за значним поширенням порід монцоніт-сієнітової серії (сієнітовий тренд еволюції) та високою залізистістю фермічних мінералів у основних породах, КНП подібний до Південно-Кальчицького масиву в Приазов'ї [15]. Схожість трендів еволюції цих великих інтрузивних тіл проявляється у подібних часових інтервалах формування, біомодальності асоціювальних порід, чітко проявленому залістому тренді еволюції від основних до порід середнього складу. Окрім того, як в КНП, так і Південно-Кальчицькому масиві відомі андезинові анортозити (андезиніти) та фаяліт-геденбергітові сієніти, які в останньому вміщують REE-Zr-руди Азовського родовища, а в південній частині КНП складають Велико-вісківський масив з підвищеними концентраціями цих елементів.

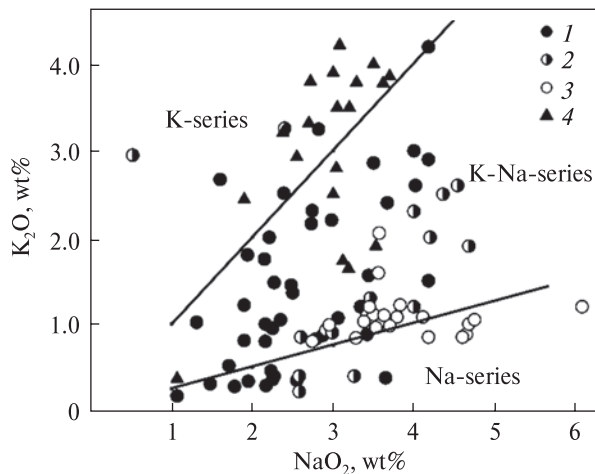


Рис. 5. Співвідношення Na_2O і K_2O в основних і середніх (монзоніти) породах КНП: 1 — норити; 2 — габро-анортозити; 3 — анортозити; 4 — монзоніти

Fig. 5. The ratio of Na_2O and K_2O in the basic rocks and monzonites of KNP: 1 — norites; 2 — gabbro-anorthozites; 3 — anorthosites; 4 — monzonites

Згідно з сучасними даними, породи середнього складу найпоширеніші у південній частині плутону та просторово приурочені до окраїн габро-анортозитових масивів, переважно Новомиргородського та Канизького, де площа поширення монзонітів і сієнітів є не меншою, ніж норитів, габро-норитів і троктолітів, або принаймні, об'єм цих порід приблизно однаковий. У центральній частині плутону (Носачівський та Городищенський масиви) площа їхнього поширення значно зменшується, як і менш виразно проявлена їхня приуроченість до периферійних частин (рис. 1). У центральних габро-анортозитових масивах породи монзонітового складу картуються як окремі тіла (до $1,5 \times 2$ км) і на контакт із гранітами рапаківі, і в центральних їхніх частинах (Городищенський масив). У крайній північній частині плутону (Межиріченський масив) [4], породи такого складу окремо не виділялися, проте згадувалися як невеликі за потужністю тіла у свердловинах із крайових частин масиву. Як вже згадувалося, серед інтрузивних порід плутону сієніти є наймолодше (1735 Ма) за результатами датування, навіть порівняно з монзонітами (1748 Ма, за [28]), що збігається із раннішими геохронологічними даними (В.П. Брянский, 1986).

Монзонітова серія унаслідок значних коливань вмісту головних мінералів, представлена габро-монзонітами, монзонітами та кварцовими монзонітами (табл. 1). Монзоніти най-

частіше трапляються як середньо- або великозернисті різновиди, в яких у приблизно однаковій кількості містяться калішпат (частіше ортоклаз-пертит) і плагіоклаз. Під час збільшення вмісту кварцу до 10–15 %, вони переходять у кварцові монзоніти. Фемічні мінерали представлені фаялітом, буруватим амфіболом (часто заміщує фаяліт), червонувато-коричневим біотитом, за незначного вмісту піроксену (моноклінного, відмічався й інвертований піжоніт). У монзонітах відмічався також [11] й ортопіроксен, який остаточно не діагностований. Якщо ортопіроксен і наявний в монзонітах, то він, очевидно, може мати тільки високзалістий (феросиліт) склад. Еуліт з'являється в основних породах КНП (анортозитах та норитах) [12]. Типові акцесорні та рудні мінерали представлені ільменітом, магнетитом? (ймовірно вторинний), апатитом і цирконом. Як впливає із короткого опису порід та їхнього хімічного складу, фемічні мінерали монзонітів доволі залісті.

За співвідношенням лугів і кремнезему, монзоніти потрапляють у область сублужних різновидів (рис. 3), продовжуючи лінію тренду еволюції сформовану основними породами плутону. Такі петрохімічні особливості вкотре можуть свідчити про їхню комагматичність. За вмістом лугів безкварцові та кварцові різновиди виявилися подібними, проте у перших вміст K_2O і Na_2O майже однаковий, а $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ близьке до 1, тоді як в других простежується незначне підвищення ролі калію. Подібний вміст та співвідношення лугів за пониженої ролі SiO_2 і підвищеної Fe і Ti, спостерігаються у калішпатових габро (монцогабро), хоча їх хімічний склад охарактеризований значно слабше. За співвідношенням K і Na, породи монзонітової серії здебільшого (окрім калішпатових габро) потрапляють в область К-серії (рис. 5). Залістість порід може змінюватися в досить широких (0,65–0,95) межах, водночас проглядається позитивна залежність між залістістю та вмістом лугів. За рідкісними винятками, усі представники серії належать до високзалістих різновидів, хоча як кварцові, так і їхні безкварцові різновиди мають практично однакові значення залістості. За величиною останнього, монзонітові породи є більш залістими відносно габро-анортозитів і анортозитів і подібні до габро-норитів.

Нерідко монзоніти просторово асоціюють із сієнітами, проте, за наявними у нас даними,

просторові взаємовідношення між основними і монцоніт-сієнітовими породами у керні досліджених нами свердловин частіше остаточно з'ясувати не вдається. Ширше сієніти представлені в зоні контакту КНП із гранітами новоукраїнського комплексу, де вони утворюють тіла розміром $1,5 \times 0,4$ – $2,5 \times 0,6$ км і більше, а також жили з середньою потужністю 1–1,5 м. Типові сієніти із сильно або із гранично залістими фемічними мінералами характерні для Великовисківського (Осикуватського) масиву (рис. 1, табл. 1). Порівняно з монцонітами, у сієнітах збільшується вміст калішпату (63–77 %) та понижується — плагіоклазу (8–15 %), кварцу — від 0 до 3 %. Із фемічних мінералів найпоширенішими є піроксен (до 15 %), олівін (до 10 %), амфібол (до 7 %) та біотит (до 10 %). Піроксен в них представлений лише геденбергітом в асоціації із фаялітом та високозалістим амфіболом (типу гастингситової рогової обманки). Акцесорні мінерали представлені цирконом, апатитом, флюоритом, монацитом, аланітом, чевкінітом та рудними мінералами (ільменіт, магнетит? і гематит).

На наш погляд, в КНП можна виділити три типи сієнітів: 1) майже виключно пов'язані із монцонітами (в центральній частині плутону); 2) сієніти Великовисківського (Осикуватського) масиву на південній окраїні (переважно серед порід плутону) і одна з дайок серед гранат-біотитових гранітів Новоукраїнського масиву; 3) лужні (егіринові) сієніти. Сієніти першого типу також характеризуються підвищеним вмістом згаданих елементів-домішок, але значно нижчим, ніж у великовисківських. Проте варто зазначити, що мінералогічні та геохімічні аспекти цих сієнітів вивчено значно слабше ніж основних порід. Зрештою монцоніти (з фаялітом) та фаяліт-геденбергітові сієніти подібні за високою залістистістю фемічних мінералів до фаялітових гранітів та граносієнітів групи рапаківі.

Кислі породи. Граніти є найпоширенішими породами плутону, проте детально у цій роботі не розглядаються, позаяк в них поки що не виявлено якихось специфічних особливостей хімічного та мінерального складу, за якими вони суттєво могли б бути відмінним від гранітів рапаківі з інших АРГП, зокрема і Коростенського. Окрім того, ці породи в петрологічному і геохімічному плані вивчено слабше, порівняно із розглянутими вище породами основного і середнього складу.

Серед кислих порід плутону виділяється значна кількість різновидів (до 7) гранітів групи рапаківі (граніти рапаківі, рапаківіподібні, аплітоїдні, апліто-пегматоїдні, пегматити та порфіроподібні, на контакті з гранітоїдами новоукраїнського комплексу граніти, а також граніти руськополянського типу [20]). В центральних частинах масивів рапаківі представлені середньо-великоовоїдними різновидами, які із наближенням до контактів змінюються дрібно-, середньо- або безовоїдними гранітами. За даними [18], великоовоїдні рапаківі (виборгівського типу) у КНП є найпоширенішими, на відміну від Коростенського.

