

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ,
МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ ім. М. П. СЕМЕНЕНКА**

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

КОВТУН ОЛЕКСАНДР ВАСИЛЬОВИЧ

УДК 550.93:550.4

**ДИСЕРТАЦІЯ
ВІК ТА УМОВИ ФОРМУВАННЯ ГРАНІТІВ
КРОПИВНИЦЬКО-БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ**

Галузь знань: 10 Природничі науки

Спеціальність: 103 Науки про Землю

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело.

 О. В. Ковтун

Науковий керівник Степанюк Леонід Михайлович, доктор геологічних наук, професор, член-кореспондент НАН України

Київ – 2026

АНОТАЦІЯ

Ковтун О. В. Вік та умови формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії у галузі знань Природничі науки; спеціальність 103 Науки про Землю.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка. – Національна Академія Наук України – Київ, 2026.

Дисертаційна робота присвячена з'ясуванню віку та умов формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву Інгульського мегаблока Українського щита. У роботі висвітлені геохімічні, петрохімічні, петрографічні та ізотопно-геохронологічні особливості гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву. Попри більш ніж вікову історію вивчення гранітоїдів цього регіону, питання щодо джерела вихідного розплаву, а також єдності чи роздільності його Кропивницької та Бобринецької ділянок і досі залишаються дискусійними. У роботі ці питання вирішено на основі комплексного застосування петрографічних, мінералогічних, геохімічних, ізотопно-геохронологічних, та інструментально аналітичних методів дослідження.

За результатами аналізу геологічної будови та речовинного складу Кропивницько-Бобринецького масиву встановлено, що його гранітоїди поширені у межах Інгульського мегаблоку та представлені переважно порфіробластичними біотитовими гранітами і мігматитами. У Кропивницькій частині масиву також поширені рівномірнотзернисті граніти і плагіограніти, між якими з порфіробластичними гранітами встановлюються поступові переходи. Бобринецький масив складений переважно порфіробластичними біотитовими гранітами і мігматитами, а в його північно-східній частині присутні середньозернисті біотитові та гранат-біотитові граніти і мігматити. У зонах Кіровоградського та Софіївсько-Компаніївського розломів гранітоїди інтенсивно катаклазовані та мілонітизовані.

Порівняння особливостей геологічної будови Кропивницької та Бобринецької частин масиву показує значну подібність їх речовинного складу гранітоїдів.

Аналітичні дослідження були виконані в лабораторіях Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України.

За результатами петрографічних досліджень встановлено, що граніти Кропивницько-Бобринецького масиву представлені двома головними структурними відмінами – порфіроподібними та рівномірнотекстуристими різновидами, пов'язаними між собою поступовими переходами і поширеними в межах усіх досліджених ділянок. За мінеральним складом це переважно мікроклін-плагіоклаз-кварцові біотитові та гранат-біотитові граніти з незначною домішкою мусковіту; з жильною фацією пов'язані пегматоїдні відміни, що утворюють окремі лінзоподібні тіла та апофізи. Постійними акцесорними мінералами в усіх різновидах є циркон, монацит та апатит. Структурно-текстурні особливості порід (тектонобластова, бластомілонітова структури, розвиток вторинних біотиту, мусковіту, серициту) свідчать про накладені катакластичні й мілонітичні перетворення в умовах епідот-амфіболітової фації метаморфізму, інтенсивність яких помітно варіює від ділянки до ділянки, будучи найбільш виразною у гранітах Суботцівської ділянки. Вивчення морфології кристалів акцесорного циркону показало, що переважна більшість зерен містить реліктові ядра, оточені оболонками різного ступеня зональності, що вказує на успадкований, ультраметаморфічний характер гранітоутворення.

Результати аналізу різномасштабних карт магнітного поля району Кропивницького та Бобринецького гранітних масивів, встановили однорідний характер магнітного поля. Для центральної частини досліджуваної території характерні плавні зміни інтенсивності магнітного поля та відсутність різких локальних магнітних контрастів. Безпосередньо між Кропивницькою та Бобринецькою ділянками не простежується вираженої магнітної межі, що

свідчить про близькість їхніх магнітних властивостей. Відносна однорідність магнітного поля узгоджується з петрологічною подібністю даних гранітів та дозволяє розглядати їх як частини єдиного гранітоїдного масиву.

За результатами визначення ізотопного складу стронцію в акцесорних апатитах та аналізу геохімічних особливостей порід зроблено висновок про корову природу гранітів. Отримані дані свідчать про їх формування внаслідок ультраметаморфічних процесів у контрастній за складом товщі порід із широкими варіаціями відношення Rb/Sr. Наявність ксенолітів плагіогнейсів та реліктових ядер у кристалах циркону свідчить про збереження фрагментів вихідної речовини, яка не була залучена до процесу гранітоутворення.

Парагенезис біотиту з гранатом та наявність антипертитів плагіоклазу в калієвому польовому шпаті гранітів масиву свідчить про прогресивний етап регіонального метаморфізму. Натомість парагенезис біотиту з хлоритом є наслідком пізніших низькотемпературних змін.

За результатами геохімічних досліджень підтверджено, що граніти Кропивницько-Бобринецького масиву відносяться до висококалієвої вапняно-лужної серії. Граніти масиву є чітко насиченими кремнеземом порід без ознак недонасичення. Геохімічний профіль порід та високі вмісти Rb у поєднанні з низькими концентраціями (Y, Yb, Nb, Ta) свідчать про формування більшості досліджених гранітоїдів масиву за умов анатексису та плавлення континентального корового субстрату під час колізійного процесу, з подальшою глибокою кристалізаційною диференціацією магматичного розплаву.

Вивчено ізотопні системи за монацитом із гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву. Монацити датовано із застосуванням класичного уран-свинцевого ізотопного методу. Ізотопний склад урану та свинцю визначався на 8-колекторному мас-спектрометрі MI-1201AT у мультиколекторному статичному режимі. Ізотопні співвідношення стронцію визначали на п'ятиколекторному мас-спектрометрі.

Уран-свинцевими ізотопними дослідженнями за монацитом встановлено, що граніти Кропивницько-Бобринецького масиву сформувалися у вузькому віковому інтервалі близько 2020–2045 млн років. Для гранітів північної частини масиву отримано значення віку $2024,8 \pm 4,7$ млн років для біотитового граніту та $2023,7 \pm 0,8$ млн років для пегматоїдного граніту Знам'янського кар'єру, а для граніту Соколівської ділянки – $2033,7 \pm 2,9$ млн років. Для південної частини масиву вік гранітів Живанівської ділянки становить $2032,4 \pm 4,7$, $2035,5 \pm 3,8$ та $2035,3 \pm 2,9$ млн років, а для гранітів Бобринецького кар'єру – $2028,5 \pm 2,7$ та $2035,1 \pm 4,6$ млн років.

Результати дисертаційної роботи можуть бути використані для доповнення та внесення відповідних змін у чинну «Кореляційну хроностратиграфічну схему раннього докембрію Українського щита» та можуть бути використані для вирішення завдань розчленування та кореляції гранітоїдних утворень під час проведення регіональних геологічних досліджень та реконструкції історії геологічного розвитку району. Вивченні геохімічні особливості гранітів можуть сприяти більш ґрунтовному прогнозуванню їх перспективності на певні види корисних копалин та більш цілеспрямовано виконувати пошукові роботи.

Ключові слова: Український щит, Інгульський мегаблок, хімічний склад, геологічна будова, граніт; протерозой, петрографія, петрологія, геологія, акцесорні мінерали, циркон, монацит, ізотопний склад, уран-свинцевий ізотопний метод.

ABSTRACT

Kovtun O. V. Age and conditions of formation of the granites of the Kropyvnytskyi-Bobrynets massif. – Qualification scientific work as a manuscript. Thesis for the degree of Doctor of Philosophy in the field of Natural Sciences; specialty 103 Earth Sciences.

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation – National Academy of Sciences of Ukraine – Kyiv, 2026.

The dissertation is devoted to clarifying the age and conditions of formation of the granites of the Kropyvnytskyi-Bobrynets massif of the Inhul megablock of the Ukrainian Shield. The thesis presents the geochemical, petrochemical, petrographic, and isotope-geochronological characteristics of the granites of the Kropyvnytskyi-Bobrynets massif.

Despite more than a century of research on the granitoids of this region, questions concerning the source of the parental melt, as well as whether its Kropyvnytskyi and Bobrynets sectors constitute a single body or separate units, remain debatable. These issues are addressed through the integrated application of petrographic, mineralogical, geochemical, isotope-geochronological, and instrumental analytical methods.

Based on an analysis of the geological structure and composition of the Kropyvnytskyi-Bobrynets massif, it was established that its granitoids occur within the Inhul megablock and are represented mainly by porphyroblastic biotite granites and migmatites. In the Kropyvnytskyi part of the massif, equigranular granites and plagiogranites are also widespread, with gradual transitions to the porphyroblastic granites. The Bobrynets part of the massif is composed mainly of porphyroblastic biotite granites and migmatites, while its northeastern part contains medium-grained biotite and garnet-biotite granites and migmatites. Within the zones of the Kirovohrad and Sofiiivka-Kompaniivka faults, the granitoids are intensely cataclased and mylonitized.

A comparison of the geological structure of the Kropyvnytskyi and Bobrynets parts of the massif shows considerable similarity in the composition of their granitoids.

The analytical studies were carried out in the laboratories of the M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine.

Petrographic studies established that the granites of the Kropyvnytskyi-Bobrynets massif are represented by two main structural varieties – porphyritic and equigranular types – connected by gradual transitions and occurring in all the studied sectors. In terms of mineral composition, they are predominantly microcline-plagioclase-quartz biotite and garnet-biotite granites with a minor admixture of muscovite; pegmatoid varieties are associated with the vein facies, forming individual lens-shaped bodies and apophyses. Zircon, monazite, and apatite are persistent accessory minerals in all varieties. The structural and textural features of the rocks (tectonoblastic and blastomylonitic structures and the development of secondary biotite, muscovite, and sericite) indicate superimposed cataclastic and mylonitic transformations under conditions of the epidote-amphibolite facies of metamorphism, the intensity of which varies noticeably from sector to sector and is most pronounced in the granites of the Subotsi sector. Study of the morphology of accessory zircon crystals showed that the majority of grains contain relict cores surrounded by rims with varying degrees of zoning, indicating the inherited and ultrametamorphic nature of the granite-forming process.

Analysis of multiscale magnetic-field maps of the area of the Kropyvnytskyi and Bobrynets granite massifs established a homogeneous character of the magnetic field. The central part of the studied territory is characterized by smooth changes in magnetic-field intensity and the absence of sharp local magnetic contrasts. No pronounced magnetic boundary is traced directly between the Kropyvnytskyi and Bobrynets sectors, indicating the similarity of their magnetic properties. The relative

homogeneity of the magnetic field is consistent with the petrological similarity of these granites and allows them to be regarded as parts of a single granitoid massif.

Based on the results of determining the isotopic composition of strontium in accessory apatites and analyzing the geochemical characteristics of the rocks, a crustal origin of the granites was established. The obtained data indicate that they formed as a result of ultrametamorphic processes in a compositionally contrasting rock sequence with wide variations in the Rb/Sr ratio. The presence of plagiogneiss xenoliths and relict cores in zircon crystals indicates the preservation of fragments of the parental material that were not involved in the granite-forming process.

The paragenesis of biotite with garnet and the presence of plagioclase antiperthites in the potassium feldspar of the massif's granites indicate a progressive stage of regional metamorphism. In contrast, the paragenesis of biotite with chlorite results from later low-temperature alterations.

The results of geochemical studies confirmed that the granites of the Kropyvnytskyi-Bobrynets massif belong to the high-potassium calc-alkaline series. The granites of the massif are clearly silica-saturated and show no evidence of silica undersaturation. The geochemical characteristics of the rocks, together with high Rb contents and low concentrations of Y, Yb, Nb, and Ta, indicate that most of the studied granitoids of the massif formed through anatexis and melting of a continental crustal substrate during a collisional process, followed by deep crystallization differentiation of the magmatic melt.

The isotopic systems of monazite from the granites of the Kropyvnytskyi-Bobrynets massif were investigated. The monazites were dated using the conventional uranium-lead isotopic method. The isotopic composition of uranium and lead was determined on an 8-collector MI-1201AT mass spectrometer in multicollector static mode. Strontium isotopic ratios were determined on a five-collector mass spectrometer.

Uranium-lead isotopic studies of monazite established that the granites of the Kropyvnytskyi-Bobrynets massif formed within a narrow age interval of

approximately 2020–2045 Ma. For the granites of the northern part of the massif, ages of 2024.8 ± 4.7 Ma for biotite granite and 2023.7 ± 0.8 Ma for pegmatoid granite from the Znamianka quarry were obtained, while the granite of the Sokolivka sector yielded an age of 2033.7 ± 2.9 Ma. For the southern part of the massif, the ages of the granites of the Zhyvanivka sector are 2032.4 ± 4.7 , 2035.5 ± 3.8 , and 2035.3 ± 2.9 Ma, while those of the granites from the Bobrynets quarry are 2028.5 ± 2.7 and 2035.1 ± 4.6 Ma.

The results of the dissertation can be used to supplement and revise the current “Correlation Chronostratigraphic Scheme of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield” and can be applied to the subdivision and correlation of granitoid formations in regional geological studies and the reconstruction of the geological history of the area. The geochemical characteristics of the studied granites may improve assessments of their potential for specific types of mineral resources and support more targeted exploration.

Keywords: Ukrainian Shield, Inhul megablock, chemical composition, geological structure, granite; Proterozoic, petrography, petrology, geology, accessory minerals, zircon, monazite, isotopic composition, uranium-lead isotopic method.

СПИСОК НАУКОВИХ ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті у фахових наукових виданнях України, в яких опубліковані основні
наукові результати дисертації:

1. Уран-свинцева геохронологія за монацитом двопольовошпатових гранітів Інгульського мегаблоку (Український щит) / Степанюк Л. М., Курило С. І., Ковтун О. В., Довбуш Т. І., Висоцький О. Б. // Мінералогічний журнал. 2021. Т. 43, №2. С. 49–57. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.02.049>
2. Уран-свинцева геохронологія за монацитом гранітів Липнязького масиву та його обрамлення (Інгульський мегаблок Українського щита). Л. М. Степанюк, С. І. Курило, В. О. Сьомка, Т. І. Довбуш, С. М. Бондаренко, О. В. Ковтун, І. М. Котвіцька. // Геохімія та рудоутворення. 2021. №42. С. 71–79. <https://doi.org/10.15407/gof.2021.42.071>
3. Уран-свинцевий вік гранітів Кіровоградського масиву (Інгульський мегаблок Українського щита) / Степанюк Л. М., Коновал Н. М., Довбуш Т. І., Ковтун О. В., Висоцький О. Б. Снісар В. П. // Мінералогічний журнал. 2021. Т. 43, № 4. С. 56–62. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.056>
4. Уран-свинцевий ізотопний вік монацитів плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії (Інгульський мегаблок Українського щита) / Степанюк Л.М., Висоцький О. Б., Ковтун О. В., Курило С. І., Довбуш Т. І. // Геохімія та рудоутворення. 2022. № 43 С. 12-19. <https://doi.org/10.15407/gof.2022.43.012>
5. Новоукраїнський масив: джерело родоначальних магм та час формування / Степанюк Л. М., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Довбуш Т. І., Гулько В. В. // Мінералогічний журнал. 2023. Т. 45, № 3. С. 60–69. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.03.060>

6. Природа та верхня вікова межа формування породної асоціації Петрівського залізрудного родовища. / Степанюк Л. М., Довбуш Т. І., Павлов Г. Г., Висоцький О. Б., Ковтун О. В., Коваленко Н. О. // Мінералогічний журнал. 2024. Т. 46, № 3. С. 55-65.
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.03.055>
7. Уран-свинцевий вік і первинна природа плагіогнейсів ксеноліту в гранітах Новоукраїнського масиву. / Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Павлов Г. Г., Довбуш Т. І. // Мінералогічний журнал. 2024. Т. 46, № 4. С. 30–41.
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.04.030>
8. Ізотопна геохронологія гранітоїдів Кропивницького комплексу на прикладі Лозуватського кар'єру. / Степанюк Л. М., Висоцький О. Б., Баран А. М., Ковтун О. В., Довбуш Т. І., Коваленко Н. О., Котвіцька І. М. // Геохімія та рудоутворення. 2024. № 45 С. 44-53. <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.044>
9. Уран-свинцевий ізотопний вік за монацитом гранітоїдів Кропивницького масиву, на прикладу кар'єру с. Суботці (Інгульський мегаблок Українського щита). / Баран А. М., Висоцький О. Б., Довбуш Т. І., Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Яськевич Т. Б. // Геохімія та рудоутворення. 2024. № 45 С. 54-63. <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.054>
10. Мінералізація урану в породах Петрівського залізрудного родовища (Інгульський мегаблок, Український щит). / Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Зюльцле О. В., Висоцький О. Б., Довбуш Т. І., Павлов Г. Г., Коваленко Н. О. // Геохімія та рудоутворення. 2024. № 45 С. 64-71.
<https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.064>
11. Вік гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (Інгульський мегаблок Українського щита). / Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Висоцький О. Б., Баран А. М., Довбуш Т. І. // Мінералогічний журнал. 2025. Т. 47, № 3. С. 69–80. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.03.069>

12. Петрогенезис гранітів Кропивницького комплексу / Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Ковтун О.В., Котвіцька І.М. // Геохімія та рудоутворення. 2025. № 46 С. 48-55.
<https://doi.org/10.15407/gof.2025.46.048>
13. Уран-свинцевий вік за монацитом гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (Інгульський мегаблок Українського Щита). Л. М. Степанюк, О. В. Ковтун, О. Б. Висоцький, Г.Г. Павлов, Т. . Довбуш, К. І. Гоголев. Мінералогічний журнал. 2026. Т. 48 (1) С. 79-89
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.48.01.079>
14. Кропивницький масив: склад, вік та джерело родоначальних гранітних розплавів (Інгульський мегаблок Українського щита)). / Степанюк Л. М., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Павлов Г. Г., Довбуш Т. І. // Мінералогічний журнал. 2026. Т.49, № 2. С. 96-109.
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.48.02.096>

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації

1. Гранітоїдний магматизм Інгульського мегаблоку Українського щита / Т. І. Довбуш та ін. Геологічна наука в незалежній Україні: Збірник тез наукової конференції, Київ, Україна, 8-9 вересня 2021. Київ: НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2021. С. 32–35. ISBN 978-966-02-9663-3.
2. Тривалість гранітоїдного магматизму на прикладі гранітів Інгульського мегаблоку Українського щита/ Т. І. Довбуш та ін. Геологічна наука в незалежній Україні: Збірник тез наукової конференції, Київ, Україна, 8-9 вересня 2021. Київ: НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка, 2021. С.35–38. ISBN 978-966-02-9663-3.
3. Уран-свинцевий ізотопний метод: сучасний стан / О.Б. Висоцький та ін. Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник тез

всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 12-13 жовтня 2022 р.
Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2022. С. 129–133. ISBN 978-966-999-290-1.

4. Анатомія кристалів циркону із кристалічних порід Новоукраїнського масиву / О. Б. Висоцький та ін. Проблеми прикладних геологічних наук і шляхи їх подолання (до 160-річчя від дня народження В.І. Вернадського): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 19-20 вересня 2023. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2023. С. 179–182. ISBN 978-966-999-645-3.
5. Анатомія кристалів циркону – архів даних з геологічної історії формування вмісних кристалічних порід / Л. М. Степанюк, О. В. Ковтун, В. В. Гулько. Проблеми прикладних геологічних наук і шляхи їх подолання (до 160-річчя від дня народження В.І. Вернадського): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 19-20 вересня 2023. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2023. С. 246–250. ISBN 978-966-999-645-3.
6. Кіровоградсько-Бобринецький масив: геологічна будова та склад порід (Інгульський мегаблок Українського щита) / О. В. Ковтун. Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник матеріалів Всеукраїнської молодіжної наукової конференції, Київ, Україна, 2 жовтня 2023. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2023. С. 13–16. ISBN 978-966-999-648-2.
7. Вік уранової мінералізації в породах Петрівського залізорудного родовища / Т. І. Довбуш та ін. Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 17-18 вересня 2024. Київ : НАН України, Ін-т

- геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2024. С. 30–35. ISBN 978-617-8521-00-4.
8. U-Pb вік циркону та монациту із гранітів Кіровоградського масиву / О. В. Ковтун та ін. Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 17-18 вересня 2024. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2024. С. 35–39. ISBN 978-617-8521-00-4.
 9. Вік та первинна природа плагіогнейсу ксеноліту в гранітах Новоукраїнського масиву / О. В. Ковтун та ін. Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М. П. Щербака): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 17-18 вересня 2024. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2024. С. 39–44. ISBN 978-617-8521-00-4.
 10. Мінералізація урану в породах Петрівського залізорудного родовища / О. В. Ковтун та ін. Від Мінералогії і Геогнозії до Геохімії, Петрології, Геології та Геофізики: фундаментальні і прикладні тренди XXI століття (MinGeoIntegration XXI): Збірка тез конференції, Київ, Україна, 25-27 вересня 2024. Київ : Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ «Інститут геології», 2024. С. 24–28.
 11. Уран-свинцевий вік за монацитом гранітів південної частини Кропивницько-Бобринецького масиву (Інгульський мегаблок Українського щита) / О. В. Ковтун та ін. Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 16-17 вересня 2025. Київ: НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2025. С. 143–148. ISBN 978-617-8521-01-1.

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ	17
ВСТУП	18
РОЗДІЛ 1. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ ГРАНІТІВ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	23
1.1. Висновки до розділу 1	26
РОЗДІЛ 2. ОСНОВНІ РИСИ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	28
2.1. Загальні риси геологічної будови	28
2.2. Стратиграфія, тектоніка	32
2.3. Висновки до розділу 2	35
РОЗДІЛ 3. МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ	36
3.1. Польові геологічні дослідження	36
3.2. Петрографічні та мінералогічні дослідження	36
3.3. Геохімічні дослідження та елементний аналіз гірських порід	37
3.4. Геохронологічні дослідження	38
3.5. Висновки до розділу 3	39
РОЗДІЛ 4. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА КРОПИВНИЦЬКО-БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ	41
4.1. Особливості геологічної будови та речовинного складу масиву	41
4.2. Аномальне магнітне поле Кропивницько-Бобринецького масиву	46
4.3. Висновки до розділу 4	48
РОЗДІЛ 5. МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНА ТА ГЕОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНІТІВ КРОПИВНИЦЬКО-БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ	49

5.1. Мінералого-петрографічна характеристика гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву	49
5.2. Геохімічні особливості гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву	89
5.3. Висновки до розділу 5	102
РОЗДІЛ 6. УМОВИ ФОРМУВАННЯ ГРАНІТІВ КРОПИВНИЦЬКО-БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ	105
6.1. Ізотопний склад стронцію акцесорного апатиту гранітів	105
6.2. Умови кристалізації гранітів за даними мінеральної геотермометрії	109
6.3. Висновки до розділу 6	115
РОЗДІЛ 7. УРАН-СВИНЦЕВА ІЗОТОПНА ГЕОХРОНОЛОГІЯ ГРАНІТІВ КРОПИВНИЦЬКО-БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ	117
7.1. Уран-свинцева ізотопна геохронологія за монацитом	118
7.2. Уран-свинцева ізотопна геохронологія за монацитом північної (Кропивницької) частини масиву	120
7.2.1. Кропивницька ділянка	121
7.2.2. Ділянка району с. Суботці	125
7.3. Уран-свинцева ізотопна геохронологія за монацитом південної (Бобринецької) частини масиву	132
7.3.1. Живанівська ділянка	132
7.3.2. Бобринецька ділянка	141
7.4. Висновки до розділу 7	146
ВИСНОВКИ	147
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	151
ДОДАТКИ	169

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

УЩ – Український щит

ІГМР – Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення

НСК – національний стратиграфічний комітет

УкрДГРІ – Український державний геологорозвідувальний інститут

РФА – рентгенофлуоресцентний аналіз

WDXRF – Wavelength Dispersive X-ray Fluorescence

ICP-MS – мас-спектрометрія з індуктивно зв'язаною плазмою

КНП – Корсунь-Новомиргородський плутон

СКЗВ – Середньоквадратичне зважене відхилення

СФЗ – структурно-формаційна зона

REE – Rare Earth Elements

Символи мінералів:	
Ab – альбіт	Pl – плагіоклаз
An – анортит	Or – ортоклаз
Ap – апатит	Qu – кварц
Amf – амфібол	Src – серицит
Bt – біотит	Sph – сфен (титаніт)
Fsp, кпш – калієвий польовий шпат	Zrn – циркон
Grt – гранат	Mnz – монацит
Hbl – рогова обманка	Mu – мусковіт

ВСТУП

Актуальність теми. Актуальність теми обумовлена недостатньою вивченістю гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву сучасними методами та підходами досліджень. Незважаючи на досить тривалу історію досліджень гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву багатьма дослідниками, широке коло питань, що стосуються речовинного складу, походження первинної речовини та віку утворення залишаються відкритими. Фактично слабо вивчені ізотопно-геохімічні системи та дослідження щодо визначення можливого джерела вихідних магм.

Недостатньо вивчена (досить мала статистична кількість аналізів методом ICP-MS та WDXRF) геохімія гранітоїдів, особливо у визначенні вмісту та розподілу рідкісних та рідкісноземельних елементів, які мають велике науково-практичне значення.

Тому актуальність даної роботи полягає у дослідженні, крім петрографічного та мінералогічного складу, особливостей будови циркону та монациту, а також співставлення цих даних.

В комплексі всі вищеперераховані білі плями можуть негативно впливати на вирішення наукових та прикладних задач, пов'язаних з об'єктивною оцінкою рудного потенціалу та положенні у стратиграфічній (геохронологічній) шкалі.

Також комплексне геохімічне та ізотопно-геохімічне вивчення циркону, монациту з порід, дозволяє вирішити питання реконструкції процесів походження магм та етапів еволюції Українського щита (УЩ) вцілому.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Наукові дослідження, які представлені у дисертаційній роботі, виконувались у відділі радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України у рамках двох наукових тем: «Апліто-пегматоїдні граніти Українського щита: геохімія, геохронологія, рудоносність» та «Геохімія і геохронологія гранітоїдів грануліто-гнейсових асоціацій Українського щита».

Мета роботи. Мета досліджень полягає у визначенні віку та з'ясуванні умов формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву Інгульського мегаблока УЩ.

Задачі дослідження. В процесі роботи вирішувались наступні задачі:

- 1) вивчення особливостей геологічної будови Кропивницько-Бобринецького масиву;
- 2) дослідження петрографічного, мінерального та хімічного складу порід та мінералів;
- 3) визначення часу та умов формування гранітів;
- 4) уточнення послідовності формування гранітів масиву.

Об'єкт дослідження. Граніти Кропивницько-Бобринецького масиву Інгульського мегаблоку Українського щита.

Предмет дослідження. Геологічна будова, геохімічні, мінералого-петрографічні особливості, а також умови та час формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Методи досліджень

1. Польові геологічні спостереження – опис відслонень та відбір проб для лабораторних досліджень.
2. Петрографічні – дослідження структурно-текстурних особливостей гранітів у шліфах та аншліфах, а також встановлення мінерального складу порід.
3. Інструментальні аналітичні – визначення концентрацій петрогенних компонентів РФА аналізом (WDXRF), рідкісних і рідкісноземельних елементів методом ICP-MS.
4. Мінералогічні – вивчення акцесорних мінералів, а також дослідження морфології та внутрішньої будови кристалів циркону та монациту методами оптичної та електронної мікроскопії.
5. Геохронологічні – уран-свинцеве ізотопне датування мультизернових наважок мономінеральних фракцій монациту.

6. Ізотопно-геохімічні – дослідження рубідій-стронцієвої ізотопної системи (визначення первинного ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах). Аналітичні дослідження виконано в лабораторіях Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України.

Наукова новизна. Граніти Кропивницько-Бобринецького масиву сформувалися в палеопротерозої впродовж 10-15 млн років, у віковому інтервалі 2040 ± 5 млн років тому – перша фаза (основна маса гранітів) та 2024 ± 5 млн років тому – друга фаза, представлена пегматитами та пегматоїдними відмінами гранітів

За результатами дослідження ізотопного складу стронцію та особливостей хімічного складу визначено, що граніти Кропивницько-Бобринецького масиву є палінгенно-анатектичними утвореннями, що сформувалися по породах інгуло-інгулецької серії, характеризуються досить високими значеннями ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (від 0,7087 до 0,8502), і є характерним коровим утворенням, окрім того кристали акцесорного циркону із гранітів містять різномірні ядра реліктового циркону порід субстрату

Кропивницький і Бобринецький масиви являють собою єдине геологічне тіло (Кропивницько-Бобринецький масив), складене однотипними гранітами, що сформувалися синхронно. В магнітному полі граніти обох масивів репрезентують єдине однорідне поле, без будь-яких ознак гетерогенності.

Підтверджено, що граніти Кропивницько-Бобринецького масиву сформувалися за температури кристалізації розрахованої за біотитовим та гранат-біотитовим термометром при температурі 550-700 °C.

Практичне значення отриманих результатів. Отримані нові радіогеохронологічні дані можуть бути підставою для доповнення та внесення відповідних змін у чинну «Кореляційну хроностратиграфічну схему раннього докембрію Українського щита» та можуть бути використані для вирішення завдань розчленування та кореляції гранітоїдних утворень під час проведення регіональних геологічних досліджень та реконструкції історії геологічного

розвитку району. Вивченні геохімічні особливості гранітів можуть сприяти більш ґрунтовному прогнозуванню їх перспективності на певні види корисних копалин та більш цілеспрямовано виконувати пошукові роботи.

Отримані результати ізотопно-геохронологічних досліджень можуть бути використані при складанні Державних геологічних карт різного масштабу.

Особистий внесок здобувача. Дисертація є самостійною науковою працею, виконаною на основі власних досліджень. Усі основні результати, наукова новизна та висновки, наведені в дисертації, отримані здобувачем самостійно. Основний фактичний матеріал був зібраний автором під час навчання в очній аспірантурі у відділі радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України. Автор проаналізував та узагальнив фондові та опубліковані матеріали попередників, що стосуються геологічної будови району, петрології, геохімії та геохронології.

Автором особисто проводились польові роботи з відбору проб та зразків, пробопідготовчі роботи, електронно-мікроскопічні дослідження аншліфів, оптико-мікроскопічні дослідження порід у шліфах, підготовка мінералогічних і геохімічних проб, часткове вилучення мономінеральних фракцій циркону та монациту. Геохронологічні та аналітичні дослідження проводилися співробітниками відділу радіогеохронології за участю здобувача.

Апробація результатів дослідження. Апробація результатів дослідження відбувалась на всеукраїнських наукових конференціях: Геологічна наука в незалежній Україні (Київ, Україна, 8-9 вересня 2021); Геологічна будова та корисні копалини України, всеукраїнська наукова конференція (Київ, Україна, 12-13 жовтня 2022); Проблеми прикладних геологічних наук і шляхи їх подолання (до 160-річчя від дня народження В. І. Вернадського), всеукраїнська наукова конференція (Київ, Україна, 19-20 вересня 2023); Геологічна будова та корисні копалини України, всеукраїнська молодіжна наукова конференція (Київ, Україна, 2 жовтня 2023); Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН

України М.П. Щербака), всеукраїнська наукова конференція (Київ, Україна, 17-18 вересня 2024); Від Мінералогії і геогнозії до геохімії, петрології, геології та геофізики: фундаментальні і прикладні тренди XXI століття (MinGeoIntegration XXI) (Київ, Україна, 25-27 вересня 2024); Геологічна будова та корисні копалини України: Всеукраїнська наукова конференція. (Київ, Україна, 16-17 вересня 2025).

