

О. М. Костенко

ДІОРИТ-ТОНАЛІТ-ПЛАГІОГРАНІТОВА ФОРМАЦІЯ ВОЛИНСЬКОГО МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

O. M. Kostenko

DIORITE-TONALITE-PLAGIOGRANITE FORMATION OF VOLYN MEGABLOK OF UKRAINIAN SHIELD

Розглянуто обсяг, геологічні особливості, речовинний склад та вікове положення виділеної в межах Волинського мегаблока Українського щита ультраметагенної за походженням діорит-тоналіт-плагіогранітової формації, породи якої є складовими відомого протерозойського шереметівського комплексу. Показано, що значну роль у складі формації відіграють тоналіти і мигматити тоналітового складу, які раніше дослідниками в цьому районі не виділялись. За ізотопними даними становлення плагіогранітоїдної асоціації відбулось дещо раніше ($(2092,2 \pm 3,2)$ млн років тому) за двополевошпатові граніти житомирського комплексу (2,08–2,04 млрд років). Шереметівський комплекс плагіогранітоїдів є повним петрографічним і віковим аналогом звенигородського комплексу, поширеного в Росинсько-Тикицькому мегаблці Українського щита.

Ключові слова: Волинський мегаблок, діорити, тоналіти, плагіограніти, формація, протерозой, петрохімія, геохімія.

Рассмотрены объем, геологические особенности, вещественный состав и возрастное положение выделенной в пределах Волинского мегаблока Украинского щита ультраметагенной по происхождению диорит-тоналит-плагиогранитовой формации, породы которой являются составными частями известного протерозойского шереметьевского комплекса. Показано, что значительную роль в ее составе играют тоналиты и мигматиты тоналитового состава, которые раньше исследователями в этом районе не выделялись. По изотопным данным становление плагиогранитоидной ассоциации происходило несколько раньше ($(2092,2 \pm 3,2)$ млн лет), чем двополевошпатовых гранитов житомирского комплекса (2,08–2,04 млрд лет). Шереметьевский комплекс плагиогранитоидов является полным петрографическим и возрастным аналогом звенигородского комплекса, развитого в пределах Росинско-Тикичского мегаблока Украинского щита.

Ключевые слова: Волинский мегаблок, диориты, тоналиты, плагиограниты, формація, протерозой, петрохимия, геохимия.

The article deals with the geological features, rock composition and age position of diorite-tonalite-plagiogranite formation which is a part of a Proterozoic Sheremetiv complex within Volyn megablock of Ukrainian Shield. It is shown that a significant part of its composition belong to tonalites and tonalite migmatites that were not distinguished by researchers before. The forming of plagiogranites association took place a bit earlier ($(2092,2 \pm 3,2)$ million years) than two-feldspathic granites (2,08–2,04 billion years) on the results of isotopic dating. Sheremetiv complex of plagiogranites is fully comply with a Zvenygorod complex of the Rosynsk-Tikych megablock of Ukrainian Shield according to petrographic and age data.

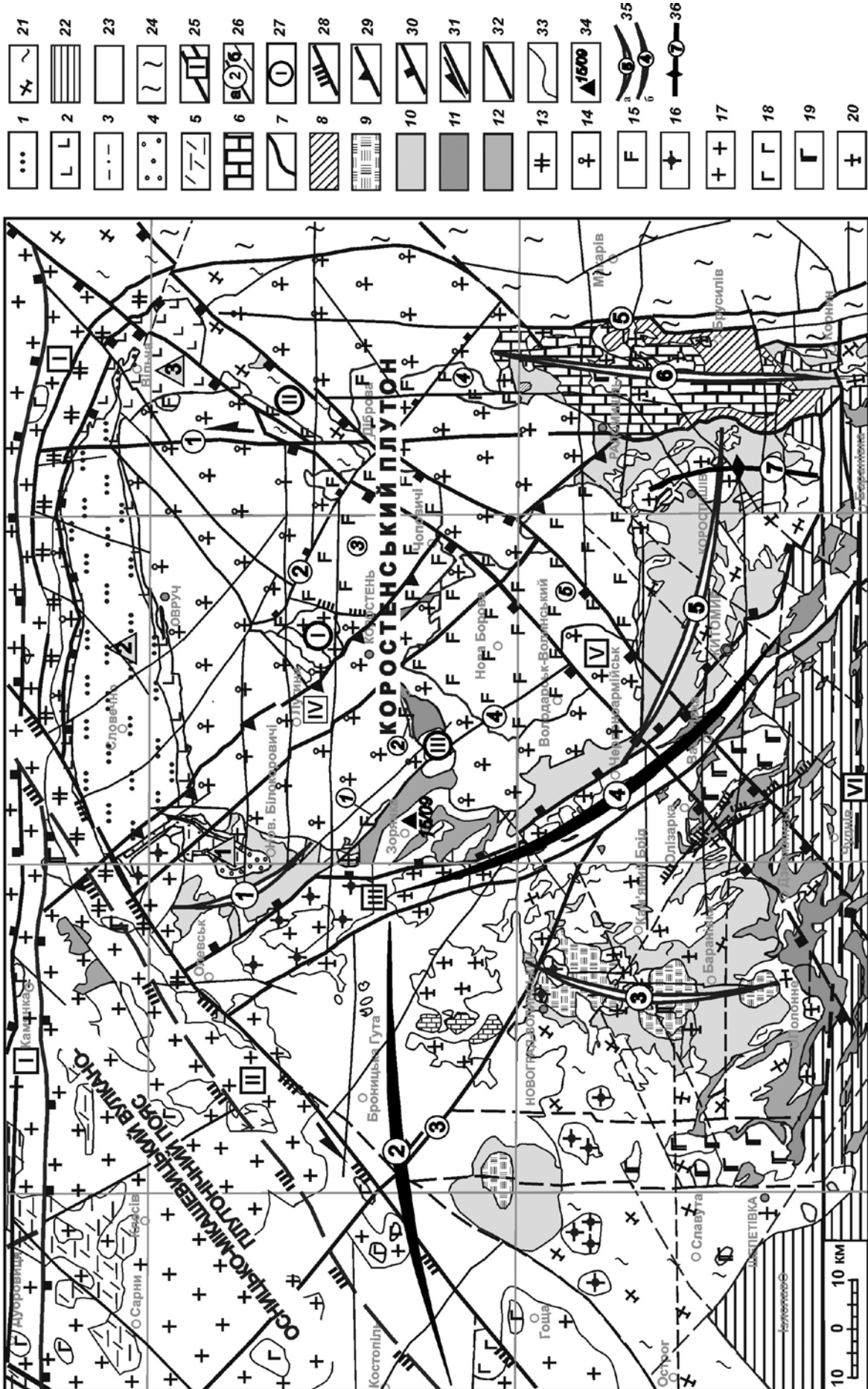
Keywords: Volyn megablock, diorite, tonalite, plagiogranite, formation, Proterozoic, petrochemistry, geochemistry.

ВСТУП

Утворення ультраметагенної діорит-тоналіт-плагіогранітової формації дуже розповсюджені на території Волинського мегаблока Українського щита (УЩ), де складають близько 30% площі його сучасного ерозійного зрізу. Причому найбільше поширення вони мають у центральній і північній частинах цього мегаблока. Так, у північно-західному обрамленні Коростенського плутону ними складена велика Городницько-Ємільчинська антиформна споруда, розміром 70×100 км [8] (рис. 1). Також вони беруть участь у будові Пугачівського і Бехинського тектонічних блоків, розташованих в межах Коростенського плутону та в будові окремих виступів складчастого фундаменту на денну поверхню в межах Осницько-Мікашевицького вулкано-

плутонічного поясу (наприклад, Будівський виступ). У південній частині Волинського мегаблока ці утворення поширені значно менше. Ними складена Красногірсько-Житомирська антиформна структура північно-західного простягання, яка розділяє Новоград-Волинську і Житомирську брахісинформи першого порядку. Плагіогранітоїди також розвинені на границі з Дністровсько-Бузьким мегаблоком, наприклад у районі Печанівського масиву. Крім того, низка відносно невеликих за розмірами тіл плагіогранітоїдів спостерігається в східній частині Житомирської синформи, де вони приурочені до склепінних ділянок меридіональної Городської антиформної зони більш низького рангу.