Окремо виділяються контаміновані та граніти "іскренського" типу, що утворюють невелике тіло (масив) розміром орієнтовно 1 км^2 в західному ендоконтакті плутону. Віднесення їх до гранітів плутону є проблематичним. Так, на думку І.Б. Щербакова [30], такі граніти можуть представляти результат палінгенезу гнейсових порід рами, тоді як О.В. Митрохин розглядає їх як ксеноліти давніших гранітоїдів.

Порфіроподібні граніти мають обмежене поширення і виділяються лише в зоні ендоконтакту з гранітоїдами новоукраїнського комплексу, де дугоподібно оточують Канизький масив [25]. Від порід рами, порфіроподібні граніти відділяються дуговими підкидами, по яких вони насунуті на новоукраїнські граніти під кутом 50° .

Схоже на те, що в КНП мало дайкових гранітів, немає їхніх вулканічних аналогів, як це характерно для Коростенського плутону [18]. Зрідка вони трапляються серед монцонітів В'язівського кар'єру (табл. 1). За літературними даними, жильні різновиди представлені аплітоїдними та пегматоїдними гранітами, пегматитами. Два останні спостерігаються в основному на ділянках поширення рапаківі та рапаківіподібних гранітів з мікропегматитовими та гранофіровими структурами, утворюючи невеликі пегматитові поля. Проте в літературі майже не представлено результати аналізів таких порід. Дещо краще охарактеризовано аплітоїдні граніти [9], що трапляються як неpotужні жили переважно в крайових частинах плутону.

За даними К.Ю. Єсипчука зі співавторами [8], серед гранітів здебільшого біотит-амфіболові та піроксен-біотит-амфіболові (до 65 %) та біотитові (10–15 %) рапаківі та рапаківіподібні різновиди. Зазначимо, що, за нашими даними, доволі широко розповсюджені фаяліт-

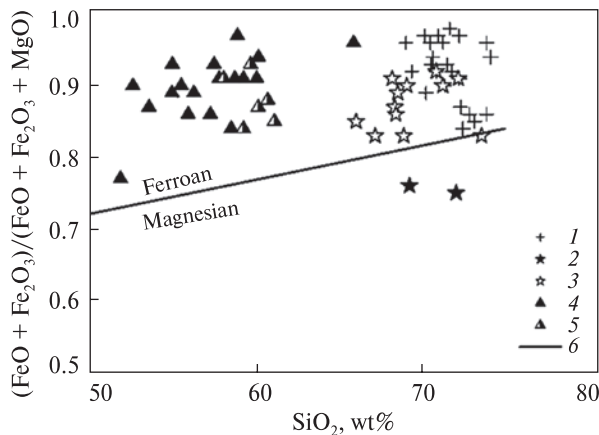


Рис. 6. Діаграма $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (мас. %) для порід середнього і кислого складу КНП: 1 — граніти [8]; 2 — іскренські граніти, там само; 3 — граніти, авторські дані; 4, 5 — монзоніти і кварцові монзоніти, за даними авторів та [8]; 6 — дискримінаційна лінія для розділення залізистих і магнезійних серій (Frost, 2001)

Fig. 6. The diagram $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (wt. %) for intermediate and acidic rocks of KNP: 1 — granites [8]; 2 — Iskrensky granites; 3 — granites by author's data; 4, 5 — monzonites and quartz monzonites, according to authors data and [8]; 6 — discriminant line for ferroan and magnesian series (Frost, 2001)

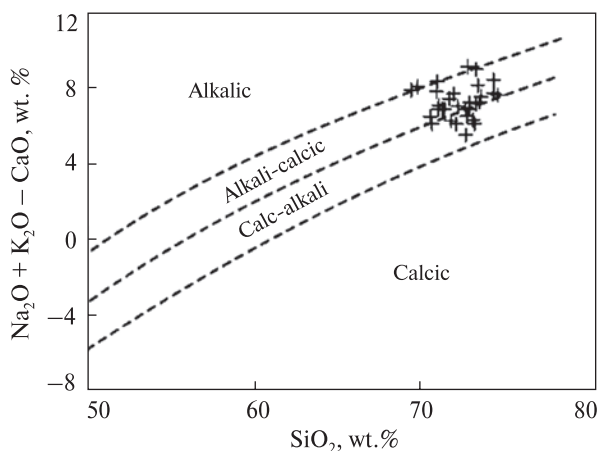


Рис. 7. Діаграма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001) для головних типів кислих порід КНП, за даними [8]

Fig. 7. The diagram $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001) for the main types of acidic rocks of KNP (by [8])

вмісні граніти, тоді як піроксенові (піроксен-біотит-роговообманкові [8]) нами не спостерігалися, але відмічалися О.В. Митрохином [17] у кар'єрі Сівач (високозалістий клінопіроксен в асоціації з фаялітом). Амфіболи представлені високозалістими різновидами (залізистою роговою обманкою, актинолітом,

грюнеритом) і представляють як первинні, так і вторинні утворення (актиноліт та грюнерит, що заміщують піроксен, первинний амфібол та олівін) [18]. Такими ж високозалістими різновидами представлені інші фемічні мінерали гранітів: біотит (аніти), фаяліт та ферогеденбергіт. У гранітах рапаківі КНП, як і в однотипних породах Коростенського плутону та сієнітах, ортопіроксен не кристалізується, а клінопіроксеном представлений, імовірно, залізистим фероавгіт-геденбергітової серії (в асоціації з фаялітом). Такий же парагенезис залізистих силікатів пояснюється закономірностями кристалізації мінералів у системі $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$, де в залізистій ділянці замість залізистого ортопіроксену з'являється фаяліт, а в магнезійній області кристалізуються Fe-Mg-олівін та Fe-Mg ортопіроксен. Зі зростанням залізистості поле ортопіроксену звужується і з'являється фаяліт.

За петрохімічними характеристиками виділені мінералогічні типи гранітів КНП є досить подібними, а певні коливання вмісту головних петрогенних компонентів обумовлені асоціацією та кількістю фемічних мінералів. Підвищений вміст останніх у піроксен-біотит-амфіболових і біотитових різновидах спричиняє незначне пониження SiO_2 і підвищений вміст заліза. Високозалістий склад фемічних мінералів визначає високу (0,80—0,97) залізистість кислих порід, що аналогічна залізистості порід середнього складу та зумовлює їхнє розташування в області залізистих порід (рис. 6). На цьому фоні виокремлюються іскренські граніти, що характеризуються нижчою залізистістю і, відповідно, зміщенням у магнезійну область діаграми. Таку ж понижену залізистість мають ще декілька аналізів наведених у роботі [8]: біотитів граніт (0,59) с. Бузуків (хоча, просторово це вже за межами плутону) та аплітоїдний граніт (0,58) с. Ташлик, на північ від Носачівського масиву.

За вмістом лугів, здебільшого граніти належать до сублужних різновидів, менш виразно це проявлено для аплітоїдних різновидів, серед яких є як представники нормальної лужності, так і сублужні. До гранітів нормальної лужності потрапляють також й іскренські та руськополянські. Постійне переважання в усіх аналізах гранітів К ($\text{K}/\text{Na} > 1,1$), з тенденцією до його збільшення у роговообманкових рапаківі та аплітових гранітах, свідчить про їхню приналежність до калієвої серії. Незважаючи на

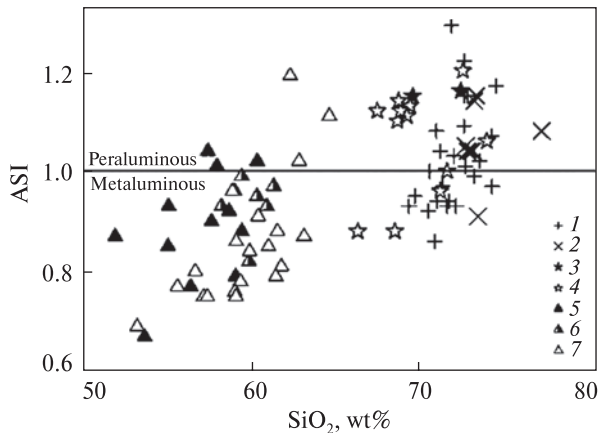


Рис. 8. Розташування порід середнього і кислого складу КНП на діаграмі $ASI - SiO_2$ (мас. %): 1 – граніти, за даними [8, 11]; 2 – апліти, там само; 3 – граніти іскренські, там само; 4 – граніти, авторські дані; 5 – монзоніти; 6 – кварцові монзоніти; 7 – сієніти фаяліт-геденбергітові, за даними [15]

Fig. 8. The distribution of medium and acid rocks from KNP on the diagram $ASI - SiO_2$ (wt. %): 1 – granites, according to [8, 11]; 2 – aplites, ibid; 3 – Iskrensky granites, ibid; 4 – granites, author's data; 5 – monzonites; 6 – quartz monzonites; 7 – fayalite-hedenbergite syenites (by [15])

підвищений вміст лугів, агаїтових різновидів не відомо, а коефіцієнт агаїтності розташований у межах 0,70–0,90. За такими петрохімічними характеристиками кислі породи КНП розподіляються між лужно-вапнистою та вапнисто-лужними серіями (рис. 7). За насиченістю глиноземом ($ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$, P_2O_5 не враховувався через його низький вміст), аналізи гранітів КНП потрапляють, у рівних кількостях, як у пер-, так і металюмінієву області (рис. 8).