Публікації. За матеріалами дисертації опубліковано 14 статей у наукових журналах та збірниках наукових праць, що належать до затвердженого переліку фахових видань, де можуть бути опубліковані результати дисертаційних робіт. За результатами участі в наукових конференціях опубліковано тези 11-ти доповідей.

Обсяг і структура роботи. Дисертаційна робота складається із вступу, 7 розділів, висновків та списку використаних джерел. Загальний обсяг основного тексту дисертаційної роботи 168 сторінки, робота супроводжується 50 рисунками, містить 10 таблиць, 5 додатків. Список використаних джерел містить 150 найменувань.

Подяки. Дисертаційну роботу виконано під керівництвом член кореспондента НАН України, професора, доктора геологічних наук Степанюка Леоніда Михайловича, якому автор щиро вдячний за постійну увагу, допомогу у процесі досліджень, мотивацію для наукових досліджень та цінні поради.

Особливу вдячність автор висловлює співробітникам відділу радіогеохронології Довбуш Т. І., Висоцькому О. Б., Зюльцле О. В., Барану А. М. Котвіцькій І. М., Коваленко Н. О.

Автор висловлює окрему подяку: Пономаренку О. М., Канунніковій, Павлову Г. Г., Загнідко В. М., Гоголеву К. І., Бельському В. М., Кривдіку С. Г., Сукачу В. В., Шнюковій К. Є., Бондаренку С. М., Швайці І. А., Вовк К. В. за вагомі консультації та практичну допомогу, а також за допомогу у проведенні аналітичних і мінералогічних досліджень. Автор вдячний Гурненко А.І. та Кушніру С.В. за підготовку зразків.

РОЗДІЛ 1

ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ ГРАНІТІВ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Сучасні уявлення про геологічну будову Інгульського мегаблоку базуються на аналізі фактичного матеріалу, який накопичився впродовж більш ніж вікового періоду геологічного вивчення регіону.

Формування наукових поглядів про умови формування, петрографічний склад та тектонічну позицію магматичних утворень даного регіону пройшло шлях від польових маршрутних досліджень до сучасних прецизійних геохронологічних та ізотопно-геохімічних досліджень. В історії геологічного дослідження гранітоїдних комплексів Інгульського мегаблока умовно можна виділити декілька етапів.

Ранні дослідження, як Українського Щита (УЩ) в цілому, так і Інгульського мегаблоку зокрема, виконувалися широким колом дослідників.

Гранітоїди Інгулецького району були описані в працях Безбородько М. І. (Безбородько, 1935), який систематизував гранітоїди Центральної України, та запропонував перші класифікаційні схеми та детально описав порфіроподібні чарнокітоїдні граніти (Новоукраїнський масив), а також звернув увагу на гібридний характер багатьох різновидів гранітів та їхній тісний зв'язок із процесами ультраметаморфізму.

У працях Ю. Ір. Половинкіної (Половинкіна, 1934, 1954), В. І. та Лучицького (Лучицький, 1934) було дано петрографічну характеристику гранітоїдів мегаблоку, описані їх співвідношення між собою та з суперкrustальними утвореннями. Ю. Ір. Половинкіна висвітлила географічне поширення різних типів гранітів, описала їх виходи на денну поверхню, характер контактів гранітів з породами гнейсових товщ та дала детальну петрографічну характеристику порід.

На етапі регіонально-геологічного картування у період з 1950х років дослідження набули систематичного характеру у зв'язку з необхідністю проведення геологічної зйомки масштабу 1:200 000 та 1:50 000, а також пошуками родовищ корисних копалин (залізистих кварцитів, урану, рідкісних металів та ін.).

Одночасно з початком проведення систематичних робіт, спрямованих на вивчення геологічної будови УЩ, почалась також диференціація досліджень з виділенням тектонічного, стратиграфічного, формаційного, металогенічного та інших напрямків.

Починаючи з 70-х років минулого століття територія Інгульського мегаблока була охоплена різноплановими тематичними роботами. При проведенні металогенічних досліджень (Билинська та ін, 1967; Дусяцький, 1974; Добрий 1980 Коломієц, 1990; Лепігов та ін., 1982; 1987; Ростов, 1989) було систематизовано матеріали з металоносності Інгульського мегаблока, створено металогенічні, геохімічні карти масштабу 1:200000, які стали основою для планування та виконання геологознімальних і пошуково-розвідувальних робіт. (Нечаєнко та ін., 2007)

Протягом 1981-1995 років досліджувана площа була охоплена глибинним геологічним картуванням масштабу 1:200000 (Бабинин та ін., 1989; Панкратов, 1995). На основі стратиграфічної схеми 1978 р. були складені складено геологічні карти кристалічного фундаменту і дочетвертинних відкладів масштабу 1:200 000, що відповідають сучасним вимогам. Значну увагу приділено вивченню петрографічного складу гранітоїдів, метасоматозу, тектоніки. Вивчено закономірності локалізації золотого і вольфрамового зруденіння. Проведено попередні пошуки золота на Клинівській ділянці.

Протягом 2000-2005 років проведено геологічне довивчення площі масштабу 1:200000 території аркуша М-36-XXXIII (Кіровоград), під час якого вивчено та переінтерпретовано документацію більше ніж 3 800 свердловин, обстежено 777 відслонень, проведено морфоструктурний аналіз території,

проаналізовано еколого-геологічні умови району робіт, зроблено ряд аналітичних досліджень, у тому числі: палеомагнітні, палеопалінологічні, палеофауністичні. Відповідно до діючих схем та легенди виконано стратиграфічне розчленування утворень. (Нечаєнко та ін., 2007)

Окремими дослідженнями гранітів Інгульського мегаблоку, їх формаційною приналежністю та кореляцією з іншими гранітоїдами УЩ займались М. П. Семененко (Семененко 1951; 1975) І. С. Усенко (Усенко, 1972, 1973, 1976, 1980), Ю. Ю. Юрк (Юрк, 1956), Я. М. Белевцев (Белевцев, 1974, 1995), І. Б. Щербаков (Щербаков, 1975, 1984, 2004), К. Ю. Єсипчук. (Єсипчук та ін., 1990, 1993).

Тривалий час Кіровоградські та Житомирські граніти об'єднувалися в єдиний комплекс. Однак накопичення геохронологічних даних та поступове удосконаленням стратиграфічних схем УЩ, довело розбіжність за віком та геодинамічними умовами становлення цих утворень, що стало підставою для виділення самостійних Кіровоградського (Кропивницького) та Житомирського комплексів. Кропивницький (Кіровоградський) комплекс був виділений у ранзі самостійного із кіровоградсько-житомирського в Схемі НСК України 1993 р. Комплекс об'єднує сієніти, кварцові сієніти; граніти і мігматити біотитові, амфібол-біотитові порфіроподібні; граніти і мігматити двослюдяні; мігматити біотитові смугасті і тіньові; граніти апліто-пегматоїдні, пегматити, які крім ряду великих масивів (Кропивницько-Бобринецький, Чигиринський, Вознесенський, Долинський та ін.) складають невеликі масиви і тіла з нечіткими контактами, орієнтовані згідно з вмісними породами. (Висоцький та ін., 2025). Серед дослідників, які зробили вагомий внесок у розділення комплексів, варто назвати І. Б. Щербакова, І. С. Усенка, В. І. Орсу, К. Є. Єсипчука та ін. Зокрема, роботи І. С. Усенка та В. І. Орси були присвячені геосинклінальним гранітоїдам Українського щита, а подальше формаційне та геохронологічне вивчення дозволило диференціювати гранітоїди за віком і складом.

Необхідно відмітити роботи геологів Войновського А. С., Брянського В. П., Лепігова Г. Д., Боброва О. Б., які у різні роки займалися дослідженням рудоносності магматичних порід Інгульського мегаблоку та були авторами при створенні карт (металогенічних, тектонічних) різного масштабу та виробничих звітів (Бобров, 1999, 2004; Брянский, 1972; Брянский, 1976; Брянский, 1980; Войновский 1999; Лепігов, 2002).

Вагомий внесок у дослідження гранітоїдів мегаблоку та геохронологічні датування порід внесли науковці Інституту геохімії мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України (ІГМР) Щербак М. П., Степанюк Л. М. (Степанюк та ін. 2004, 2017, 2018, 2021, 2022, 2025, 2026), Пономаренко О. М. Бондаренко С. М., Сукач В. В., Сьомка В. О., Курило С. І. (Бондаренко та ін., 2024).

Дискусійними залишаються питання щодо співвідношення корового та мантійного джерел речовини, джерел флюїдів, а також уточнення фізико-хімічних параметрів (Р-Т умов) кристалізації різних фаз Кропивницького (Кіровоградського) комплексу. Це і визначає актуальність даного дисертаційного дослідження.

1.1. Висновки до розділу 1

За результатами аналізу та узагальнення матеріалів геологічних звітів та наукових публікацій охарактеризовано основні етапи геологічного вивчення Інгульського мегаблоку Українського щита.

Граніти Інгульського мегаблоку вивчалися протягом досить тривалого часу. Аналізуючи науково-дослідні та геологорозвідувальні роботи за весь період геологічних досліджень Інгульського мегаблока УЩ було накопичено величезний фактичний матеріал, що стосується геології, петрографії, мінералогії і геохронології гранітів та гранітоїдних утворень різних формаційних типів і породних комплексів, що дає сучасне уявлення про їх

поширеність і речовинний склад. Проте, як показує аналіз вивченості гранітоїдів, щодо них існує певний перелік дискусійних питань, а саме недостатньо вивчені петрохімічні і геохімічні особливості гранітів окремих масивів, а також потребують зіставлення та інтерпритація часткових протиріч загально геологічних і петрохімічних даних, уточнення їх часу формування із застосуванням сучасних методів досліджень. Існують протиріччя між геологічними і геохронологічними даними щодо віку та умов утворення окремих масивів гранітів Кропивницького комплексу.

РОЗДІЛ 2

ОСНОВНІ РИСИ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

2.1. Загальні риси геологічної будови

Інгульський мегаблок займає центральну частину Українського щита (рис 2.1). Із заходу він відділений від Дністровсько-Бузького мегаблоку системою Первотайського і Ядлово-Трактемирівського (Південно-Бузького) глибинних розломів, а на сході межує із Середньопридніпровським мегаблоком уздовж Криворізько-Кременчуцької зони розломів (Круглов та ін., 2007). У тектонічному відношенні і характеризується неоднорідною будовою земної кори: на захід від Західно-Інгулецького глибинного розлому поширена кора сіалічного типу пониженої (близько 40 км) потужності, тоді як на схід від нього – кора фемічного типу підвищеної (близько 55 км) потужності (Круглов та ін., 2007).

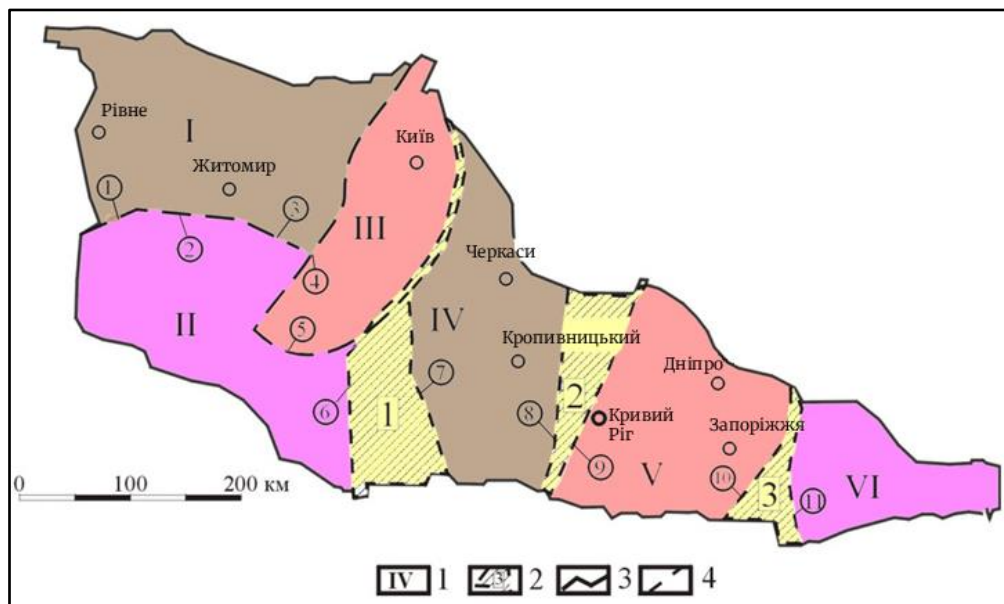


Рис. 2.1. Схема районування Українського щита

1 – мегаблоки: I – Волинський, II – Дністровсько-бузький, III – Росинсько-Тікицький, IV – Інгульський, V – Середньопридніпровський, VI – Приазовський; 2 – міжблокові зони: 1 – Голованівська, 2 – Інгулецько-Криворізька, 3 – Оріхово-Павлоградська; 3 – межі щита; 4 – глибинні розломи.

Деякі дослідники вважають що Інгульський мегаблок за основними рисами будови дуже близький або й повністю зіставний з Волинським мегаблоком. Він також характеризується чітко вираженою двоповерховою будовою, сформованою в “кратонізаційний” етап розвитку земної кори і ускладнений структурами платформної стадії розвитку (Степанюк та ін., 2000).

Геологічна будова мегаблоку визначається двома структурними поверхами. Нижній поверх складають інтенсивно реоморфізовані давні породні комплекси, представлені на сучасному ерозійному зрізі недостатньо вивченими утвореннями, віднесеними до палеоархейської дністровсько-бузької серії та інгулецького комплексу. Вони трапляються переважно у вигляді останців і ксенолітів серед більш молодих гранітоїдів. Верхній поверх складають потужні товщі вулканогенно-осадових порід інгуло-інгулецької серії, метаморфізованих в умовах епідот-амфіболітової та амфіболітової фацій, які утворюють систему синкліорних структур, що облямовують центральне підняття мегаблоку (Бобров, Меркушин, 2008).

Деякі дослідники вважають що Інгульський є складнобудованою моногенною плюмовою структурою (Ісаков та Паранько, 2013), яка утворилась у ранньому протерозої в пограничній зоні архейських консолідованих мегаблоків: Середньопридніпровського, Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тикицького.

У межах верхнього структурного поверху виокремлюють такі тісно пов’язані між собою структурні одиниці: 1) центральне підняття (магматичний купол), утворене Новоукраїнським та Корсунь-Новомиргородським плутонами; 2) систему синкліорних структур (Братської, Кіровоградської, Приінгульської), що облямовують центральне підняття; 3) Голованівську і Криворізько-Кременчуцьку шовні зони, які обмежують мегаблок із заходу та сходу відповідно. Відповідно до цього поділу в межах мегаблоку із заходу на схід виділяються структурно-формаційні підзони: Братська (у межах однойменного блоку), Кіровоградська (в основі якої лежить Новоукраїнський

блок), Приінгульська (що охоплює Інгульський блок) та Західно-Інгулецька, межі якої збігаються з межами Інгулецько-Криворізької шовної зони (Бобров, Меркушин, 2008; Василенко та ін., 2008).

Загальний розвиток Інгульського блоку обумовлений наступною послідовністю геологічних подій (рис. 2.2) (Василенко та ін., 2008).

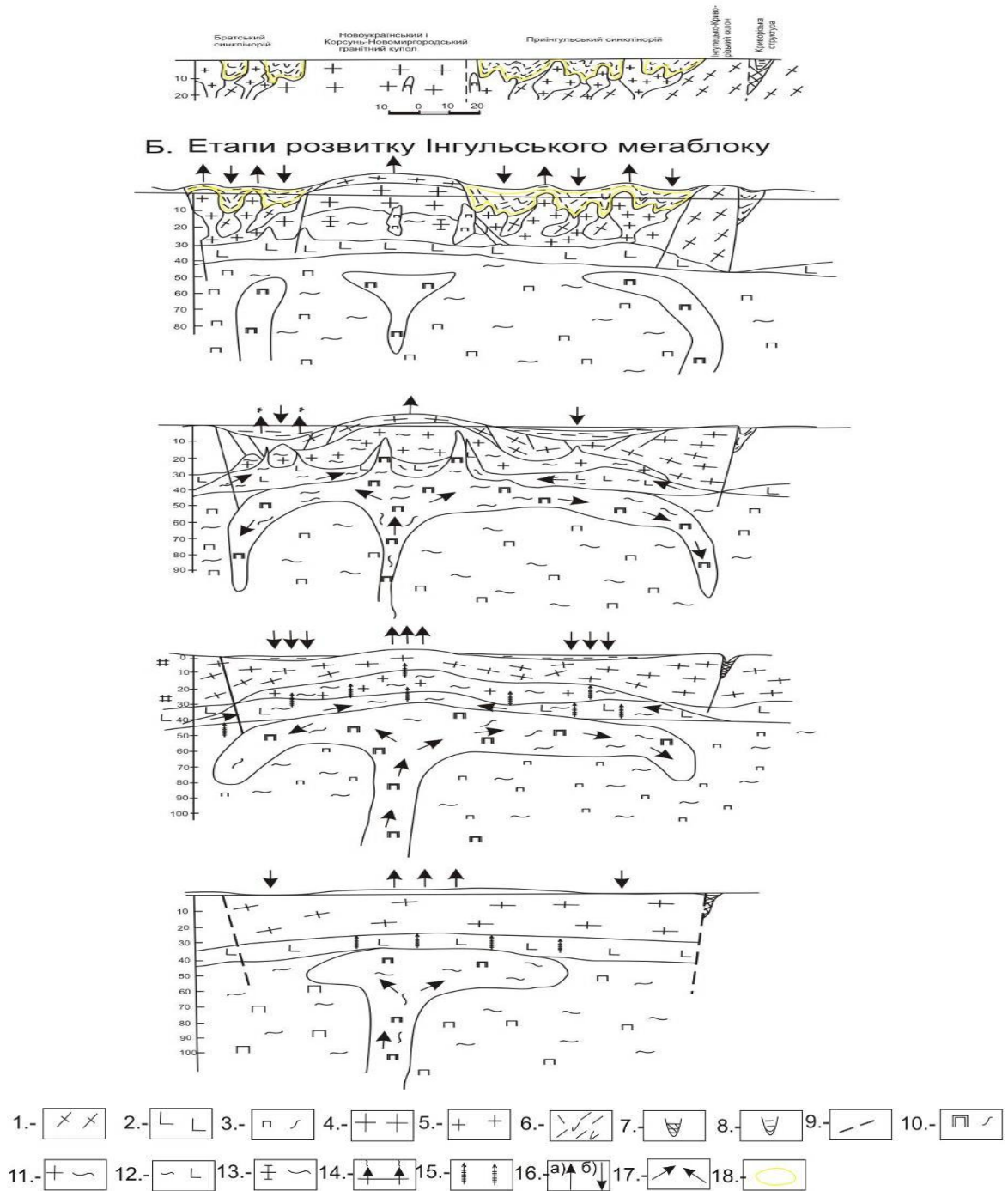


Рис. 2.2 Схема, головні етапи розвитку Інгульського мегаблоку за (Василенко та ін., 2008)

Підписи до рис 2.2:

1 – Гранітний шар земної кори (мігматити, гранітогнейси, кристалосланці); 2 – Базальтовий шар (базальти, чарнокіти, двопріоксенові кристалосланці); 3 – Астеносферний шар (напіврозплавлені, розплавлені породні комплекси основного, ультраосновного складу); 4 – Граніти новоукраїнського комплексу; 5 – Граніти кіровоградського комплексу; 6 – Породні комплекси інгуло-інгулецької серії; 7 – Архейський Криворізько-Кременчуцький жолоб, виповнений зеленокам'яними породними утвореннями; 8 – Породні комплекси Криворізької структури; 9 – Глибинні розломи; 10 – Мантийний магматичний пліом (магма ультраосновного складу); 11 – Гранітна магма; 12 – Основна магма; 13 – Залишковий резервуар гранітної магми, що в подальшому сформувала Корсунь-Новомиргородський плутон; 14 – Вулкани основної магми; 15 – Напрямок руху високотемпературного теплового потоку, викликаного мантийним пліом; 16 – Напрямки вертикальних рухів земної кори: а) піднімання; б) опускання; 17 – Напрямки рухів магматичних глибинних потоків; 18 – Зони можливого розвитку полів пегматитів різної спеціалізації.

Щодо характеру найбільших складчастих структур мегаблоку в літературі немає єдиної думки. Частина дослідників виділяє в його межах великий Кіровоградський антиклінорій, ускладнений Інгуло-Інгулецьким синклінорієм; інші заперечують існування синклінорію такого рангу і вважають за доцільне виокремлювати лише структури другого порядку – Приінгульську, Братську та інші синкліналі, розділені гранітогнейсовими куполами (Круглов та ін., 2007). Незалежно від прийнятої схеми районування, в осьовій частині мегаблоку однозначно фіксується підняття, складене гранітоїдами Новоукраїнського масиву та породами Корсунь-Новомиргородського плутону, обмежене із заходу Братською, а зі сходу – Інгульською синкліналями, виповненими гнейсами інгуло-інгулецької серії (Круглов та ін., 2007).

Блокова будова Інгульського мегаблоку значною мірою контролюється системою глибинних розломів. Кіровоградський глибинний розлом разом зі Звенигородсько-Ганнівським розломом поділяє Інгульський мегаблок на блоки вищого порядку – Братський, Новоукраїнський та Верхньоінгульський (Кіровоградський), у межах якого і розташований Кропивницько-Бобринецький масив. Розривні порушення нижчих порядків контролюють розміщення гранітоїдних масивів і дайкових тіл та ускладнюють внутрішню будову блоків (Нечаєнко та ін., 2007).

2.2. Стратиграфія. Тектоніка

Речовинний склад верхнього структурного поверху Інгульського мегаблоку визначає інгуло-інгулецька серія – товща метаморфізованих вулканогенно-осадових, теригенних і карбонатних порід палеопротерозойського віку, яка слугувала субстратом для ультраметаморфічних гранітоїдів кіровоградського (кропивницького) комплексу (Єсипчук та ін., 1993; Єсипчук та ін., 2004). Серія поширена практично на всій території мегаблоку, облямовуючи численні гранітогнейсові куполи, і представлена двома типами розрізів – західним і східним, які розглядаються як латеральні вікові аналоги (Єсипчук та ін., 2004; Щербак та ін., 1985).

Західний тип розрізу розвинений у межах Братської структурно-формаційної підзони і складений (знизу догори) кам'яно-костовацькою та роццахівською світами. Кам'яно-костовацька світа утворена гіперстен-біотитовими, гіперстен-гранат-біотитовими та магнетит-гіперстен-біотитовими гнейсами і кристалічними сланцями, метаморфізованими переважно в умовах гранулітової фації; роццахівська світа, що перекриває її, складена глиноземистими – кордієрит-біотитовими та гранат-кордієрит-біотитовими – плагіогнейсами і сланцями (Щербак та ін., 1985; Круглов та ін., 2007).

Східний тип розрізу, поширений у Приінгульській та Західно-Інгулецькій підзонах, об'єднує (знизу догори) зеленоріченську, артемівську, родіонівську, спасівську та чечеліївську світи. Зеленоріченська світа складає нижні горизонти розрізу й представлена перешаруванням амфіболітів, амфіболвмісних кристалічних сланців і слюдистих кварцитів. Артемівська світа є продуктивною щодо залізного зруденіння: у її складі переважають безрудні та залізисті (силікатно-магнетитові й магнетитові) кварцити в парагенезисі із силіманітвмісними гнейсами. Родіонівська світа має найбільше площинне поширення і поділяється на кременисто-сланцеву, карбонатно-вуглецево-

сланцеву та вуглецево-сланцево-метапісковикову підсвіти, утворені кварцитами, графітвмісними гнейсами й сланцями та карбонатними породами – мармурами й кальцифірами. Спасівська світа складена переважно двопіроксеновими, гіперстен-біотитовими та магнетит-гіперстен-біотитовими гнейсами і кристалічними сланцями і вважається віковим аналогом кам'яно-костовацької світи. Чечеліївська світа, яка завершує розріз серії, плащоподібно перекриває близько 60 % площі мегаблоку в усіх підзонах, крім Братської, і складена здебільшого одноманітною товщею біотитових і гранат-біотитових гнейсів (Щербак та ін., 1985; Круглов та ін., 2007).

Породи інгуло-інгулецької серії зазнали зонального регіонального метаморфізму, ступінь якого закономірно зростає із сходу на захід мегаблоку: від умов епідот-амфіболітової фації на сході – через амфіболітову – до гранулітової фації на заході, у межах Братської підзони. Ця метаморфічна зональність визначає, зокрема, різний мінеральний склад одновікових світ західного та східного типів розрізу (Белевцев, 1982; Усенко та ін., 1982).

Гнейси й кристалосланці інгуло-інгулецької серії інтенсивно перероблені ультраметаморфічними процесами і на значній площі заміщені гранітоїдами та мігматитами кіровоградського комплексу, а в північній частині мегаблоку – породами новоукраїнського монцоніт-гранітового та корсунь-новомиргородського анортозит-рапаківігранітного комплексів, що утворюють центральне підняття мегаблоку. Граніти кіровоградського комплексу мають палінгенно-анатектичний генезис: вони утворюють поля неправильної форми з поступовими контактами серед гнейсів, успадковують орієнтування гнейсуватості вміщуючих порід і містять численні останці й ксеноліти субстрату, що свідчить про їх формування *in situ* за рахунок плавлення порід інгуло-інгулецької серії (Есипчук та ін., 1993; Щербаков та ін., 1984; Круглов та ін., 2007).

Розломна тектоніка мегаблоку, крім згаданих граничних Первомайсько-Ядлово-Трактемирівського і Криворізько-Кременчуцького розломів,

представлена серією внутрішніх глибинних розломів північно-західного, субмеридіонального та субширотного простягання – Кіровоградським, Західно-Інгулецьким, Суботсько-Мошоринським, Центральним та іншими, а також численними розломами вищих порядків. Ця система розломів зумовлює високий ступінь роздробленості й проникності земної кори мегаблоку, контролює межі структурно-формаційних підзон і блоків, а також розміщення гранітоїдних масивів і дайкових тіл (Круглов та ін., 2007; Нечаєнко та ін., 2007).

Принципова схема будови Інгуло-Інгулецького району була також описана у роботах Г. І. Каляєва (Каляев, 1969). В подальшому ця схема суттєво не змінилася і зазнала лише деталізації (Оровецкий, 1990).

Інгульський мегаблок вивчений у металогенічному відношенні досить детально і тому тут зв'язок структурно-металогенічних зон з розломними простежується найбільш наглядно.

Разом з Голованівською і Інгулецько-Криворізькою шовними зонами, а також Тальнівською і Криворізько-Кременчуцькою зонами розломів, що їх обмежують, Інгульський мегаблок січеться ще вісьмома крупномасштабними зонами розломів північно-західного, субмеридіонального і субширотного простягання, а також багатьма зонами менших розмірів і окремими елементарними розломами, що обумовлює сильну роздробленість і проникність земної кори мегаблоку.

У відповідності до металогенічного районування в межах мегаблоку виділяється п'ять структурно-металогенічних зон – Голованівська, Звенигородсько-Братська, Кіровоградська, Інгулецько-Криворізька та Корсунь-Новомиргородська, шість металогенічних зон – Тальнівська, Городищенсько-Смілянська, Новомиргородська, Мошоринсько-Добронадіївська, Криворізько-Кременчуцька, Західно-Інгулецько-Казанківська та безліч рудних районів і рудних полів. Більшість з них співпадає з однойменними або близькими за назвою зонами розломів (Круглов та ін., 2007).

2.3. Висновки до розділу 2

Інгульський мегаблок має двоповерхову будову: нижній структурний поверх представлений слабко відслоненими давнішими утвореннями палеоархею, а верхній – потужною товщею інгуло-інгулецької серії, яка облямовує центральне гранітоїдне підняття, утворене Новоукраїнським і Корсунь-Новомиргородським масивами, і, у свою чергу, обрамлена Голованівською та Криворізько-Кременчуцькою шовними зонами.

Інгуло-інгулецька серія – основний субстрат гранітоїдів кіровоградського комплексу – представлена двома віковими аналогами розрізів: західним (кам'яно-костовацька та роцхнівська світи Братської підзони) і східним (зеленоріченська, артемівська, родіонівська, спасівська та чечеліївська світи), які об'єднує спільний парагенезис метапсамітових, глиноземистих і карбонатно-графітвмісних порід за закономірної зміни їх складу відповідно до ступеня регіонального метаморфізму.

Визначальною рисою метаморфічної будови мегаблоку є зональність регіонального метаморфізму – від епідот-амфіболітової фації на сході до гранулітової фації на заході, що узгоджується з поширенням двох головних петротипів гранітоїдів кіровоградського комплексу і має враховуватися під час інтерпретації речовинного складу та умов формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву, розглянутих у наступних розділах роботи.

Блокова будова мегаблоку, зумовлена системою Кіровоградського, Західно-Інгулецького та інших глибинних розломів, визначає положення Кропивницько-Бобринецького масиву в межах Верхньоінгульського (Кіровоградського) блоку, обмеженого Кіровоградським і Звенигородсько-Ганнівським розломами, що є важливим структурним контекстом для подальшого аналізу геологічної позиції масиву.

РОЗДІЛ 3

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

3.1. Польові геологічні дослідження

Для детального вивчення корінних виходів гранітів проводились автомобільні маршрути від північної до південної частини Кропивницько-Бобринецького масиву. Польові дослідження з відбором геохронологічних проб та зразків виконувались у наступних кар'єрах: Знам'янський, Цибулівський, Соколівський, Живанівський, Лозуватський, Бобринецький.

Під час польових досліджень увага приділялась вивченню геолого-структурного положення та співвідношення різновидів гранітоїдів між собою. Під час опробування порід були дотримані вимоги методичних рекомендацій щодо відбору проб (Довбуш та ін. 2008).

Основними критеріями під час відбору проб були максимальна текстурна однорідність, відсутність ознак вторинних змін. Якщо зустрічались декілька різновидів порід в межах одного відслонення, то відбирались всі різновиди. Проби відбирались масою 10–20 кг, що забезпечувало достатню кількість матеріалу для подальших досліджень. Польові дослідження включали фотодокументацію та первинний опис відслонень та макроскопічний опис порід.

3.2. Петрографічні та мінералогічні дослідження

Петрографічні шліфи та аншліфи досліджувалися з метою встановлення структурно-текстурних особливостей, мінерального складу гірських порід, а також для виявлення типоморфних, морфологічних особливостей породоутворюючих та акцесорних мінералів. Дослідження кристалів циркону та монациту проводились у спеціально підготовлених плоско-полірованих

препаратах, виготовлених із застосуванням епоксидної смоли, що забезпечувало можливість детального вивчення їхньої внутрішньої будови за допомогою оптичних методів досліджень та мікрозондового аналізу.

Під час написання дисертаційної роботи було вивчено більше 30 шліфів та препаратів мінералів. Для петрографічних та мінералогічних досліджень використовувався поляризаційний мікроскоп «Carl Zeiss Axio Imager 2».

3.3. Геохімічні дослідження та елементний аналіз гірських порід

Комплекс геохімічних досліджень передбачав характеристику хімічного та мінерального складу гранітоїдів, визначення концентрацій елементів-домішок, а також встановлення ізотопного складу окремих елементів досліджуваних порід.