Вважається, що субстратом, по якому формувались породи даної формації, були перш за



◀ Рис. 1. Схематична геолого-структурна карта Волинського мегаблока УЩ

Стратифіковані утворення: Овруцька серія ($PR_1^2-PR_2$): 1 — товчаківська світа (кварцито-пісковикова формація); 2 — збранківська світа (формації: бімодальна сублужна базальт-ріолітова і сублужна пікробазальт-трахіандезитобазальтова). *Топільнянська серія* (PR_1^2): 3 — озерянська світа (алеврито-сланцева формація); 4 — білорочицька світа (конгломерат-пісковикова-сланцева формація). 5 — *клесівська серія* (PR_1^2 — базальт-андезит-лептитова формація). *Тетерівська серія* (PR_1^1): 6–8 — кочерівська світа (6 — верхня підсвіта — мармур-кальцифірова формація, 7 — нижня підсвіта — верхня і нижня формації кумінгтоніт-роговообманкових амфіболітів і кристалічних сланців, 8 — середня підсвіта — гнейсово-карбонатно-кристалосланцева формація); 9 — новоград-волинська товща (формації: біотитових і двослюдяних мікрогнейсів і кристалічних сланців та метабазальт-андезит-ріолітова); 10 — городська світа (формації: біотитових і двослюдяних та силіманіт-біотитових гнейсів); 11–12 — василівська світа (11 — верхня підсвіта — формація біотит-роговообманкових гнейсів і кристалічних сланців, 12 — нижня підсвіта — формації графітових і глиноземистих гнейсів). **Нестратифіковані утворення — інтрузивні та ультраметаморфічні* (відмічені зіркою) комплекси:** 13 — пержанський (формації: лужних метасоматитів та сублужних гранітів і апогранітів); 14–15 — коростенський (14 — рапаківігранітна і 15 — габро-анортозитова формації); 16 — кишинський (формація сублужних гранітів); 17–18 — осницький (габро-діорит-гранодіорит-гранітова формація: 17 — граніти, гранодіорити та діорити, 18 — габро); 19 — букинський (формації: перидотит-піроксеніт-габроноритова і монзоніт-діорит-гранодіоритова); 20–21 — житомирський* (20 — формація алохтонних гранітів, 21 — граніт-мігматитова); 22 — бердичівський* (граніт-плагіомігматитова формація); 23 — шереметівський* (діорит-тоналіт-плагіогранітова формація); 24 — утворення Росинсько-Тікицького мегаблока; 25 — головні зони розломів Волинського мегаблока УЩ (I — Південно-Прип'ятська (Поліська), II — Суццано-Пержанська, III — Красногірсько-Житомирська, IV — Центральна-Коростенська, V — Тетерівська, VI — Андрушівська); 26 — другорядні розломи (a — достовірні, б — ймовірні); 27 — тектонічні блоки в межах Коростенського плутону (римські цифри в кружках): I — Бехинський, II — Недашківській, III — Пугачівській; 28–32 — морфокінематична характеристика розломів (28 — насуви, 29 — підкиди, 30 — скиди, 31 — лівосторонні зсуви, 32 — крутопадаючі розломи з невстановленими морфокінематичними характеристиками); 33 — геологічні границі; 34 — місце відбору проби (та її номер) з плагіогранітів шереметівського комплексу для визначення геохронологічного віку; 35 — осі складчастих структур I порядку: а — *синформ* (1 — Кишинсько-Білорочицька, 3 — Новоград-Волинська, 5 — Житомирська, 6 — Кочерівська), б — *антиформ* (2 — Городницько-Ємільчинська, 4 — Красногірсько-Житомирська); 36 — вісь Городської (Коростишівської) антиформи II порядку

все метавулканогенно-осадові утворення василівської світи тетерівської серії, які досить часто трапляються серед них у вигляді скіалітів.

Сучасний стан вивченості та постановка проблеми. Раніше усі плагіогранітоїди Волинського мегаблока відносили до житомирського (кіровоградсько-житомирського) комплексу. Вивчали їх геологи Житомирської ГЕ під час виконання геологознімальних робіт (В.М. Тимофєєв, Л.Ф. Котвицький, В.М. Ключков, В.Ф. Лабунський, В.І. Почтаренко, М.М. Костенко, М.П. Щербина, О.П. Глухов, М.Д. Мазур), а також при проведенні наукових досліджень [3, 6, 9, 13–16]. Як самостійний шереметівський комплекс плагіогранітів і плагіомігматитів був уперше виокремлений в «Кореляційній стратиграфічній схемі докембрійських утворень Українського щита» (1998 р.) за пропозицією К.Ю. Єсипчука та ін. [6]. Однак варто зазначити, що детальний опис петротипу комплексу до сьогодні ще не існує. Розрізнена і деякою мірою суперечлива інформація щодо його складу міститься в роботі І.Б. Щербакова [16] та у пояснювальних записках виданих комплектів Держгеолкарти-200 [4, 5].

На основі аналізу матеріалів попередніх досліджень стає очевидним факт, що сучасний рівень вивченості утворень шереметівського комплексу ще є недостатнім. Так, досі остаточно не визначений об'єм і речовинний склад комплексу. Адже, згідно з чинною «Кореляційною хроностратиграфічною схемою...» [7], він представлений лише плагіогранітами і плагіомігматитами, тоді як у виданих комплексах геологічних карт до його складу залучені ще й діорити і мігматити діоритового складу, а також гранодіорити і мігматити гранодіоритового складу. І.Б. Щербаков [16] у складі комплексу, крім порід плагіогранітів, також виділяє двопольовошпатові граніти, які в дійсності належать вже до іншого — пізніше сформованого житомирського комплексу. Окрім того, лишаються ще недостатньо вивченими умови формування та співвідношення із стратифікованими утвореннями, а також петрохімічні і геохімічні особливості плагіогранітоїдів. До того ж, невизначеним є їх вікове положення.

Метою цих досліджень є визначення петрографічного складу й обсягу плагіогранітоїдної формації та з'ясування геологічних,

петрологічних і геохімічних особливостей цих утворень, а також їх вікового положення.

ВИКЛАД ОСНОВНОГО МАТЕРІАЛУ ДОСЛІДЖЕНЬ

Склад, обсяг, геологічні особливості формації. Як показує аналіз наявних геологічних матеріалів, на території Волинського мегаблока найпоширенішими породами діорит-тоналіт-плагіогранітової формації є плагіограніти і плагіомігматити. У тісному просторовому і парагенетичному зв'язку з ними знаходяться тоналіти і діоритоподібні породи (зазвичай на практиці їх називають діоритами) та їх мігматити, які утворюють серед цих полів численні локальні тіла, розмір яких (діоритів) досягає 3×8 км, а частіше вони є дрібнішими. Контакти діоритів з вміщуючими породами, як правило, поступові, через зони тоналітів і плагіомігматитів, але відмічаються також різкі, чіткі, слабо хвилясті контакти, без видимих приконтактних змін. Вапнистий склад і збідненість калієм усієї сукупності цих порід та їх територіальна суміщеність, поступові переходи між різновидами та єдиний процес гранітоутворення дають підстави об'єднати їх в єдину формацію.

Різний склад гранітоїдів зумовлений різним субстратом, із якого утворювались їх анатектичні виплавки. Так, по основних-середніх метаефузивах василівської світи розвиваються діорити, кварцові діорити, тоналіти та їх мігматити, а по гнейсах різного складу осадового походження — відповідно плагіограніти і плагіомігматити біотитового, гранат-біотитового, амфібол-біотитового та графіт-біотитового складу. Доказом цього є різний склад останців метаядер, поширених серед плагіогранітоїдів. Так, у діоритах і тоналітах часто трапляються різної форми і розмірів останці кристалічних сланців й амфіболітів. Частина тіл діоритів, які зберігають вигляд масивів, на думку автора, є продуктами ультраметаморфічного перетворення інтрузивних порід габроїдного складу, що зберегли свою первинну форму. Свідченням цього, наприклад, є такі дані: з одного боку, спостерігаються поступові переходи в низці масивів від слабо зміненого габро, через амфіболізоване і розсланцьоване габро — в діорити, а з іншого — трапляються численні ділянки (останці) розсланцьованого габро серед полів діоритів.