На діаграмі співвідношень коефіцієнтів агаїтності та ASI гранітоїдні породи плутону розподіляються між полями гранітів S - і A -типу (рис. 9). Невизначеність у петрогенетичній класифікації гранітів плутону підкреслювалася і в роботі [30], згідно з яким асоціація та склад темноколірних мінералів у гранітах дають можливість розглядати їх, за одними класифікаціями як I -граніти, за іншими – як подібні до гранітів активних континентальних окраїн і островних дуг, або A -типом. Визначенішу позицію граніти плутону займають на петрохімічній діаграмі $CaO / (FeO^* + MgO + TiO_2) - (CaO + Al_2O_3)$, де вони концентруються в ділянці гранітів A -типу (рис. 10). Для аргументованіших висновків по петрогенезису і класифікації

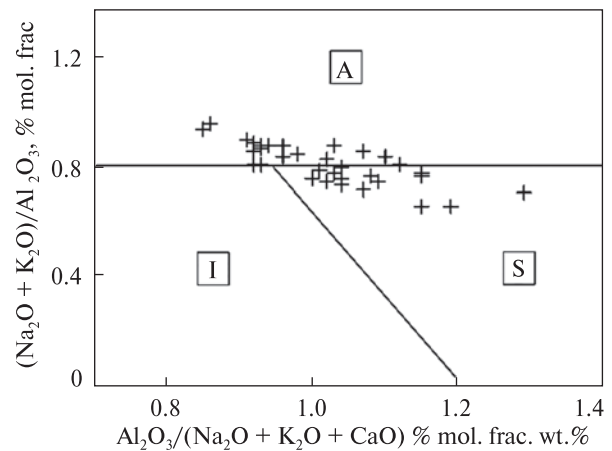


Рис. 9. Діаграма $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3 - Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (Maeda, 1990) (мол. кількості) для головних типів кислих порід КНП, за даними [8]. Поля А, І і S відповідають А-, І- і S-гранітам

Fig. 9. Diagram $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3 - Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (Maeda, 1990) (mol. frac.) for the main types of acidic rocks of KNP (by [8]). Fields A, I and S correspond to A-, I- and S-granites

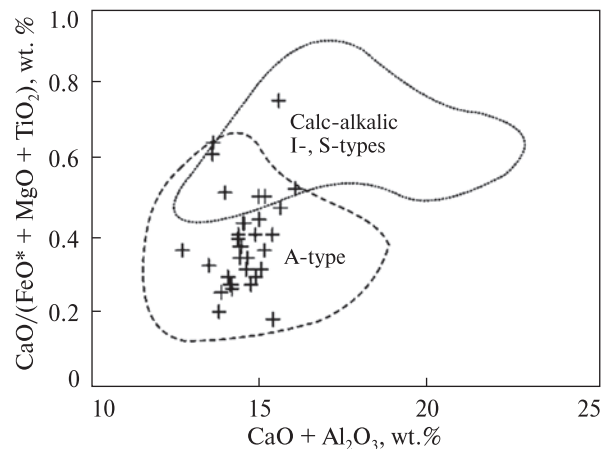


Рис. 10. Дискримінаційна діаграма $CaO / (FeO^* + MgO + TiO_2) - (CaO + Al_2O_3)$ (Dall'Agnol, Olivera, 2007) для головних типів кислих порід КНП (за даними [8])

Fig. 10. Discriminatory diagram $CaO / (FeO^* + MgO + TiO_2) - (CaO + Al_2O_3)$ (Dall'Agnol, Olivera, 2007) for the main types of acidic rocks of KNP (according to [8])

гранітів КНП, необхідні детальні та прецизійні мінералогічні та геохімічні дослідження, які, власне, ще практично не проводилися.

Як це характерно для анортозит-рапаківі-гранітних плутонів, усі граніти відзначаються такими петрологічними особливостями: 1) висока залізистість порід і наявність високозалізистих фемічних мінералів; 2) калішпат переважає над плагіоклазом (відповідно $K_2O > Na_2O$); 3) здебільшого в різновидах гранітів групи рапаківі різною мірою виражені овоїдні

структури (облямівка плагіоклазу навколо калішпату). Хоча в деяких більш лейкократових біотитових гранітах ці структури не проявляються. Окрім того, в плутоні значно поширені фаялітвмісні граніти, які також згадуються в Коростенському плутоні [8, 18] і спостерігалися нами в КНП (особливо в екзоконтактах масивів основних порід).

Взаємовідношення гранітів із основними і середніми породами, за геохронологічними даними [18, 28, 47], вказують на наявні в плутоні як пізніших, так і ранніших, відносно основних порід, їхніх різновидів.

Обговорення результатів. Проблеми генерації та склад первинного розплаву. З'ясування джерела магмогенерації, як і складу материнських розплавів для АРГП, залишається проблематичним. Деякі дослідники за ймовірний первинний розплав приймають високоглиноземисті базальти, що виникають за рахунок плавлення деплетованої верхньої мантії із значною асиміляцією матеріалу нижньої земної кори [33, 38], інші надають перевагу монцодіоритовому (йотунітовому) розплаву, що зароджується під час плавлення у базальтовому шарі нижньої кори [37, 40, 41, 48].

Для Коростенського плутону його дослідники надають перевагу феромонцодіоритовому (йотунітовому) складу первинного розплаву [37]. За даними Л.В. Шумлянського [47], ізотопний склад Hf в цирконах та Nd в породах як КНП, так і Коростенського плутону може свідчити, що кристалізація порід АРГП УЩ відбувалася із розплаву феромонцодіоритового складу, утворення якого пов'язане із плавленням нижніх шарів земної кори, що занурювалися у верхні частини мантії. Водночас автори вважають, що частка мантіїного матеріалу була незначною.

Дослідження відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у породах КНП [28] вказують на їхню значну варіабельність (від 0,70515 в основних породах до 0,723 у гранітах рапаківі), що, принаймні для основних порід, може вказувати на їхню котамінованість коровим матеріалом. Водночас дослідження Sm-Nd системи, виконані цим же автором, вказують на мантіїне джерело вихідного розплаву для основних порід ($\epsilon\text{Nd} +1,4$ до $+3$). Останні відмінні ($\epsilon\text{Nd} -0,5$ до $-4,8$) від даних [47], хоча у останній роботі не вказуються породи, в яких проводилися дослідження (можливо, що такі дані отримано із гранітів плутону?). За даними [18], для основних порід плу-

тону отримано проміжні результати ($\epsilon\text{Nd} +1,6$ до $-0,7$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7036), які можуть свідчити як про мантіїне джерело генерації первинного розплаву, так і його змішану природу.

Водночас для гранітів рапаківі підтверджується корове джерело генерації вихідного кислого розплаву ($\epsilon\text{Nd} -2$). Відповідно, на генерацію кислих магм із окремого резервуару свідчать як геологічні дані (відсутні поступові переходи між породами основної і кислої серії) [18], петрохімічні особливості головних типів порід (відсутні проміжні різновиди між породами гранітного складу та габро-анортозитовою серією), так й ізотопно-геохімічні дослідження.