Склад породоутворюючих мінералів та акцесорних мінералів визначався методом електронної растрової мікроскопії (SEM) з енергодисперсійним аналізом (EDS) в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України на електронному мікроскопі JEOL JSM-733 та PEM-106И (аналітик Кануннікова Л. І. та Ковтун О. В.). Методики та умови виміру мінералів та технічні параметри приладів описані у роботі “Електронно-мікроскопічне вивчення та рентгеноспектральний мікроаналіз породоутворюючих мінералів із докембрійських порід ущ з метою визначення фізико-хімічних умов їх формування” (Бобров та ін. 2009). Мікрозондові дослідження окремих мінералів проводились у Технічному центрі НАН України на електронно-зондовому мікроаналізаторі JEOL JXA-8200.

Визначення петрогенних елементів у породах проводилось методом хвиледисперсійного рентгенфлуоресцентного аналізу (WDXRF) на приладі Thermo Scientific WDXRF Optim'X в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України. Режим аналізу були вибрані відповідно до

рекомендацій у застосуванні до гранітних порід. В якості еталонів використовувались сертифіковані стандартні зразки.

Визначення концентрацій мікроелементів (рідкісних, рідкоземельних та ін.) були виконані методом ICP-MS на приладі Thermo Scientific Element-2 в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України (аналітики Швайка І. А. та Швайка І.Д., підготовка проб здійснювалась Проскурко Л.І.). Всі отримані аналітичні результати опрацьовані з використанням методів математичної обробки геохімічних даних.

Для побудов різних діаграм та результатів хімічних аналізів крім власних даних, залучалися також матеріали робіт попередніх досліджень (Есипчук та ін., 1993, Усенко та ін., 1972; Воробей 1984; Бабинін, 1989; Панкратов, 1995).

3.4. Геохронологічні дослідження

Переважає більшість ізотопних датувань в дисертаційній роботі проводилося по монациту. У гранітах Кропивницько-Бобринецького масиву були встановлені складні зональні циркони із кількома оболонками/ядрами різного віку. Складні зональні циркони є проблемним для ізотопного датування та інтерпретації віку з наступних причин: різні ділянки зерна можуть формуватися в різний час, тому вимірний ізотопний склад буде сумішшю кількох вікових дат; складна історія росту циркону ядро якого може бути успадкованим, а оболонки утвореними під час пізніших геологічних процесів; порушення ізотопної системи циркону, метаморфізм, гідротермальні процеси або часткова втрата Pb можуть змінювати первинні ізотопні співвідношення; якщо аналіз охоплює кілька зон одночасно, отримані значення віку можуть не відповідати жодному реальному етапу кристалізації. Тому для U–Pb датування циркону зазвичай намагаються аналізувати окремі однорідні зони за допомогою локальних методів датування таких як SHRIMP або LA-ICP-MS. Зональний циркон не є «поганим» матеріалом сам по собі, його зональність може бути

досить інформативною – вона дозволяє реконструювати кілька етапів геологічної історії.

Монацити датовано із застосуванням класичного уран-свинцевого ізотопного методу (Довбуш та ін., 2008, Степанюк Л. М., 2000, Фор Г., 1989, Taylor S.R., 1985). Ізотопний склад урану та свинцю визначали на 8-колекторному мас-спектрометрі МІ-1201АТ у мультиколекторному статичному режимі (ІГМР НАН України; оператори Висоцький О. Б., Зюльцле О. В.). Ізотопні співвідношення стронцію визначали на п'ятиколекторному мас-спектрометрі.

Вік монациту визначали за ізотопними співвідношеннями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ та $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, що ґрунтуються на радіоактивному розпаді відповідно ^{238}U і ^{235}U до радіогенних ізотопів свинцю ^{206}Pb і ^{207}Pb .

Радіогеохронологічні дослідження були виконані в декілька етапів:

- 1) хімічна підготовка проб до мас-спектрометричного аналізу;
- 2) мас-спектрометричний аналіз;
- 3) розрахунок ізотопних відношень та геолого-геохронологічна інтерпретація ізотопних даних (Довбуш, 2008).

Хімічну підготовку наважок для мас-спектрометричного аналізу виконано за стандартною методикою (Довбуш та ін., 2008, Щербак та ін., 1989, Степанюк та ін., 2005). Обробку та інтерпретацію отриманих експериментальних даних здійснювали із використанням програмних засобів Pb Dat та ISOPLOT (Ludwig, 1989, Ludwig, 1990). Значення похибок визначення ізотопного віку наведено на рівні 2σ . Для оцінювання та контролю метрологічних характеристик застосованої методики як стандартний зразок використовували циркон ІГМР-1.

3.5. Висновки до розділу 3

Комплексне застосування класичних та сучасних аналітичних методів дослідження мінеральної речовини, посприяло досить точному визначенню та

уточненню віку порід, їх геохімічних та петрологічних особливостей. Вищеперераховані методи дозволили домогтися необхідної представницькості аналітичних даних для отримання додаткової інформації про походження та еволюцію порід масиву.

РОЗДІЛ 4

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА

КРОПИВНИЦЬКО-БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ

4.1. Особливості геологічної будови та речовинного складу масиву

Назву Кропивницько-Бобринецький для Кіровоградсько-Бобринецького за (Щербаков 1984; Щербаков, 2005) масиву було запропоновано в публікації (Баран та ін., 2024) у зв'язку зі зміною назви міста Кіровоград на Кропивницький. Однак у даному розділі дисертаційної роботи, буде частіше використовуватися стара назва (Кіровоградський, Кіровоградсько-Бобринецький), оскільки достатня кількість посилань на попередні роботи, для уникнення платанини та для збереження автентичності першоджерел.

Щодо геологічного положення Кропивницького масиву існує декілька точок зору. І.Б. Щербаков розглядав Кропивницький (Кіровоградський) та Бобринецький масиви як єдине геологічне тіло (Щербаков 1984, Щербаков 1984). О.М. Нечаєнко зі співавторами, підсумовуючи результати попередніх геологорозвідувальних робіт, дійшли висновку, що ці масиви є окремими геологічними тілами (Нечаєнко 2007). І. К. Свешніков і співавтори Кіровоградсько-Бобринецький масив вважали складовою частиною Кіровоградсько-Новоукраїнського плутону (Свешников та ін., 1991, 1993).

Кіровоградсько-Бобринецький масив розташований у межах Інгульського мегаблоку Українського щита та приурочений до центральної частини Інгульського блоку. У геологічній будові масиву провідну роль відіграють докембрійські кристалічні породи, серед яких значне поширення мають гранітоїди, гнейси та метаморфізовані породи інгуло-інгулецької серії.

Гранітоїди Кропивницько-Бобринецького комплексу утворюють у межах Інгульського району серію тіл, які часто мають поступові контакти з мігматитами та гнейсами інгуло-інгулецької серії. Загальна орієнтація контактів

гранітоїдних масивів відповідає гнейсуватості порід, з якими вони межують (Шумлянський, Петренко, 2015).

Ксеноліти порід, які присутні в гранітоїдах, зазвичай, мають згідне з директивністю гранітів простягання і поступові контакти (Щербаков, 2005). Ці факти вказують на непереміщений характер порід комплексу та на їх утворення авдяки анатексису вміщуючих гнейсів. До кіровоградського комплексу належать два головних різновиди гранітів: сірі та рожево-сірі порфірові біотитові, гранат-біотитові та роговообманко-біотитові граніти так званого «кіровоградського типу», та рівномірнотернисті граніти того ж складу, які мають поступові контакти з порфіровими гранітами. До жильної фації кіровоградського комплексу належать апліти й апліт-пегматоїдні граніти.

Кіровоградський масив має площу понад 250 км². Він простягається вздовж східного контакту Новоукраїнського масиву майже на 30 км (від м. Кропивницький до с.м.т. Компаніївки), змикаючись на півдні з Бобринецьким масивом. Ширина масиву на півночі 2–5 км, а на півдні до 20 км.

Західний контакт масиву з новоукраїнськими гранітами нерівний, заливчастий, не дуже чіткий (взаємовідносини не вивчені). Східний контакт із гнейсами чечеліївської світи різкий, з падінням на схід під кутом 60–85°. Зона контакту шириною 3–4 км насичена ксенолітами гнейсів та характеризується тісним перемежуванням гнейсів і гранітів та інтенсивною їх переробкою в зоні Кіровоградського розлому. Різко переважають у складі Кіровоградського масиву типові порфіробластичні кіровоградські граніти сірого кольору з різноорієнтованими порфіробластами мікрокліну та плагіоклазу, які займають середню частину масиву і близько половини його площі. Іншу частину утворюють рівномірнотернисті граніти і плагіограніти. Між порфіробластичними і рівномірнотернистими гранітами встановлені поступові переходи, які виражені у зменшенні кількості і розміру вкраплеників польових шпатів, деякому збільшенні кількості темнокольорових мінералів і ксенолітів гнейсів.

Порфіробластичні граніти кіровоградського масиву містять 20-30% порфіробластів польових шпатів коротко- і довгопризматичної форми розмірами від 1 до 4 см. Порфіробласти кпш, рідше плагіоклазу, розподілені в породі нерівномірно, іноді виявляють лінійно-паралельне орієнтування. Калієвий польовий шпат представлений гратчастим мікрокліном. Серед порфіровидних вкраплеників переважають карлсбадські і альбіт-карлсбадські двійники з гратчастою будовою. Тип гратки сноповидний, сноповидно-шахматний, ступінь досконалості висока. Також зустрічаються зональні зерна, в яких спостерігаються включення кварцу і плагіоклазу. Характерні крупні недосконалі шнуровидні пертити. Петрографічний склад порфіробластичних гранітів: гратчастий мікроклін 30-40%, плагіоклаз (альбіт-олігоклаз) 30-35%, кварц 20-25%, біотит, часто хлоритизований, 5-15%, мусковіт, гранат. Структура основної маси гранітів змінюється від гіпідіоморфнозернистої до гетерогранобластової. За даними В. І. Орси (Щербаков, 1984) мікроклін основної маси належить до більш пізньої генерації, але за складом мало чим відрізняється від мікрокліна вкраплеників. Плагіоклаз (№ 10-18) спостерігається, головним чином, у складі основної маси, де утворює видовжені зерна, а також зустрічається у вигляді включень в мікрокліні. Кварц присутній у вигляді ксеноморфних виділень, які виповнюють інтерстиції зерен польових шпатів, а також утворюють включення округлої форми в мікрокліні. Біотит плеохроює в червоно-буро-жовтих тонах; характерна хлоритизація. Залізистість біотиту в середньому складає близько 60%. Гранат представлений ідіоморфними зернами з багаточисельними тріщинами, які виповнені магнетит-хлоритовим агрегатом. (Нечасенко та ін., 2007)

Бобринецький масив (1200 км²) є південним продовженням Кіровоградського, прилягає до південно-східного контакту Новоукраїнського масиву, відділяючись від нього Софіївсько-Компаніївським розломом та смугою гнейсів кам'яно-костувацької світи. Форма масиву на ерозійному зрізі кристалічного фундаменту ромбоподібна із субмеридіональною орієнтацією

довгої осі (до 50 км) та субширотною – короткої (до 30 км). Східний контакт Бобринецького масиву зрізається Кіровоградським розломом.

Складений масив порфіробластичними біотитовими гранітами і мігматитами, а в його північно-східній частині присутні також середньозернисті біотитові, рідше гранат-біотитові граніти і мігматити. Серед гранітів зустрічаються останці гнейсів чечеліївської світи, які подекуди за досягають 6 км². В зонах Кіровоградського і Софіївсько-Компаніївського розломів гранітоїди масиву інтенсивно катаклазовані та мілонітизовані (Нечаєнко та ін., 2007).

В зонах розломів виділяються тектоніти трьох типів: 1) очково-сланцюваті гранітоїди; 2) бластомілоніти і бластокатаклазити амфіболітової фації; мілоніти і катаклазити.

Очково-сланцюваті гранітоїди, найбільш широко розповсюджені, за мінеральним складом практично не відрізняються від звичайних гранітів і гранодіоритів кіровоградського комплексу. Але при вивченні у шліфах проявляється їх тектонічна природа: кварц набуває різко хвилястого або мозаїчного погасання, з'являються між-зернові шви, що складаються із подроблених і перекристалізованих зерен кварцу, біотиту та польових шпатів. Така дроблена дрібнозерниста основна маса обтікає порфірові виділення польових шпатів, які стають округлими та лінзовидними (Бобров та ін., 2009; Нечаєнко та ін., 2007).

Бластомілоніти і бластокатаклазити розміщуються здебільшого серед смуг очково-сланцюватих гранітоїдів, хоча зустрічаються і серед практично незмінених гранітоїдів в межах малопотужних тектонічних швів. Те ж саме стосується катаклазитів і мілонітів, що супроводжуються діафторичними змінами. Діафторез призводить до деанортизації плагіоклазу (до олігоклазу № 10–15 – в гранітах, аплітах і пегматитах).

Порфіробластичні граніти Бобринецького масиву зовні сірого, сіро-рожевого та рожевого кольору; порфіробласти калішпату в них таблитчастої,

призматичної і тонко-призматичної форми складають 10-40% всієї породи і мають субпаралельне або чітко лінійне орієнтування; розмір їх коливається від 0,3-0,5х1-2 см, рідше 1-2х3-5 см. Основна маса крупно-середньозерниста; під мікроскопом спостерігається гранобластова, гетерогранобластова структура з елементами корозійної та пертитової. Мінеральний склад гранітів змінюється в наступних межах (%): кпш - 35-60, плагіоклаз - 15-40, кварц - 20-30, біотит - 3-10, кордієрит - 3-5, гранат - 2-7, акцесорні мінерали - монацит, циркон, апатит; рудні - ільменіт і анатаз, часто інтенсивно лейкоксенований.

Порфіробласти представлені мікроклін-пертитом зі складною системою двійникування: окрім простих карлсбадських двійників часто спостерігається полісинтетична ґратка. Нерідко в порфіробластах відзначають включення плагіоклазу, кварцу, біотиту у вигляді окремих зерен або зростків декількох мінералів. Окрім того, кпш присутній в основній масі, де утворює зерна неправильної форми, що знаходяться у зростанні з плагіоклазом, нерідко розвиваючись по ньому. Калійовий польовий шпат вкраплеників і основної маси відносять до різних генерацій, порфіробласти мікрокліну кородуються калішпатом основної маси, як і іншими породоутворюючими мінералами. Плагіоклаз представлений олігоклазом, зрідка альбіт-олігоклазом, утворює таблитчасті зерна з хвилястими обрисами. Полісинтетичні двійники виражені нечітко, або відсутні. Кварц утворює як крупні ксеноморфні зерна, так і дрібні мозаїчні з зазубреними обрисами.

З темнокольірних мінералів найбільш рівномірно розподілений біотит, що утворює лускаті і пластинчасті агрегати з досить чіткою орієнтацією. Мінерал плеохроює в буро-коричневих і зеленувато-бурих тонах. Гранат присутній у вигляді ізометричних, рідше ідіоморфних зерен розміром 1-5 мм з численними включеннями біотиту, кварцу, рідше плагіоклазу (Нечаєнко та ін., 2007; Бобров та ін., 2009)

4.2. Аномальне магнітне поле Кропивницько-Бобринецького масиву

Аномальне магнітне поле містить інформацію про магнітні неоднорідності у всій потужності земної кори та верхньої мантії. Проте при вивченні глибинної літосфери Землі особливий інтерес викликає будова її окремих шарів та їх узгодження між собою, тобто розподіл магнітних джерел у верхній, середній та нижній корі та їх співвідношення між собою (Orlyuk et al., 2024).

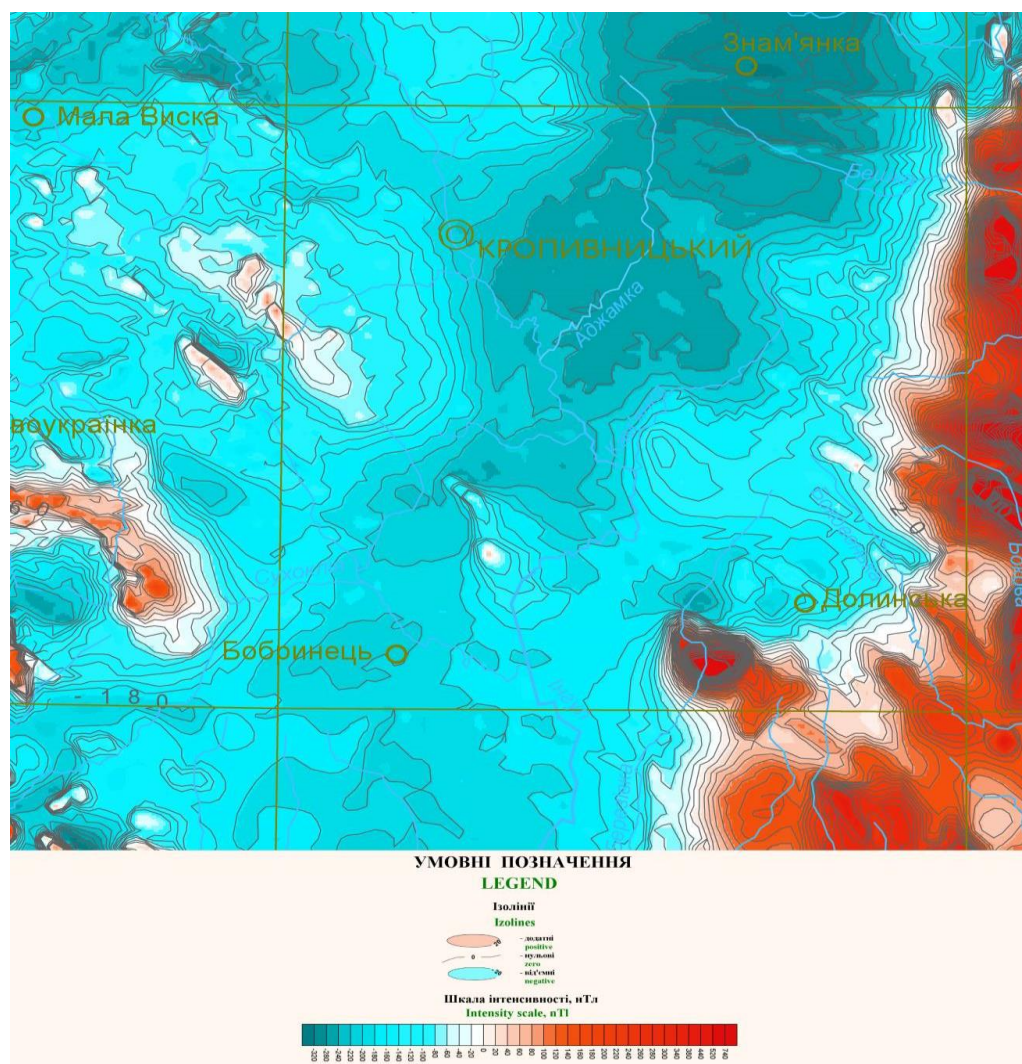


Рис. 4.2.1. Фрагмент Карти аномального магнітного поля. ΔZ_a , ΔT_a . (Нечаєва та ін., 2007)

На представлених фрагментах карт в межах масиву (рис. 4.2.1. та 4.2.2) простежується спокійне, слабкодіференційоване магнітне поле. Центральна частина району, де розташовані м. Кропивницький і Бобринець, характеризується переважанням близьких за значеннями магнітного поля кольорових градацій та плавним проходженням ізоліній.

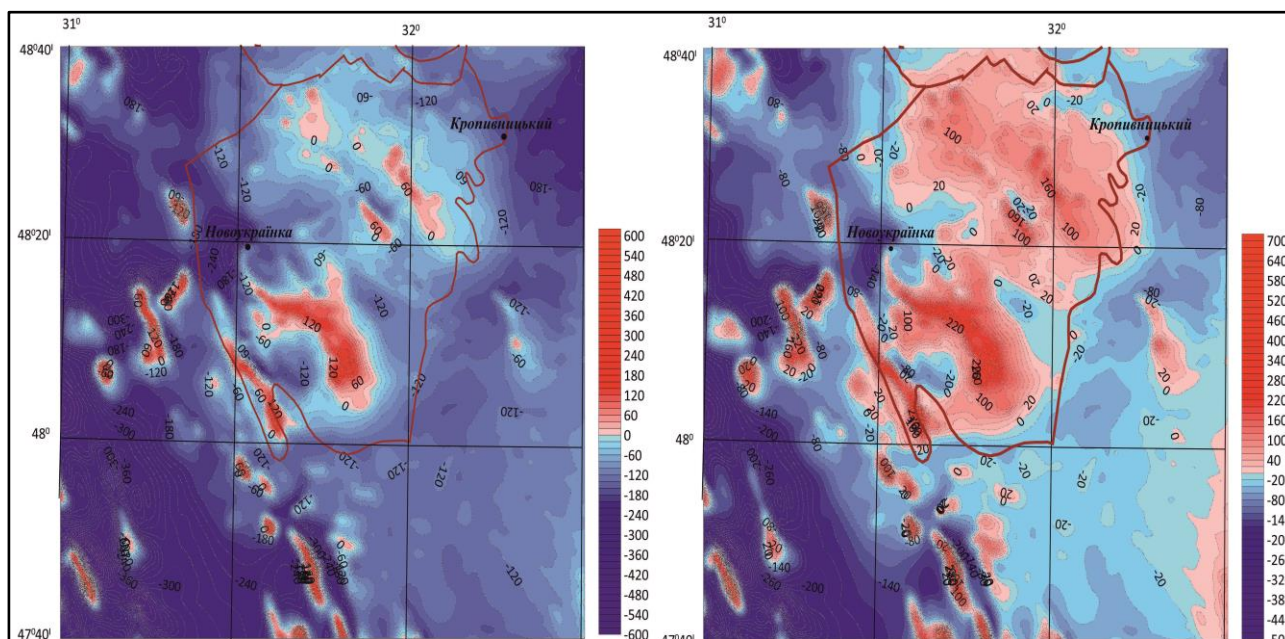


Рис.4.2.2. Фрагменти Карти аномального магнітного поля ΔB на епоху 2005,5 року з різною оцифрованою ізоліній. (Orlyuk et al., 2024)

Особливо показовим є те, що між Кропивницькою та Бобринецькою ділянками не спостерігається різкого магнітного контрасту, який можна було б однозначно пов'язати з переходом між двома різко відмінними за магнітними властивостями геологічними тілами. Це узгоджується з петрологічними даними: Кропивницький та Бобринецький гранітні масиви мають значну речовинну подібність. На карті чітко видно сильніші магнітні аномалії по периферії, особливо на східній і південно-східній частинах досліджуваної території. У цьому районі відомі дайкові тіла, які фіксуються в магнітному полі як контрастні лінійні аномалії; їх поширення пов'язане, зокрема, з глибинними розломами.

4.3. Висновки до розділу 4

За результатами аналізу геологічної будови та речовинного складу Кропивницько-Бобринецького масиву встановлено, що його гранітоїди поширені у межах Інгульського мегаблоку та представлені переважно порфіробластичними біотитовими гранітами і мігматитами. У Кропивницькій частині масиву також поширені рівномірнозернисті граніти і плагіограніти, між якими з порфіробластичними гранітами встановлюються поступові переходи. Бобринецький масив складений переважно порфіробластичними біотитовими гранітами і мігматитами, а в його північно-східній частині присутні середньозернисті біотитові та гранат-біотитові граніти і мігматити. У зонах Кіровоградського та Софіївсько-Компаніївського розломів гранітоїди інтенсивно катаклазовані та мілонітизовані.

Порівняння особливостей геологічної будови Кропивницької та Бобринецької частин масиву показує значну подібність їх речовинного складу гранітоїдів.

Аналіз карти магнітного поля району Кропивницького та Бобринецького гранітних масивів свідчить про однорідний характер магнітного поля. Для центральної частини досліджуваної території характерні плавні зміни інтенсивності магнітного поля та відсутність різких локальних магнітних контрастів. Безпосередньо між Кропивницькою та Бобринецькою ділянками не простежується вираженої магнітної межі, що свідчить про близькість їхніх магнітних властивостей. Натомість різко виражені магнітні аномалії спостерігаються переважно на периферійних ділянках і можуть бути пов'язані з іншими породними комплексами, дайковими тілами та тектонічними структурами. Відносна однорідність магнітного поля узгоджується з петрологічною подібністю даних гранітів та дозволяє розглядати їх як частини єдиного гранітоїдного масиву.

РОЗДІЛ 5

МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНА ТА ГЕОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНІТІВ КРОПИВНИЦЬКО-БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ

5.1. Мінералого-петрографічна характеристика гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

У даному розділі розглянуто основні текстурні і структурні характеристики гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву, а також мінеральний склад та петрографічні особливості. В всіх описах

Детальні описи петрографічних особливостей гранітів масиву висвітлено у працях (Степанюк та ін., 2021 а; 2021б; 2022; 2023; 2024; 2026а; 2026б; Баран та ін., 2024; Висоцький та ін., 2025; Ковтун та ін., 2024; 2025) у співавторстві із автором дисертаційної роботи.

Також результати петрографічних досліджень гранітів даного масиву висвітлено у більш ранніх працях (Щербаков, 2005; Щербак та ін, 1995; Степанюк та ін., 2017 та багатьох інших публікаціях).

Кропивницька (північна ділянка) частина масиву

У даному розділі дисертаційної роботи Кропивницька частина Кропивницько-Бобринецького масиву представлена результатами петрографічних досліджень гранітів із Знам'янського кар'єру біля села Суботці (проби 4/23 та 5/23) та петрографічних досліджень гранітів відслонених у Соколівському кар'єрі м. Кропивницький (проби 17/23 – 20/23). (рис 5.1, 5.2.).

У закинутому Знам'янському кар'єрі (рис. 5. 2) у с. Суботці, розташованому у крайовій північно-східній частині Кропивницько-Бобринецького масиву відслонена сильно гранітизована гнейсова товща, складена переважно дрібнозернистими біотитовими гнейсами, які розсічені жилами велико-середньозернистих, нерівномірнотзернистих (проба 4/23) частково катаклазованих гранітів та (проба 5/23) і пегматоїдних гранітів (Баран та ін., 2024).

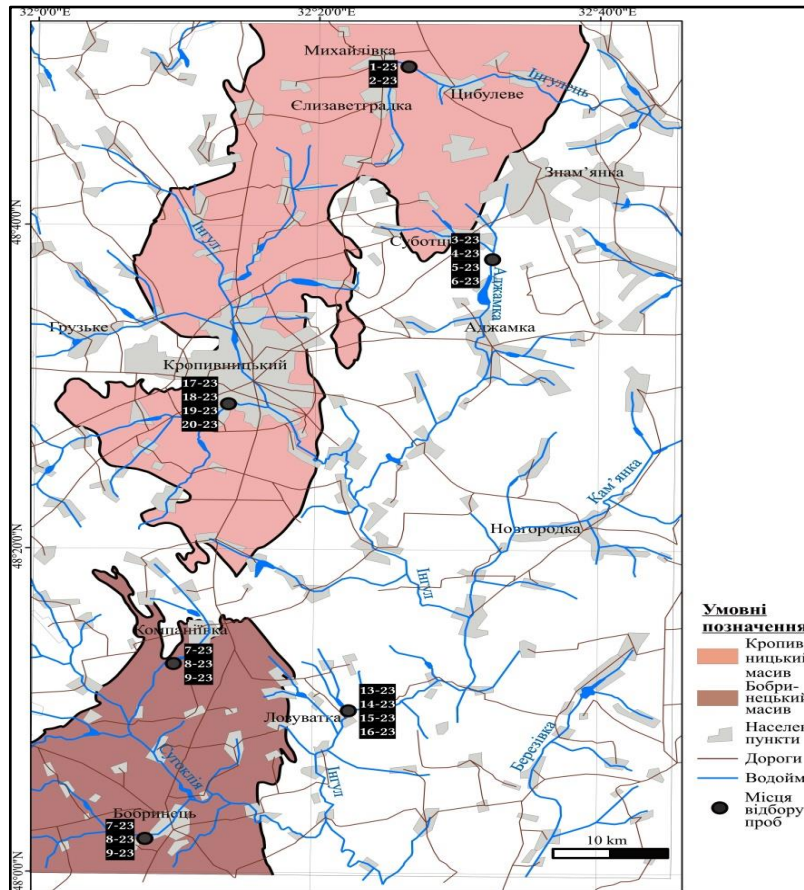


Рис. 5. 1. Карта схема Кропивницько-Бобринецького масиву з точками відбору проб для аналітичних досліджень.



Рис. 5. 2. Космознімок кар'єрів, з місцями відбору гранітів для петрографічних досліджень та ізотопного датування. а – Знам'янський кар'єр, с. Суботці; б – Соколівський кар'єр, м. Кропивницький.

Проба 4/23, Знам'янський кар'єр, с. Суботці. Граніт біотитовий (рис. 5. 3), сірий, крупно-середньозернистий катаклазований, текстура масивна, плямиста, шліроподібна. Мікроструктура тектоногранобластова, у вцілілих фрагментах гіпідіоморфнозерниста, пойкилітова (рис 5.3, 5.4). Мінеральний склад, у %: мікроклін 40-45, кварц 32-37, плагіоклаз 16-21, біотит 2-3, мусковіт до 0,5. Акцесорні: апатит, циркон, монацит. Вторинні: альбіт, біотит, хлорит, мусковіт, серицит, пеліт, цоїзит.



а



б

Рис. 5. 3. Текстурно-структурні особливості, макроскопічний (а) вигляд граніту та аншлиф (б), проба 4/23, Знам'янський кар'єр, с. Суботці.

Катаклаз і мілонітизація проявлені у вигляді подрібнення зерен породоутворювальних мінералів (рис. 5.3 та рис. 5.4б), розмір уламків яких у шліфі коливається від 0,6 до сотих часток міліметра. По них розвиваються вторинні біотит, мусковіт, цоїзит. Польові шпати у породі пелітизовані.

Мікроклін разом із плагіоклазом утворює найбільші зерна, що мають розмір 1-6 мм. Також калішпат утворює антипертити у плагіоклазі (рис. 5.4). Дуже часто проявляється його явно вторинна природа, коли він дуже

інтенсивно розвивається по плагіоклазу, майже повністю заміщуючи деякі його зерна, іноді розвиваються струменисті пертити. Містить пойкилітові включення кварцу, апатиту, плагіоклазу (Баран та ін., 2024).

Плагіоклаз (альбіт-олігоклаз) незначно серицитизований, у породі представлений альбіт-олігоклазом, у пертитах – альбітом. По альбіт-олігоклазу відбувається інтенсивна антипертитизація. В тектономатриксі розташовується новоутворений альбіт. Окремі мікрозондові аналізу складу плагіоклазу представлені у додатку Б.