Слід відмітити, що крупні тіла діоритів і мігматитів діоритового складу досить чітко проявляються у фізичних полях [4, 5]. Вони характери-

зуються витягнутими локальними аномаліями сили тяжіння (1–1,5 мГал), які збігаються з інтенсивними (1000–2000 нТл) магнітними аномаліями. Менші за розмірами тіла у магнітному полі утворюють поодинокі або групові лінійно-витягнуті та ізометричні аномалії інтенсивністю 50–500 нТл, зрідка до 1000 нТл. У полі сили тяжіння вони майже не проявляються.

Тоналіти і мігматити тоналітового складу рідше дослідниками в межах Волинського мегаблока не виокремлювались. Вони були складовою частиною плагіогранітів і плагіомігматитів. Проте, як показує аналіз матеріалів по зазначених породах цієї території, за мінеральним складом і петрохімічними особливостями їх амфібол-біотитові різновидності здебільшого не відповідають значенню цих термінів і в дійсності належать до родин кварцових діоритів і гранодіорит-тоналітів. Різної потужності однорідні тіла тоналітів масивної і тонкосмугастої (тіньової) текстури зазвичай тісно асоціюють з чітко смугастими мігматитами тоналітового складу, які в розрізах часто перемежуються між собою. Між ними спостерігаються як поступові, так і різкі контакти. Останні свідчать про ін'єкційне походження таких гомогенних тіл, тобто вони сформувалися в результаті деякого переміщення розплавів, утворених внаслідок анатектоїдного плавлення субстрату амфіболових гнейсів, кристалічних сланців та амфіболітів.

Амфібол-біотитові і біотитові тоналіти та їх мігматити, як і охарактеризовані вище породи, також добре проявляються магнітними аномаліями інтенсивністю від 150 до 500 нТл і гравітаційними — до 1,5 мГал.

Для плагіогранітів і плагіомігматитів досить характерним є згідне залягання їх тіл серед гнейсів василівської світи, а також постійно спостерігаються поступові переходи в породи субстрату різного складу. Таке заміщення звичайно проявляється в закономірній зміні текстурних особливостей порід і кількісних співвідношень між породоутворюючими мінералами, тоді як їх якісний мінеральний склад залишається майже постійним. Крім зазначених взаємопереходів з породами субстрату, спостерігається також досить поступове заміщення ними біотитових та амфібол-біотитових тоналітів та їх мігматитів. Причому нерідко тіла плагіогранітного і тоналітового складу перемежуються між собою, що свідчить про наявність різного за походженням субстрату і первинну стратифікацію розрізу метавулкано-осадових утворень.

У фізичних полях плагіограніти і плагіомігматити проявляються по-різному. Біотитові та гранат-біотитові різновиди відображаються погано. Магнітне поле над ними негативне, слабо мозаїчне, інтенсивністю 20–30 нТл. Гравітаційне поле також негативне. Разом з тим тіла графіт-біотитових плагіомігматитів добре картуються аномаліями визваної поляризації (ВП) інтенсивністю до 12% на фоні 2–3 %, а також пониженими значеннями опору порід [4].

Деякою мірою умовно до складу цієї формації, крім порід плагіоряду, нами включені гранодіорити і мігматити гранодіоритового складу. Поширені вони в основному на півночі мегаблока, в обрамленні Білокоровицької палеозападини. Характерною особливістю гранодіоритів і мігматитів є наявність у їх складі великої кількості останців амфіболізованого габро з оплавленими краями. Це свідчить про те, що гранодіорити є гібридними утвореннями, які виникли внаслідок двоетапної ультраметаморфічної переробки (натрієва і калієва гранітизація) давніх основних порід інтрузивного й ефузивного походження. За своєю суттю це є мікроклінізовані тоналіти шереметівського комплексу, які зазнали калієвого метасоматозу під впливом пізнішого житомирського етапу гранітизації.

Встановлено, що всі різновиди плагіогранітоїдів зазначеного формаційного типу прориваються жилами і дайками гранітів житомирського й осницького комплексів. У приконтаткових ділянках Коростенського плутону в плагіогранітах і плагіомігматитах повсюдно спостерігаються бластокатакlastичні і бластомілонітові структури, які свідчать про інтенсивний вплив на них дислокаційного метаморфізму під час становлення плутону. Катаклазу зазнавали кварц, біотит та плагіоклаз.

Петрографічна характеристика. У складі формації виокремлюється безперервний ряд плагіопорід, які об'єднуються у три групи, що відповідають родинам гірських порід: 1) діорити і кварцові діорити (та мігматити їх складу); 2) гранодіорити-тоналіти (та мігматити їх складу); 3) плагіограніти та плагіомігматити.

Діорити і мігматити діоритового складу макроскопічно являють собою сірі і темно-сірі, дрібно-, середньо- і крупнозернисті породи. Діорити масивної, а мігматити смугастої текстури, місцями за рахунок порфіробластів плагіоклазу мають вигляд «очкових» мігматитів. Смугастість зумовлена орієнтованим розміщенням

польових шпатів і темноколірних мінералів. У порфіроподібних різновидах вкрапленики становлять до 10% і представлені таблитчастими зернами сосюритизованого плагіоклазу. Під мікроскопом структура порід гіпідіоморфна і призматичнозерниста у поєднанні з гранобластивою і гломеробластивою; трапляються релікти офітової структури. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз — 30–60; кварц — 3–10; біотит — 10–25; рогова обманка — 10–20; релікти зерен піроксенів — до 3. Другорядні мінерали представлені хлоритом, серицитом, епідотом, карбонатом, мікрокліном, мусковітом, глинистою речовиною. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен. Рудні: ільменіт, пірит, магнетит.

У мігматитах кількість темноколірних мінералів збільшується: біотиту — до 40%, рогової обманки — до 50%.

Гранодіорити і мігматити гранодіоритового складу. Зовні це сірі і темно-сірі з рожевим відтінком, дрібно-середньозернисті масивні (мігматити — з чітко вираженою смугастою текстурою) породи. Від діоритів і мігматитів діоритового складу відрізняються світлішим забарвленням; в них відмічається подальше розкислення зонального плагіоклазу, збільшується вміст кварцу (до 10–25%) і зменшується кількість темнозабарвлених мінералів (до 10–25%), повсюдно присутній мікроклін (5–25%), часто трапляється сфен і епідот. Поряд із зональними плагіоклазами виявлені зерна основного плагіоклазу (лабрадорбітовніт) кородованої форми, з плямами сосюритизації.

Тоналіти і мігматити тоналітового складу, як і гранодіорити, є перехідними породами між середніми і кислими. Це сірі і темно-сірі, переважно дрібно-середньозернисті породи масивної, гнейсуватої, нечіткотонкосмугастої (тіньової) та смугастої текстури. Від гранодіоритів вони відрізняються тим, що весь польовий шпат у них має плагіоклазовий склад. Калішпат присутній лише у незначній кількості (менше 5–7%). Водночас від типових плагіогранітів тоналіти відрізняються дещо підвищеним вмістом темноколірних мінералів (особливо амфіболів) — 15–25%, і зниженим — кварцу — 15–25%, що в петрохімічному плані виражається у зниженні вмісту кремнезему (його кількість становить 64–68% [10]). Акцесорні мінерали представлені апатитом, цирконом, гранатом, графітом і рутилом; рудні — магнетитом, піритом, зрідка ільменітом.