Стосовно оцінок хімічного складу первинного розплаву для КНП, наразі, не існує надійних геологічних даних, які б могли пролити світло на це питання. Як один із можливих шляхів для дуже наближеної оцінки складу вихідного розплаву габро-анортозитових масивів, можна використати середній вміст петрогенних елементів у головних типах порід КНП, враховуючи площу їхнього розповсюдження на сучасному ерозійному зрізі. Ще раз підкреслимо, що такий підхід суб'єктивний і має гіпотетичний характер. За нашими оцінками загальна площа, зайнята породами габро-анортозитових масивів становить 1885 км². Враховуючи розповсюдження головних типів порід (59 % анортозити, 23,2 % габро-анортозити, 9,3 % габро-норитові породи, 5,8 % монцоніти, 1,6 % сієніти, 1,2 % габро-монцоніти) та їхній середній склад, узагальнений, за нашими та літературними даними [12], (Великославинський, 1978), було отримано такий склад теоретичного розплаву, мас. %: 50,98 SiO₂; 2,03 TiO₂; 20,07 Al₂O₃; 1,75 Fe₂O₃; 7,53 FeO; 0,11 MnO; 2,5 MgO; 7,64 CaO; 3,58 Na₂O; 1,42 K₂O; 0,42 P₂O₅. І хоча отримане співвідношення елементів виявилось близьким до високоглиноземистої базальтової магми, мас. %: SiO₂ 44,0–53,9; TiO₂ 0,3–3,3; Al₂O₃ 14,4–19,8; Fe₂O₃ 8,9–15,2; MgO 5,4–11,0; CaO 7,3–12,1; Na₂O 1,3–3,6; MnO + K₂O + P₂O₅ 0,4–2,6), що приймається деякими дослідниками за первинний розплав для габро-анортозитових масивів [42, 46]. За низкою петрохімічних особливостей, отримані розрахунки навряд чи можуть відповідати співвідношенням у первинному розплаві. Принаймні представлені на сучасному ерозійному зрізі основні породи характеризуються низьким вмістом MgO, високою залізистістю

та вмістом лугів, особливо K_2O , частою наявністю нормативного кварцу, що свідчить як про контамінованість коровими породами, так і високий рівень диференційованості розплавів. Окрім того, враховуючи сучасні моделі формування АРГП, значну перевагу анортозитів і габро-анортозитів на сучасному рівні розкриття КНП, за підпорядкованої ролі більш меланократових порід, імовірно, свідчить, що доступною для безпосереднього геологічного дослідження є лише верхня частина, в якій переважає кумуляція плагіоклазу. Водночас, спираючись на запропоновані моделі формування АРГП, флотація плагіоклазу має супроводжуватися одночасним осадженням значної кількості (30—40 %) фемічних і рудних мінералів у нижні горизонти магматичної камери. Неможливість врахувати хімічний склад останніх, як і їх пропорцію, теоретично можуть змістити склад вихідного розплаву в основну область.

Слід зазначити також, що розрахований теоретичний склад плутону буде "залежати" і від рівня ерозійного зрізу, позаяк на кожному окремому горизонті співвідношення різних типів порід (передусім основних і кислих, які можуть утворювати, як це виходить за даними глибинної геофізики, субгоризонтальні шари) можуть суттєво відрізнятись.

Відносно запропонованого, як первинного, йотунітового (феромонцодіоритового) розплаву, то на нашу думку, таке припущення, на цьому етапі, є малоімовірним, оскільки розплав такого складу (з нормативним кварцом, а в розкритих породах типу нориту і з модальним кварцом) не спроможний генерувати олівінові породи (троктоліти, габротроктоліти та олівінвмісні норити із залізисто-магнезійними олівінами).

Глибина кристалізації. Вже висловлювалися припущення вище про те, що КНП є одним із найеродованіших АРГП. Наразі ми можемо виходити лише із непрямих доказів такого припущення, оскільки здебільшого відомі мінералогічні геобарометри, на жаль, не дають для порід плутону коректних результатів, або результати розрахунку за різними геобарометрами, для одних і тих же зразків суттєво відмінні один від одного. Проблема ускладнюється й тим, що опубліковані хімічні аналізи піроксенів із основних порід КНП здебільшого не можуть використовуватися для розрахунку *PT*-умов кристалізації. Так, у роботі [11] немає

даних щодо хімічного складу вміщувальних порід, з яких аналізувався ортопіроксен. Лише в одному зразку із нориту Городищенського масиву проаналізовано і породу, і ортопіроксен. Хоча і в цьому випадку розраховані значення тиску ϵ , на наш погляд, суттєво ($P = 6,8$ кбар) завищеними [44].

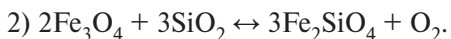
Для мікрозондових аналізів орто- і клінопіроксенів, наведених у [12], теж немає інформації про склад вміщувальної породи. Окрім того, представлені аналізи клінопіроксенів незадовільно перераховуються (завищений вміст Si) на кристалохімічну формулу. За таких обставин найдостовірнішими є піроксени із порід Носачівського родовища [13]. Проте спроби розрахунку за клінопіроксеновим геобарометром [44] в більшості випадків також не дають коректних результатів через відсутність рівноваги у розподілі Fe і Mg між мінералом і вміщувальними породами. Розрахунки за ортопіроксеновим геобарометром [44], навіть у однотипних породах (габро-норитах) цього родовища, вказують на суттєві розбіжності отриманих значень ($P = 2—6$ кбар), що також змушує нас розглядати такі оцінки як малодостовірні.

Оцінка глибини кристалізації порід плутону за складом амфіболів (в гранітах та монцонітсієнітах) та парагенезисом амфібол-плагіоклаз, результати якої вказують, що породи КНП, розкриті сучасним ерозійним зрізом є глибшими, ніж їхні коростенські аналоги (розрахований $P = 4,9$ і $2,4—3,6$ кбар відповідно) [18]. Такі значення близькі до оцінок тиску (5 кбар), отриманих для подібних комплексів, за даними [32], і відповідають глибинам $\sim 10—15$ км, хоча можуть бути дещо меншими (6—8 км).

Ще одним важливим свідченням глибинних умов кристалізації основних і середніх порід плутону є відсутність магнетиту за суттєвого або підвищеного вмісту ільменіту. Така особливість у розповсюдженості цих мінералів узгоджується із низькою f_{O_2} під час диференціації первинного розплаву в глибинних умовах. На прикладі основних порід Носачівського родовища це підтверджується (або й зумовлено) також наявністю графіту [13], природу якого остаточно не з'ясовано. Опубліковані дані ізотопного визначення вуглецю вказують на його глибинну природу [31]. Окрім того, ільменіт рудоносних норитів характеризується вкрай низьким вмістом гематитового міналу. Останнього часто загалом бракує (судячи із наявних хімічних і мікрозондових

аналізів мінералу), а натомість з'являється надстехіометричний TiO_2 , що підтверджує низьку f_{O_2} в процесі кристалізації основних порід КНП.

Очевидно, що кристалізація розплаву в умовах низької фугітивності кисню сприяла підвищеній або високій залізистості фемічних мінералів (передусім піроксенів та олівіну). Так, за відсутності магнетиту, Fe^{2+} залишається у розплаві та входить до складу ранніх ліквідусних фаз, представлених піроксеном та олівіном, підвищуючи їхню залізистість. За умови ранньої кристалізації магнетиту, розплав деплетується на Fe, що може підвищити магнезійність фемічних мінералів. Роль магнетиту та шпінелі в магматичних розплавах та їхній вплив на залізистість олівіну розглядалися в роботах [10, 45]. Звичайно, що абісальні умови кристалізації (і глибина сучасного ерозійного зрізу) повинні сприяти підвищенню залізистості фемічних мінералів за відсутності або незначній ролі магнетиту. Ймовірно, що за абісальних умов кристалізації в базитових розплавах залізо перерозподілялося між силікатними фазами та магнетитом (частково ільменітом):



Подібний сценарій буде розвиватися і під час кристалізації з розплаву ульвошпінелі. Кожна молекула ільменіту екстрагує з розплаву одну молекулу FeO, збіднюючи на залізо фемічні мінерали. Проте кристалізація ільменіту меншою мірою позначається на деплекції розплаву FeO.

Відсутність первинного магнетиту в основних породах КНП (вторинний магнетит може утворюватися під час накладених процесів заміщення олівіну та ортопіроксену серпентином та ідингсит-боулінгітом) не дає можливості провести геофізичні дослідження палеомагнетизму, результати яких можна було б сприймати достовірними. Зазначені в літературі [1] дрібні (мікроскопічні) включення магнетиту та/або ільменіту в польових шпатах можуть виникати унаслідок пізніших субсольвусних перетворень польових шпатів (особливо ортоклазів та мікроклінів), в первинному складі яких може міститися незначна кількість ізоморфного заліза. Є підстави вважати, що в КНП загалом немає основних і кислих порід з первинним магнетитом (або ж вони мають

дуже обмежене поширення і до цього часу не виявлено). Можна припустити, що магнетит в незначній кількості може траплятися в егіринових сієнітах (с. Тернівка) або, що імовірніше, в реакційних меланократових породах з егірин-салітовим піроксеном, які утворюються на контакті егіринових сієнітів з навколишніми монцонітами.

Щодо інших АРГП з магнезійнішими піроксенами, то вони характеризуються незначним ерозійним зрізом, що підтверджується наявністю гіпабісальних і вивержених аналогів основних і кислих порід (Великославинський, 1978), зокрема і Коростенського [18].