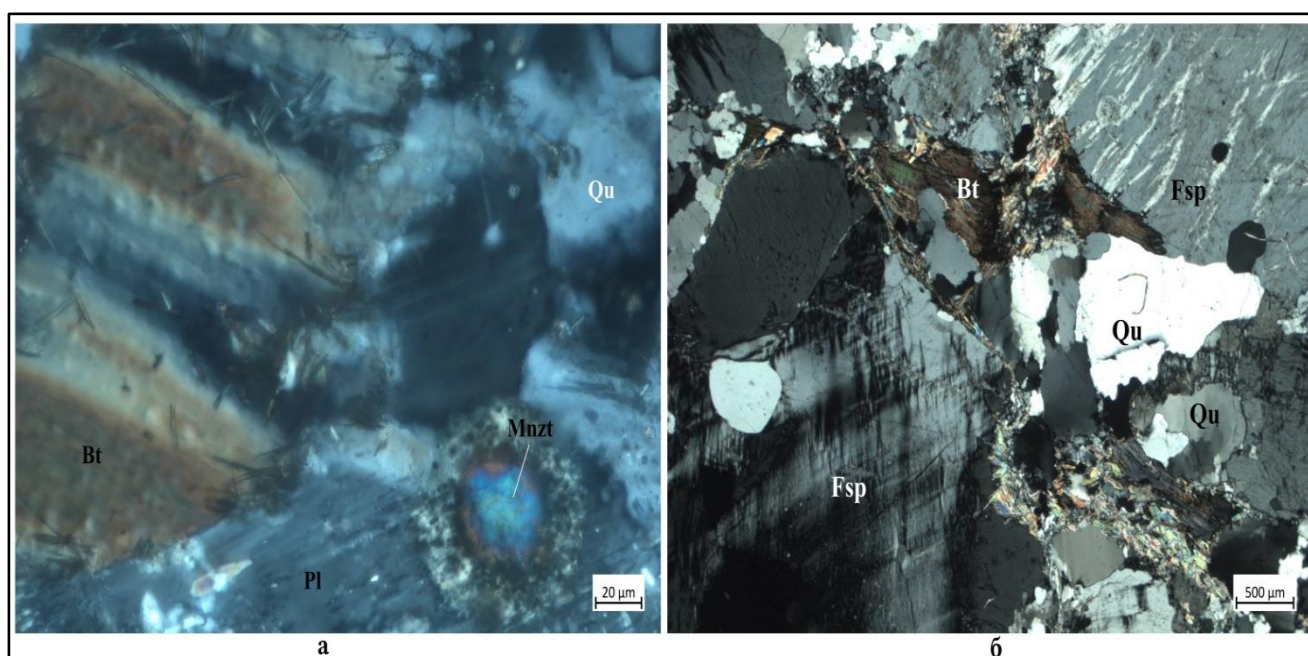


Рис. 5. 4. Мікрофотографії шліфа зразок 4/23. Тектурно-структурні особливості пороутворюючих мінералів, а – первинний біотит та заокруглене зерно монациту ; б – співвідношення пороутворюючих мінералів. Прохідне світло, аналізатор введений. Тут і на рис. 5.7; 5.9; 5.11: Bt – біотит, Fsp – КПШ, Pl – плагіоклаз, Qu – кварц.

Великі зерна кварцу здебільшого інтенсивно подрібнені, але не всі вони зазнали катакlastичних змін. Згасання мінералу хвилясте, блокове, мозаїчне.

Біотит двох генерацій. Первинний, у вигляді лусок, менше поширений у породі. Плеохроює від сірувато-світло-коричневого до темно-буро-коричневого кольору. Вторинний біотит розвивається по зонках катаклазу і мілонітизації, де

утворює невеликі скупчення і їх ланцюжки, плеохроює від сірувато-світло-коричневого до густого коричнево-темно-бурого кольору. Обидва типи біотиту зазнають нерівномірно проявленої хлоритизації. Якщо говорити про залізистість, то переважають помірно залізисті (50-65%) різновиди цього мінералу, проте трапляються високо-залізисті 70-75%, рідше до 82% (Кривдік та Коновал., 2010). В облямуванні деяких лусок зрідка трапляється цоїзит.

Мусковіт має добре виражену вторинну природу, розвивається по зонках катаклазу і мілонітизації (рис 5.4). Утворює скупчення дрібних лусок розміром до 0,2 мм, які переважно, але не завжди, асоціюють із біотитом.

Анатомію кристалів циркону вивчено у полірованих зрізах (Баран та ін., 2024), для чого кристали заплавлились у епоксидну смолу. Після її отвердіння зрізали на 1/3-1/2 та полірували за допомогою алмазних паст. Мікрофотографії кристалів зроблено під оптичним поляризаційним мікроскопом (Carl Zeiss Axio Imager 2 for materials) у прохідному світлі.

Циркон представлений переважно дрібними (0,040 мм) блідо-коричневими кристалами з невеликим видовженням ($K_{\text{вид}}$ 1,5-3). В їхньому ограненні беруть участь грані обох призм, обох тупих і декількох гострих біпірамід. Ребра здебільшого заокруглені, поверхня граней шагренева, часто з наростами та ямками. Помічено також небагато (загалом до 5 %, в електромагнітній фракції до 20 %) коричневих кристалів, за ограненням подібних до блідо-коричневих, поодинокі зерна видовжено-призматичні. В ограненні останніх у призматичному поясі домінують грані однієї із призм, голівки менш гострі (грані гострих біпірамід розвинені менше).

У полірованих зрізах кристали загалом однорідні, зрідка виявляються ознаки зональності (рис. 5.5, а-с), інколи помітні сліди деформації (рис. 5.5, d), досить часто – реліктові ядра циркону порід субстрату (рис. 5.5, е–g).

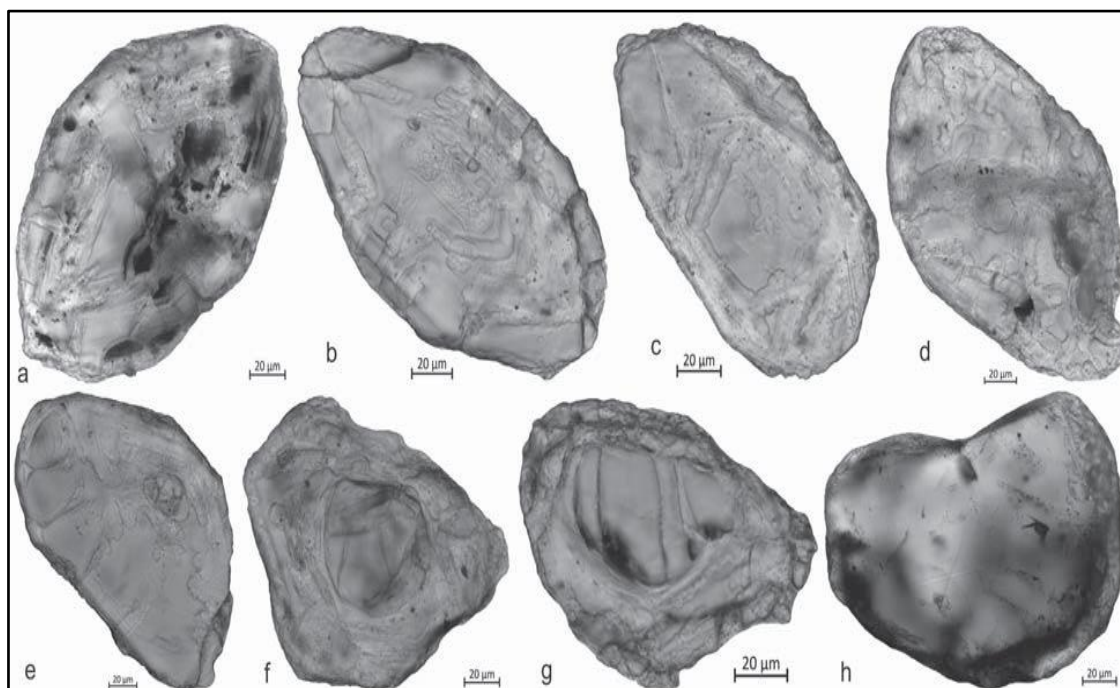


Рис. 5.5. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону (a–g) та монациту (h) із граніту, проба 4/23

Монацит. Під бінокулярном видно, що він представлений порівняно великими дископодібними кристалами (майже 90 %), переважно з добре розвиненим ограненням: зазвичай присутні грані пінакоїду, у багатьох зернах досить чітко виражені ребра, хоча в більшості кристалів вони в різній мірі заокруглені. Окрім дископодібних у підпорядкованій кількості (приблизно 10 %) наявні пампушкоподібні зерна, є також поодинокі ізометричні, дрібніші за 0,040 мм. Кристали від світло-жовтого (блідо-жовтого) прозорі (менше 5 %), зеленкувато-сірі, сірі (20–30 %) до темно-сірих, майже чорних, непрозорих (понад 65 %). Темного забарвлення кристалам надають включення рудного мінералу, розмір яких змінюється в дуже широких межах – від пилоподібних до декількох сотих міліметра (рис. 7.2.3). Поверхня кристалів зазвичай шагренева. В полірованих зрізах помітні ознаки доростання (оболонки див. рис. 7.2.3, с, d).

Проба 5/23, Знам'янський кар'єр, с. Суботці. Граніт пегматоїдний, сірого кольору, структура пегматоїдна, велико-гігантозерниста, текстура масивна,

поїкілобластова. Мінеральний склад, %: польові шпати 63-68, кварц 30-35, біотит до 4. Вторинні: хлорит, серицит. Акцесорні: циркон, монацит, апатит.



Рис. 5. 6. Текстурно-структурні особливості та макроскопічний вигляд граніту пегматоїдного, проба 5/23, Знам'янський кар'єр, с. Суботці

Мікроклін у шліфі представлений зернами розміром 3-4 мм до 15 мм з численними пертитами. У ньому простежуються густі струменисті/шнуроподібні пертити розпаду альбіту (тонкі світлі ниткоподібні та прожилки). Пертити лінійні, струменисті, пластинчасті, плямисті або шнуроподібні вкраплення (рис 5.7), також утворюють відносно дрібне невпорядковане мереживо. Калішпат містить численні поїкілітові включення плагіоклазу, розміром до 3 мм, зрідка – включення кварцу.

Плагіоклаз (олігоклаз) спостерігається у двох формах: порівняно великі зерна гіпідіоморфні зерна у породі (5-10 до 20 мм) і поїкілітові включення у мікрокліні. Всі зерна різною мірою серицитизовані. У поїкілітових включеннях часто наявне полісинтетичне двійникування. У багатьох із них є тонка

облямівка. Плагіоклазові облямівки повністю або частково оточують мінеральні індивіди і менше пелітизований (рис 5.7. б).

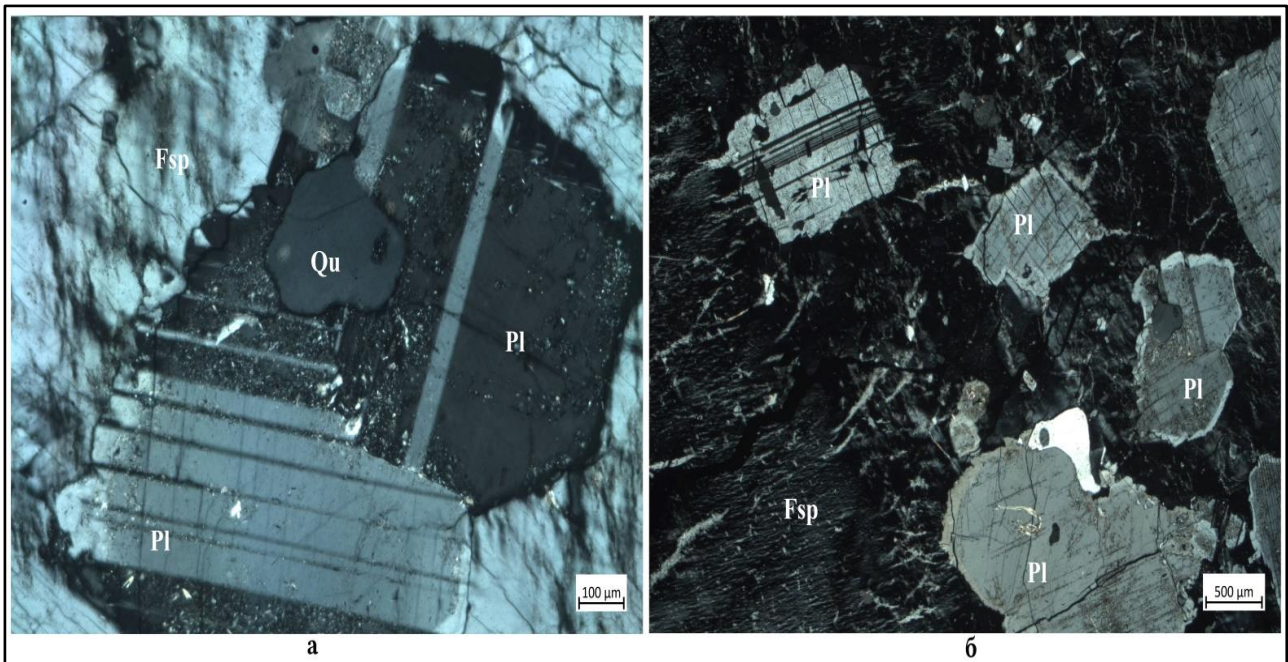


Рис. 5. 7. Мікрофотографії шліфа зразок 5/23. Текстурно-структурні особливості породоутворюючих мінералів, а – пойкилітові включення плагіоклазу в КПШ; б – КПШ з пертитами розпаду альбіту, та ідіоморфні кристали плагіоклазу. Прохідне світло, аналізатор введений.

Кварц сірий представлений видовженими зернами розміром 2×7 мм і поодинокими включеннями у польових шпатах – більшими у мікрокліні та дуже дрібними, менше 0,1 мм, у плагіоклазі. Згасання мінералу плямисте.

Біотит характеризується нерівномірним розподілом в породі і значними коливаннями розміру зерен – від перших міліметрів до 2 см, зокрема у поодиноких лусках, що зазвичай тяжіють до зерен кварцу. Плеохроює від світло- до буро-коричневого кольору. По ньому розвивається хлорит. Окремі мікросондові аналізу складу біотиту представлені у додатку Б.

Циркон утворює кристали, що за формою дуже подібні до кристалів циркону із граніту (пр. 4/23), але, на відміну від них, у пегматоїдному різновиді різко домінують коричневі кристали, а блідо-коричневі трапляються значно рідше (менше 10 %). За видовженням є як коротко-призматичні ($K_{\text{вид.}}$ приблизно 1,5) так і видовжено-призматичні ($K_{\text{вид.}}$ 2,5–3, зрідка до 4), хоча

домінують призматичні (Квид. 2,0–2,5). В ограненні присутні грані обох призм, тупих та інколи декількох гострих біпірамід. Поверхня кристалів здебільшого шагренева, досить часто на гранях спостерігаються наростання та ямки (Додаток Г, мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із Соколівського кар'єру).

У полірованих зрізах кристали відносно однорідні, подеколи помітні ознаки зональності (рис. 5.8, а, b, е), в багатьох у середині наявні реліктові ядра порід субстрату (рис. 5.8, с, f, g) та сліди тектонічної деформації (рис. 5.8, а, b, h).

Монацит представлений переважно великими дископодібними кристалами з добре розвиненими гранями пінакоїду та, у багатьох, деякими іншими гранями, зокрема з виразними декількома ребрами. Колір монациту від світло-жовтого, жовтого, буруватожовтого до темно-бурого (майже чорного), в сильно озалізненних кристалах. Поверхня кристалів зазвичай шагренева. Окремі мікрозондаві аналізу складу монациту представлені у додатку Б.

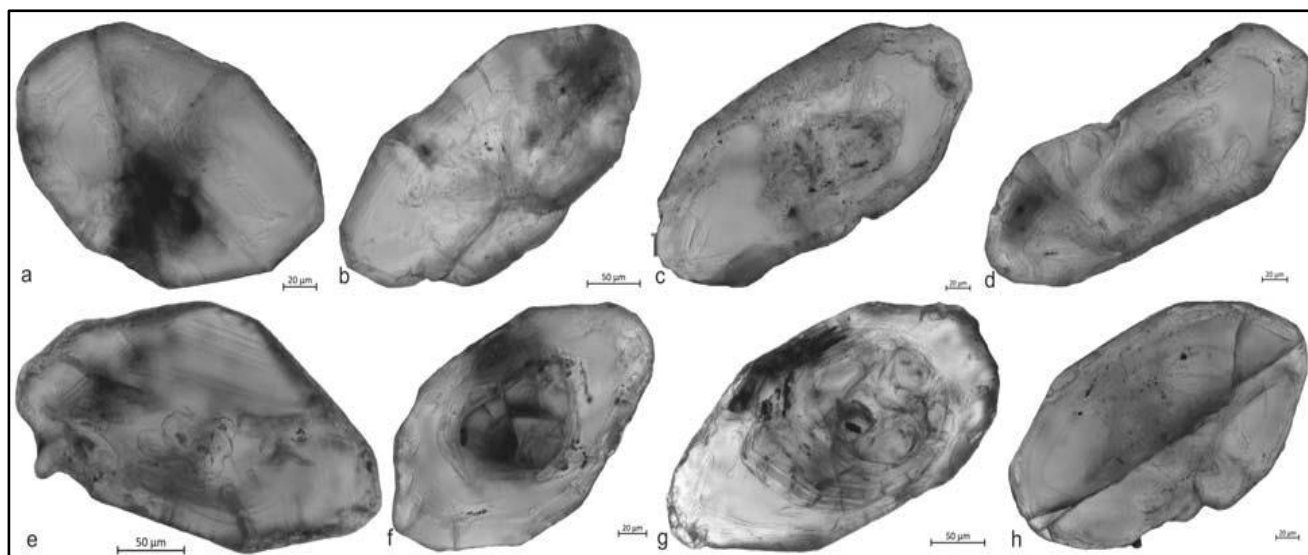


Рис. 5.8. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із пегматоїдного граніту, пр. 5/23. Кар'єр с. Суботці

Особливістю кристалів монациту цього пегматитоїдного граніту, як і монацитів катаклазованого граніту (п. 4/23) є численні включення рудного мінералу – від поодиноких (у світло-жовтих) до майже повністю заповнених ними у непрозорих (бурих) (рис. 5.5 h). Безсумнівно, частина цих включень є піритом (жовтий колір під біокуляром), який під час окиснення позбавляється заліза, гідроокиси якого через це вкривають більшість кристалів, надаючи їм бурого забарвлення. Після промивання монациту у великій кількості слабкої (орієнтовно 1 %) соляної кислоти кристали помітно посвітліли, але і тоді більшість зерен залишилась темно-бурими (до чорного).

Проба 17/23, Соколівський кар'єр. Порода характеризується слабоорієнтованою текстурою, у певних частинах трахітоїдною, яка виражена в однонаправленій орієнтації зерен польових шпатів, лінзоподібній перекристалізації кварцу та міжзернових просічок, що складаються із суміші мікрокранобластового та гранульованого кварцу, польових шпатів та біотиту.

Структура середньо-крупнозерниста, місцями порфіроподібна, тектонобластична. Загальне визначення структури породи виглядає як тектонобластова з крупно-середньозернистою основною масою та з елементами рекристалізації (рис 5.9. а, d). Мікроструктура нерівномірнозерниста.

Склад: к.п.ш. – 35-40%, кварц – 25-30%, плагіоклаз – 20-25%, біотит – 5-10%; гранат – 1%. Акцесорні мінерали – циркон, монацит, апатит.

Калієвий польовий шпат (мікроклін) представлений крупними таблитчастими зернами двох типів. Перший – пертитовий калішпат утворює ідіоморфні таблички. Пертити тонковолокнисті, серпоподібні або лінзоподібні, плямисті, ділянками деформовані розташовуються паралельно один до одного (рис 5.9. b). Другий тип – мікроклін зі слабо вираженою двійниковою ґраткою. Досить характерною ознакою кпш в породі є наявність блокування мікрокліну з елементами пластичної деформації: з розвитком мікроклінової ґратки з деформованими індивідами, розподіл мікроклінової решітки та стрічкових смуг пертитів носить плямистий характер також до пертитів приурочена пелітизація.

Мікроклінова гратка присутня фрагментарно, має нерівномірний, плямистий розподіл.

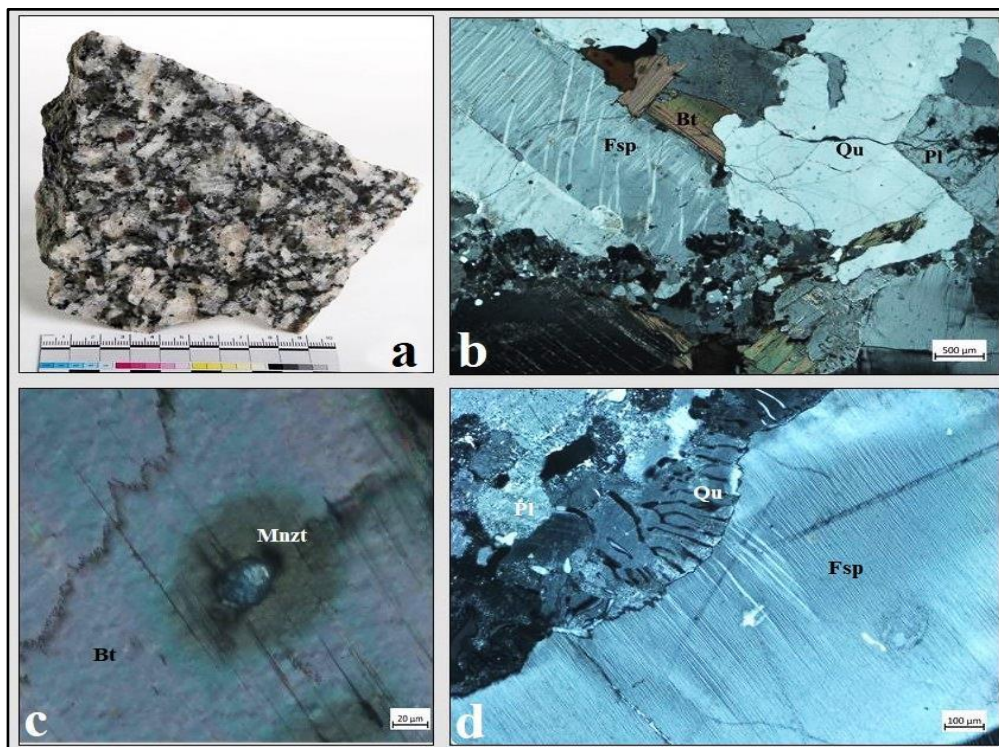


Рис. 5. 9. Петрографічні особливості та макроскопічний вигляд граніту, проба 17/23; а – загальний вигляд граніту; б – мікроструктура граніту та взаємовідносини між породоутворюючими мінералами; с – радіаційне гало включення монациту у біотиті; d – мірмекіти кварцу в крайових частинах зерен плагіоклазу та таблитчастий мікроклін. Прохідне світло, аналізатор введений

В міжзернових смугах деформації іноді спостерігається заміщення мікрокліну альбітом, який по периферії переходить в полум'яноподібні пертити заміщення, або формує мірмекіти заміщення (рис 5.9. d). Спостерігаються інтергранулярні смуги рекристалізації з новоутвореним мікрокліном, мірмекітом, кварцом, цирконом.

Плагіоклаз (олігоклаз, альбіт) формує таблитчасті кристали розміром до 1-2 мм з плоскою поверхнею сколювання у відповідності до напрямків спайності. Центральні та крайові частини зерен серицитизовані. Зовнішні оболонки плагіоклазу часто мають сліди метасоматичних змін (тектонометасоматичних), які виражаються у появі мірмекитів, альбітових кайм

та деформаційних взаємовідносин на контактах зерен. В них ледь помітна система альбітових двійників. По самому краю зерна, як правило, чисті, окрім ділянок біля тріщинок.

В плагіоклазі спостерігаються пойкиліти кварцу та включення циркону, розміром до 0,1 мм по довгій осі. Зерна монациту, оскільки в спостерігається повздовжня спайність, а в деяких випадках - аномальні кольори інтерференції. Часто навколо таких зерен в плагіоклазі спостерігаються темно-бурі кайми, притаманні монациту. По тріщинах в плагіоклазі розвиваються пластиночки біотиту, що плеохроює від темно-бурого до солом'яного кольору.

Кварц – зерна лінзоподібної форми, розмір зерен до 8 мм, з елементами динамопластичної деформації, наявні смуги стиснення, гранулобластезу. (рис 5.9.b) Спостерігається як у вигляді великих деформованих зерен із хвилястим згасанням та у вигляді дрібних пойкилітових та мірмекітових вrostків по краях зерен польових шпатах. Також між великими зернами польових шпатів досить часто спостерігається дрібнозернисті рекристалізовані округлі зерна кварцу.

Біотит виповнює просічки, діафторизований, деформований. Переважаючий розмір зерен 1-4 мм. Часто має досить помітні включення монациту та циркону (рис 5.9. c). Плеохроїчні дворики (радіаційне гало) формуються переважно біля видимих включень акцесорних мінералів.

Гранат (альмандин) представлений поодинокими ізометричними та ксеноморфними зернами розміром до 1 см, з численними тріщинами та включеннями біотиту, циркону та монациту.

Циркон представлений переважно коричневими (від світло- до темно-коричневих) прозорими та напівпрозорими призматичними, зрідка видовженопризматичними кристалами, в огранені головок яких беруть участь грані як тупих (переважають), так і гострих біпірамід. Для більшості кристалів характерні заокруглені контури головок (Степанюк та ін., 2021).

За результатами вивчення внутрішньої будови кристалів циркону з'ясовано, що вони утворені трьома генераціями циркону. Найдавнішу

генерацію (циркон 1) репрезентують незональні (різко переважають) ядра, які характеризуються сильно заокругленими контурами та досить виразно проявленою автономною тріщинуватістю, яка не виходить за їх контури (рис. 5.10, а, с-е). другу генерацію циркону представлено тонкозональним коричневим цирконом, який наростає на циркон 1, зрідка складає майже весь об'єм кристалів (рис. 5.10, b). третя генерація циркону азональна, утворює тонкі облямівки (оболонки), інколи не повні (рис. 5.10, d), навколо циркону двох перших генерацій (рис. 5.10).

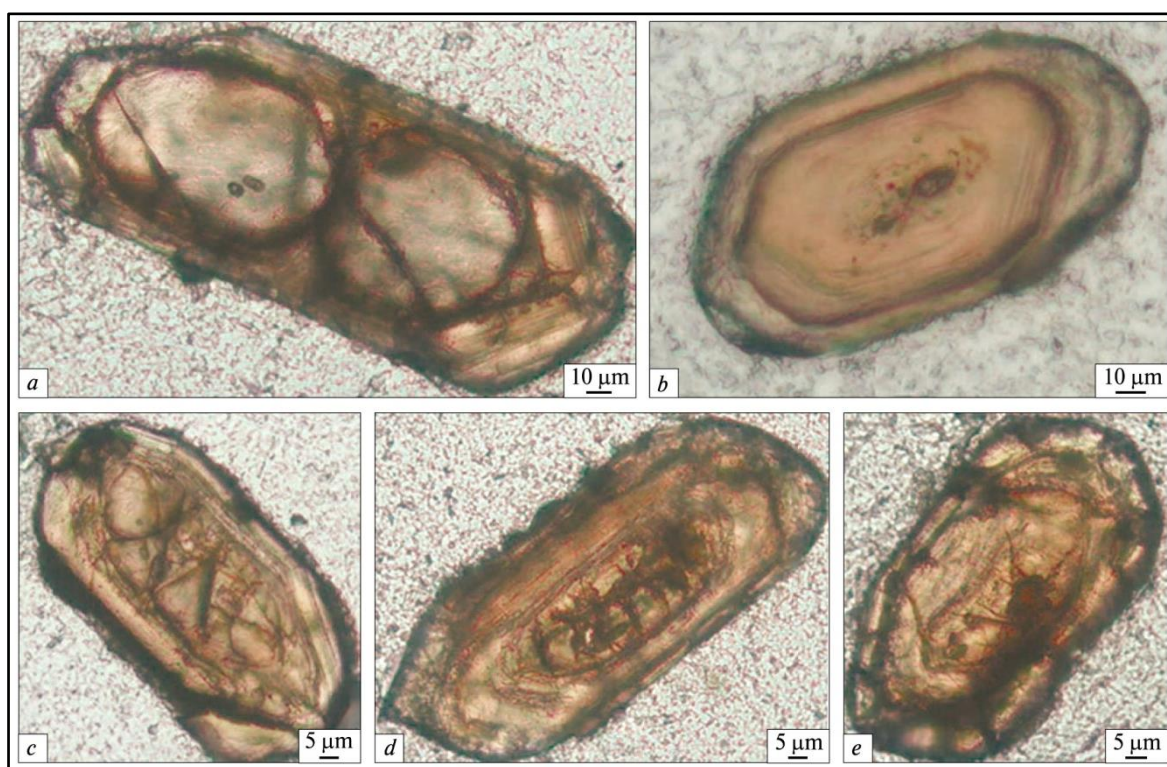


Рис. 5.10. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із порфіроподібного граніту Кропивницького масиву, проба КВ 5-1 (Степанюк та ін., 2021). Прохідне світло, без аналізатора.

Монацит представлений переважно ($\approx 95\%$) сірувато-жовтими, коричнювато-жовтими на півпрозорими дископодібними кристалами з шагреневою поверхнею. Менш поширеними є пампушкоподібні зерна. Значна кількість кристалів на поверхні містить численні дрібні включення чорного (можливо, рудного) мінералу. Водночас середня частина кристалів має світле

жовтувате забарвлення. Кристали монациту з численними включеннями на поверхні практично є не прозорими. У значно меншій кількості (орієнтовно 5 %) присутні досить дрібні ($<0,040$ мм) світло-жовті прозорі диско- та пампушкоподібні кристали, у більшості із яких поверхня також шагренева, в поодиноких – гладенька блискуча (Степанюк та ін., 2021).

Проба 18\23, Соколівський кар'єр. Граніт різнозернистий біотит-мікроклін-плагіоклазовий полірекристалізований. У породі на фоні різнозернистої основної маси сірого кольору з розміром зерен від 0,02 до 2 мм нерівномірно розповсюджені резорбовані порфірокласти породоутворювальних мінералів розміром до 1,5 см (рис. 5.11, а). Подовжено таблитчастий обрис зерен плагіоклазу, суборієнтованих в одному напрямку, надає породі невитриманого псевдотрахітоїдного вигляду, який може бути спричинений тектонічною крихко-пластичною течією. За складом порода відповідає біотит-мікроклін-плагіоклазовому хлоритизованому граніту, %: плагіоклаз – 30-35, кварц – 24-26, калієвий польовий шпат (КПШ) – 20-23, біотит – 5-7. В акцесорних кількостях наявні апатит, циркон та монацит. (Степанюк та ін., 2026)

Хімічний склад, ваг. %: SiO_2 – 69,00; TiO_2 – 0,56; Al_2O_3 – 14,60; Fe_2O_3 – 4,14; MnO – 0,03; MgO – 0,85; CaO – 1,09; Na_2O – 3,15; K_2O – 4,81; P_2O_5 – 0,22; LOI – 1,3; сума – 99,75 (Висоцький та ін., 2025).

Особливість будови породи – ксенотаблитчасті зерна плагіоклазу олігоклазового складу, в яких фрагментарно в крайових зонах спостерігають ізометричні (краплеподібні) пойкиліти кварцу. Поряд із ними також наявні менш поширені пойкиліти КПШ та антипертити заміщення.

Таблитчасті кристали плагіоклазу часто характеризуються інтенсивною тріщинуватістю та розпадаються на окремі фрагменти. Простір між ними заповнений тонкозернистою хлорит-серицитовою масою. Окремі такі прожилки поступово переходять у міжзернові гранобластові скупчення кварцу. Частина тріщин у плагіоклазі заповнена альбітом.