Таблиця 1. Середній хімічний склад порід діорит-тоналіт-плагіогранітової формації (ваг. %)

Оксиди і петрохімічні коефіцієнти	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10	
	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s
SiO ₂	53,10	61,01	2,16	1,73	62,14	1,73	64,19	0,68	68,89	1,75	67,81	1,27	58,29	1,68	63,98	1,89	73,02	2,74		
TiO ₂	1,10	0,76	0,15	0,17	0,71	0,17	0,66	0,63	0,42	0,14	0,46	0,12	1,29	0,83	0,52	0,16	0,18	0,03		
Al ₂ O ₃	15,91	15,64	0,98	1,03	15,58	1,03	14,78	0,48	15,10	1,64	15,36	1,16	16,40	2,82	15,94	0,63	14,46	1,62		
Fe ₂ O ₃	1,54	2,35	0,99	0,99	1,89	0,99	3,12	1,68	0,78	0,42	1,43	1,10	1,73	2,08	0,48	0,19	0,51	0,15		
FeO	7,30	4,69	0,86	1,12	4,59	1,12	3,23	4,24	1,01	0,83	2,88	1,55	5,43	2,70	3,98	1,33	1,28	0,23		
MnO	0,08	0,08	0,02	0,10	0,10	0,10	0,05	0,07	0,03	0,02	0,05	0,01	0,14	0,01	0,09	0,02	0,03	0,01		
MgO	6,00	3,32	1,23	1,03	3,39	1,03	1,93	2,48	0,61	0,94	1,85	0,83	2,80	0,30	3,30	0,80	0,82	0,26		
CaO	8,32	4,20	0,62	1,32	3,29	1,32	3,39	2,14	0,75	0,85	2,17	1,20	5,53	0,08	4,66	0,80	2,05	0,83		
Na ₂ O	2,90	3,00	0,41	0,50	3,08	0,50	3,45	3,24	0,47	0,67	3,39	0,43	3,76	0,85	3,58	0,37	3,78	0,41		
K ₂ O	1,90	3,04	0,31	0,60	2,77	0,60	3,45	2,55	0,64	0,77	2,47	1,26	2,51	0,76	2,04	0,33	2,36	0,93		
P ₂ O ₅	0,31	0,31	0,05	0,13	0,29	0,13	0,31	0,17	0,08	0,15	0,14	0,04	0,45	0,21	0,21	0,11	0,08	0,04		
Na ₂ O + K ₂ O	4,80	6,04	—	—	5,85	—	6,90	5,79	—	6,81	—	5,86	—	6,27	—	5,62	—	6,14	—	
Na ₂ O / K ₂ O	1,53	0,99	—	—	1,11	—	1,00	1,27	—	1,74	—	1,37	—	1,50	—	1,75	—	1,60	—	
al ¹	1,07	1,51	—	—	1,58	—	1,79	1,86	—	3,24	—	2,49	—	1,65	—	2,06	—	5,53	—	
Fe ₂ O ₃ + FeO	8,84	7,04	—	—	6,48	—	6,35	5,91	—	3,30	—	4,31	—	7,16	—	4,46	—	1,79	—	
Kф	59,57	67,93	—	—	65,64	—	76,69	70,45	—	70,81	—	69,96	—	71,89	—	57,46	—	68,58	—	
Fo	17,42	33,39	—	—	29,11	—	49,13	28,34	—	23,61	—	33,19	—	24,16	—	10,66	—	28,53	—	
tr ¹	12,49	10,80	—	—	11,01	—	10,39	10,66	—	12,66	—	10,62	—	18,02	—	11,67	—	10,22	—	
ag ¹	0,43	0,53	—	—	0,52	—	0,64	0,52	—	0,65	—	0,54	—	0,54	—	0,51	—	0,61	—	
Kц	14,51	22,47	—	—	23,08	—	28,14	24,51	—	32,40	—	26,82	—	21,54	—	22,41	—	33,53	—	
K ₂ O / TiO ₂	1,72	4,00	—	—	3,89	—	5,23	4,05	—	5,96	—	5,39	—	1,94	—	3,92	—	12,87	—	
CaO / MgO	1,39	1,26	—	—	0,97	—	1,76	0,86	—	1,92	—	1,17	—	1,97	—	1,41	—	2,50	—	
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	3,34	3,90	—	—	3,99	—	4,34	4,18	—	4,56	—	4,42	—	3,56	—	4,01	—	5,05	—	
n	1	10	20	4	11	8	10	4	2	10	4	6								

Примітка: Волинський мегаблок: 1 — діорити; 2 — кварцові діорити; 3 — плагіомігматити діоритового складу; 4 — гранодіорити і мігматити гранодіоритового складу; 5 — тоналіти і мігматити тоналітового складу; 6 — плагіограніти біотитові й амфібол-біотитові; 7 — плагіомігматити біотитові й амфібол-біотитові; Росинсько-Тікицький мегаблок: 8 — кварцові діорити; 9 — тоналіти і мігматити тоналітового складу; 10 — плагіограніти і плагіомігматити біотитові й амфібол-біотитові; x — середнє значення; s — стандартне відхилення значень у вибірці; n — кількість аналізів. Петрохімічні коефіцієнти: $al^1 = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ — коефіцієнт загальної залізистості; $Fo = (Fe_2O_3 + FeO) \times 100 / (Fe_2O_3 + FeO + CaO)$ — коефіцієнт окисненості породи; $tr^1 = TiO_2 \times 100 / Fe_2O_3 + FeO$ — коефіцієнт титанистості; $ag^1 = (K+Na)/Al$ — коефіцієнт алгаїтності; $Kц = (Na_2O + K_2O) \times 100 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO)$ — лужно-фемічний показник Ю. М. Шеймана. Всі коефіцієнти розраховані у %, коефіцієнт алгаїтності — в атомних кількостях. При складанні таблиці по плагіопородах Волинського мегаблоку використані хімічні аналізи із фондів джерел Житомирської ГЕ (В. Ф. Лабузний, 1982 і 1988; О. П. Глухов, 1989; Л. Ф. Котвицький, 1990, М. М. Костенко, 1999), а по Росинсько-Тікицькому мегаблоку — ПДРГП «Північгеологія» (В. П. Безвинний, М. М. Ціба, 2004).

Під мікроскопом структура порід гіпідіоморфнозерниста у сполученні з гранобластовою і лепідогранобластовою.

Плагіограніти і плагіомігматити біотитові, інколи амфіболвмісні до амфібол-біотитового складу — це породи від дрібно- до крупнозернистої структури з порфіробластами плагіоклазу сірого кольору і масивною, гнейсуватою, часто смугастою (характерна для плагіомігматитів) текстурою. Під мікроскопом структура їх гранобластова і лепідогранобластова у поєднанні з бластогранітовою і гіпідіоморфнозернистою. Головними породоутворювальними мінералами є (у %): плагіоклаз (олігоклаз) — 50–80; кварц — 35–40; біотит — 5–10; рогова обманка — до 5–8; калішпат. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, монацит. Рудні: пірит, магнетит, зрідка ільменіт. Вторинні: серицит, карбонат, мусковіт.

Породи, які утворилися по графітових гнейсах, крім сульфідів, також збагачені ільменітом, рутилом, магнетитом, що, вірогідно, є результатом розкладу частини біотиту і вивільнення з нього титану та заліза в присутності вуглецевої речовини.

Як видно з наведеного вище опису, всі породи плагіоряду характеризуються однотипним видовим мінеральним складом і розрізняються лише за кількісним співвідношенням мінералів, які представлені переважно плагіоклазом, мікрокліном, кварцом, амфіболами, біотитом і мусковітом.

Плагіоклаз у діоритах, кварцових діоритах, гранодіоритах та тоналітах представлений андезином і олігоклаз-андезином, а в плагіогранітах — олігоклазом. Зерна ізометричної, неправильної і призматичної форми; краї зерен нерідко нерівні, зазубрені. У шліфах спостерігаються зрізи з вузькими смужками полісинтетичних двійників та нездвійниковані. У багатьох зернах плагіоклазу присутні включення кварцу округлої форми. Зазвичай плагіоклаз серицитизований і пелітизований, але найбільше — по краях зерен та по тріщинах у них.

Кварц утворює ксеноморфні зерна ізометричної форми з нерівними краями. У породі розподілений нерівномірно.

Біотит присутній у формі неправильних зерен листуватої форми, які впорядковано розташовуються у гнейсуватих і смугастих породах. Плеохроює в коричневих відтінках, від світло-коричневого до бурого кольору. Часто утворює

скупчення мінералу розміром до 2–4 мм. Іноді відмічається заміщення біотиту хлоритом.

Амфібол представлений неправильної форми і призматичними зернами рогової обманки, що плеохроюють від світло-зеленого до трав'яного кольору.

Епідот присутній у вигляді брудних, напівпрозорих зерен, що найчастіше зосереджені поблизу біотиту.