Можливо, що глибокий ерозійний зріз КНП зумовив ще деякі петрологічні наслідки. У плутоні незначний розвиток мають камерні пегматити, характерні для менш еродованого Коростенського плутону. Мабуть, що такі пегматити знищено в процесі ерозії верхньої частини КНП. Глибокий ерозійний зріз плутону може бути однією з причин і "надвисокої", як зазначалося вище, залізистості ортопіроксенів у норитах та анортозитах (ксенолітах) Городищенського і Межиріченського масивів, у "ксенолітах" анортозитів кар'єру с. Кам'янка, а також наявністю фаяліту та високозалізистого клінопіроксену в габротроктолітах Городищенського масиву (св. 201).

Схоже на те, що в межах КНП немає або обмежено поширені дайкові породи власне габроїдів типу норитів і габро-норитів, в яких плагіоклаз є головним мінералом. Як в опублікованих, так і в наших хімічних аналізах дайкових порід основного і середнього складу, значну роль відіграє K_2O , який нерідко переважає над Na_2O . Тобто, такі породи за хімічним складом, можна кваліфікувати як габро-монцоніти (калішпатові габро) або монцоніти (табл. 1). Так, наприклад, Ю.В. Кононов [11] наводив хімічний аналіз так званого дайкового габро-діабазу з кар'єру в с. Мала Смілянка, в якому вміст K_2O становить 3,38 %, а Na_2O — 2,64 % (SiO_2 — 51,97 %) (табл. 1), тобто ця порода за хімізмом практично не відмінна від інтрузивних, зокрема дайкових порід, які за вмістом і співвідношенням K_2O і Na_2O належать до монцонітів (габро-монцонітів). Зазначимо, що ці дайкові породи з великими порфіровими вкраплениками плагіоклазу, рідше дрібного клінопіроксену в дрібно- до криптозернистій основній масі називають діабазовими порфіритами. Загалом вони подібні до діа-

базових порфіритів (волінітів) Коростенського плутону (табл. 1).

На наш погляд, відсутність або незначна розповсюдженість дайок типових габроїдів (суттєво плагіоклазових) з порфіровими структурами в КНП також можна пояснити його глибоким ерозійним зрізом. Якщо такі дайкоподібні породи й могли утворитися за абісальних умов (дайки без крипто-дрібнозернистих закалочних ендоконтактів), то вони практично не відмінні від добре закристалізованих габроїдів (норитів, габро-норитів), серед яких могли б залягати дайки аналогічного складу.

Серед гранітів рапаківі дайок типових габроїдів не відмічалось, як це, наприклад, характерно для Коростенського плутону (з відомою Звездаль-Заліською дайкою). Якщо деякі з дайкових порід макроскопічно приймалися як порфірові габроїди з вкраплениками плагіокаuzu (в Смілянському масиві та Носачівському родовищі), то подальшими дослідженнями у їхніх хімічних аналізах фіксувався високий вміст K_2O (табл. 1).

Проблема генезису порід середнього складу. Як характерно для КНП, так і для багатьох інших АРГ масивів світу, частка монцодіоритових порід зазвичай є незначною, порівняно з іншими типами порід. Частіше такі породи спостерігаються як дайки або невеликі інтрузії на контактах анортозитів або між анортозитами і гранітними породами. Проблема монцодіоритових порід в асоціації із анортозитовими породами також залишається дискусійною і деякі автори пропонували різні гіпотези щодо їхнього виникнення, короткий огляд яких здійснено у роботі [39].

Погляди щодо генезису монцонітових порід КНП змінювалися від їх метасоматичного [11] та метаморфогенно-метасоматичного походження (за В.С. Тарасенком), до таких, що утворюють автономні інтрузії [22]. Стосовно походження "реакційних" порід сієніт-монцонітової серії, то Ю.В. Кононов зазначав, що монцоніти і габро-монцоніти утворюються тільки на контакті більш меланократових (ніж анортозити) габроїдів крайового комплексу (норити, габро-норити) з гранітами рапаківі. Дійсно, монцоніти, а тим паче габро-монцоніти є більш меланократовими породами, ніж лейкократові анортозити та рапаківі. Зважаючи на низький вміст в анортозитах фемічних компонентів (FeO , MgO), ці породи на контакті з гранітами (також з низьким вмістом фемічних ком-

понентів) не спроможні сформувати більш меланократові, ніж контактувальні анортозити і граніти, монцоніти, а тим більше габро-монцоніти.

Магматичне походження таких порід відстоюється О.В. Митрохином та підтримується авторами статті, хоча погляди щодо механізму виникнення монцонітових розплавів та їхньої кристалізації дещо відмінні. Так, за даними [18], монцонітові породи Коростенського і КН плутонів мають ознаки гібридності, а їх приуроченість до приконтактних із гранітами частин масивів, обумовлена процесами магматичного змішування основних і кислих розплавів, що підтверджується глибинними відношенням $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70187-0,70334$ та нижньокоровими значеннями $\epsilon Nd = -1,2$ до $-1,4$. Вищі відношення $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,708–0,712) отримано у монцонітах, за даними [28]. Ідею гібридного походження порід габро-монцонітового складу та монцонітів, разом з т. зв. контамінованими гранітами, розглядали і попередні дослідники [5, 23]. На підтвердження такої гіпотези вказує досить широкий діапазон варіацій $^{87}Sr/^{86}Sr$, що може свідчити про різні пропорції основного і кислого розплавів, які брали участь у формуванні монцонітових порід, а також приуроченість монцонітових порід до контакту мезократових основних порід із рапаківі, тоді як на контакті останніх з анортозитами такі породи не утворюються [18].

З одного боку, припущення про те, що на контакті габроїдів (норити, габро-норити) і гранітів, повинні утворюватися проміжні за складом монцоніти і (т. зв. габро-монцоніти) запропоноване попередніми дослідниками, видається нам логічним і підкріплюється геологічними спостереженнями. З іншого боку, згідно матеріалів геологічного картування плутону (рис. 1), тіла монцонітових порід картується і на контакті рапаківі та анортозитів як за наявності, так і за відсутності тектонічних порушень між ними. Як згадувалося, згідно з наявними геохронологічними даними [28], в КНП наявні як пізніші, так і ранніші, порівняно з габроїдами, граніти групи рапаківі. Тому пізніші, відносно рапаківі, інтрузії основних порід могли підплавляти вміщувальні породи з виникненням розплавів монцоніт-сієнітового складу, що кристалізувалися як безпосередньо (*in situ*) у приконтактних зонах габроїдів і гранітів, так і могли мігрувати за їх межі і утворювати окремі самостійні інтрузивні тіла. У випадку впливу пізніших гранітоїдних розплавів

на вже закристалізовані тіла основних порід, на їх контакті могли проявитися, імовірно лише процеси накладеної біотитизації та інші низькотемпературні перетворення.

Проте не виключається, що трахітові розплави сублужного і лужного складу формувалися як диференціати базитової магми (сієнітовий тренд еволюції плутону), з яких кристалізувалися розглянуті сублужні та лужні (егіринові) сієніти. Пояснення згаданих вище петрохімічних характеристик порід монцонітової серії (вища залізистість, ніж в габро-анортозитових породах, збільшення вмісту лугів із зростанням залізистості, накопичення калію), з позиції кристалізації із залишкового розплаву має обґрунтованіший вигляд. Враховуючи, що значна частина габроїдів є калішпатовими або калішпатвмісними (т. зв. габромонцоніти), так чи інакше, абісальні умови (глибокий ерозійний зріз) сприятимуть формуванню порід монцоніт-сієнітової серії. Окрім того, що абісальні умови формування порід плутону за пониженої f_{O_2} (відсутня або обмежена кристалізація магнетиту), також сприятимуть зменшенню кількості кремнезему в кінцевих диференціатах, якими можна вважати монцоніт-сієнітову серію. Як показано у наведених гіпотетичних реакціях, кристалізація магнетиту на ранніх стадіях підвищує вміст кремнезему в залишкових розплавах, а його відсутність призводить до зв'язування FeO у фемічних мінералах і, відповідно, пониження вмісту кремнезему. Окрім того, розкристалізація основної об'єму анортозитів і габро-норитів могла обумовлювати дифузію ("віджимання", видавлювання) залишкового монцонітового розплаву у холодніші периферійні частини інтрузій. За нагромадження таких некумулятивних магматичних розплавів вони можуть вкорінюватися у вже закристалізовані тіла габро-анортозитових масивів. Тому такий механізм їхнього утворення вдаліше пояснює розташування середніх порід в габро-анортозитових масивах і, водночас, не заперечує можливості часткової взаємодії із гранітами рапаківі, а також узгоджується із їхньою пізнішою кристалізацією [47].