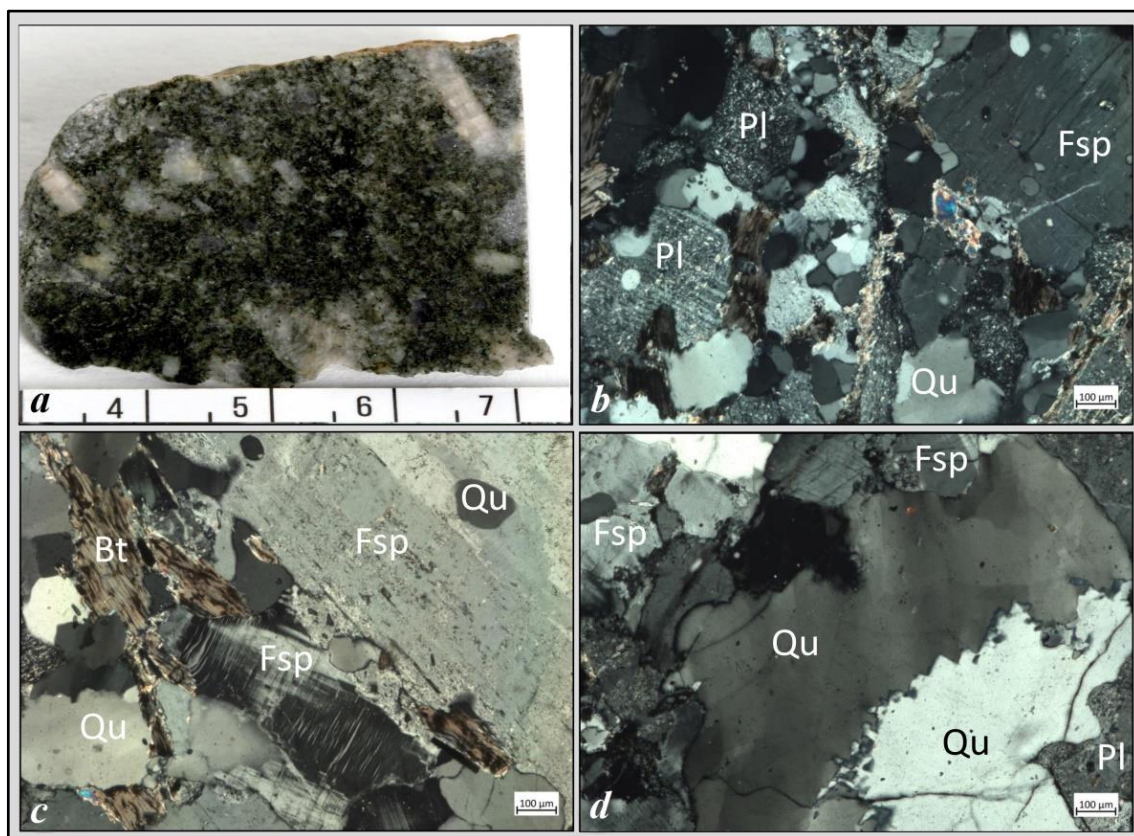


Рис. 5. 11. Текстурно-структурні особливості та макроскопічний вигляд граніту, проба 18 /23. а – загальний вигляд мікроклін-плагіоклазового біотит граніту; б – ксенотаблитчасті зерна плагіоклазу олігоклазового складу; с – кпш з плямисто проявленою деформованою мікрокліновою ґраткою з пойкилітовими вrostками кварцу; d – агрегати кварцу із зубчатою гранобластовою структурою, хвилястим згасанням. Bt – біотит, Fsp – КПШ, Pl – плагіоклаз, Qu – кварц.

Порфірокласти зерен плагіоклазу та їхні фрагменти за видовженням тонкополісинтетично здвійниковані (рис. 5.11, б). Двійники виклинюються, часто вигнуті, мають блоковий, плямистий вигляд. Контури зерен криволінійні, зубчасті. Такі обриси зумовлені кластезом таблиць та, найімовірніше, реакційною взаємодією на контакті плагіоклазу та калієвого польового шпату з утворенням мірмекітів заміщення. Плагіоклаз порфірокластів та їхніх фрагментів заміщується мікролускатим серицитом з рідкісними кристаликами епідоту. Можливо, порода після магматичної кристалізації зазнала перетворень упродовж двох етапів тектогенезу в умовах епідот-амфіболітової та зеленосланцевої стадій діафторезу (Степанюк та ін., 2026).

Подібна до плагіоклазу природа порфірокластів КПШ, які в крайових частинах зерен містять краплеподібні пойкиліти кварцу. Вони характеризуються плямисто проявленою деформованою мікрокліновою ґраткою, деформованими простими двійниками, полігонізацією дрібних уламків із формуванням мозаїчних гранобластових структур. У тріщинах розвивається мусковіт.

Кварц представлений декількома морфологічними типами – пойкилітовими вrostками в плагіоклазі та КПШ; гіпідіоморфними зернами між зернами польових шпатів, що були гранульовані, полігонізовані та перетворені під дією діафторезу в агрегати із зубчастою гранобластовою структурою (рис. 5.11, d). Їхні субзерна характеризуються хвилястим згасанням, підвищеною тріщинуватістю. (Степанюк та ін., 2026)

Біотит формує гіпідіоморфні зерна завдовжки до 0,7 мм, займаючи міжзерновий простір (рис. 5.11, c). Під час діафторичного перетворення деякі пластинки деформувались, розщепились, рекристалізувались та замістились хлоритом з потемнінням країв зерен.

Апатит утворює овально-призматичні зерна в кварці та біотиті розміром до 0,05 мм. Циркон спостерігають у плагіоклазі (0,01–0,05 мм) та гранобластовому кварці (0,01–0,02 мм). Іноді у плагіоклазі наявні дрібні (0,02 мм) зерна монациту. (Степанюк та ін., 2026)

Циркон представлений переважно дрібними (<0,05 мм) світло-коричневими (переважають) до коричневих (поодинокі відносно великі >0,1 мм) кристалами. За видовженням виділяють короткопризматичні ($K_{\text{вид}}$ від 1,5 до 2,0), призматичні ($K_{\text{вид}}$ від 2,0 до 3,0 переважають), видовженопризматичні ($K_{\text{вид}}$ – 3-4, зрідка трапляються з $K_{\text{вид}} > 4$) кристали.

За характером огранення можна виділити дві групи кристалів. В огранені кристалів першої групи беруть участь грані обох призм за переважного розвитку однієї із них та грані тупих біпірамід. Кристали другої групи характеризуються комбінацією граней більшої кількості простих форм. Зокрема

грані призматичного поясу мають приблизно однаковий розвиток, а в огранені голівок кристалів, окрім граней тупих біпірамід, наявні грані гострих.

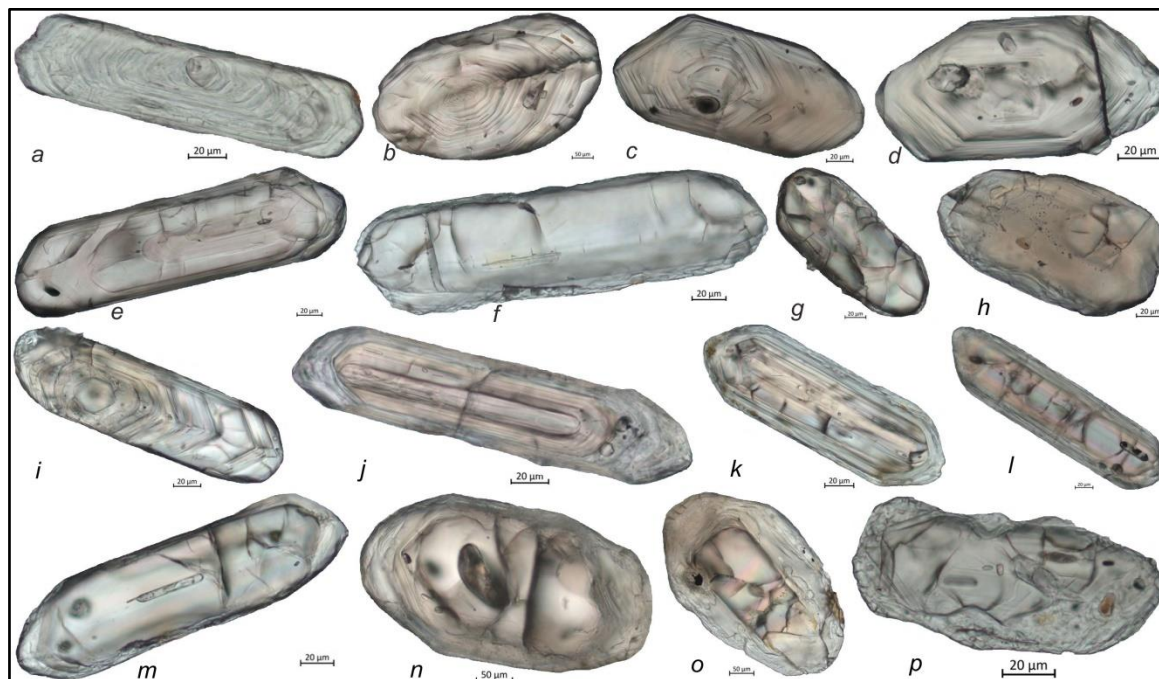


Рис. 5.12. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із граніту, Кропивницький масив, Соколівський кар'єр, проба 18/23, поляризаційний мікроскоп, аналізатор не введений.

Поверхня більшості кристалів шагренева і лише в деяких – рівна блискуча, гладенька. Контури кристалів зазвичай заокруглені, зокрема ребра та голівки. Лише в поодиноких кристалах спостерігають чіткі ребра як у призматичному поясі, так і в біпірамідах.

У полірованих зрізах у середині більшості кристалів виявлено різноманітні за формою та структурою реліктові ядра (рис. 5.12, *d-h, l-p*). Власне синпетрогенний граніту циркон характеризується ритмічною зональністю, формує як окремі кристали (рис. 5.12, *a-d*), так і наростання у вигляді оболонок на ядра реліктового циркону (рис. 5.12).

Монацит представлений відносно дрібними (0,05 мм) переважно пампушкоподібними (понад 50 %) та дископодібними (~40 %) кристалами з сильно заокругленими контурами. Зрідка трапляються (до 10 %) ізометричні

зерна. Поверхня всіх кристалів шагренева, сильно заокруглена. Навіть у дископодібних ребра відсутні. За кольором переважають сірувато-білі кристали із слабким жовтуватим відтінком, у меншій кількості трапляються сірувато-білі до молочно-білих.

Проба 19/23, Соколівський кар'єр. Граніт сіро-рожевий біотит-двопольовошпатовий. Характеризується масивною, неупорядкованою текстурою з класто-порфіроподібною структурою (рис. 5, а). Порфірокласти польових шпатів та кварцу досягають 3-17 мм; розмір зерен основної маси не перевищує 1 мм, акцесорних мінералів – не більше 0,05 мм по довгій осі.

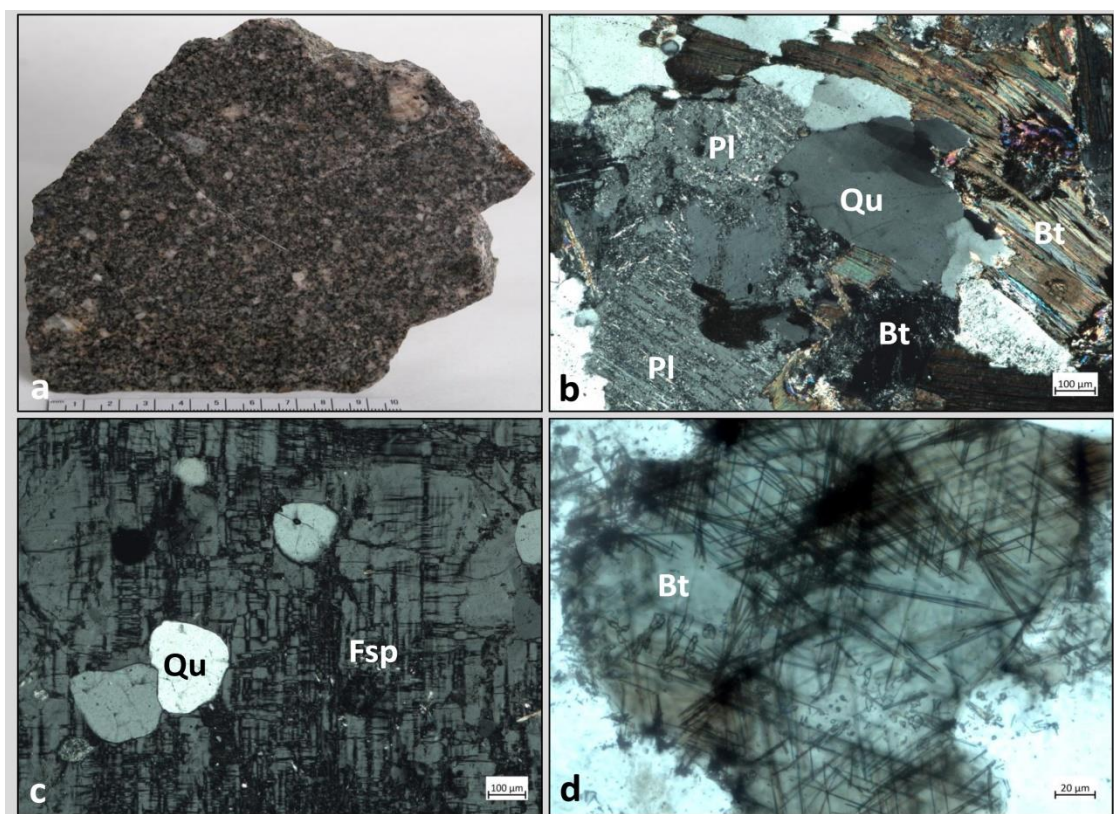


Рис. 5. 13. Текстурно-структурні особливості та макроскопічний вигляд граніту, проба 19/23 а – загальний вигляд породи; б – плагіоклаз із інтенсивною серицитизацією; с – таблитчасті зерна КПШ; д – хлоритизований біотит із проростаннями голчастого рутилу, що формують сагенітову ґратку

Вміст порфіроподібних вкраплеників не перевищує 1 %. Розподіл останніх та основної маси неоднорідний. Вкрапленики представлені кварцом, плагіоклазом, КПШ. Склад основної маси, %: КПШ – 35-40, кварц – 25-35,

плагіоклаз – 20-25, біотит – до 10. Другорядні мінерали – до 1 %. Акцесорні мінерали – апатит, циркон, монацит – трапляються у вигляді включень у кварці та КПШ; монацит діагностовано в біотиті та плагіоклазі.

Хімічний склад, ваг. %: SiO_2 – 70,69, TiO_2 – 0,50, Al_2O_3 – 13,75, Fe_2O_3 – 3,68, MnO – 0,02, MgO – 0,69, CaO – 0,86, Na_2O – 2,71, K_2O – 5,90, P_2O_5 – 0,14, LOI – 0,8, сума – 99,74 (Висоцький та ін., 2025).

Мікроскопічно в породі спостерігають щонайменше дві генерації породоутворювальних мінералів.

Перша, або рання, генерація плагіоклазу представлена таблитчастими зернами з ксеноморфними обрисами і найбільшими розмірами, що досягають 2 мм (рис. 5.13 б). Їхні головні ознаки: наявність антипертитів здвійникового КПШ, пойкиліти кварцу овальної форми по периферії, блокова структура, інтенсивне заміщення серицитом за системою розгалужених тріщин (рис. 5.13, б). У зовнішній зоні кристалів спостерігають поодинокі мікрокристалики монациту з темною облямівкою, мікрокристалики циркону, а також включення хлоритизованого біотиту з сагенітовими голками рутилу (рис. 5.13, d).

Зерна другої генерації плагіоклазу не здвійниковані, мають нижчий ступінь серицитизації. Форма наближена до ідіоморфної. Його таблички обростають кристали першої генерації, часто мають зовнішню альбітову оболонку. Їхній розмір – $0,2 \times 0,7$ мм. На контакті з КПШ розвиваються мірмекіти.

Рання генерація КПШ представлена найбільшими кристалами складної конфігурації з плямисто розвиненою мікрокліновою ґраткою та інтенсивною блоковою будовою. У них наявна значна кількість овальних пойкилітів кварцу, не зачеплених динамічною деформацією (рис. 5.13, с). Кристали КПШ уздовж окремих смужок насичені тонкими антипертитами з квадратними перетинами і мають розмір 0,01–0,02 мм. Ці кристали обростають табличками плагіоклазу другої генерації та бластомілонітовою міжзерною масою, утворюючи тонке мірмекітоподібне зростання кварц-альбіт-мікроклін.

Друга генерація КПШ представлена мікрокліном з добре розвинутою ґраткою. Ці виділення ксеноморфні, приурочені до зон міжзернової динамічної рекристалізації.

Кварц-I (ранній) зберігся у вигляді пойкилітових вrostків у польових шпатах, а також інтерстиційних кристалів із ознаками різкої деформації, що проявлена в субзернах у вигляді смуг деформації, тріщинній рекристалізації, появи включень мікрокристаликів циркону, апатиту, а також субпаралельних тріщинок на кшталт планарних.

Кварц-II зберігся у вигляді дрібних відновлених гранобластових зерен, а також у зернах мірмекітів.

Біотит також представлений двома генераціями, локалізованими в інтерстиційному просторі. Кристали першої майже повністю хлоритизовані, з голчастими вrostками рутилу, що формують сагенітові ґратки (рис. 5.13, d). Біотит другої генерації не хлоритизований, без сагенітових проростань рутилу, проте з включеннями апатиту.

Під бінокуляром спостерігають широку гаму кристалів циркону. За кольором від світло-рожевих прозорих до світло-коричневих і коричневих (більші) напівпрозорих. Кристали переважно дрібні (дрібніші 0,05 мм), хоча розмір окремих досягає до 0,2 мм. Форма кристалів варіює від видовженопризматичної ($K_{\text{вид}}$ — до 4) до короткопризматичної ($K_{\text{вид}} \sim 1,5$), трапляються окремі майже ізометричні зерна, а також усі перехідні форми між ними. Втім для всіх кристалів характерні заокруглені контури — сильно заокруглені ребра призматичного поясу з переважанням граней однієї із призм. Голівки кристалів також заокруглені, утворені переважно гранями (сильно заокругленими) тупих біпірамід і лише в поодиноких наявні грані гострих біпірамід.

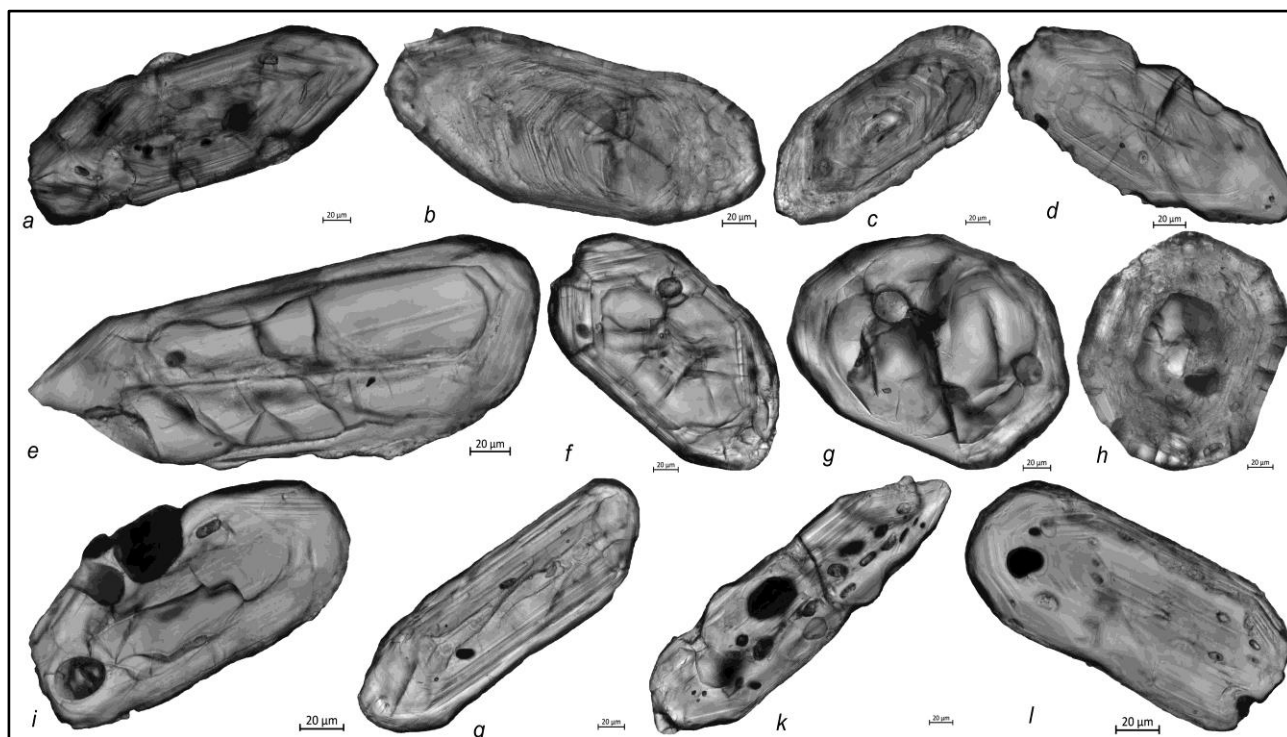


Рис. 5.14. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із сіро-рожевого біотит-двопольовошпатового граніту, Кропивницький масив, пр. 19/23, поляризаційний мікроскоп, за одного ніколя

У полірованих зрізах кристали циркону складні, представлені двома генераціями цього мінералу (рис. 5.14). Циркон першої генерації наявний у середині кристалів у вигляді ядер, переважно оптично однорідних, тріщинуватих (рис. 5.14, е–к), менша кількість кристалів містить ядра з тонкою “магматичною” зональністю (рис. 5.14, а–д). Циркон другої генерації утворює оболонки навколо ядер (рис. 5.14, а–к), зрідка формує окремі кристали (рис. 5.14, л). Наявність реліктових ядер у середині кристалів циркону дає змогу припустити формування граніту, як і граніту проби 18/23, за рахунок корової речовини, на що вказує досить високе значення ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71879 \pm 0,00007$ у стронції акцесорного апатиту (Висоцький та ін., 2025).

Монацит формує відносно великі (переважно понад 0,040 мм) блідо-жовті напівпрозорі, зазвичай дископодібні, зрідка пампушкоподібні (серед найдрібніших наявні ізометричні) кристали з шагреневою (дрібномчастою) поверхнею і заокругленими контурами. Більшість кристалів мають по декілька

граней (ребра заокруглені), зокрема пінакоїда. Трапляються поодинокі світло-жовті водяно-прозорі кристали з блискучою гладенькою поверхнею.

Проба 20/23, Соколівський кар'єр, м. Кропивницький. Граніт пегматоїдний гранат кварц-мікрокліновий. Забарвлення сірувато-рожеве, структура гігантокристалічна. В полірованому зрізі спостерігаються ізометричні кристали темного вишнево-червоного гранату, діаметром 5-15 мм. Його скупчення зосереджені в міжпольовошпатових інтерстиціях, виповнених також біотитом. Форми кристалів КПШ переважно таблитчаті, що по видовженню досягають 5 см та 2,5 см по товщині. Також спостерігаються й менші за розміром таблички та виділення ксеноморфного габітусу, що приурочені до ділянок складених біотитом. Внутрішня будова КПШ неоднорідна, що підкреслюється зміною забарвлення, яке змінюється від непрозорого рожевого до колумутно-сірого в центральних частинах таблиць.

Мікроскопічно проявлена гіпідіоморфнозерниста структура з елементами катакластичної та рекристалізаційної.

Зерна КПШ таблитчаті, блоковані. З кварцом границі переважно синусоїдальні, рідше рівні. На ділянках міжзернових зсувів та метасоматичної перекристалізації можливі зубчасті та криволінійні обмеження. Формує таблитчасті кристали з неупорядкованою, плямисторозвиненою мікрокліновою граткою. Характерне хвилясте деформаційне згасання. Майже всі зерна тріщинуваті. Тріщинки ділянками виповнені голчастим та фібролітовим силіманітом заміщення. Для кристалів КПШ характерне кулісоподібне згасання та веретеноподібні пертити. Вздовж міжзернових зон контактів спостерігається мірмекітизація мікрокліну. Як включення розповсюджені округлі пойкиліти кварцу, мікрозерна серицитизованого та здвінікованого таблитчатого плагіоклазу (олігоклазу) з альбітовою оболонкою, а також луски біотиту, що плеохроює від червоно-бурого до світлого зеленувато-бурого кольору і має плеохроїчні дворики. Присутні також мікровключення гранату ксеноморфної форми в асоціації з плагіоклазом. Зерна гранату тріщинуваті, але тріщини не

виходять за межі кристалів. В зернах КПШ спостерігаються також мікрокристалики циркону завдовжки від 0,01 до 0,05 мм. Їхня кількість перевищує кількість, що притаманна кварцу.

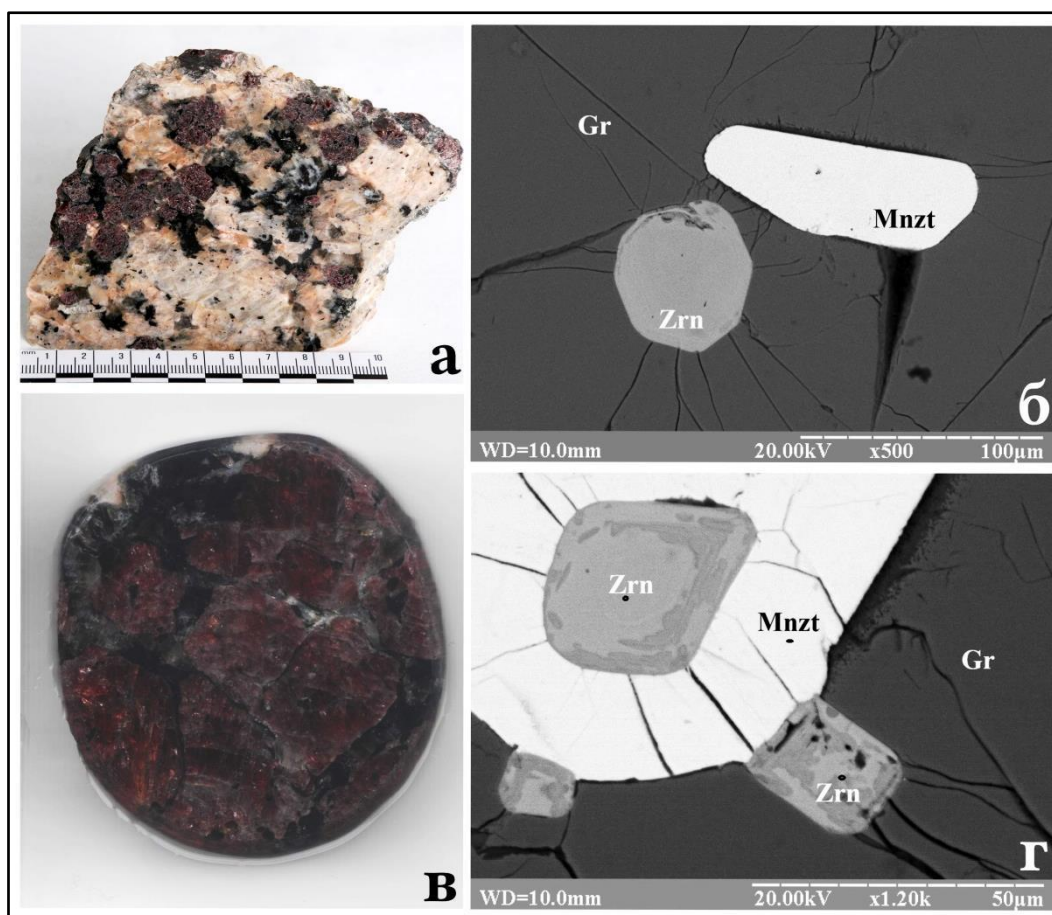


Рис. 5. 15. Текстурно-структурні особливості та макроскопічний вигляд граніту пегматоїдного, проба 20/23. а – загальний вигляд породи; б – аншліф для електронно-мікроскопічних досліджень; в, г – морфологія виділень циркону, монациту та гранату.

Кварц також блокований з різкохвилястим згасанням, має різновікову тріщинуватість – гілчасту та планарноподібну (субпаралельну). По границях субзерен гранульованого кварцу спостерігаються кристалики циркону довжиною до 0,1 мм. По міжзерновим площинам відбувається гранулобластез та рекристалізація кварцу.

Агрегати силіманітових голчастих кристалів, що переходять у фіброліт, приурочені до поодиноких тріщин, що містять також рекристалізовану масу кварцу та мікромірмекітів.

Гранат (альмандин) вишнево-червоного кольору, утворює округлі, ізометричні порфіробласти та гіпідіоморфні кристали. У більшості зерен грані закруглені або резорбовані на контактах із кварц-польовошпатовою матрицею, що надає їм округло-витягнутої або овальної форми (рис. 5.15.). Зерна розподіляються по породі досить нерівномірно, спостерігаються як поодинокі вкрапленники у кпш, так і кулясті скупчення. Поверхня кристалів шорстка, з вираженою сіткою дрібних мікротріщин. По периферії багатьох зерен гранату спостерігаються вузькі темнокольорові (біотитові/хлоритові) реакційні кайми, що свідчить про пізньомагматичні/гідротермальні реакції з вміщувальним розплавом. Часто у включеннях у гранаті зустрічається циркон та монацит.

Кристали циркону мають короткопризматичний, субізометричний до прямокутного перетин із виразно закругленими кутами. Розміри зерен до 100 мкм. Мають чітку зональну будову.

Зерна монациту мають подовжено-призматичну, овальну форму. Окремі зовнішні грані демонструють прямолінійні обриси, проте більшість кутів є округленими. Розміри сягають від 50 до 100 мкм. Кристали монациту пронизані поперечними та діагональними деформаційними тріщинами, які виходять у вміщуючі мінерали. Часто спостерігається складні зростки з декількох перехресних таблитчастих кристалів монациту неправильної форми (рис. 5.15).

Спостерігається наявність мережі радіальних тріщин, що виходять із ядер циркону крізь монацит у гранатові кайма, це може підтверджувати процеси метаміктизації циркону та викликаного ним мікророзтріскування вміщуючого гранату.

Бобринецька (південня ділянка) частина масиву

У даній частині дисертаційної роботи Кропивницька частина Кропивницько-Бобринецького масиву представлена авторськими результатами петрографічних досліджень гранітів із Живанівського кар'єру біля села Живанівка (проби 7/23-9/23) та досліджень гранітів відслонених у Бобринецькому закинутому кар'єрі м. Бобринець (проби 10/23 – 11/23).

Граніт "лейкократовий" (проба 7/23) – мусковіт-біотитовий, сірий, тектонізований. Структура нерівномірнзерниста, крупно-середньозерниста, мікроструктура бластогранітова різнозерниста з елементами порфіротектонобластової, тектоно-лепідогранобластова, пойкилітова. На фоні середньозернистої основної маси породи помітні поодинокі більші порфірові виділення видовжено таблитчастого світло-сірого польового шпату розміром за видовженням 12–20 мм (рис. 5.16). Текстура масивна, нечіткоорієнтована. Елементами макроскорічної орієнтації виступають біотитові лінзоподібні взаємоорієнтовані просічки, а також орієнтовані максимальних розмірів та подовження прямокутні кристали польових шпатів.