Циркон трапляється у вигляді дрібних зерен розміром до 0,01 мм. Під бінокуляром він являє собою кристали призматичної (від видовжено-призматичної з $K_{\text{вид.}} 3-6$ до короткопризматичної, $K_{\text{вид.}} 2-1,5$) форми. Має світло-рожеве і світло-коричневе забарвлення.

Петро- і геохімічні особливості. Середній хімічний склад основних різновидів порід шерметівського комплексу наведено в табл. 1. За хімічним складом на класифікаційній діаграмі ці породи утворюють широкий ряд від діоритів до плагіогранітів (рис. 2). Проте за вмістом SiO_2 вони в основному відповідають двом родинам: кварцових діоритів і гранодіорит-тоналітів.

У петрохімічному відношенні усі плагіогранітоїди належать до порід нормального ряду (на вказаній вище діаграмі вони розташовуються нижче розмежувальної лінії полів нормальної і сублужної серій), калій-натрієвої серії (коефіцієнт $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$, але менше 4), а за коефіцієнтом глиноземистості є високо- й дуже високоглиноземистими утвореннями ($al^I = 1,07-3,24$) при близькому процентному вмісті Al_2O_3 у всіх різновидах порід. При цьому зазначимо, що тенденція збільшення глиноземистості корелюється із збільшенням кремнекислотності порід — найменшою відзначаються діорити, а найбільшою — плагіограніти (табл. 1). Коефіцієнт аґпайтності збільшується від діоритів ($ag = 0,43$) до гранітів ($ag = 0,65$). В такій же послідовності спостерігається і збільшення лужнофемічного показника (Кщ) (табл. 1).

Плагіогранітоїди характеризуються низькою титанистістю і водночас незначними варіаціями коефіцієнта титанистості (табл. 1). Причому, незважаючи на дещо підвищений вміст титану в діоритах (у порівнянні з іншими плагіогранітоїдами), коефіцієнт титанистості для всього ряду порід від діоритів до плагіогранітів сталий ($ti^I = 12,49$ і $12,66$), що пояснюється низьким вмістом у кислих різновидах сумарного заліза.

Загальна залізистість у породах становить 59,5–70,8%, в гранодіоритах вона дещо збільшується до 76,69%. Близьким до залізистості є

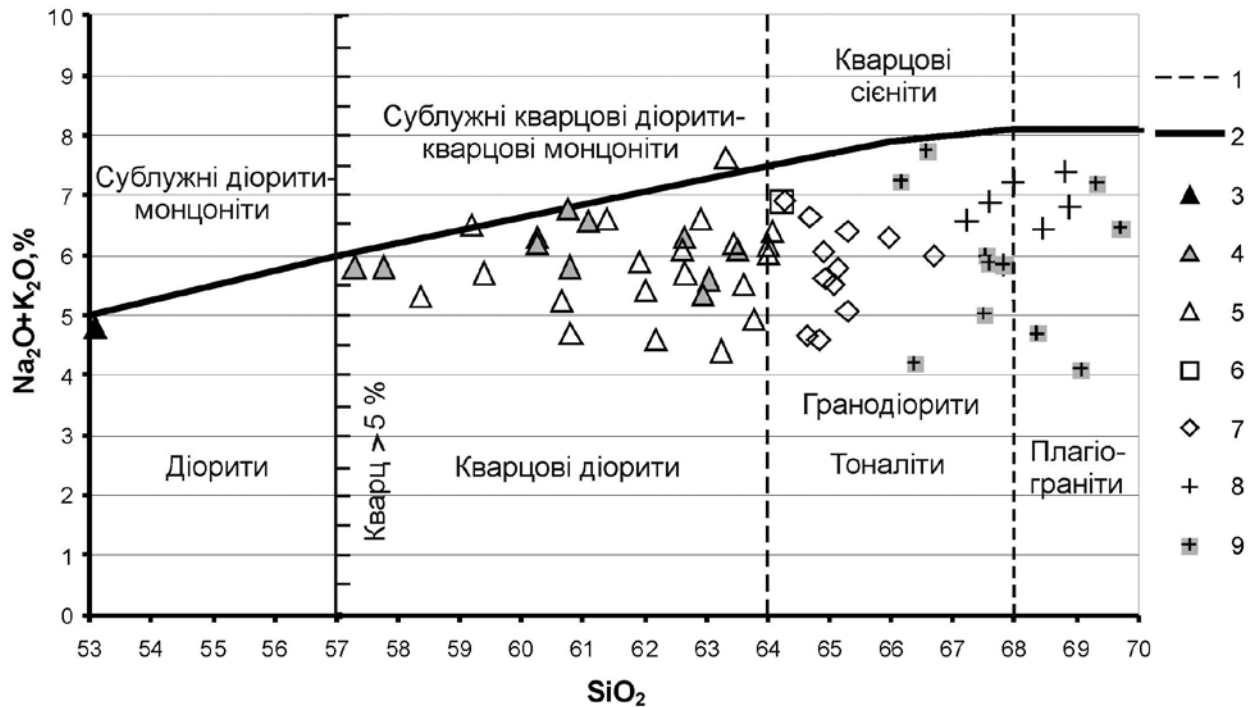


Рис. 2. Положення порід діорит-тоналіт-плагіогранітової формації на класифікаційній діаграмі $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$

1 — лінія розділу між групами магматичних порід; 2 — дискримінаційна лінія, що розділяє поля толеїтових та вапняно-лужних серій; 3 — діорити; 4 — кварцові діорити; 5 — плагіомігматити діоритового складу; 6 — гранодіорити і мігматити гранодіоритового складу; 7 — тоналіти і плагіомігматити тоналітового складу; 8 — плагіограніти; 9 — плагіомігматити

тренд окисненості порід, значення якої збільшується від діоритів ($Fo = 17,42$), через тоналіти і плагіограніти ($Fo = 23,61 - 28,34$) до гранодіоритів ($Fo = 49,13$).

Характерною особливістю плагіогранітоїдів є те, що незалежно від кремнекислотності середній вміст лугів у них дуже близький (табл. 1). Близькими є й інтервали варіації лугів на класифікаційній діаграмі (рис. 2), завдяки чому фігуративні точки хімічного складу порід утворюють смугу, паралельну осі SiO_2 .

На діаграмі АФМ плагіогранітоїди потрапляють у поле вапняно-лужної серії. Зміщення на цій діаграмі згущень точок найбільшої основності порід до вершини F, по відношенню до вершини M, вказує на значно більшу відносну роль заліза у формуванні темноколірних мінералів порід, чим магнію (рис. 3).

Варто зазначити, що головною петрохімічною ознакою тоналітів і мігматитів тоналітового складу, що відрізняє їх від інших різновидів порід (окрім мінерального складу), є вміст породоутворювальних оксидів (середні значення):

— SiO_2 — 65,14%, загалом діапазон кремнезему для тоналітів становить 64–68% [8];

— сумарного заліза — 5,91%, що значно перевищує його концентрацію в плагіогранітах (3,3%) і плагіомігматитах (4,31%) і водночас є суттєво нижчим порівняно з діоритами (8,84%);

— MgO — 2,48%, проти 1,36 і 1,85%, відповідно в гранітах і плагіомігматитах, 6% — в діоритах та 3,28 і 3,42% — у кварцових діоритах і мігматитах діоритового складу.

Геохімія плагіогранітоїдів наводиться за результатами емісійного спектрального аналізу Житомирської ГЕ (табл. 2, рис. 4). Кларки концентрації розраховано шляхом нормування середнього вмісту хімічного елемента в конкретній породі до уточненого кларка відповідних порід, згідно з даними ІМГРЕ, наведеними в «Методичних рекомендаціях для складання геохімічних карт...» [11].