Генерація гранітів рапаківі. Більшість дослідників вважають, що підвищення температурного градієнту та підплавлення порід кори за рахунок підйому мантіїних магм були головною причиною генерації великих мас гранітної магми, які формували батоліти рапаківі

[23, 34, 38]. Водночас протерозойська потужна молода нижня кора в областях завершеного орогенезу, що сформувалася в Північно-Західному та Інгуло-Інгулецькому блоках УЩ, була сприятливою передумовою для часткового плавлення і утворення вихідних для рапаківі розплавів [35]. Генерація кислого розплаву в середній або нижній частинах земної кори, за сухих умов і значного тиску (7–10 кбар), наближували склад кислого розплаву (висока залізистість, високий вміст лугів і низький глинозему) до петрохімічних характеристик, притаманних гранітам А-типу.

У контексті походження гранітів рапаківі та їхньої тісної просторової і часової спорідненості із масивами габро-анортозитів, враховуючи нечисленні ізотопні дослідження гранітоїдних порід КНП та геохронологічні дані, згадана модель є найприйнятнішою. У магматичних камерах середньої частини земної кори як кислі, так і основні магми могли накопичуватися і диференціювати одночасно, тоді як підйом відмінних за фізичними і хімічними характеристиками розплавів міг відбуватися у верхню кору окремими пульсами і незалежно один від одного. Генерація кислих магм з таких позицій пояснює, з одного боку, зближеність у часі (або чергування) інтрузій гранітів і основних порід, а з іншого, обмеженість процесів змішування двох контрастних магм. Наявність чіткого розриву у хімічному складі середніх і кислих порід КНП, враховуючи дані ізотопних досліджень, припускає різні джерела магмоутворення, де кислі розплави не пов'язані із основними розплавами.

Висновки. Для Корсунь-Новомиргородського плутону характерна типова асоціація порід, притаманна більшості протерозойських анортозит-рапаківігранітних комплексів у інших регіонах. Незважаючи на тривалу історію дослідження плутону, в багатьох питаннях петрогенезису наявні геологічні дані не надають однозначних відповідей і потребують подальших досліджень.

Наявні геохронологічні дані дають підстави вважати, що плутон сформувався в результаті багаторазового підйому і розкристалізації різних за складом розплавів, від основних до кислих. Диференціація основних розплавів обумовила появу асоціації порід габро-анортозитових масивів, включаючи і монцоніти. Тоді як унаслідок розкристалізації кислих магм утворилися граніти рапаківі.

Хоча наявні дані не дають можливість достовірно оцінити глибину кристалізації КНП, проте низка факторів (відсутність вулканічних і дайкових аналогів основних порід, висока залізистість фемічних мінералів, відсутність первинного магнетиту) вказують на глибинні умови формування порід, доступних для спостереження на сучасному рівні ерозійного зрізу. Тому, наведені петрологічні та мінералогічні особливості порід КНП, найзадовільніше пояснюються відновними (низькою f_{O_2}) та абісальними умовами їхнього формування, що дають підстави розглядати КНП як суттєво еродований АРГП.

Враховуючи значну площу, зайняту породами плутону, імовірніше, що існують блоки з різним рівнем ерозійного зрізу ("клавійна" будова). Менш еродованими є блоки, де відслонюються егіринові сієніти, або дайкові та штокоподібні тіла монцонітів з порфіровими структурами і сієнітів (Великовисківський масив). Водночас більша, особливо центральна, частина плутону зазнала значної ерозії, що зумовило розкриття порід із розглянутими вище петрологічними та мінералогічними особливостями.

Можливо, що кристалізація основних порід за глибших умов, обумовила і виразніше проявлений сієнітовий тренд еволюції із появою на її заключних етапах фаяліт-геденбергіто-

вих сієнітів, подібних до сієнітів Південно-Кальчицького масиву.

Питання відносно вертикального розшарування габро-анортозитових масивів потребує подальших досліджень, оскільки за нашими фрагментарними даними, із глибиною, на відміну від верхніх частин, частка високозалістих основних порід може суттєво зростати.

У питаннях, що стосуються джерела і складу первинних розплавів, ізотопно-геохімічні дослідження не дають однозначних висновків і можуть вказувати як на мантийне, так і змішане мантийно-корове їхнє походження. Еволюція петрохімічних характеристик серії основних порід плутону, на нашу думку, краще узгоджується із утворенням за рахунок диференціації первинного високоглиноземистого толейтового розплаву. Останній, очевидно, зазнав суттєвої контамінації нижньокоровим матеріалом, що зумовило сублужний характер серії основних порід та суттєве переважання норитів над типовішими габро.

Питання генезису порід середнього складу також потребує досліджень. На відміну від запропонованих раніше гіпотез, утворення порід монцонітової серії за рахунок підплавлення кислих порід основними інтрузіями, або змішування основного та кислого розплаву, деякі петрохімічні особливості та геологічна позиція можуть задовільно пояснюватися з позиції їхньої кристалізації із залишкового розплаву.

ЛІТЕРАТУРА

1. Бахмутов В.Г., Митрохин А.В., Поляченко Е.Б., Черкес С.И. Палеомагнетизм анортозит-рапакивигранитной формации Украинского щита и некоторые проблемы палеотектонических реконструкций в протерозое. Докембрий: породні асоціації та їхня рудоносність: *Зб. тез Міжнар. наук. конф. (Київ 22–24 верес. 2020 р.)*. НАН України, ІГМР ім. М.П. Семененка. Київ, 2020. С. 121–124.
2. Гащенко В.О., Шестопалова О.Є., Кушнір С.В. Особливості речовинного складу анортозитів Новомиргородського масиву Корсунь-Новомиргородського плутону. *Зб. тез. наук. конф. "Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні" (Київ, 14–16 трав. 2019 р.)*. Київ, 2019. Т. 2. С. 176–177.
3. Гащенко В.О., Шумлянський Л.В., Кіслухіна Н.М. Нові дані щодо речовинного складу габроїдів Носачівського ільменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит). Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні: *Зб. тез. наук. конф., присв. 50-річчю Ін-ту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (Київ, 14–16 трав. 2019 р.)*. У 2-х т. НАН України, ІГМР ім. М.П. Семененка. Київ, 2019. Т. 2. С. 178–179.
4. Геологическая карта поверхности домезозойских образований с объясн. зап. Серия Центральноукраинская. Лист М-36-XX. Голубев В.А., Санін В.П., Куделя Ю.А. Москва, 1973. 124 с.
5. Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту. 1 : 200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка) з поясн. зап. Київ, 2001.
6. Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту. 1 : 200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXVII (Знам'янка) з поясн. зап. Київ, 2004.
7. Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту. 1 : 200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXIII (Кіровоград) з поясн. зап. Київ, 2007.
8. Гранитоиды Украинского щита. Справ. Ред. Н.П. Щербак. Киев: Наук. думка, 1993. 133 с.
9. Ильченко Т.В. Скоростная модель земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профиль Бабанка-Пятихатки). *Допов. НАН України*. 2003. 7. С. 100–106.
10. Эволюция изверженных пород. Под ред. Х. Йодер. Москва: Мир, 1983. 528 с.