Макроструктура породи може бути визначена як порфіробластова з розміром порфіробластів від 0,2 до 2 см. Спостерігається просторове чергування смуг збагачених подовжено прямокутними порфіробластами. Ширина смуг коливається від 2,0-2,5 см до 6 см. Біотитові просічки – лінзоподібні, змінної довжини та товщини, переривчасті, складені біотитом. Забарвлення польових шпатів світло-сіре напівпрозоре в великих порфіробластах. На перший погляд здається, що світло-сірий польовий шпат в порфіробластах «цементує», квадратні та хмароподібні фрагменти молочно-білого польового шпату, що є складовими загальної маси породи (Ковтун та ін., 2025).

Площа шліфа мікроскопічно охоплює ділянку контакту двох порфіробластів мікрокліну. Характер цього контакту приводить до висновку, що структура породи є поєднанням тектонобластової, бластомілонітової

регенераційної та рекристалізаційної, які підпорядковані площинно-лінійній текстурі приблизно шостої тектонофації одностороннього стиснення з елементами зсуву в умовах, що відповідають епідот-амфіболітовій фації метаморфізму з крихко-пластичною деформацією породоутворюючих мінералів.

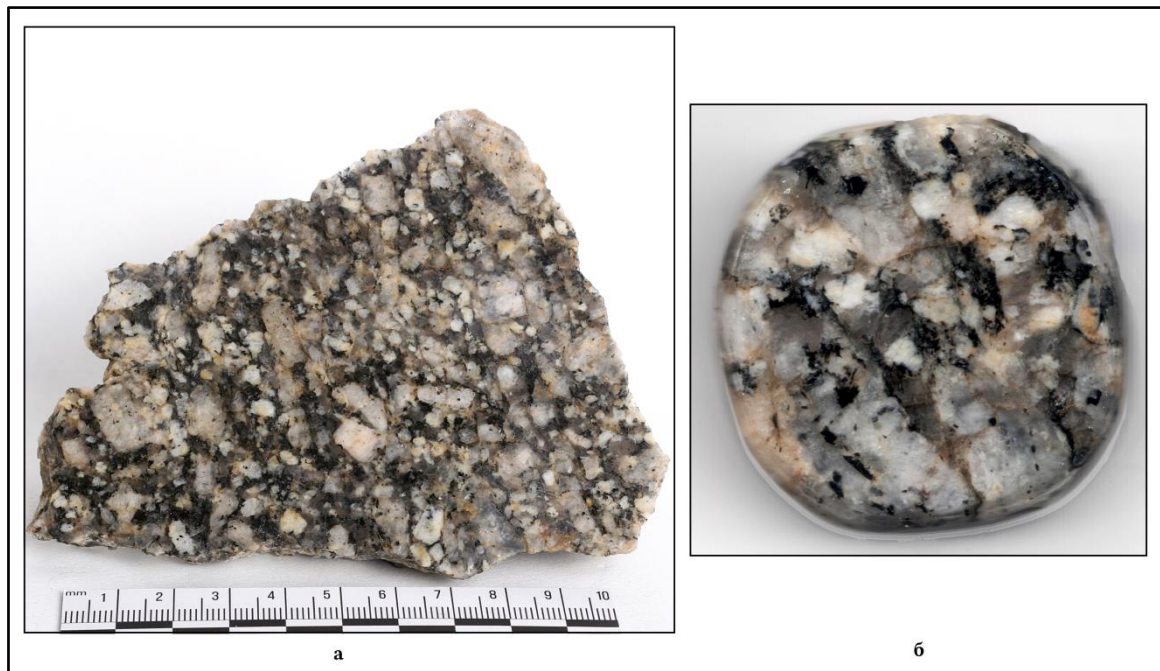


Рис. 5.16. Тектурно-структурні особливості та макроскопічний вигляд граніту лейкократового, проба 7/23, Живанівський кар'єр

Мінеральний склад, у %: кварц 31–33, мікроклін 38–42, плагіоклаз (олігоклаз) 28–32, біотит 1–3, мусковіт 1–2. Акцесорні: апатит, циркон, монацит. Вторинні – серицит, альбіт.

Основу породи складають тектономатрикс та порфіроподібні субпаралельні зерна мікрокліну із заокругленими обрисами, за видовженням 12–20 мм, зерна плагіоклазу (до 3 мм) та кварцу (до 2,5 мм). Зонки тектономатриксу між зернами салічних мінералів мають ширину до 4–5 мм. Розмір зерен у ньому коливається від одного до сотих часток міліметра. Під мікроскопом найбільші виділення мікрокліну мають пойкилітову внутрішню

структуру. Серед пойкилітових включень переважає плагіоклаз, у меншій кількості наявний кварц, трапляються поодинокі зерна апатиту.

Мікроклін утворює таблитчаті кристали з синусоїдальними конфігураціями контактів з кварцом, пертитизований, має косу мікроклінову ґратку і хвилясте згасання, субпаралельне до видовження цих зерен. Пертити струменисті, іноді штрихуваті. Внутрішня будова кристалів різноманітна – від овоїдної форми з внутрішнім плагіоклазовим ядром та з подвійною оболонкою нездвійникового кпш, що характеризується кулісоподібним згасанням, до таблитчастого блокованого мікрокліну з плямисто розвиненою мікрокліновою ґраткою, а також багаточисельними пойкилітовими включеннями кварцу, таблитчатого олігоклазу в альбітових оболонках (рис. 5.17. а, б), а також лусками біотиту з включеннями циркону.

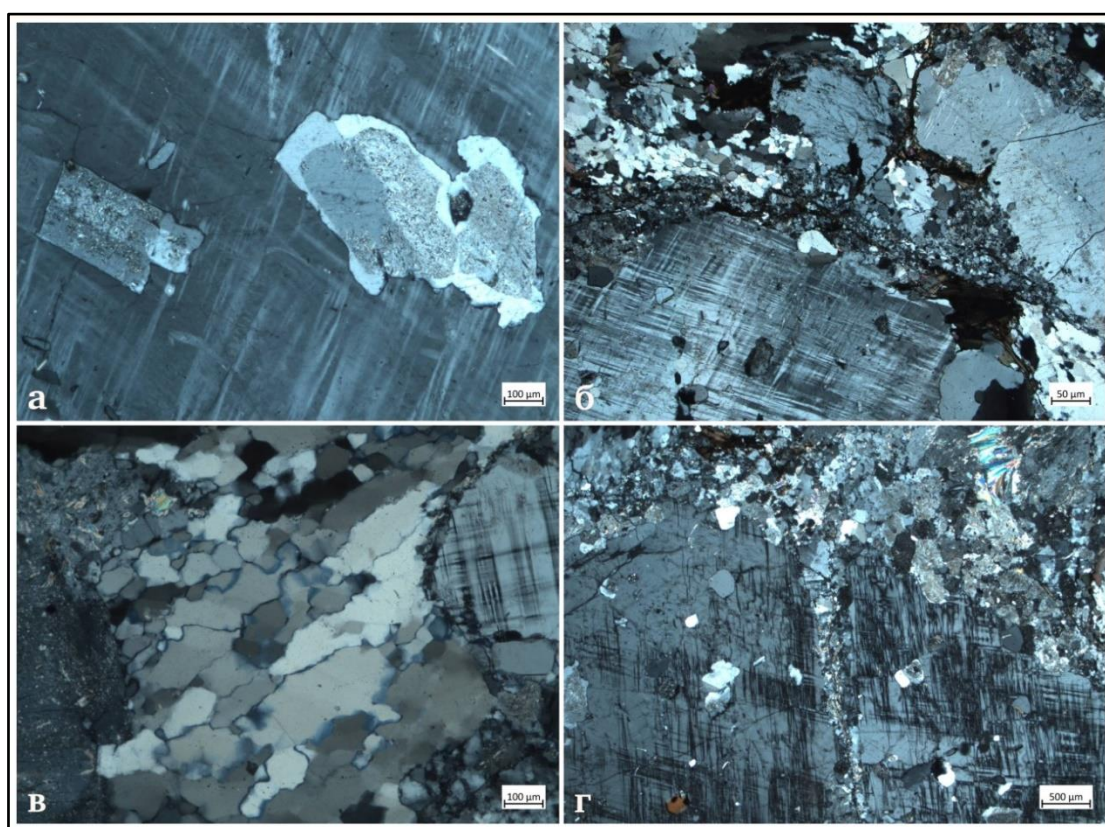


Рис. 5.17 Петрографічні особливості та макроскопічний вигляд граніту, проба 7/23; а, б, г – мікроструктура граніту та взаємовідносини між породоутворюючими мінералами; в – мозаїчний кварц.

Кварц сірий, з ледь помітним блакитнуватим відтінком, і темнувато-сірий. Більшість видовжених зерен у тектономатриксі розміром 0,2–0,8 мм мають хвилясте згасання. Кристали поряд с зернами плагіоклазу і калішпату гранулюються, рекристалізуються і перетворюються в агрегат мозаїчно-зубчастих субзерен.

Плагіоклаз як і мікроклін він утворює подовжено таблитчаті порфіроподібні вкраплення, що блоковані, деформовані, тріщинуваті (рис 5.17) (Ковтун та ін., 2025). Вздовж тріщин зерна серицитизовані та пелітизовані. В плагіоклазі спостерігаються ледь помітні дуже тонкі полісинтетичні двійники. Вздовж обмежень таблиці рекристалізовані. Поряд з кварцом утворюються монокварцові прошарки мозаїчної гранобластової будови з відновленого кварцу, або кварц-польовошпатового складу, іноді з серицитом. Таблиці меншого розміру мають ізометричний габітус. На границі з мікрокліном рідко спостерігаються мірмекіти з максимальним розміром до 0,3 мм. Плагіоклаз у тектономатриксі представлений дрібними зернами альбіту.

Біотит трапляється у вигляді поодиноких лусок у великих зернах мікрокліну, але переважно міститься у тектономатриксі, де утворює як окремі скупчення, так і однонаправлені струмкоподібні "потічки". Весь біотит плеохроює в однакових тонах від світло-коричневого до темно-бурого, поблизу з мусковітом додаються зеленуваті відтінки. Поодинокі його луски хлоритизовані, та іноді заміщується мусковітом.

Мусковіт виявлений у тектономатриксі, а також заповнює мікротріщини у великих зернах мікрокліну. На окремих ділянках заміщує біотит.

Обидва види слюд максимально розвинені по найподрібніших, мілонітизованих ділянках тектономатриксу, у яких також відбувається пелітизація польових шпатів.

Апатит міститься в поодиноких пойкилітових включеннях у мікрокліні, де утворює ізометричні зерна, близькі до шестигранної форми.

Циркон під бінокулярним представлений світло-коричневими до коричневих та емалеподібними світло-сірими напівпрозорими кристалами. За видовженням виявлено широку гаму кристалів – від видовженопризматичних (переважають) до короткопризматичних і навіть ізометричних. Кількість останніх зростає зі зменшенням їх розміру і досягає близько 30 % у фракції – 0,040 мм. В ограненні кристалів беруть участь грані обох призм, за переважного розвитку граней лише однієї з них, а голівок – грані тупих та гострих біпірамід. Поверхня граней зазвичай гладенька, хоча трапляються окремі кристали з шагреневою поверхнею. Контури кристалів дещо заокруглені (зазвичай голівки та ребра), в короткопризматичних та ізометричних це проявлено більшою мірою. (Ковтун та ін., 2025)

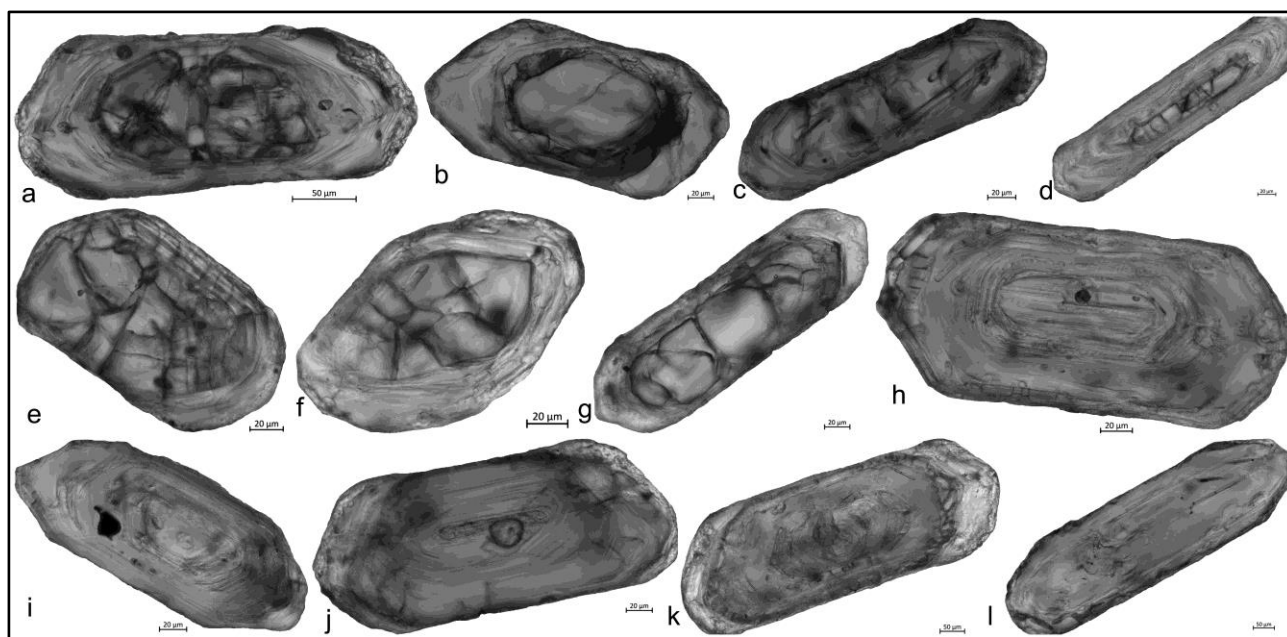


Рис. 5.18. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із граніту, проба 7/23

За результатами вивчення полірованих зрізів кристалів циркону під мікроскопом з'ясовано, що переважна їх більшість містить реліктові ядра, на які нарастають оболонки, вірогідно синпетрогенні граніту, двох типів. У світло-коричневих кристалів оболонки зазвичай тонкозональні, у світло-сірих – азональні (рис. 5.18, а-е); останні досить часто наявні у вигляді окремих

примазок на коричневих кристалах (рис. 5.18, а, g, j, k). Серед ядер переважають короткопризматичні, зрідка трапляються видовженопризматичні. Оболонки займають від 10–15 % площі зрізу (рис. 5.18, с, е, g) до понад 90 %; поодинокі кристали майже цілком складені тонкозональним цирконом (Ковтун та ін., 2025).

Граніт "меланократовий" (проба 8/23) – мусковіт-біотитовий, темно-сірий, тектонізований. Порода різнозерниста, дрібно-крупнозерниста, масивна. Мікроструктура нерівномірностерниста, тектоно-лепідобластова. Характерним є більш ідіоморфна форма салічних мінералів, які оточені темно-сірим субстратом, що досить рівномірно розподілений у породі – в (рис. 5. 18).



Рис. 5.19. Граніт "меланократовий", проба 8/23, Живанівський кар'єр

Польові шпати сірого кольору зі слабким блакитнуватим відтінком, середньої зернистості, переважно видовженотаблитчастої форми розміром від 5 до 20 мм. Великі виділення польових шпатів у більшості наближено орієнтовані в одному напрямі.

Мінеральний склад, %: плагіоклаз (олігоклаз) 30–34, мікроклін 32–36, кварц 31–33, біотит 1–3, мусковіт 1. Акцесорні: апатит, циркон, монацит. Вторинні: серицит, альбіт. Розміщення слюд у масі породи нерівномірне, місцями вміст біотиту досягає 8-9 %, мусковіту - 1-2 %.

На мікрорівні основу породи складають: а) збережені зерна польових шпатів розміром 2–6 мм; б) гранобластові видовжені скупчення рекристалізованого і рідше більш уцілілого первинного кварцу завдовжки до 13 мм; в) тектономатрикс. Розмір зерен у останньому становить від 1–2 до сотих часток міліметра. У взаємному розташуванні цих основних елементів, а також у характері згасання значної частини кварцу простежується слабо проявлена паралельність (Ковтун та ін., 2025).

Мікроклін пертитизований; пертити дуже різні – точкові, штрихуваті, струменисті. Досить чітко до пертитів приурочена пелітизація. Мікроклінова ґратка у найбільшому зерні проявлена фрагментарно. Кварц має хвилясте згасання. Переважають типові для рекристалізаційних процесів обриси мінералу. Для найбільших кварцових бластів характерним є їх ділення щонайменше на 2–3 групи, у кожній з яких згасання відбувається в одному напрямі.

Плагіоклаз (олігоклаз), нерівномірно серицитизований і пелітизований. Усі зерна на межі із тектономатриксом облямовані біотитом. Інколи зерна плагіоклазу містять кілька включень дуже дрібного монациту. В тектономатриксі наявний новоутворений альбіт. Реліктові зерна, облямовані мікрокліном, істотно антипертитизовані.

Біотит у тектономатриксі розвивається переважно між реліктовими зернами польових шпатів і кварцом, утворює своєрідні облямівки навколо зерен плагіоклазу. Загалом розподілений дуже нерівномірно, формує видовжені скупчення і струменисті ланцюжки. Плеохроює в однакових тонах від світло-коричневого до темно-бурого кольору.

Мусковіт, як і біотит, поширений переважно у тектономатриксі, де утворює скупчення лусок. Обидва види слюд максимально розвинені по найподрібненіших, мілонітизованих ділянках тектономатриксу.

У тектономатриксі виявлено пелітоморфну рудну речовину. Переважно вона приурочена до скупчень і ланцюжків слюд, іноді наявні її прожилкоподібні утворення по мікротріщинках.

Граніт пегматоїдний, біотитовий (проба 9/23) – порода слабо вивітріла, тріщинувата, місцями істотно катаклазована. Макроструктура гіганто-крупнозерниста з елементами катакластичної, текстура масивна з елементами шлірової (рис. 5.20). Граніт розбитий системою тонких тріщин, по яких розвивається переважно альбіт світло-сірого кольору із жовтим відтінком.

Мінеральний склад, %: кварц 36-41, польові шпати 59-64, мусковіт (в зонах рекристалізації) до 3, біотит 1. Акцесорні: апатит, циркон, монацит.



а



б

Рис. 5.20. Граніт пегматоїдний, пр. 9/23, Живанівський кар'єр

У зонах катаклазу основу породи складають великі реліктові зерна мікрокліну і тектономатрикс, вміст якого становить до 50 %. Найзбереженіші зерна мікрокліну розташовані субпаралельно, перетинаються тонкими нерівними рекристалізаційними жилками. Тектономатрикс складений (у порядку зменшення) кварцом, плагіоклазом і мусковітом. Розмір зерен у ньому варіює від 2,2 до сотих часток міліметра.

Кварц у породі сірого зі слабким блакитнуватим відтінком, зрідка темнувато-сірого кольору. Ксеноморфний відносно польового шпату. Найчастіше утворює видовжені скупчення зерен, інколи вони мають шліроподібну форму і розмір до $1-2 \times 7$ см. У кварцових шлірах мінерал має чітко виражене хвилясте згасання.

Польові шпати макроскопічно сірувато-рожеві, переважно видовженотаблитчастої форми. Розмір окремих зерен – до 3 см. Мікроклін у породі інтенсивно пертитизований; пертити стрічкоподібні, плямисті, штрихуваті.

Плагіоклаз у більшості великих пертитів має полісинтетичне двійникування. Досить чітко до пертитів приурочена пелітизація. Мікроклінова ґратка проявлена нерівномірно, в окремих кристалах відсутня, місцями перекошена, найчастіше розвинена фрагментарно (Ковтун та ін., 2025).

Плагіоклаз у зонах катаклазу розповсюджений лише у тектономатриксі та представлений альбітом. Утворює шліроподібні скупчення розміром до перших міліметрів. Розмір зерен у межах таких шлірів 0,1– 1,1 мм. Подекуди в жилках утворює субперпендикулярні до їх простягання або похилі ідіоморфні вrostки у реліктовий мікроклін, а також своєрідні нарости. Весь плагіоклаз, як тектономатриксу, так і пертитів, помітно серицитизований.

Біотит чорного кольору, утворює поодинокі скупчення. Розмір лусок до 5 мм. Часто такі скупчення тяжіють до видовжених виділень кварцу.

Апатит представлений поодинокими зернами, що мають наближену до шестигранної форму. Вони проявляють добре виражений ідіоморфний стан відносно кварцу.

Під бінокуляром виділено декілька різновидів кристалів циркону. За кольором найпоширенішими є світло-коричневі (понад 80 %), коричневі та темно-коричневі (1– 2 %) призматичні і видовженопризматичні кристали, в ограненні яких беруть участь грані обох призм і декількох біпірамід, зокрема гострих. У підпорядкованій кількості наявні короткопризматичні зерна. Поверхня кристалів різною мірою заокруглена, зазвичай шагренева. Другий різновид кристалів має біле (до жовтувато-білого) забарвлення. Кристали призматичні, їхні контури сильно заокруглені, водночас зрідка трапляються кристали з досконалим ограненням. У помітних кількостях наявні короткопризматичні кристали і навіть майже ізометричні (зазвичай дрібніші 0,040 мм).

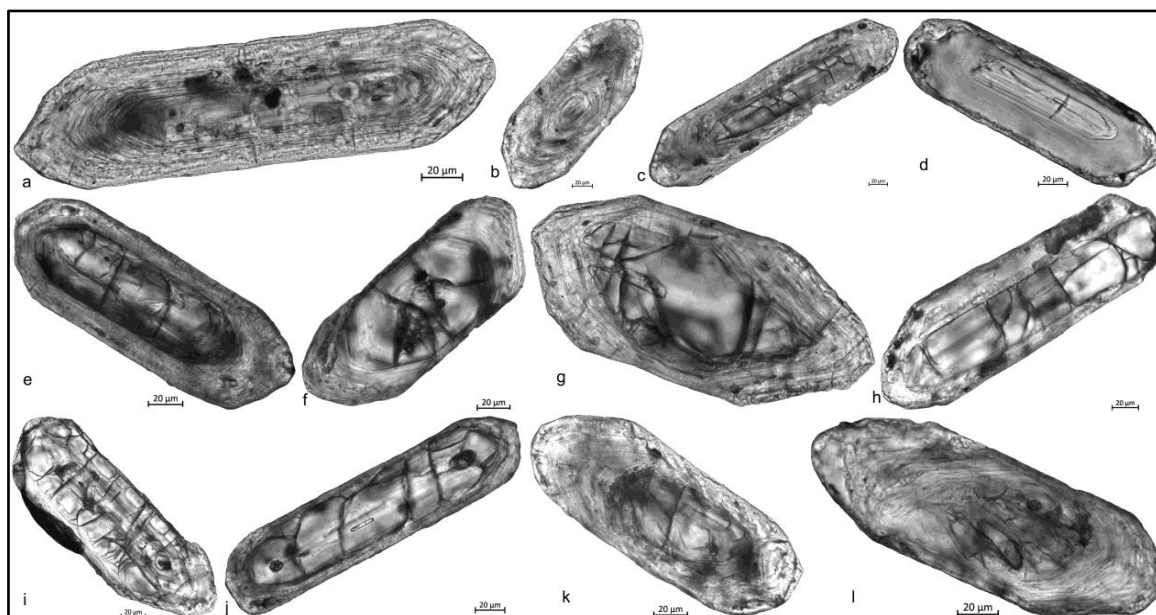


Рис. 5.21. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із пегматоїдного граніту, проба 9/23

У полірованих зрізах кристали циркону із пегматоїдного граніту, так само як і з граніту проби 7/23, виявляють складну будову, обумовлену наявністю

двох генерацій цього мінералу. Перша генерація представлена реліктовими ядрами порід субстрату. Найпоширенішими є однорідні (не зональні) ядра видовженопризматичного та призматичного габітусу із заокругленими контурами (рис. 5.21, е, h– j), зрідка трапляються ядра з правильними кристалографічними контурами (рис. 5.21, f), а також релікти кристалів. Друга генерація представлена тонкозональним цирконом (переважає), який утворює оболонки навколо ядер, зрідка неповні (рис. 5.21, h, i, l). В поодиноких кристалах оболонки азональні.

Граніт біотит-двопольовошпатовий, діафторизований, проба 10/23 (рис. 5.22) має тектонобластову структуру з елементами діафторинної перекристалізації тектонокластового матриксу, представленого фрагментами породи та породоутворювальних мінералів. Детальний опис породи надано у статті (Степанюк та ін., 2026).

Структура за розміром зерен породи – різнозерниста, переважно дрібно-середньозерниста. Максимальні розміри зерен властиві гранату, мікрокліну, кварцу. Структура за формою окремих фрагментів – катакластична, мікробрекчієва, бластомілонітова.

Мінеральний склад, %: кварц – 30–35, мікроклін двох генерацій – 30–35, плагіоклаз – 20–25, альбіт різного походження (заміщення, мірмекітовий, рекристалізаційний, альбіт пертитів) – 5–10, біотит двох генерацій (первинний та перекристалізаційний) – 2. Акцесорні мінерали: пойкилобластовий гранат, циркон, монацит, апатит. Хімічний склад представлено у додатку В.

Зерна кварцу характеризуються різким хвилястим згасанням окремих субзерен, утворених уздовж зон дислокацій у результаті комплексного процесу динамічного стиснення із зсувом (транспресії). Наявні смуги деформації. Форма зерен лінзоподібна до кутастої. Внутрішня структура субзернових агрегатів гранобластова зубчаста, (рис. 5.22, b). Кварц містить включення голчастого рутилу завдовжки 0,02 мм. (Степанюк та ін., 2026)

Форма зерен мікрокліну катакластична, реліктова таблитчаста, гострокутна. Двійникова мікроклінова ґратка деформована, плямиста із скривленими індивідами, накладена на прості двійники під час упорядкування структури зі зниженням температури. Пертити не повсюдні, веретеноподібні. По площинах міжзернового зсуву спостерігається грануляція та заміщення мікромірмекітом. По зонах внутрішньозернових дислокацій спостерігається рекристалізація з утворенням секторіальних трійників зростання (рис. 5.22, с).

Плагіоклаз за формою та рівнем деформації аналогічний мікрокліну. В ранньому плагіоклазі двійникування відсутнє, для пізнього характерна поява тонкого полісинтетичного двійникування за альбітовим законом (рис. 5.22, d). За складом відповідає основному олігоклазу. Зерна пелітизовані, вздовж площин спайних розколів розвивається діафторинний біотит.

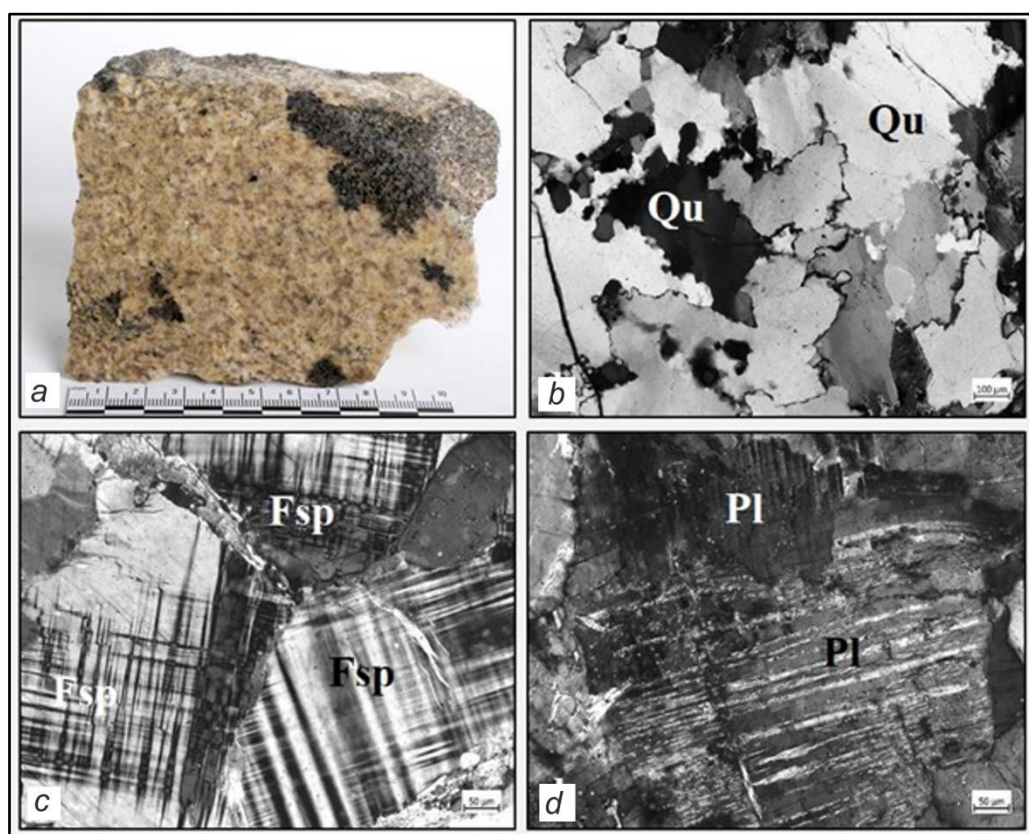


Рис. 5.22. Граніт біотит-двопольовошпатовий, пр. 10/23: а – загальний вигляд; b–d – мікрофотографії ділянок шліфа, поляризаційний мікроскоп, аналізатор введений; b – субзерна кварцю під час деформації з утворенням зубчастого гранобластового агрегату; c – деформаційний розпад порфіробласту мікрокліну (Fsp) з утворенням секторіального трійника зростання; d – олігоклаз (Pl) із тонким полісинтетичним двійникуванням та деформаційними змінами

Гранат переповнений пойкилітами кварцу. Загалом зерна гранату характеризуються вичурними формами, підпорядкованими вмісним мінералам, що дає змогу віднести його до метаморфогенного. Зерна тріщинуваті, по них розвивається зелений біотит, що його заміщує.

Біотит має буре забарвлення, розвивається в між- та внутрішньозернових тріщинках. Зерна деформовані, розщеплені за спайністю на кінцівках пластинок – рекристалізовані. Наявні плеохроїчні дворики; подекуди заміщується мусковітом.

Циркон. У шліфі спостерігали зерна мінералу розміром 0,05; 0,02; 0,01 мм у плагіоклазі, 0,02–0,03 мм – кварці, 0,02–0,03 мм – мікрокліні. Такі самі дрібні кристали наявні в протолочці, але за підрахунком уміст циркону не перевищує 10 г/т.

У петрографічних шліфах у зернах плагіоклазу наявний монацит розміром 0,02–0,01 мм; у мікрокліні – розміром близько 0,05 мм; кварці – 0,02 мм. У протолочці кристали монациту світло-жовті до жовтих, переважно дископодібні, зрідка трапляються пампушкоподібні кристали із заокругленими контурами та переважно шагреневою поверхнею. Кристали на окремих ділянках їхньої поверхні озалізовані (Степанюк та ін., 2026).

Граніт сірий біотит-двопольовошпатовий порфіроподібний, проба 11/23 (рис. 5.23). Структура породи різнозерниста, порфіроподібна, ділянками тектонобластова, катакластична. Текстура орієнтована внаслідок субпаралельного розміщення таблитчастих зерен мікрокліну, лінзоподібно сплюснених зерен кварцу, а також зсувних просічок бластомілонітового виповнення. У цих просічках розпізнають рекристалізовані та новоутворені кварц, мірмекіти, біотит, мусковіт (або серицит).

Мінеральний склад, %: мікроклін – 40, плагіоклаз – 30, кварц – 20, біотит – 5–7. Вторинні мінерали – мусковіт, альбіт, хлорит; акцесорні – апатит, монацит, гранат, рутил.