У геохімічному відношенні породні відміни плагіогранітоїдної формації характеризуються як рисами подібності, так і відмінностями. Як видно на рис. 4, подібними за конфігурацією профілями розподілу мікроелементів (у кларках концентрації) характеризується центральна і права частини графіка і водночас деякими відмінностями — ліва (сидерофільна). Так, позитивні піки концентрації мікроелементів

Таблиця 2. Середній вміст мікроелементів у плагіогранітоїдах (у г/т)

Елементи і коефіцієнти	1		2		3		4		5		6	
	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s	x	s
Cr	99,8	23,4	142,3	57,6	95,0	92,5	128,0	139,0	456,0	135,0	358,0	126,0
Ni	40,1	12,9	22,3	9,6	14,0	4,6	34,0	42,0	38,0	12,0	48,0	26,0
Co	22,9	15,4	17,8	7,6	17,4	4,3	22,0	9,7	12,0	5,0	19,0	11,0
Sc	8,5	2,2	13,9	3,6	13,2	7,8	19,0	9,0	6,0	2,0	11,0	4,0
V	96,7	17,6	105,4	23,0	94,0	37,0	97,0	34,0	66,0	31,0	100,0	54,0
Cu	38,9	11,5	17,9	5,9	47,0	30,0	52,0	19,0	23,0	13,0	32,0	31,0
Pb	15,3	4,0	19,3	6,0	14,0	5,4	16,2	6,2	10,0	6,0	14,0	5,0
Zn	93,2	23,6	75,3	20,9	94,0	26,0	97,0	26,0	64,0	21,0	61,0	16,0
Ga	23,1	3,0	19,7	3,4	16,5	3,0	18,4	2,4	15,0	3,0	15,0	3,0
Ge	1,3	0,2	1,3	0,2	0,7	0,2	1,0	0,3	в.д.	в.д.	0,7	0,5
Ag	0,052	0,025	0,042	0,022	0,03	0,008	0,039	0,016	0,036	0,026	0,027	0,028
P	917,9	285,5	1603,3	447,6	1212,0	559,0	1940,0	2142,0	666,0	170,0	903,0	418,0
Mo	1,0	0,4	1,5	0,7	1,3	0,9	1,6	0,7	2,0	1,2	1,8	0,9
Sn	2,9	1,2	2,5	1,4	3,6	1,8	3,9	1,5	2,0	1,0	2,0	1,0
Ba	729,3	195,8	945,2	158,8	772,0	342,0	775,0	290,0	227,0	155,0	521,0	352,0
Li	53,0	23,1	59,9	49,8	38,0	5,5	74,0	28,0	24,0	8,0	26,0	10,0
Be	1,4	0,3	1,7	0,7	1,9	0,9	2,2	1,1	0,8	0,2	1,0	0,3
Zr	264,8	99,2	178,6	60,2	236,0	104,0	277,0	116,0	115,0	51,0	215,0	120,0
Nb	12,9	2,7	10,9	1,4	10,4	4,6	14,4	5,3	8,0	3,2	12,6	4,0
Y	16,9	4,5	11,2	2,2	15,2	8,5	25,2	25,6	7,5	4,4	11,0	5,0
Yb	1,6	0,4	1,1	0,3	1,6	0,9	2,0	1,4	0,8	0,5	1,1	0,5
La	33,6	7,4	20,7	7,2	42,0	12,0	42,0	18,0	21,0	11,0	34,0	16,0
Ce	74,2	22,3	39,6	17,9	92,0	36,0	90,0	42,0	в.д.	в.д.	в.д.	в.д.
Sr	в.д.	в.д.	в.д.	в.д.	662,0	194,0	414,0	374,0	436,0	160,0	300,0	170,0
Cr/Ni	1,5	—	3,9	—	4,1	—	2,2	—	6,9	—	4,3	—
Cr/V	1,5	—	2,0	—	1,5	—	6,6	—	34,5	—	17,9	—
Cr/Co	0,9	—	1,6	—	1,1	—	4,2	—	27,1	—	13,5	—
Cr/Cu	1,5	—	4,8	—	—	—	4,4	—	35,4	—	20,0	—
Ni/Co	0,6	—	0,4	—	0,3	—	1,9	—	4,0	—	3,2	—
Ni/Cu	1,0	—	1,2	—	0,3	—	2,0	—	5,2	—	4,7	—
Ni/V	1,0	—	0,5	—	0,4	—	3,1	—	5,0	—	4,2	—
V/Zn	0,5	—	0,7	—	0,5	—	0,8	—	0,9	—	1,4	—
Ba/Sr	—	—	—	—	1,3	—	0,7	—	0,2	—	0,7	—
Sr/Sc	0,0	—	0,0	—	1,7	—	0,6	—	1,9	—	0,7	—
La/Y	2,2	—	2,1	—	3,1	—	1,9	—	3,2	—	3,5	—
n	30	30	30	25	32	30	32	30	30	30	30	30

Примітка: 1 — діоритоподібні породи (малохроміст); 2 — діоритоподібні породи; 3 — кварцові діорити; 4 — плагіогіпсати діоритового складу; 5 — тоналіти і плагіогіпсати тоналітового складу; 6 — плагіогіпсати; x — стандартне відхилення значень у вибірці; в.д. — відсутні дані; n — кількість проб у вибірці. При складанні таблиці використані результати напівкількісних спектральних аналізів з фондових джерел Житомирської ГЕ (В. Ф. Лабунзий, 1982 і 1988; О. П. Глухов, 1989; Л. Ф. Котвицький, 1990, М. М. Костенко, 1999).

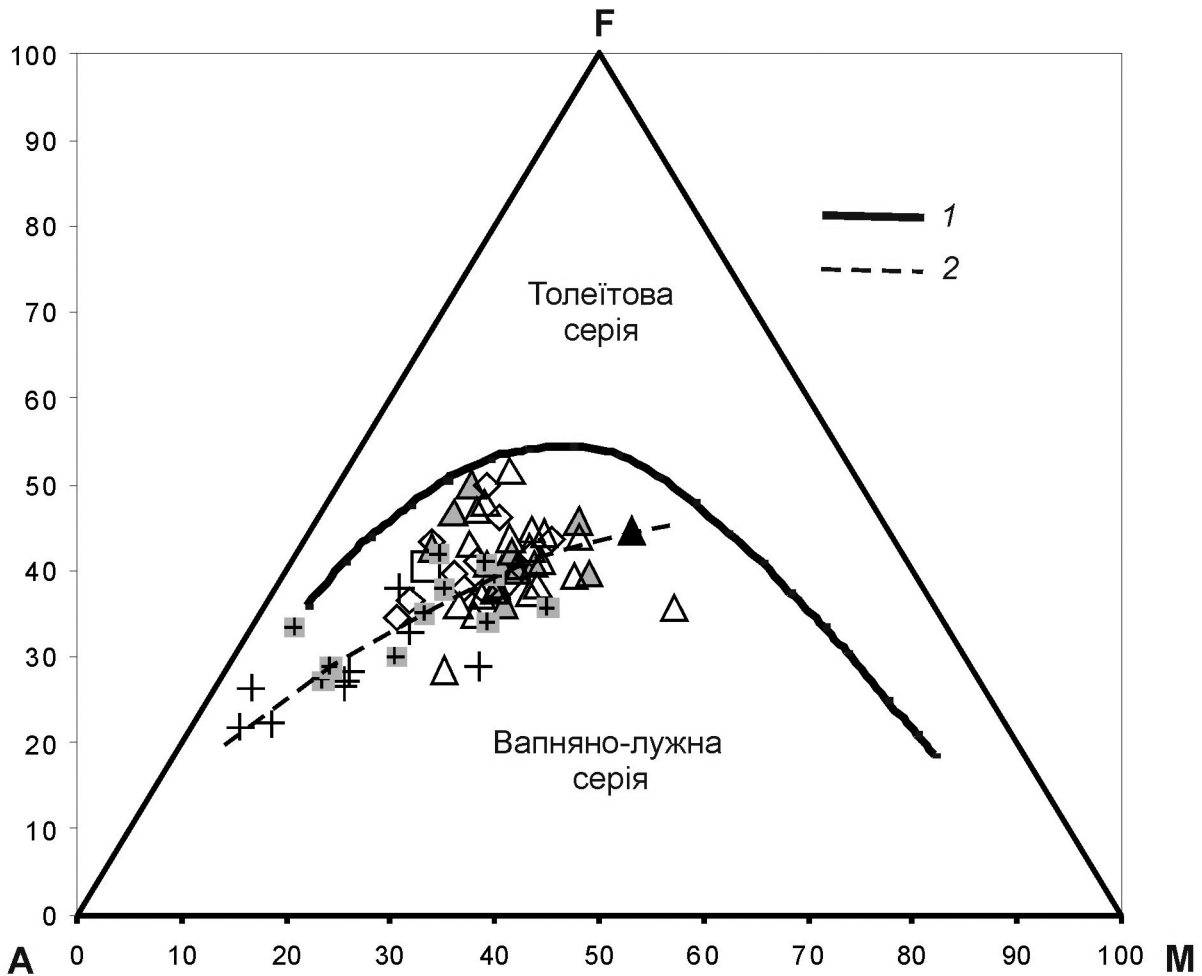


Рис. 3. Положення порід діорит-тоналіт-плагіогранітової формації на діаграмі AFM $(K_2O + Na_2O) - FeO^* - MgO$