11. Кононов Ю.В. Габрові масиви Українського щита. Київ: Наук. думка, 1966. 100 с.
12. Кононов Ю.В., Кононова М.М., Шаркин О.П. Фазовые превращения в породообразующих силикатах. Киев: Наук. думка, 1989. 180 с.
13. Кривдік С.Г., Гуравський Т.В., Дубина О.В., Братчук О.М., Мархай О.І., Нечаєнко О.М., Якубенко П.Ф. Особливості речовинного складу Носачівського апатит-ільменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит). *Мінерал. журн.* 2009. **31**, № 3. С. 55—78. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
14. Кривдік С.Г., Дубина О.В. Типохімізм мінералів лужно-ультраосновних комплексів Українського щита як індикатор глибини їх формування. *Мінерал. журн.* 2005. **27**, № 1. С. 64—76. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
15. Кривдік С.Г., Орса В.И., Брянский В.П. Фаялит-геденбергитовые сиениты юго-восточной части Корсунь-Новомиргородского плутона. *Геол. журн.* 1988. № 6. С. 43—53.
16. Личак И.П. Петрология Коростенского плутона. Киев: Наук. думка, 1983. 248 с.
17. Митрохин О.В. Петрологія габро-анортозитових масивів Коростенського плутону: автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2001. 16 с.
18. Митрохин О.В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2011. 36 с.
19. Митрохіна Т.В. Геологічна будова, речовинний склад та умови формування титаноносних габроїдних інтрузій Волинського мегаблоку Українського щита: автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2009. 26 с.
20. Пономаренко О.М., Заяць О.В., Довбуш Т.І., Безвинний О.П., Циба М.М. Особливості речовинного складу та ізотопний вік руськополянських рідкіснометалевих гранітів Українського щита. *Геохімія та рудоутворення*. 2011. Вип. 30. С. 18—26.
21. Пономаренко О.М., Кривдік С.Г., Дубина О.В. Ендогенні апатит-ільменітові родовища Українського щита (геохімія, петрологія та мінералогія). Донецьк: Ноулідж, 2012. 230 с.
22. Свешников К.И. О возрастной последовательности пород Корсунь-Новомиргородского плутона. *Геол. журн.* 1981. № 4. С. 62—68.
23. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Львов: Львовск. гос. ун-т, 1947. 140 с.
24. Тарасенко В.С. Богатые титановые руды в габбро-анортозитовых массивах Украинского щита. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990. № 8. С. 35—44.
25. Ткаченко К.О. Геологічне довідчення м-бу 1 : 200 000 території аркуша М-36-XXVI (Сміла). Кіровоградська та Черкаська обл. Черкаси, 2010.
26. Трипольский А.А., Калюжная Л.Г., Омельченко В.Д. Особенности глубинного строения плутонов гранитов рапакиви и габбро-анортозитов Украинского и Балтийского щитов (по геофизическим данным). *Геофиз. журн.* 2000. № 6. С. 121—137.
27. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарелНЦ РАН, 2004. 159 с.
28. Шестопалова О.Є. Геохронологія Корсунь-Новомиргородського плутону: автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2017. 20 с.
29. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 280 с.
30. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
31. Яценко В.Г. Структурно-морфологические и генетические типы графита на примере месторождений Украинского щита: автореф. дис. ... канд. геол. наук. Киев, 1996. 24 с.
32. Ashwal L.D. Anorthosites. *Minerals and rocks*, **21**. Springer, Berlin, Heidelberg, 1993. P. 83—218.
33. Ashwal L.D., Wooden J.L., Emslie R.F. Sr, Nd and Pb isotopes in Proterozoic intrusives astride the Grenville Front in Labrador: implications for crustal contamination and basement mapping. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1986. **50**. P. 2571—2585. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90211-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90211-5)
34. Barker F., Wones D.R., Sharp W.N., Desborough G.A. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro—anorthosite—syenite—potassic granite suite. *Precam. Res.* 1975. **2**, Iss. 2. P. 97—160. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(75\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(75)90001-7)
35. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Buryanov V.B., Makarenko I.B., Orlyuk M.I., Skobelev V.M., Starostenko V.I., Legostaeva O.V. The 1.80—1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics*. 2004. **381**. P. 5—27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>
36. Charlier B. Petrogenesis of magmatic iron-titanium deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites. Universite de Liege, 2007. 165 p.
37. Duchesne J.-C., Shumlyanskyi L.V., Mytrokhyn O.V. The jotunite of the Korosten AMCG complex (Ukrainian Shield): Crust- or mantle-derived? *Precam. Res.* 2017. **299**. P. 58—74. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.018>
38. Emslie R.F. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precam. Res.* 1978. **7**. P. 61—98. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(78\)90005-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(78)90005-0)
39. Fred R., Heinonen A., Heinonen J.S. Equilibrium crystallization of massif-type anorthosite residual melts: a case study from the 1.64 Ga Ahvenisto complex, Southeastern Finland. *Contribs Mineral. and Petrol.* 2020. **175**. P. 85—111. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01726-9>

40. Longhi J. A mantle or mafic crustal source for Proterozoic anorthosites? *Lithos*. 2005. **83**. P. 183–198. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.009>
41. Longhi J., Vander Auwera J., Fram M.S., Duchesne J.C. Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (massif) anorthosites and related rocks. *Journ. Petrol.* 1999. **40**. P. 339–362. <https://doi.org/10.1093/etroj/40.2.339>
42. Mitchell J.N., Scoates J.S., Frost C.D. High-Al gabbros in the Laramie anorthosite complex, Wyoming: implications for the composition of melts parental to Proterozoic anorthosite. *Contribs Mineral. and Petrol.* 1995. **119**. P. 166–180. <https://doi.org/10.1007/BF00307279>
43. 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. *Canad. Mineral.* 1992. **30**(1). P. 163–190.
44. Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. *Contribs Mineral. and Petrol.* 1996. **123**. P. 92–108. <https://doi.org/10.1007/S004100050145>
45. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-Liquid Equilibrium. *Contribs Mineral. and Petrol.* 1970. **29**. P. 275–289.
46. Scoates J.S., Mitchell J.N. The evolution of troctolite and high Al basaltic magmas in Proterozoic anorthosite plutonic suites and implications for the Voisey's Bay massive Ni-Cu sulfide deposit. *Econom. Geol.* 2000. **95**. P. 677–701. <https://doi.org/10.2113/95.4.677>
47. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse V., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precam. Res.* 2017. **292**. P. 216–239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
48. Vander Auwera J., Bolle O., Bingen B., Liégeois J.P., Bogaerts M., Duchesne J.C., De Waele B., Longhi J. Sveconorwegian massif-type anorthosites and related granitoids result from post-collisional melting of a continental arc root. *Earth Sci. Rev.* 2011. **107**. P. 375–397. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.04.005>

Надійшла 08.06.2021

REFERENCES

1. Bakhmutov, V.G., Mitrokhin, A.V., Polyachenko, E.B. and Cherkes, S.I. (2020), *Abstr. of Int. Sci. Conf.* (Kyiv, Septem. 22–24, 2020), NAS of Ukraine, M.P. Semenenko IGMOF, Kyiv, pp. 121–124 [in Russian].
2. Gatsenko, V.O., Shestopalova, O.Ye. and Kushnir, S.V. (2019), *Coll. thesis Sci.. conf. "Achievements and prospects for the development of geological science in Ukraine"*, May 14–16, Kyiv, UA, pp. 176–177 [in Ukrainian].
3. Gatsenko, V.O., Shumlyansky, L.V. and Kislukhina, N.M. (2019), *Abstr. of Sci. Conf., dedicated to the 50th Anniversary of M.P. Semenenko In-te of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation* (Kyiv, May 14–16 2019), In 2 vol., NAS of Ukraine, M.P. Semenenko IGMOF, Vol. 2, Kyiv, UA, pp. 178–179 [in Ukrainian].
4. Holubev, V.A., Sanin, V.P. and Kudelya, Yu.A. (1973), *Geological map of pre-Mesozoic surface with explanatory note*, The Centralnoukraynskaya series. Sheet M-36-XX. Moscow, RU, 124 p. [in Russian].
5. (2001) *Geological and mineral maps of crystal base*, 1:200 000, The Centralnoukraynskaya series, Sheet M-36-XXXII (Novoukrayinka) with explanatory note, Kyiv, UA [in Ukrainian].
6. (2004) *Geological and mineral maps of crystal base* (1:200 000), The Centralnoukraynskaya series, Sheet M-36-XXXII (Znam'yanka) with explanatory note, Kyiv, UA [in Ukrainian].
7. (2007) *Geological and mineral maps of crystal base*, 1:200 000, The Central'noukraynskaya series, Sheet M-36-XXXIII (Kirovohrad) with explanatory note, Kyiv, UA [in Ukrainian].
8. (1993) *Granitoids of Ukrainian Shield*, Handbook, in Shcherbak, N.P. (ed.), Nauk. dumka, Kyiv, UA, 133 p. [in Russian].
9. Ilchenko, T.V. (2003), *Dopov. Nac. akad. nauk Ukr.*, No. 7, pp. 100–106 [in Russian].
10. Yoder, H.S. (ed) (1983), *The Evolution of the Igneous Rocks*, Mir press, Moscow, 528 p. [in Russian].
11. Kononov, Yu.V. (1966), *The Gabbroid massifs of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 100 p. [in Ukrainian].
12. Kononov, Yu.V., Kononova, M.M. and Sharkin, O.P. (1989), *Phase transformations in rock-forming silicates*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 180 p. [in Russian].
13. Kryvdik, S.G., Guravsky, T.V., Dubyna, O.V., Bratchuk, O.M., Markhai, O.I., Nechayenko, O.M. and Yakubenko, P.F. (2009), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 31, No. 3, Kyiv, UA, pp. 55–78 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
14. Kryvdik, S.G. and Dubyna, O.V. (2005), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 27, No. 1, Kyiv, UA, pp. 64–76 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
15. Kryvdik, S.G., Orsa, V.I. and Bryansky, V.P. (1988), *Geol. Journ.*, No. 6, Kyiv, UA, pp. 43–53 [in Russian].
16. Lichak, I.P. (1983), *Petrology of the Korosten pluton*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 248 p. [in Russian].
17. Mytrokhyn, O.V. (2001), *Petrology of gabbro-anorthosite massifs of Korosten pluton*, Avtoref. dys. of cand. geol. sci., Kyiv, 16 p. [in Ukrainian].
18. Mytrokhyn, O.V. (2011), *Anorthosite-rapakivi-granite complex of the Ukrainian Shield (geology, material composition and formation conditions)*, Avtoref. dys. of dokt. geol. sci., Kyiv, UA, 36 p. [in Ukrainian].
19. Mytrokhina, T.V. (2009), *The geological structure, composition and conditions of generation of titanium-bearing gabbroid intrusions of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield*, Avtoref. dys. kand. heol. nauk, Kyiv, UA, 26 p. [in Ukrainian].