Мікроклін наявний у двох генераціях. Мікроклін порфіроподібних вкраплеників є більш високотемпературним невпорядкованим. Йому властиві прості карлсбадські двійники, по яких плямисто розвивається мікроклінова ґратка. Наявні веретеноподібні пертити. По зонах дислокацій спостерігають продукти рекристалізації та мірмекітизації. Більш пізній мікроклін формує окремі ксеноморфні зерна з вираженою мікрокліною двійниковою ґраткою. Окремі порфіробласти містять реліктові зерна плагіоклазу (рис. 5.23 с).

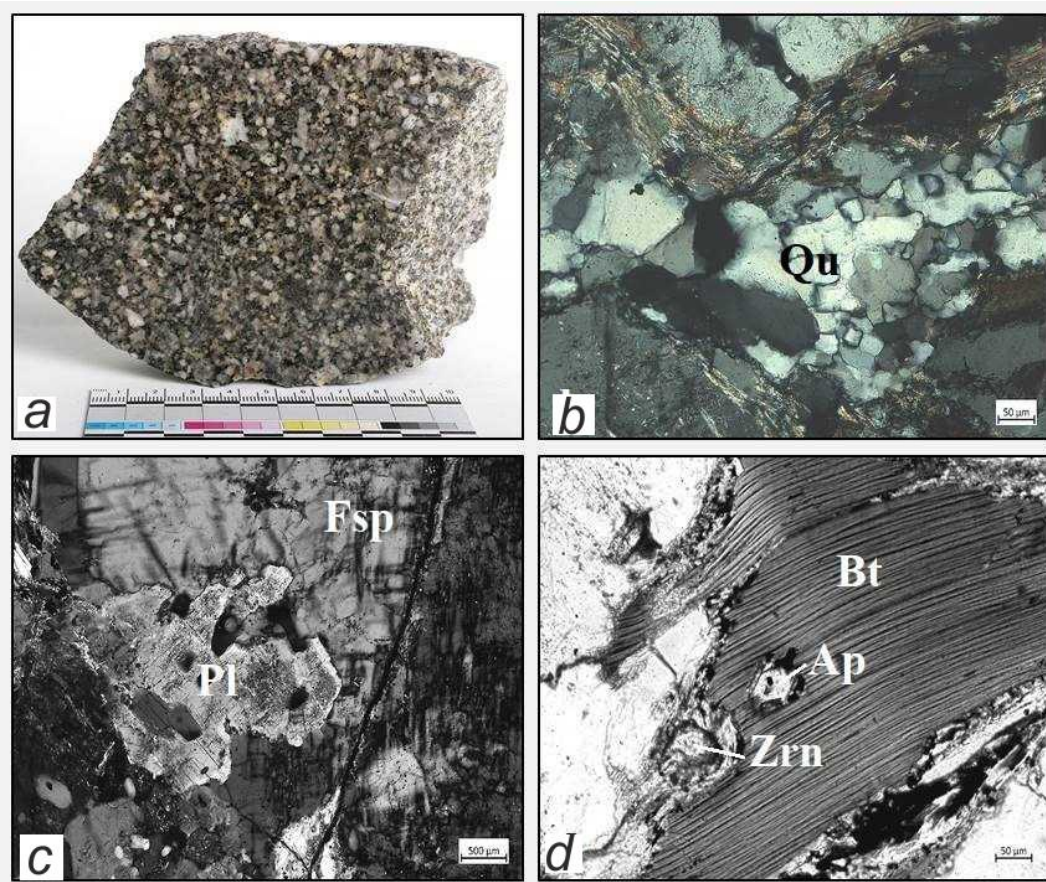


Рис. 5.23. Граніт біотит-двопольовошпатовий порфіроподібний, пр. 11/23: а – загальний вигляд; b–d – мікрофотографії ділянок шліфа, b – тектонічна просічка з гранобластовим агрегатом деформованого кварцу; с – реліктове зерно антипертитового плагіоклазу (Pl) в деформованому мікрокліновому (Fsp) порфіробласті; d – розщеплене та деформоване зерно біотиту (Bt), що по краях обростає рудним та слюдистим мікроагрегатом, має включення циркону (Zrn) та апатиту (Ap).

Плагіоклаз також представлений двома генераціями: з полісинтетичним двійникуванням та без нього. Зерна слабо пелітизовані та серицитизовані.

Кварц катаклазований і розлінзований. Суттєво тріщинуватий з елементами розпаду на субзерна з утворенням гранобластових агрегатів (рис. 5.23, b). Більшість зерен має хвилясте згасання.

Біотит наявний у породі у вигляді пластинчастих агрегатів, виповнює тріщини сколювання. Характерна деформація з розщепленням і розклинюванням великих пакетів. Спостерігають обростання великих кристалів біотиту рекристалізованим агрегатом біотиту та мусковіту посттектонічного походження. В таких облямівках помічено мікрозернисті скупчення та "інкрустація" дрібними зернами непрозорого рудного мінералу (рис. 5.23, d).

Гранат та апатит наявні у вигляді ізометричних зерен, зазвичай локалізовані в бластомілонітовій міжзерновій масі.

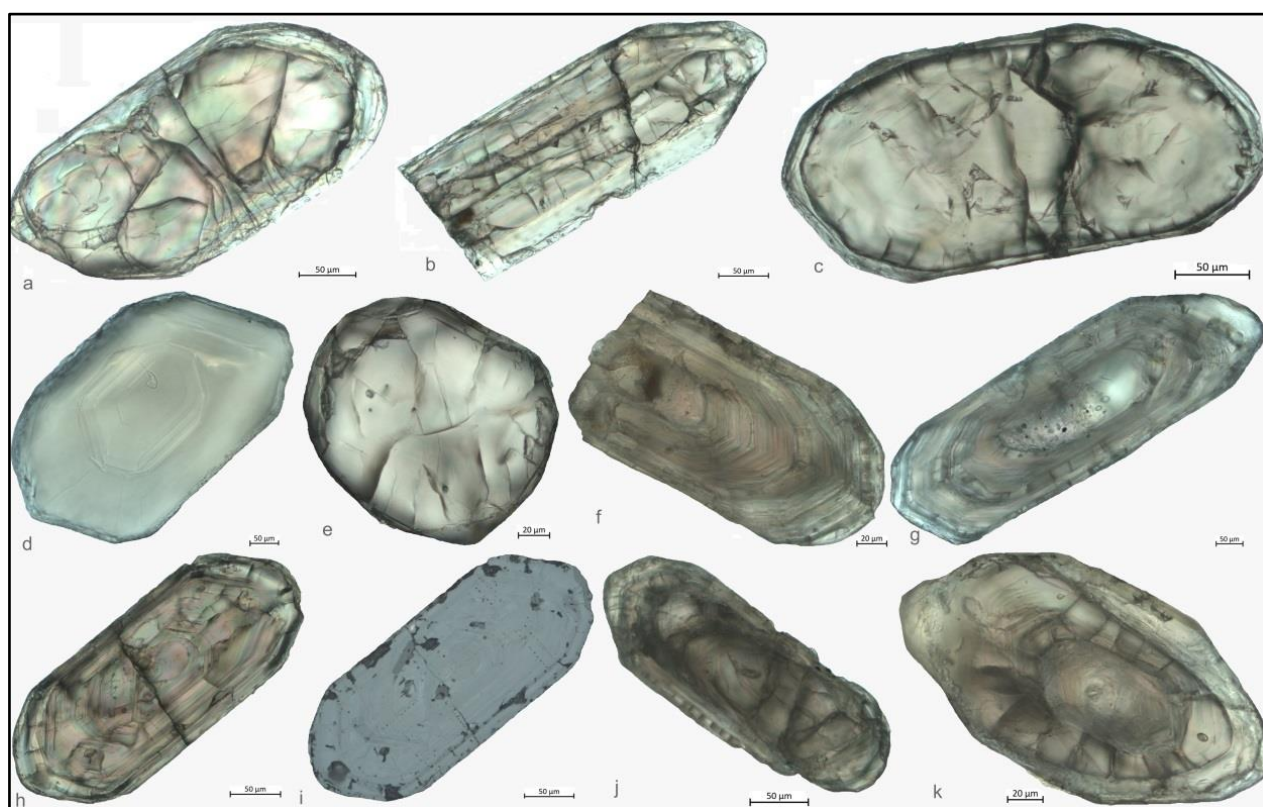


Рис. 5.24. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із порфіроподібного граніту, проба 11/23, Бобринецький кар'єр. Оптичний мікроскоп Carl Zeiss Axio Imager 2 for materials, без аналізатора на просвіт (a-h, j). Кристал (i), той же кристал, що (h) у відбитому світлі

Циркон у шліфі виявлено в біотиті (рис. 5.24, d). У протолочці наявна широка гама кристалів циркону. За кольором – від коричневих, світло-коричневих (близько 5 %) до жовтувато-бурих емалеподібних (близько 90 %) і незначної кількості найдрібніших – білих (молочно-білих). За видовженням – від ізометричних і короткопризматичних ($K_{\text{вид}} 1-1,5$) до голкоподібних ($K_{\text{вид}} > 5$). Перші (менше 10 %) переважно більші 0,05 мм, зазвичай світло-коричневі і коричневі. Другі, як правило, дрібніші 0,05 мм. У цілому кристали циркону дрібні, близько 95 % сконцентровано у фракції $-0,05$ мм. Кристалам, особливо з невеликим видовженням, характерні заокруглені контури, але навіть у голкоподібних ребра та голівки заокруглені (Степанюк та ін., 2026).

У полірованих зрізах видно складну будову деяких кристалів циркону, в середині яких наявні ядра реліктового циркону, на які нарастають зазвичай тонкі оболонки циркону, синпетрогенного граніту (рис. 5.24, а–с, е, і). Зрідка трапляються складні ядра. Синпетрогенний граніту циркон тонкозональний (рис. 5.24, d, f, h, i), але найчастіше утворює оболонки на ядрах реліктового (рис. 5.24, а–с, е, g, j, k). Наявність різнорідних ядер у середині кристалів циркону є свідченням того, що граніт сформувався за рахунок плавлення корового джерела (порід інгуло-інгулецької серії).

5.2. Геохімічні особливості гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Геохімічні особливості гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву є важливим критерієм для встановлення їх петрогенезису, джерела материнського розплаву та умов формування. Дослідження закономірностей розподілу головних і другорядних петрогенних компонентів, а також рідкісних, розсіяних і рідкісноземельних елементів дає змогу оцінити ступінь диференціації гранітного розплаву, характер процесів його кристалізаційної еволюції та можливий внесок мантийного або корового матеріалу.

У цьому розділі розглянуто хімічний склад гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву на основі результатів петрохімічного та геохімічного аналізу. Особливу увагу приділено вмістам основних петрогенних оксидів, закономірностям варіації елементів-індикаторів петрохімічної диференціації, розподілу рідкісноземельних елементів. Комплексне використання геохімічних характеристик у поєднанні з петрографічними, мінералогічними, ізотопно-геохронологічними та термометричними даними дозволяє перейти від формальної класифікації гранітів до реконструкції умов їх утворення та подальшої еволюції магматичної системи.

Спайдерграми та деякі інші діаграми побудовано за допомогою макросу *Excel PetroGram* (Gündüz, M., Asan, K, 2021) та в програмі *GCDkit* (GeoChemical Data toolkit) – створена спеціально для петрологів і геохіміків (Erban et al. 2003) для обробки, перерахунку та візуалізації геохімічних даних валового складу магматичних і метаморфічних порід.

Класифікаційна діаграмою TAS (Total Alkali vs. Silica) у модифікації (Middlemost 1994) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву використовується для хімічної класифікації магматичних порід за співвідношенням загальної лужності $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ та кремнекислотності SiO_2 (Рис 5.2.1). Петрохімічна інтерпретація розподілу точок, показує що група фігуративних точок компактно розташована у полі гранітів (Granite). Вміст

кремнезему SiO_2 становить 70–74%, що відповідає кислим породам. Сума лугів $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ варіює переважно в межах 7,5–9,5%. Хімічний склад порід повністю підтверджує їхню класифікаційну належність до нормальних та помірно-лужних гранітів.

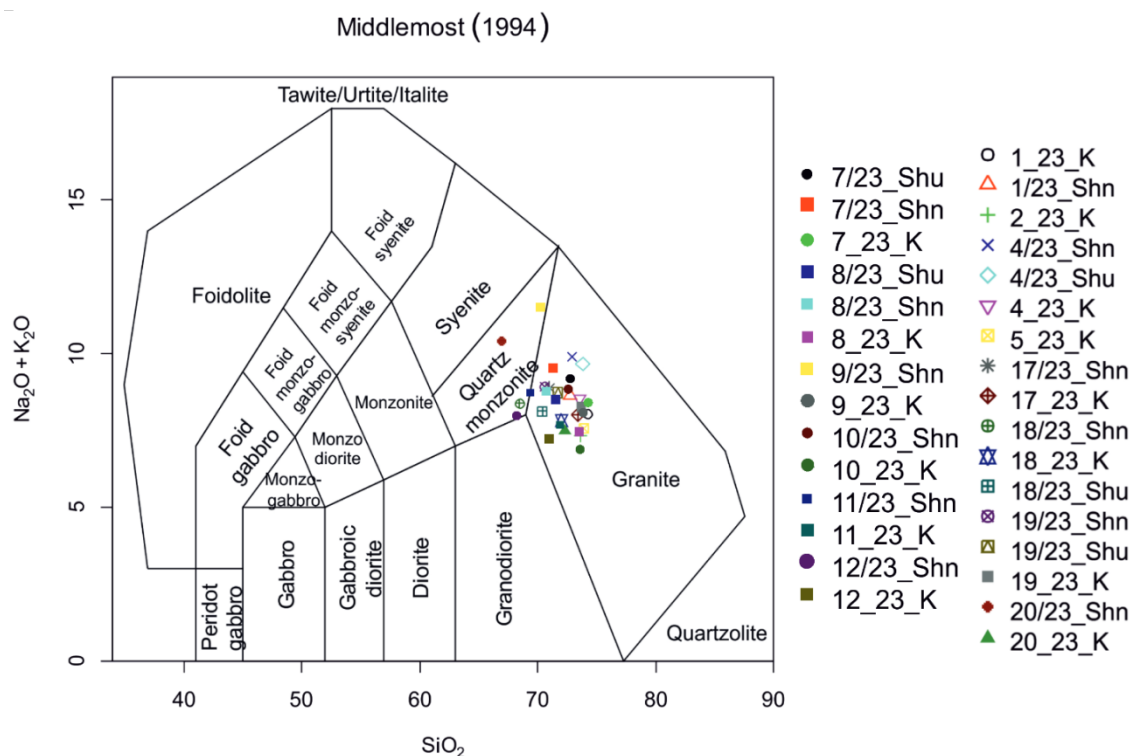


Рис 5.2.1. Класифікаційна діаграма TAS (Total Alkali vs. Silica) у модифікації (Middlemost, 1994) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Підписи до рисунку: 1/23 – граніт світло-сірий, з гранатом, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 2/23 – граніт світло-сірий, ділянками збагач. Вт, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр; 10/23 – граніт рівномірнотзернистий, Бобринецький закинутий кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід; 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотзернистий Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнотзернистий з гранатом Соколівський кар'єр. Номери точок аналізів проб відповідають додатку В.

Граніти Кропивницького масиву (та загалом Інгульського комплексу) відомі своїм висококалієвим характером складу та поширенням порфіроподібних різновидів. Діаграма (Pecserillo & Taylor, 1976) підтверджує переважання High-K calc-alkaline Series (висококалієва вапняково-лужна серія)

Переважна більшість точок (понад 80%) скупчена в інтервалі вмісту SiO_2 від 67% до 74%, що відповідає помірно-кислим та кислим породам (рис. 5.2.2).

За вмістом калію (K_2O в межах 4.5% – 6.0%) вони чітко лягають у поле High-K calc-alkaline Series. Це типова ознака гранітів, сформованих за рахунок плавлення континентальної кори (S-тип або висококалієвий І-тип) в умовах колізії, що повністю узгоджується спайдер-діаграмами та графіками за Pearce et al., (1984).

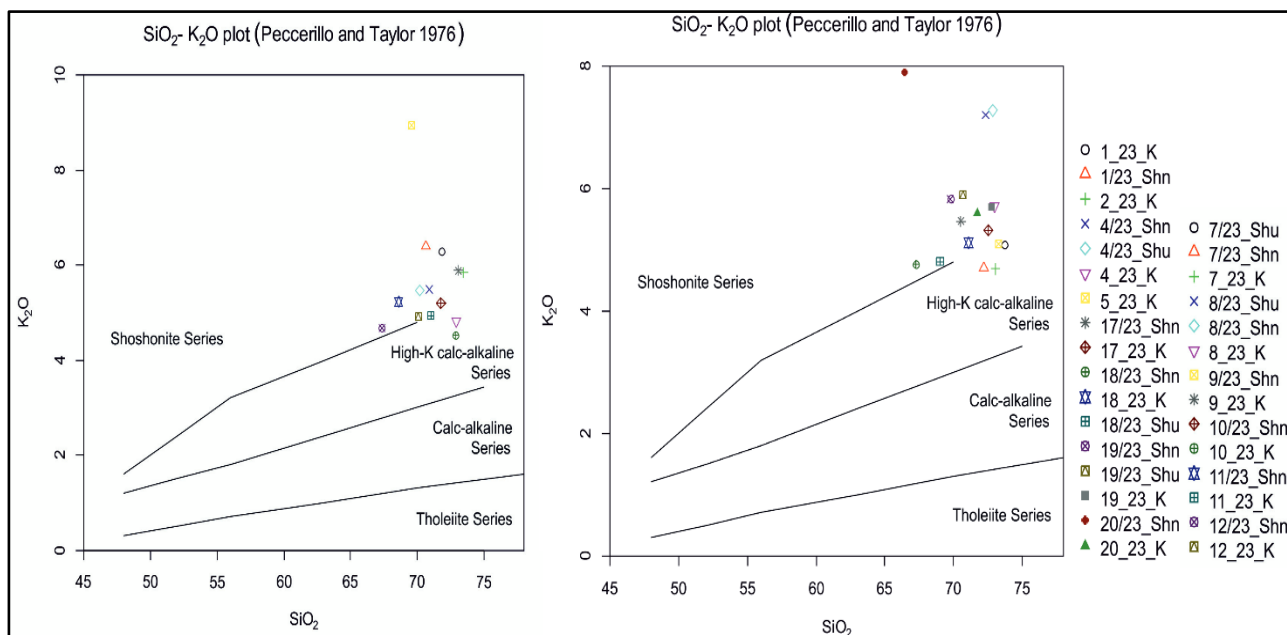


Рис. 5.2.2 Діаграма $SiO_2 - K_2O$ plot для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (Peccerillo and Taylor, 1976)

Підписи до рисунку: 1/23 – граніт світло-сірий, з гранатом, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 2/23 – граніт світло-сірий, ділянками збагач. Bt, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23 – граніт лейкоократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр; 10/23 – граніт рівномірнотзернистий, Бобринецький закинутий кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід; 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотзернистий Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнотзернистий з гранатом Соколівський кар'єр.

Аномальні точки на графіку (жовтий квадрат зверху проба 5/23 із Суботцівського кар'єру K_2O - 9%) демонструють високий вміст калію, виходячи далеко в поле шощонітової серії. Це може свідчить про процеси калієвого метасоматозу (інтенсивна мікроклінізація, формування великих порфіробластів калієвого польового шпату).

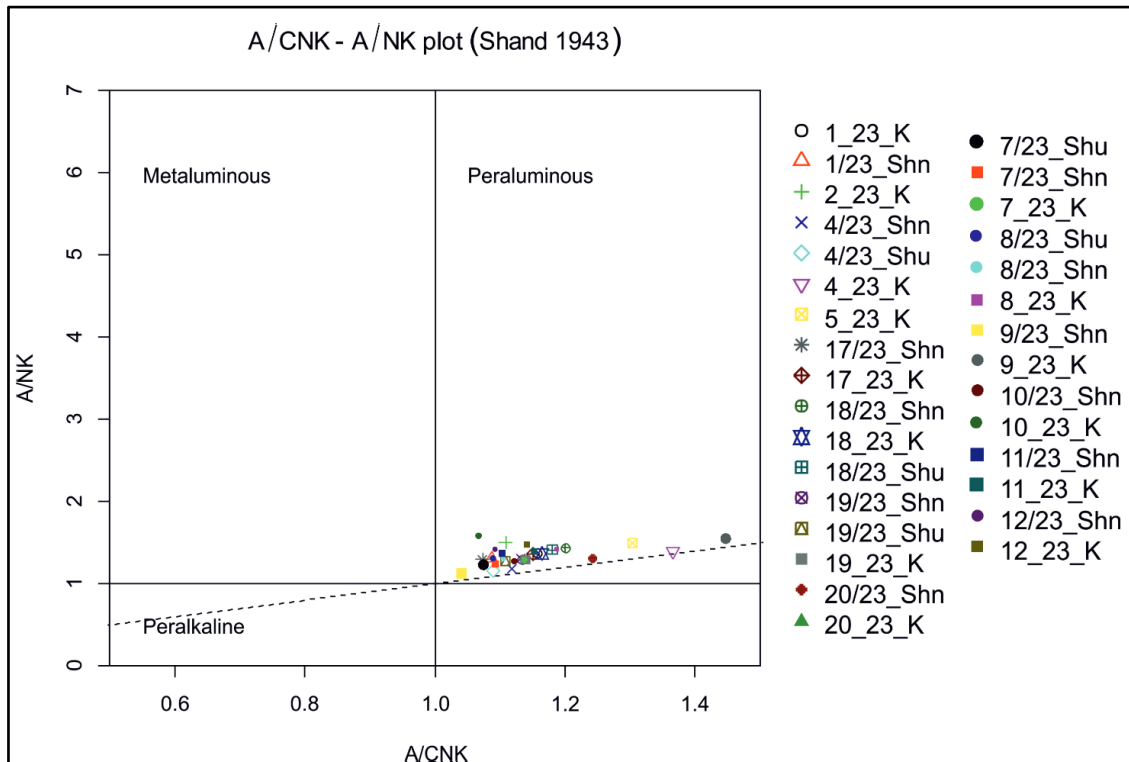


Рис. 5.2.3 Діаграма глиноземистості (Shand, 1943) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

CNK – A/NK (Shand, 1943), яка використовується для петрохімічної класифікації гранітоїдів за ступенем насиченості алюмінієм (глиноземистості). Координати діаграми розраховуються за молярними кількостями оксидів: A/CNK (індекс глиноземистості або ASI): $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ A/NK: $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Як видно із діаграми (рис. 5.2.3) переважає поле Peraluminous (помірно та високоглиноземисті породи). Фігуративні точки масиву лежать праворуч від лінії A/CNK = 1.0. Основна група точок зосереджена в інтервалі A/CNK від 1.03 до 1.20. Це є петрохімічним підтвердженням того, що граніти Кропивницького масиву належать до S-типу (sedimentary) або є високоглиноземистими гранітами I-типу (igneous). Такий склад характерний для порід, що утворилися шляхом плавлення (анатексису) метаосадових або багатих на глинисті мінерали метаморфічних порід континентальної кори. Оскільки алюмінію у розплаві більше, ніж потрібно

формування польових шпатів ($A/CNK > 1$), у цих породах присутні надлишкові глиноземисті мінерали (гранат альмандин, кордієрит або мусковіт).

Графік (рис. 5.2.4) є мультиелементною спайдер-діаграмою (spider plot) розподілу мікроелементів, нормованою до значень примітивної мантиї (Primitive mantle) за класичною моделлю (McDonough and Sun, 1995). Цей графік дозволяє оцінити джерело походження порід, процеси еволюції (диференціації) та геодинамічну обстановку формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Елементи Cs, Rb, Th, U та LREE (La, Ce) мають високі значення та перевищують мантийний, це може вказувати на континентально-корове походження, що знов таки підтверджує ультраметаморфічний генезис за рахунок плавлення (анатексису) порід інгуло-інгулецької серії. Негативна Nb-Ta аномалія (глибокий прогин) є класичним геохімічним індикатором субдукційних або колізійних процесів (рис. 5.2.4). Відображає особливість континентальної кори, яка збіднена на ніобій та тантал. Глибокий мінімум титану (Ti) вказує на фракціонування або залишковість рутилу, ільменіту чи титаніту під час плавлення.

Негативні аномалії Ba, Sr та Eu чітко фіксують процеси фракційної кристалізації або залишковість мінералів у джерелі плавлення (Sun and McDonough, 1995). Для гранітних систем негативна Eu-аномалія разом зі зниженням Sr є показовою ознакою фракціонування плагіоклазу, оскільки за відповідних умов європій може перебувати у формі Eu^{2+} і активно входити до структури плагіоклазу, заміщуючи Ca. Тому при вилученні плагіоклазу з розплаву Eu концентрується у кристалах, а залишковий розплав стає відносно збідненим на Eu. (Winter, 2014).

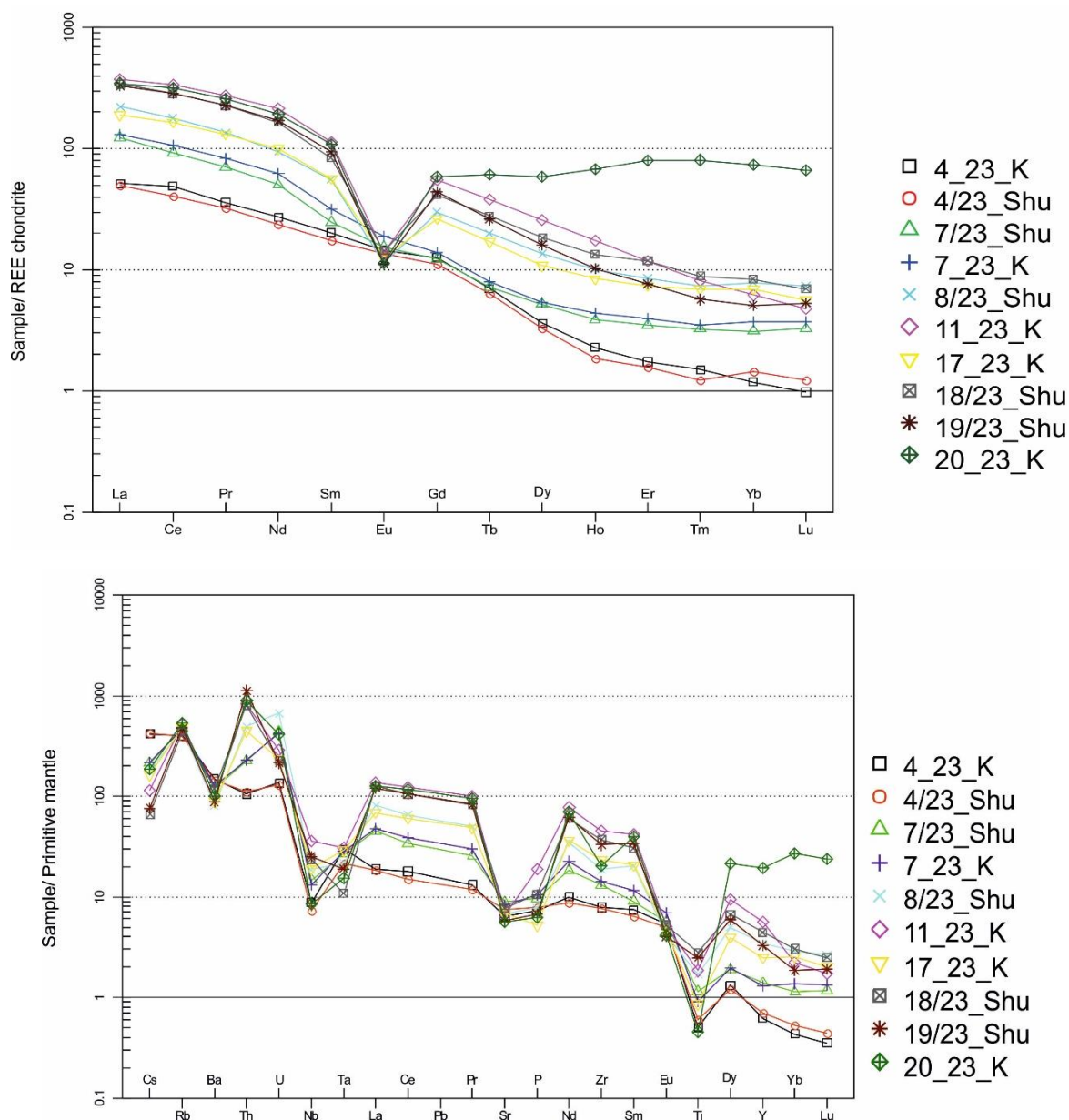


Рис. 5.2.4 Спайдер діаграми (Sun and McDonough, 1995) розподілу рідкісних рідкісноземельних елементів нормалізованих на хондрит та нормалізовані до примітивної мантії у гранітах Кропивницько-Бобринецького масиву.

Підписи до рисунку: 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнозернистий Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнозернистий з гранатом Соколівський кар'єр.

Нормувати геохімічні дані гранітоїдів на Верхню континентальну кору (Upper Continental Crust – UCC) за моделлю (Taylor and McLennan 1995)

методично вірно для обґрунтування їхнього корового походження (див. Додаток В).

Оскільки лінії більшості проб на графіку коливаються навколо одиниці (див. Додаток В) на вертикальній осі, це є прямим і незаперечним доказом суто корового (анатектичного) джерела магми. Поведінка Nb, Ta, La, Ce, Zr, Sm елементи майже ідеально повторюють геохімічний рівень верхньої континентальної кори. Це означає, що співвідношення між некогерентними високозарядними (HFSE) та рідкісноземельними (LREE) елементами повністю успадковано від палеопротерозойського субстрату (метаосадових чи метавулканічних порід інгуло-інгулецької серії). Позитивна аномалія Th та U свідчить про накопичення радіоактивних елементів у ході еволюції розплаву. Це ознака високої геохімічної зрілості (диференційованості) гранітів або значної ролі флюїдного фактора на пізніх етапах кристалізації.

Глибокі негативні аномалії Ba, Sr та Ti : Оскільки в самій корі (UCC) цих елементів досить багато, негативні аномалії відносно UCC вказують на інтенсивну фракційну кристалізацію.

На дискримінаційних діаграмах Дж. Уейлена (Whalen et al., 1987) фігуративні точки гранітоїдів Кропивницького масиву частково виходять за межі стандартного поля I-, S- та M-типів гранітів, зміщуючись в область анорогенного A-типу . Така специфіка розподілу не свідчить про зміну тектонічного режиму на внутрішньоплитний, а є прямим наслідком глибокої кристалізаційної диференціації S-магми. Масштабне фракціонування плагіоклазу зумовило винесення CaO та Al, що призвело до закономірного зростання індексів Ga/Al, (Na₂O+K₂O)/CaO та накопичення високозарядних елементів (Zr, Nb, Y, Ce) у залишкових розплавах, симулюючи геохімічні риси A-гранітів (Рис 5.2.5.).