1 — дискримінаційна крива розмежування толеїтових та вапняно-лужних серій; 2 — лінія тренду диференціації порід діорит-тоналіт-плагіогранітової формації. Інші умов. позначення див. на рис. 2. $FeO^* = FeO + 0,9Fe_2O_3$

властиві цинку, фосфору, молібдену, барію, літію, цирконію, лантану і церію, а негативні — свинцю, берилію, ітрію та ітербію. Причому найбільш інтенсивними позитивними аномаліями групи халько-літофільних елементів відзначаються породи діоритового складу, для яких вони (мікроелементи) утворюють групу накопичення ($K_k > 1,5$). У породах тоналітового і плагіогранітового складу інтенсивність аномалій знижується, і проявляються вони на діаграмі лише в області невизначеності геохімічної спеціалізації порід ($K_k = 0,7-1,5$), навіть до повного виположування кривих в області виносу елементів ($K_k < 0,7$), як це характерно для літофілів (рис. 4).

Ліва частина графіка (рис. 4), де спостерігається інший розподіл елементів-домішок, значно відрізняється від правої. Так, для діоритоподібних порід і кварцових діоритів характерні

нижчекларкові концентрації сидерофільних елементів з глибоким мінімумом ($K_k = 0,2-0,4$) нікеля на кривих. І лише в діоритах спостерігаються вищекларкові концентрації ($K_k = 1,4$) хрому. Водночас криві розподілу вмісту мікроелементів мігматитів діоритового складу, тоналітів та їх мігматитів, а також плагіомігматитів утворюють в області сидерофільних елементів контрастну позитивну аномалію. Ранжирований за кларками концентрацій ряд мікроелементів привнесу, які зумовлюють позитивну геохімічну спеціалізацію зазначених порід, має такий вигляд: плагіомігматити діоритового складу — $Cr_{6,0}Ni_{4,3}Sc_{2,7}Co_{2,2}Cu_{2,1}$; тоналіти і мігматити тоналітового складу — $Cr_{6,0}Ni_{4,8}$; мігматити — $(Cr, Ni)_{6,0}Co_{1,9}Sc_{1,6}$.

Вікове положення. Вікове положення шереметівського комплексу в «Кореляційній хроностратиграфічній схемі...» [7] було ви-

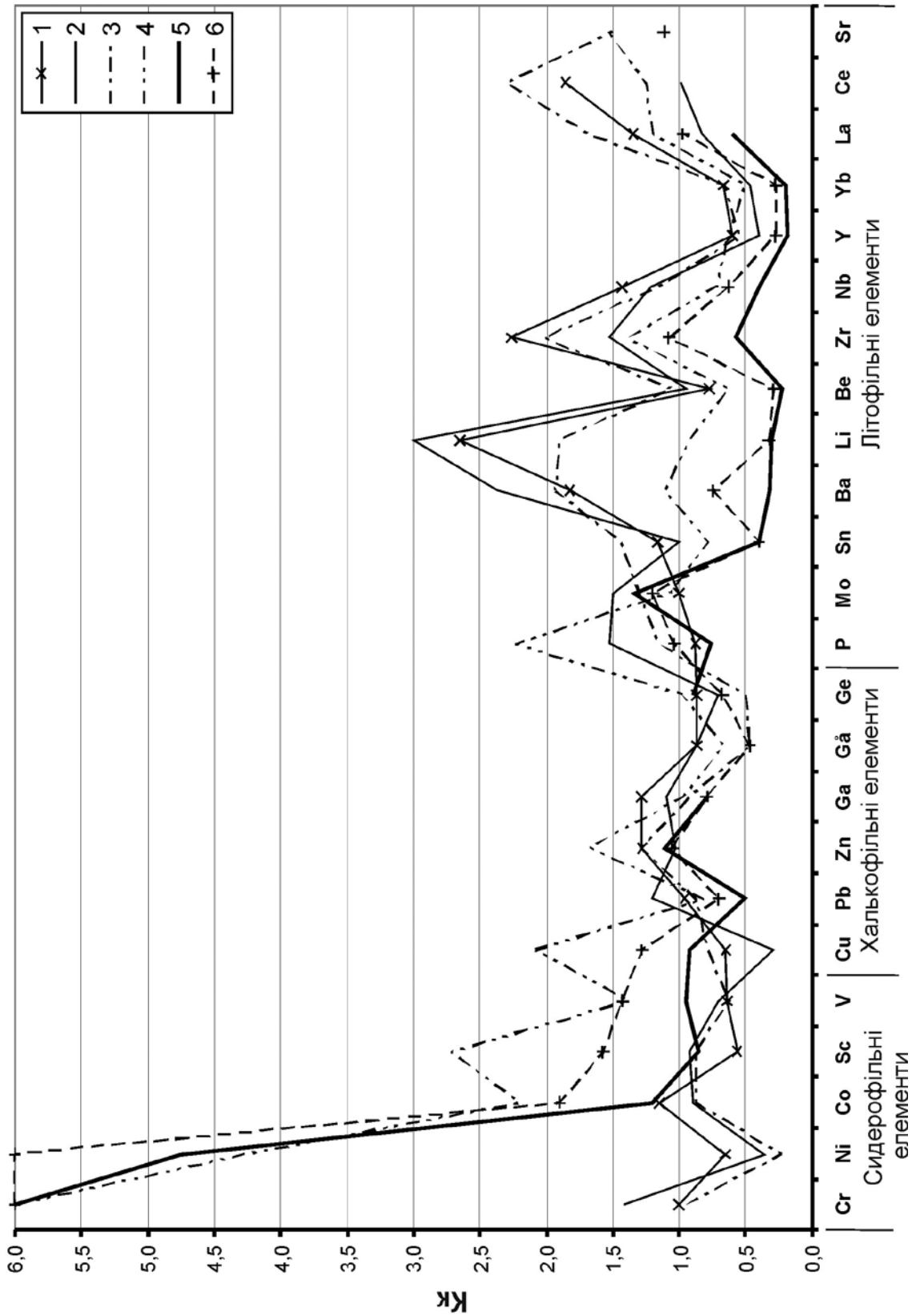


Рис. 4. Графік розподілу середніх значень мікроелементів (у кларках концентрації) в плагіогранітоїдах шерметівського комплексу
 1 — діоритоподібні породи (малохромисті); 2 — діоритоподібні породи; 3 — кварцові діорити; 4 — плагіомігматити діоритового складу; 5 — тоналіти і плагіомігматити тоналітового складу; 6 — плагіомігматити

значено на підставі проривання плагіомігматитів району с. Олександрівка (поблизу м. Новоград-Волинський) дайкою метаплагіопорфірів, комагматичних метавулканітам дацитового складу новоград-волинської товщі, по яких уран-свинцевим ізотопним методом за цирконами був отриманий вік 2435 млн років [1]. Отже, вік самих плагіомігматитів має бути давнішим за цю дату.

Однак, за результатами пізнішого уточнення віку цирконів із цих метаплагіопорфірів уран-свинцевим методом, було встановлено, що вони формувались значно пізніше — 2080 млн років тому [15]. У такому разі логічним буде й омолодження часу формування порід, що їх вміщують.

Нещодавно нами вперше було здійснено геохронологічне датування безпосередньо типових плагіогранітів шереметівського комплексу, розташованих на захід від Коростенського плутону, в районі с. Сьомаківка Ємільчинського району (рис. 1) [9]. Для датування були відібрані водяно-прозорі призматичні (без ядер) світло-рожеві кристали цирконів. За результатами аналізу п'яти фракцій мінералу, які були отримані шляхом скочування кристалів по нахиленій площині, вік цирконів, а отже, й плагіогранітів, що їх вміщують, становить $(2092,2 \pm 3,2)$ млн років. Таким чином, ці породи є дещо давнішими за двопольовошпатові граніти житомирського комплексу (2,08–2,04 млн років).