20. Ponomarenko, O.M., Zayats, O.V., Dovbush, T.I., Bezvynny, O.P. and Tsyba, M.M. (2011), *Geochem. and ore formation*, Vyp. 30, Kyiv, UA, pp. 18-26 [in Ukrainian].
21. Ponomarenko, O.M., Kryvdik, S.G. and Dubyna, O.V. (2012), *The endogenous apatite-ilmenite deposits of the Ukrainian Shield (geochemistry, petrology and mineralogy)*, Knowledge publ., Donetsk, UA, 230 p. [in Ukrainian].
22. Sveshnikov, K.I. (1981), *Geol. Journ.*, No. 4, Kyiv, UA, pp. 62-68 [in Russian].
23. Sobolev, V.S. (1947), *Petrology of the eastern part of the complex Korosten pluton*, Lvovsk. Univ., Lvov, UA, 140 p. [in Russian].
24. Tarasenko, V.S. (1990), *Izv. Acad. Sci. SSSR*, No. 8, pp. 35-44 [in Russian].
25. Tkachenko, K.O. (2010), *Geological study of (1:200 000) of the territory of M-36-XXVI sheet (Smila), Kirovohrad and Cherkasy regions*, Cherkasy, UA [in Ukrainian].
26. Trypolsky, A.A., Kalyuzhnaya, L.G. and Omelchenko, V.D. (2000), *Geophys. Journ.*, No. 6, Kyiv, UA, pp. 121-137 [in Russian].
27. Trypolsky, A.A. and Sharov, N.V. (2004), *The lithosphere of the Precambrian shields of the Northern hemisphere of the Earth according to seismic data*, KarelNC RAS, Petrozavodsk, RU, 159 p. [in Russian].
28. Shestopalova, O.Ye. (2017), *The geochronology of the Korsun-Novomyrhorod Pluton*, Avtoref. dys. kand. heol. nauk, Kyiv, UA, 20 p. [in Ukrainian].
29. Scherbakov, I.B. (1975), *Petrography of Precambrian rocks of the central part of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 280 p. [in Russian].
30. Scherbakov, I.B. (2005), *Petrology of the Ukrainian Shield*, ZUKC publ., Lviv, UA, 366 p. [in Russian].
31. Yatsenko, V.G. (1996), *The structural-morphological and genetic types of graphite on the example of deposits of the Ukrainian Shield*, Avtoref. dys. kand. heol. nauk, Kyiv, UA, 24 p. [in Russian].
32. Ashwal, L.D. (1993), *Anorthosites. Minerals and rocks*, Vol. 21, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 83-218.
33. Ashwal, L.D., Wooden, J.L. and Emslie, R.F. (1986), *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 50, pp. 2571-2585. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90211-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90211-5)
34. Barker, F., Wones, D.R., Sharp, W.N. and Desborough, G.A. (1975), *Precam. Res.*, Vol. 2(2), pp. 97-160. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(75\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(75)90001-7)
35. Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I. and Legostaeva, O.V. (2004), *Tectonophysics*, Vol. 381, pp. 5-27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>
36. Charlier, B. (2007), *Petrogenesis of magmatic iron-titanium deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites*, Universite de Liege, 165 p.
37. Duchesne, J.-C., Shumlyansky, L.V. and Mytrokhyn, O.V. (2017), *Precam. Res.*, Vol. 299, pp. 58-74. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.018>
38. Emslie, R.F. (1978), *Precam. Res.*, Vol. 7, pp. 61-98. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(78\)90005-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(78)90005-0)
39. Fred, R., Heinonen, A. and Heinonen, J.S. (2020), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 175, pp. 85-111. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01726-9>
40. Longhi, J. (2005), *Lithos*, Vol. 83, pp. 183-198. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.009>
41. Longhi, J., Vander, Auwera J., Fram, M.S. and Duchesne, J.-C. (1999), *Journ. Petrol.*, Vol. 40, pp. 339-362. <https://doi.org/10.1093/ptroj/40.2.339>
42. Mitchell, J.N., Scoates, J.S. and Frost, C.D. (1995), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 119, pp. 166-180. <https://doi.org/10.1007/BF00307279>
43. Owens, B.E. and Dymek, R.F. (1992), *Canad. Mineral.*, Vol. 30(1), pp. 163-190.
44. Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. and Walker, D. (1996), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 123, pp. 92-108. <https://doi.org/10.1007/S004100050145>
45. Roeder, P.L. and Emslie, R.F. (1970), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 29, pp. 275-289.
46. Scoates, J.S. and Mitchell, J.N. (2000), *Econom. Geol.*, Vol. 95, pp. 677-701. <https://doi.org/10.2113/95.4.677>
47. Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billström, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, V. and Bilan, O. (2017), *Precam. Res.*, Vol. 292, pp. 216-239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
48. Vander, Auwera J., Bolle, O., Bingen, B., Liégeois, J.P., Bogaerts, M., Duchesne, J.-C., De Waele, B. and Longhi, J. (2011), *Earth Sci. Rev.*, Vol. 107, pp. 375-397. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.04.005>

Received 08.06.2021

S.G. Kryvdik, DrSc (Geology & Mineralogy), Prof.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: kryvdik@ukr.net; <http://orcid.org/0000-0002-8356-1115>

O.V. Dubyna, DrSc (Geology), Ass. prof.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology
Educational-scientific institute "Institute of Geology"

90, Vasylykivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022

E-mail: dubyna_a@ukr.net; <http://orcid.org/0000-0002-6003-4873>

P.F. Yakubenko, Chief Geologist

SE of PRJSC "Nadra of Ukraine" Tsentrukrgeologiya"

13, Tatynetska Str., Cherkasy, Ukraine, 18030

E-mail: yakubenkopf@gmail.com

PETROLOGICAL FEATURES OF KORSUN'-NOVOMYRHOROD ANORTHOSITE-RAPAKIVI GRANITE PLUTON

The Korsun'-Novomyrhorod pluton is the second after the Korosten one in terms of the scale of Proterozoic (1757-1748 Ma) anorthosite-rapakivi-granite magmatism in the Ukrainian Shield. According to geochronological data, pluton was formed as a result of multiple ascending and crystallization of basic to acidic melts. Differentiation of initial melts because to be responsible for gabbro-anorthosite and monzonites series crystallization. Whereas rapakivi granites, which are predominate in the modern erosion level, were formed from felsic magma not directly related with differentiation of basic melt. In view of the current level of mineralogical research, it is difficult to use modern geobarometry methods to reliably estimate the depth of rocks crystallization. At the same time, a number of factors (absence of volcanic and dike analogues of basic rocks, insignificant distribution of pegmatite bodies, predominance of high-Fe mafic minerals, absence of primary magnetite, etc.) indicate deeper conditions for rocks disclosed by modern erosional cut in comparison to similar Korosten pluton. Therefore, the liquid line of dissent, petrological and mineralogical features of the rocks can be explained by the reducing (low f_{O_2}) or abyssal conditions of their formation. It is possible that the deeper conditions of crystallization of parental melt are due to more distinctly developed syenitic trend of evolution with the appearance of high-Fe syenites during final stages. Preliminary data indicate on possibility of vertical layering of gabbro-anorthosite massifs, which manifested by increasing proportion of high-Fe basic rocks with depth. Available isotope-geochemical studies do not provide unambiguous data on regarding reservoirs of primary melts implaying both mantle and mixed mantle-crustal their origin. The evolution of the petrochemical features of basic rocks, in our opinion, is in better agreement with their formation as result of differentiation of the primary high-alumina tholeiitic melt, significantly contaminated by lower crustal material. This determined the subalkaline nature of basic rocks and a significant predominance of norites, in comparison to more typical gabbros, and monzonites. In contrast to the previously proposed hypotheses of the formation of intermediate rocks because of partial melting of felsic rocks by basic intrusions, or mingling of basic and acidic melts, some of petrochemical features and geological position can be satisfactorily explained by their crystallization from the residual melt.

Keywords: gabbro-anorthosite plutons, Korsun'-Novomyrhorod pluton, Ukrainian Shield, anorthosites, rapakivi, monzonites.