Варто зазначити, що діорит-тоналіт-плагіогранітова формація Волинського мегаблока, яка розвинута по вулканогенно-осадових породах василівської світи тетерівської серії за набором порід і їх петрографічним складом, а також за петрохімічними ознаками аналогічна такій, що виокремлюється в межах Росинсько-Тікицького мегаблока [1, 2, 16]. Деякі незначні розбіжності проявляються в дещо більшій (для всіх плагіопорід Волинського мегаблока) залізистості й окисненості порід та в меншій вапнистості тоналітів і підвищеній магнезійності плагіогранітів (водночас при дещо пониженні в тоналітах) (табл. 1). Для плагіогранітів і плагіомігматитів Волинського мегаблока також характерними є нижчі значення Кц і калій-титанового, кальцій-магнієвого та кремній-алюмінієвого модулів.

В межах Росинсько-Тікицького мегаблока ця формація об'єднує два різновікових комплекси: неoarхейський тетіівський (2615–2590 млн років) та палеопротерозойський зве-

нигородський (2140 млн років) [7, 12, 16], які розвиваються по єдиному субстрату — метаосадово-вулканогенній неoarхейській росинсько-тікицькій серії. Виокремлення цих комплексів ґрунтується переважно на результатах ізотопних досліджень О. М. Пономаренка [12]. Однак В. П. Безвинний [1, 2] вважає, що такий поділ на комплекси є штучним, оскільки існує неперервний, об'єднаний проміжними членами, породний плагіоряд, і весь об'єм цієї формації він розглядає у складі єдиного неoarхейського тетіівського комплексу. При цьому отримані протерозойські дати віку він пов'язує з ремобілізацією тетіівських плагіогранітоїдів без суттєвої зміни їх мінерального складу під час становлення пізніших палеопротерозойських двопольовошпатових гранітів уманського комплексу.

ВИСНОВКИ

На підставі наведеного можна стверджувати таке:

1. Ультраметаморфічного походження діорит-тоналіт-плагіогранітова формація Волинського мегаблока УЩ об'єднує у своєму складі три групи порід: 1) діорити і кварцові діорити (та мігматити їх складу); 2) гранодіорити і тоналіти (та мігматити їх складу); 3) плагіограніти та плагіомігматити. Різний склад цих плагіогранітоїдів зумовлений різним субстратом, із якого відбувались їх анатектичні виплавки. Так, по основних-середніх метаефузівах василівської світи тетерівської серії, які нині представлені амфіболітами, біотитовими і біотит-амфіболовими кристалічними сланцями та плагіогнейсами, розвиваються діорити, кварцові діорити, тоналіти та їх мігматити, а по гнейсах різного складу осадового походження — відповідно плагіограніти і плагіомігматити біотитового, гранат-біотитового, амфібол-біотитового та графіт-біотитового складу.

2. У петрохімічному відношенні плагіогранітоїди — це вапняно-лужні породи калій-натрієвої серії, які характеризуються низькою титанистістю і магнезійністю, помірною загальною залізистістю й агпаїтністю та високою і дуже високою глиноземистістю.

3. Ліва частина амфібол-біотитових різновидностей порід плагіоряду, які раніше виокремлювалась у межах Волинського мегаблока під назвою плагіограніти і плагіомігматити амфібол-біотитового складу, згідно із загальноприйнятою класифікацією і номенклатурою по-

рід, за мінеральним і хімічним складом не відповідає значенню цього терміна, і насправді належить до кварцових діоритів і тоналітів та їх мігматитів. Від типових плагіогранітів тоналіти відрізняються дещо підвищеним вмістом темноколірних мінералів (й особливо амфіболів) — 15–25%, і зниженим — кварцу — 15–25%, що в петрохімічному плані виражається у зниженому вмісті кремнезему (64–68%).

4. У геохімічному плані проаналізовані діорити і кварцові діорити характеризуються накопиченням халько-літофільних елементів-домішок (цинку, фосфору, молібдену, барію, літій, цирконію, лантану та церію), а мігматити діоритового складу тоналіти і мігматити тоналітового складу та плагіомігматити — рудогенних сидерофільних мікрокомпонентів (хрому, нікелю та кобальту).

5. Ізотопний вік плагіогранітоїдної асоціації, визначений класичним ізохронним уран-свинцевим методом за цирконами, становить $(2092,2 \pm 3,2)$ млн років і є дещо давнішим за вік двопольовошпатових гранітів житомирського комплексу (2,08–2,04 млн років), що свідчить про різні етапи прояву процесів натрієвої і калієвої гранітизації.

6. Шереметівський комплекс плагіогранітоїдів, який заміщує метавулканогенно-осадові породи палеопротерозойської (?) василівської світи тетерівської серії, є повним петрографічним і віковим аналогом звенигородського комплексу, поширеного в межах Росинсько-Тікицького мегаблока УЩ, який розвивається по метаосадово-вулканогенних породах неоархейської росинсько-тікицької серії.

1. Безвинний В.П., Орса В.І. Діорит-тоналіт-плагіогранітова формація Росинсько-Тікицького району // Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти-200: Тези доп. І Наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України (17–22 верес., м. Гурзуф). — К., 2001. — С. 98–100.
2. Безвинний В.П. Особливості геологічної будови та складу супракрустальних і ультраметаморфічних утворень Росинсько-Тікицького блока Українського щита: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. — К., 2008. — 16 с.
3. Верхогляд В.М., Скобелев В.М. Изотопный возраст субвулканитов района г. Новоград-Волынский (северо-западная часть Украинского щита) // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 47–56.
4. Державна геологічна карта України. М-б 1:200 000. Аркуш М-35-ХІ (Коростень) / Костенко М.М., Мазур С.М., Котвицький Л.Ф. та ін. — К.: М-во екології та природ. ресурсів України, Північ. держ. регіон. геол. підприємство "Північгеологія", 2001. — 145 с.
5. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-35-ХVII (Житомир) / Щербина М.П., Костенко М.М., Георгін Б.В. та ін. — К.: М-во екології та природ. ресурсів України, Північ. держ. регіон. геол. підприємство "Північгеологія", 2004. — 125 с.
6. Есипчук К.Е., Скобелев В.М., Степанюк Л.М. Возрастное и формационное расчленение житомирского комплекса // Геология и стратиграфия докембрия Украинского щита: (Тези доп. Всеукр. міжвід. наради, Київ, квіт. 1998 р.). — К., 1998. — С. 88–90.
7. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Пояснювальна записка. — К.: УкрДГРІ, НСК України, 2004. — 30 с.
8. Костенко М.М. Тектонічна будова кристалічного фундаменту Волинського мегаблока Українського щита // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2011. — № 1. — С. 54–76.
9. Костенко О.М., Довбуш Т.І., Степанюк Л.М. Геохронологія плагіогранітів «шереметівського» комплексу (Волинський мегаблок Українського щита) // Мінерал. журн. — 2011. — Т. 33, № 2. — С. 83–88.
10. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография / Под ред. О.А. Богатикова. — М.: Наука, 1983. — Т. 1. Часть 1, 2. — 768 с.
11. Методичні рекомендації для складання геохімічних карт (геохімічної спеціалізації геологічних утворень докембрійського фундаменту та прогнозно-геохімічної) масштабів 1:200 000 та 1:50 000 стосовно умов Українського щита / Войновський А.С., Жужома В.М., Калініна Г.В. та ін. — К.: УкрДГРІ, 2006. — 96 с.
12. Пономаренко О.М. Уран-свинцева геохронологія раннього докембрію Українського щита: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. — К., 2003. — 40 с.
13. Скобелев В.М. Петрохимия и геохронология докембрийских образований Северо-Западного района Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1987. — 140 с.
14. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
15. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М. и др. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. — Киев: Наук. думка, 2008. — 240 с.
16. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 366 с.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ
E-mail: elen.kostenko@gmail.com

Рецензент — док. геол. наук Т. П. Міхницька