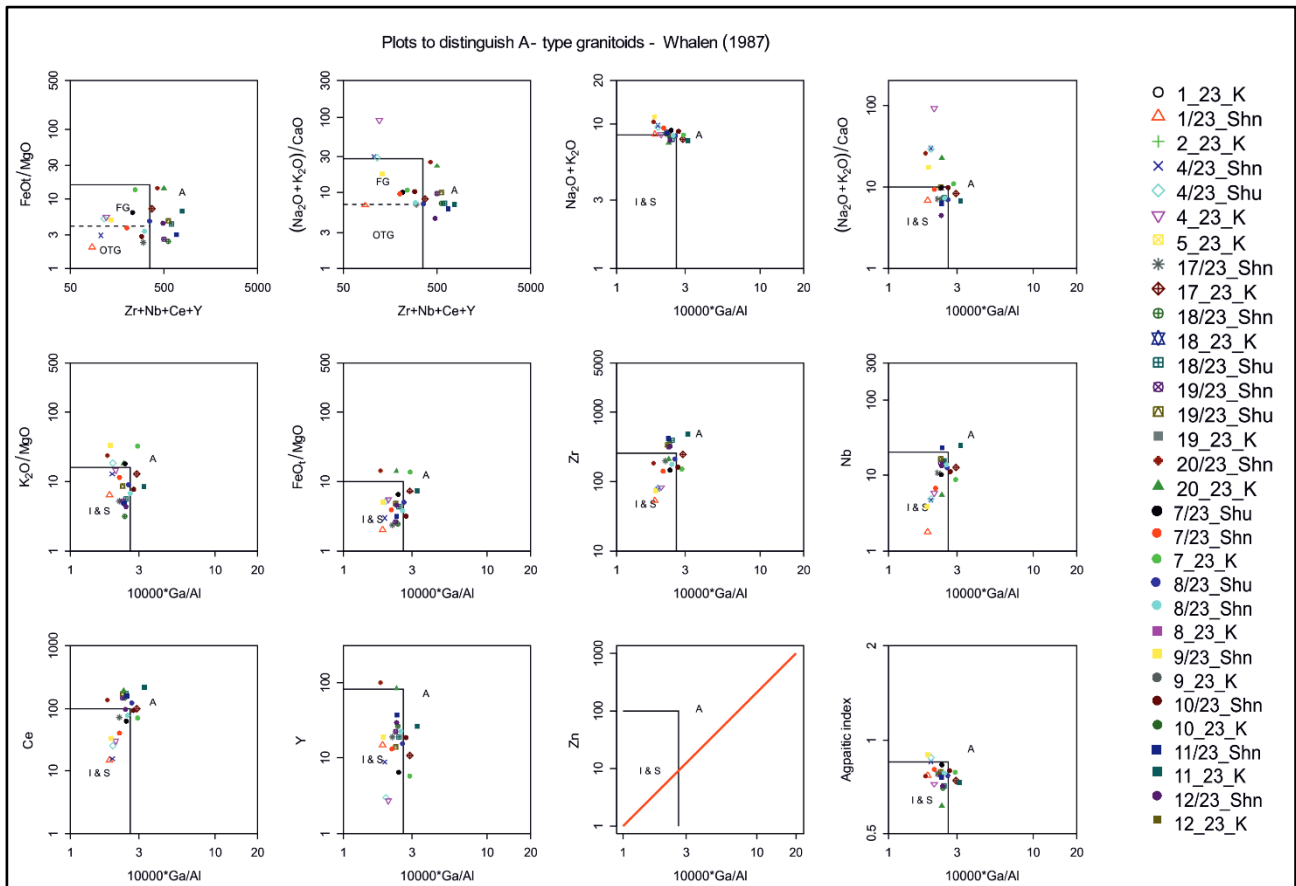


Рис 5.2.5. Діаграми типізації за Whalen (1987) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Підписи до рисунку: 1/23 – граніт світло-сірий, з гранатом, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 2/23 – граніт світло-сірий, ділянками збагач. Вт, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр; 10/23 – граніт рівномірнозернистий, Бобринецький закинутий кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід; 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнозернистий Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнозернистий з гранатом Соколівський кар'єр.

Попадання гранітів S-типу в класифікаційні поля A-типу (анорогенних) на діаграмах Уейлена (Whalen et al., 1987) - це класична геохімічна проблема, природу якої описали самі ж автори методики. Головна причина цього явища полягає в тому, що граніти масиву є глибоко диференційованими.

Геохімічні причини зсуву точок в область A-типу можуть пояснюватися багатьма факторами. Наприклад, зростання відношення Ga/Al (головна вісь X) У процесі глибокої фракційної кристалізації магми масово відсаджується плагіоклаз (бачили це за глибокими негативними аномаліями Sr та Eu). Галій

має вищий коефіцієнт розподілу в плагіоклазі, ніж алюміній Al. Тому фракціонування плагіоклазу вилучає алюміній, що веде до штучного зростання відношення $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ у залишковому розплаві, зміщуючи точки праворуч – в область A-гранітів. Ефект накопичення HFSE та REE (вертикальні осі Zr, Nb, Ce, Y) Ніобій Nb, ітрій Y, цирконій Zr та лантаніди Ce є несумісними елементами (Whalen et al., 1987). У залишкових, найбільш кислих та пегматоїдних порціях розплаву їхня концентрація зростає. Високий вміст цих елементів піднімає фігуративні точки вгору по вертикальних осях діаграм, імітуючи геохімічний профіль лужних внутрішньоплитних магм. Різке зменшення вмісту кальцію CaO та магнію MgO На діаграмах типу FeOt/MgO та $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ точки виходять в область A-типу через те, що в процесі еволюції S-магми залізо фракціонує повільніше, ніж магній, а луги Na, K накопичуються порівняно з кальцієм, який іде в плагіоклаз.

Аналізуючи потрібну діаграму визначення джерела магми (Source diagram) за методикою Laurent et al. (2014), яка використовується для ідентифікації природи вихідного субстрату, який переплавлявся для утворення гранітоїдів, помічається домінування поля Meta-sediments тобто метаосадові породи (рис. 5.2.6). Всі фігуративні точки зразків компактно локалізуються в даному полі. Вони чітко відокремлені від полів тоналітів та мафічних (базитових) джерел. Це є прямим підтвердженням осадового протоліту для гранітів Кропивниць-Бобринецького масиву. Породи утворилися внаслідок анатексису (плавлення) порід інгуло-інгулецької серії.

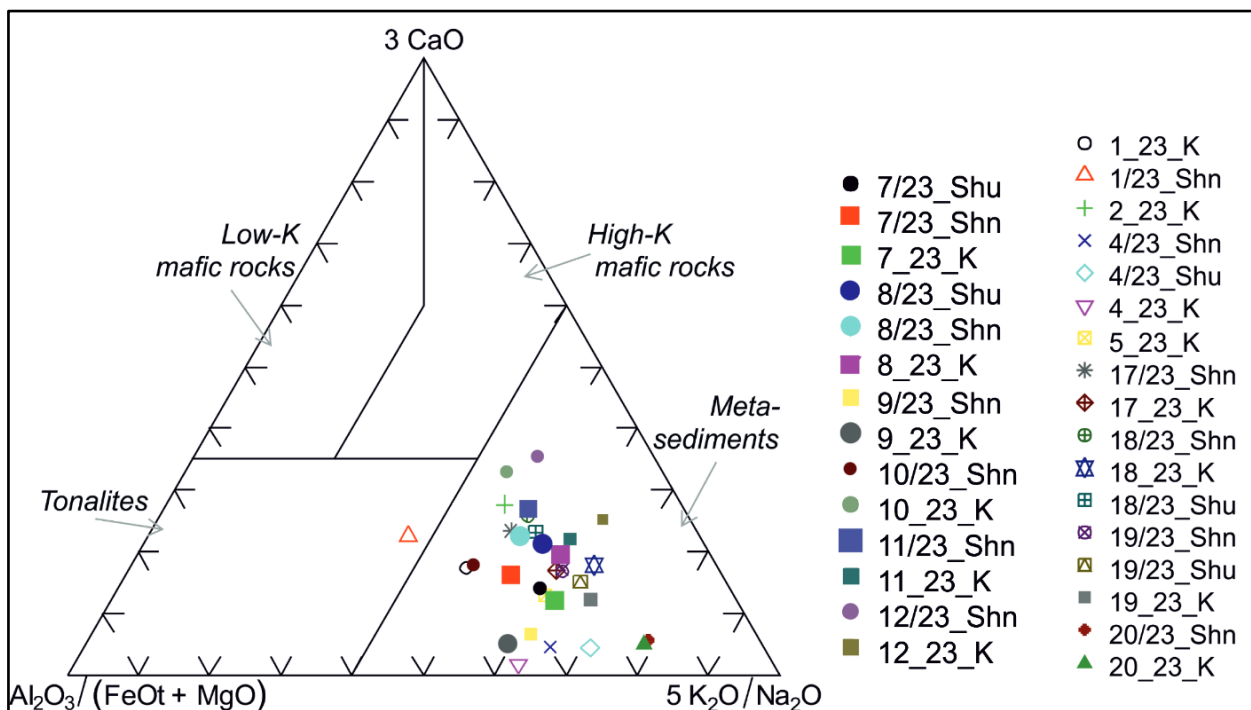


Рис. 5.2.6 Потрійна діаграма визначення джерела магми (Source diagram) за (Laurent et al. 2014) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Підписи до рисунку: 1/23 – граніт світло-сірий, з гранатом, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 2/23 – граніт світло-сірий, ділянками збагач. Bt, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр; 10/23 – граніт рівномірнотзернистий, Бобринецький закинутий кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід; 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотзернистий Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнотзернистий з гранатом Соколівський кар'єр.

На тектонічній дискримінаційній діаграмі для гранітоїдів за (Pearce et al., 1984) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (рис 5.2.7) фіксується геохімічна направленість на колізійні обстановки (syn-COLG). Високі вмісти Rb у поєднанні з низькими концентраціями (Y, Yb, Nb, Ta) свідчать про формування більшості досліджених гранітоїдів масиву за умов анатексису та плавлення континентального корового субстрату під час колізійного процесу.

Проба 20/23 демонструє суттєве збагачення важкими рідкісноземельними елементами. Це теоретично може вказувати на іншу геодинамічну позицію (наприклад, перехід до пізньо- або постколізійного / анорогенного етапу, WPG), вищий ступінь диференціації магми або залучення мантийного/збагаченого

джерела. Однак, на думку автора це лише пов'язано із великою концентрацією гранату у даній пробі, та його геохімічною особливістю накопичувати важкі рідкоземельні елементи (рис. 5.2.7.).

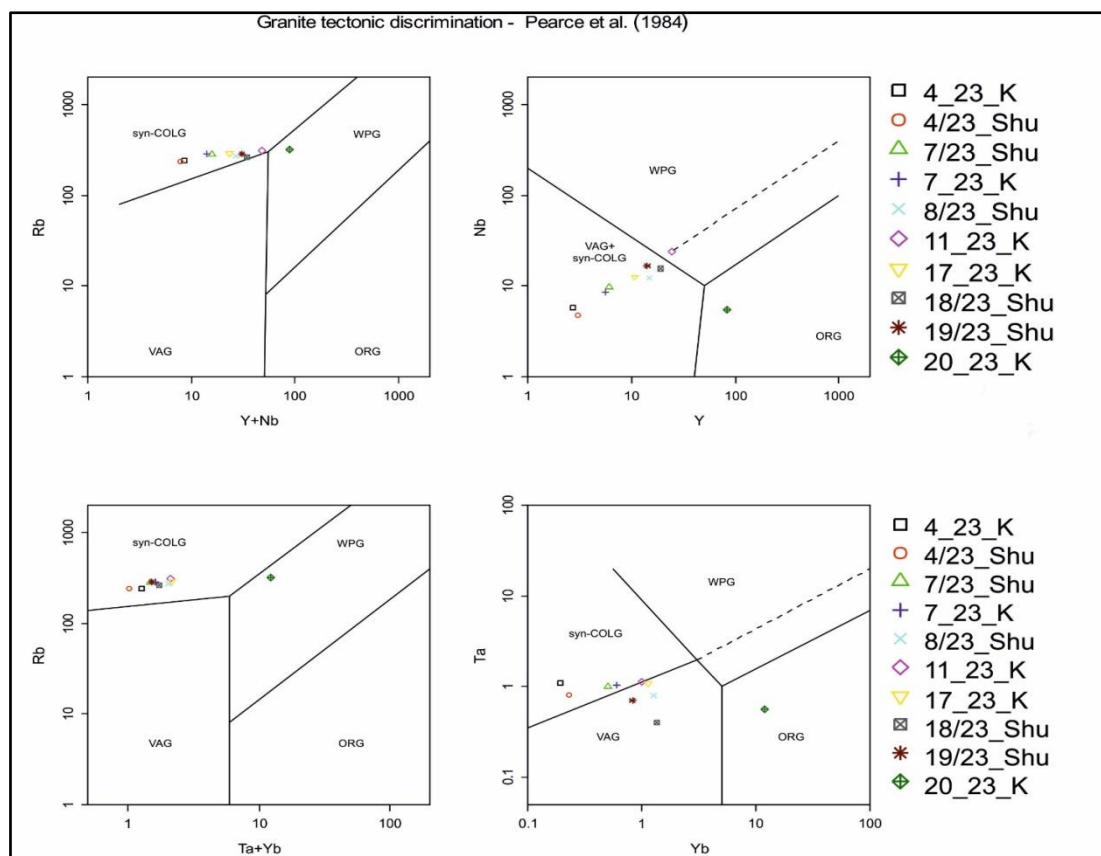


Рис. 5.2.7. Тектонічна дискримінаційна діаграма для гранітоїдів за (Pearce et al., 1984) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Підписи до рисунку: 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнозернистий Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнозернистий з гранатом Соколівський кар'єр.

Тектонічна дискримінаційна діаграма за (Frost and Frost, 2008) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (рис. 5.2.8). Верхня ліва діаграма: SiO_2 - залізистість $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$. Точки лежать на межі полів Ferroan (залізистих) та Magnesian (магнезіальних) із помітним трендом у бік залізистих для найбільш кислих різновидів $\text{SiO}_2 > 72\%$. Це є характерним для колізійних S-гранітів. На відміну від суто мантієвих дугових систем, колізійний анатексис

кори формує помірно-залізисті розплави, де залізистість зростає в міру фракціонування магнезіального біотиту (Frost and Frost, 2008).

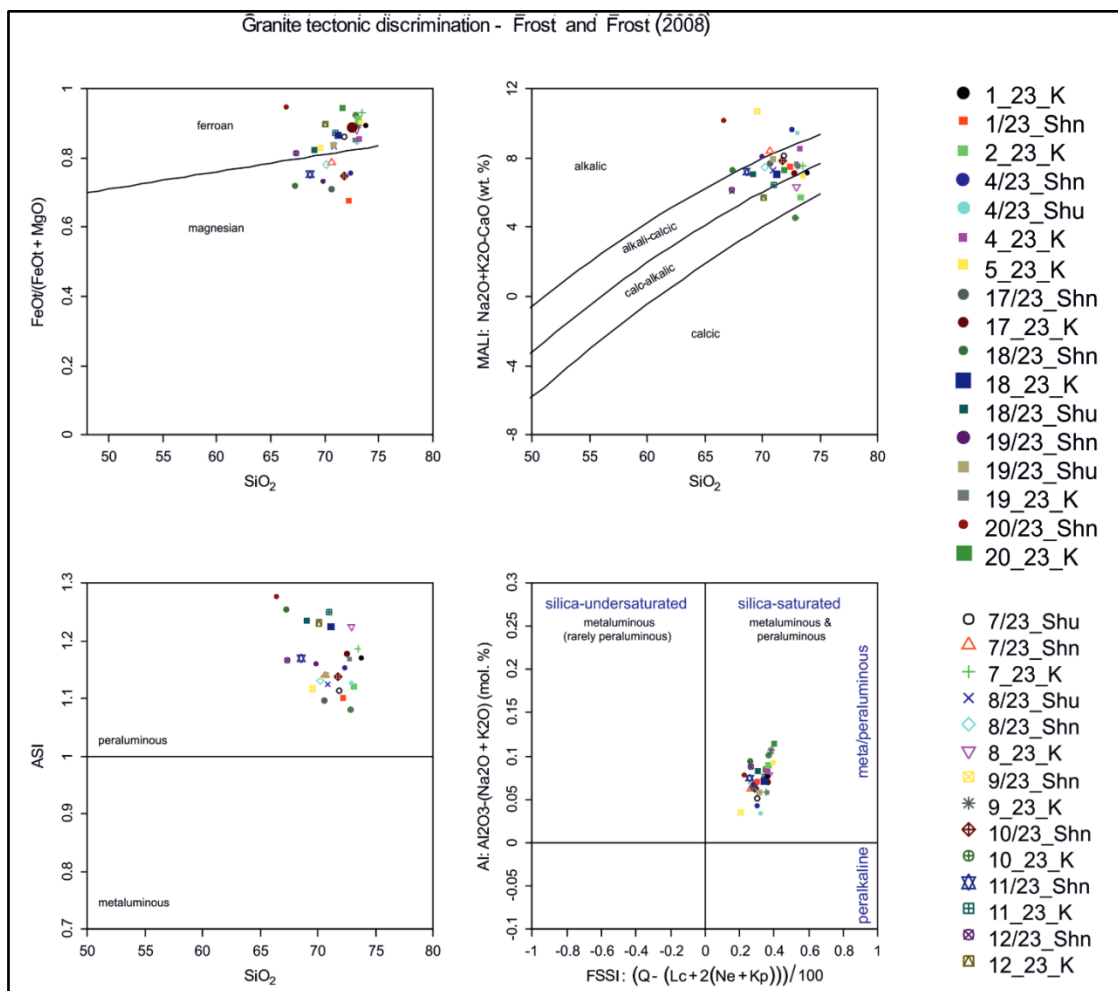


Рис. 5.2.8 Тектонічна дискримінаційна діаграма за (Frost and Frost, 2008) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Підписи до рисунку: 1/23 – граніт світло-сірий, з гранатом, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 2/23 – граніт світло-сірий, ділянками збагач. Вт, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр; 10/23 – граніт рівномірнотзернистий, Бобринецький закинутий кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід; 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотзернистий Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнотзернистий з гранатом Соколівський кар'єр.

Верхня права діаграма (рис 5.2.8.): SiO_2 – Лужно-вапняковий індекс MALI $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ Основна група точок компактно зосереджена – в полі Alkali-calcic (лужно-вапнякова серія), наближаючись до поля Calc-alkalic (вапняково-лужна) при найвищих вмістах кремнезему. Зсув у поле Alkali-calcic є маркером

орогенних колізійних порід. Це відображає високий вміст калію в розплаві порівняно з кальцієм. Позиція жовтого квадрата (проба 5/23) в полі Alkalіc може ілюструвати вторинний процес калишпатизації.

Нижня ліва діаграма: SiO_2 – Індекс глиноземистості ASI, всі лежать у полі Peraluminous (глиноземисті) із показниками $\text{ASI} = 1.05\text{-}1.25$. Це також доводить суто корове (метаосадове) джерело.

Нижня права діаграма (рис. 5.2.8.) FSSI – Індекс насиченості алюмінієм (молярні пропорції). Усі точки лежать у правому верхньому квадранті – поле Silica-saturated / Metaluminous & Peraluminous (насичені кремнеземом, мета- та пералюмінієві породи). Граніти Кропивницького масиву є чітко насиченими кремнеземом порід без ознак недонасичення (відсутні нормативні фельдшпатоїди). Позитивні значення по вертикальній осі підтверджують відсутність лужних амфіболів/піроксенів.

Діаграма для визначення геодинамічних обстановок (тектонічних режимів) за (Batchelor and Bowden 1985) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (рис. 5.2.8.). використовується для визначення геодинамічних обстановок (тектонічних режимів) формування гранітоїдів на основі пропорцій головних петрогенних елементів.

Основна група точок компактно зосереджена в нижній правій частині у полі Syn-collision (Син-колізійні граніти), частково межуючи з полями Late-orogenic (пізньоорогенні) та Post-orogenic (посторогенні). Це повністю підтверджує висновки, отримані за діаграмами Pearce (де породи лягли в поле syn-COLG). Низькі значення R_2 відображають бідність магми на кальцій і магній, що характерно для зрілих корових розплавів (Batchelor and Bowden 1985).

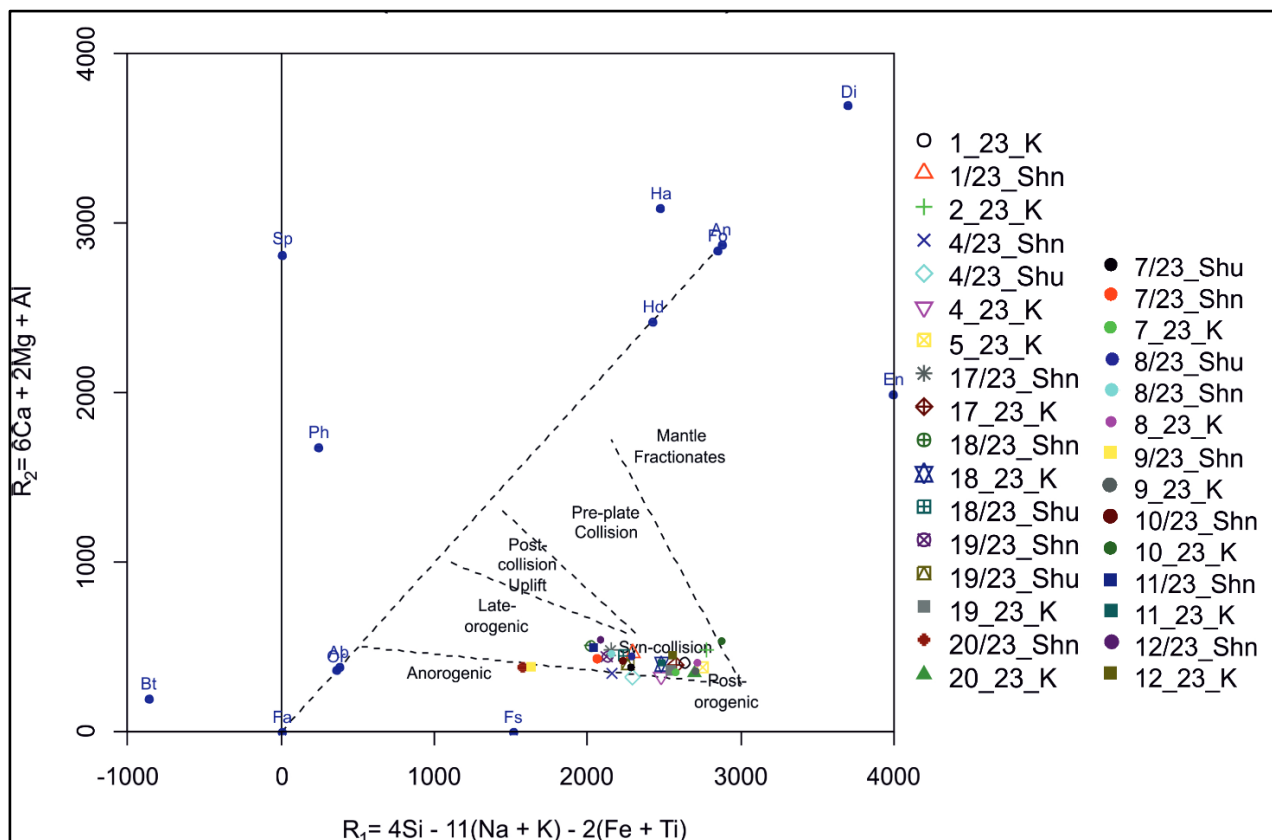


Рис. 5. 2. 9. Діаграма для визначення геодинамічних обстановок (тектонічних режимів) за Batchelor and Bowden (1985) для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Підписи до рисунку: 1/23 – граніт світло-сірий, з гранатом, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 2/23 – граніт світло-сірий, ділянками збагач. Bt, Закинутий кар'єр с. Цибулево; 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр; 10/23 – граніт рівномірнотзернистий, Бобринецький закинутий кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід; 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотзернистий Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнотзернистий з гранатом Соколівський кар'єр.

5.3. Висновки до розділу 5

На класифікаційній діаграмі $SiO_2 - K_2O$ (Peccherillo, Taylor, 1976) фігуративні точки складів гранітоїдів Кропивницько-Бобринецького масиву компактно локалізуються в полі висококалієвої вапняково-лужної серії (High-K calc-alkaline Series). Проби характеризуються високим вмістом ($SiO_2 = 67-74\%$)

та підвищеними вмістами калію ($K_2O = 4.5-6.0\%$), що вказує на їхнє формування внаслідок анатексису корового субстрату. Відокремлене положення окремих проб із надвисоким вмістом калію ($K_2O \approx 9\%$) фіксує локальний розвиток процесів калишпатизації (метасоматозу) на регресивній стадії формування масиву

Геохімічний профіль порід демонструє типовий спектр колізійних гранітоїдів корового походження (часто S-типу або висококалієвого I-типу). Склад сформувався через плавлення зрілої континентальної кори з подальшою глибокою кристалізаційною диференціацією магматичного розплаву.

За результатами петрографічних досліджень встановлено, що граніти Кропивницько-Бобринецького масиву представлені двома головними структурними відмінами – порфіроподібними (порфіробластовими) та рівномірнотекстуристими різновидами, пов'язаними між собою поступовими переходами і поширеними в межах усіх досліджених ділянок (Знам'янський, Соколівський, Живанівський та Бобринецький кар'єри). За мінеральним складом це переважно мікроклін-плагіоклаз-кварцові біотитові та гранат-біотитові граніти з незначною домішкою мусковіту (мікроклін 38–45%, кварц 31–37%, плагіоклаз 16–32%, біотит 1–3%); з жильною фацією пов'язані пегматоїдні відміни, що утворюють окремі лінзоподібні тіла та апофізи потужністю до 1 м. Постійними акцесорними мінералами в усіх різновидах є циркон, монацит та апатит. Структурно-текстурні особливості порід (тектонобластова, бластомілонітова структури, розвиток вторинних біотиту, мусковіту, серициту та цоїзиту вздовж зон дроблення) свідчать про накладені катакластичні й мілонітичні перетворення в умовах епідот-амфіболітової фації метаморфізму, інтенсивність яких помітно варіює від ділянки до ділянки, будучи найбільш виразною у гранітах Суботцівської ділянки. Вивчення морфології кристалів акцесорного циркону показало, що переважна більшість зерен містить реліктові ядра, оточені оболонками різного ступеня зональності, що вказує на успадкований, ультраметаморфічний характер гранітоутворення.

Отже, комплекс мінералого-петрографічних і геохімічних даних свідчить про те, що граніти Кропивницько-Бобринецького масиву є ультраметаморфічними (палінгенно-анатектичними) утвореннями S-типу, сформованими внаслідок колізійного анатексису порід інгуло-інгулецької серії. Виявлена подібність мінерального складу, структурно-текстурних особливостей та геохімічного профілю гранітів Кропивницької і Бобринецької ділянок є додатковим аргументом на користь їхньої належності до єдиного гранітоїдного масиву.

РОЗДІЛ 6

УМОВИ ФОРМУВАННЯ ГРАНІТІВ КРОПИВНИЦЬКО- БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ

6.1. Ізотопний склад стронцію акцесорного апатиту гранітів

Ізотопна еволюція стронцію в Землі почалася приблизно $4,5 \pm 0,1$ млрд років тому з початкового співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Землі, яке оцінюється приблизно у 0,699. Ця інформація отримана в результаті вивчення кам'яних метеоритів і зразків з Місяця. З початком формування континентальної кори, еволюція відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантиї відбувалася повільніше ніж в континентальній корі, так як мантия має значно нижче середнє відношення Rb/Sr , яке складає близько $0,027 \pm 0,011$ ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,078053$). В даний час стронцій в мантиї ізотопно гетерогенний в досить вузьких межах, які відповідають відношенню $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704 \pm 0,002$ (Faure and Mensing, 2005; Fryer, et al., 1992).

Первинне відношення ізотопів стронцію має важливе петрогенетичне значення щодо можливого джерела, з якого виплавлялись гранітоїди. Визначення початкового співвідношення ізотопів стронцію $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ – є ключовим індикатором для з'ясування петрогенезису та джерела речовини Кропивницьких гранітів.

Для визначення джерела материнського силікатного розплаву гранітів та встановлення їхньої генетичної спорідненості доцільно використовувати ізотопний склад стронцію в мінералах, що не містять рубідію, зокрема в акцесорному апатиті. Оскільки рубідій в апатиті практично відсутній, співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у цьому мінералі не зазнає змін унаслідок радіогенного утворення ^{87}Sr після його кристалізації. За умови відсутності посткристалізаційного надходження стронцію із зовнішнього середовища

ізотопний склад стронцію в апатиті зберігає інформацію про його склад у материнському силікатному розплаві на момент кристалізації.

Основна суть полягає в тому, що ізотоп ^{87}Sr утворюється внаслідок радіоактивного beta розпаду ^{87}Rb ($T_{1/2} = 48,8$ млрд років). Оскільки рубідій є типовим геохімічно сумісним із континентальною корою елементом, а стронцій накопичується в мантійних резервуарах, континентальна кора та мантія мають принципово різну еволюцію співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у часі. Низькі значення $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \leq 0,703-0,705$ притаманні ювенільному мантійному джерелу або океанічній/острівнодуговій корі. Високі значення $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \geq 0,708-0,715$ однозначно вказують на переплавлення (анатексис) давньої метаморфічної континентальної кори із високим співвідношенням Rb/Sr. (Rollinson and Pease, 2021; Frost B. R., & Frost C. D. 2014; Faure and Mensing, 2005; Pearce et al., 1984).

Для Інгульського мегаблока первинне співвідношення стронцію дозволяє встановити, чи утворилися граніти за рахунок корого анатексису порід Інгуло-Інгулецької серії, чи мало місце плавлення мантійного магматичного розплаву, який міг ініціювати плавлення кори. Такі дослідження проводилось в поодиноких випадках і у недостатній кількості для підтвердження розуміння природи походження Кропивницьких гранітів. (Кривдік та ін., 2011; Коновал, 2012).

Ізотопно-геохімічні дослідження, а саме визначення первинного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ виконано у відділі радіогеохронології Інституту геохімії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України за методикою (Довбуш та ін., 2008). Нами було проведено 10 визначень ізотопного складу стронцію у зернах і апатиту (табл. 6.1) із гранітів і ксенолітів гнейсів, розкритих Знам'янським кар'єром (проби 3/23, 4/23, 5/23) с. Суботці, Живанівським кар'єром (проби 7/23, 8/23, 9/23) с. Живанівка, Бобринецьким кар'єром (проби 10/23, 11/23) та Соколівським кар'єром (проби 17/23 та 19/23) м. Кропивницький (Висоцький та ін., 2025).

Таблиця 6.1. Результати визначення ізотопного складу стронцію в апатитах із гранітів Кропивницького масиву

Номер проби	Порода	Географічна прив'язка	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ	εSr
4/23	Граніт	Кар'єр в с. Суботці	0,72562	0,00012	332,1
5/23	Граніт пегматоїдний	Кар'єр в с. Суботці	0,71641	0,00004	200,9
7/23	Граніт лейкократовий	Живанівський к-р	0,71318	0,00004	154,9
8/23	Граніт меланократовий	Живанівський к-р	0,71700	0,00006	209,3
8/23*	Граніт меланократовий	Живанівський к-р	0,71426	0,00006	170,3
9/23	Граніт пегматоїдний	Живанівський к-р	0,70866	0,00006	90,6
10/23	Граніт рівномірнозернистий	Бобринецький к-р	0,85015	0,00010	2105,2
11/23	Граніт лейкократовий	Бобринецький к-р	0,74611	0,00006	623,8
17/23	Порфіроподібний	Кропивницький к-р	0,71723	0,00006	212,6
19/23	Граніт рівномірнозернистий	Кропивницький к-р	0,71879	0,00007	234,8

Примітка. εSr розраховано на вік 2030 млн років; * – наважки апатитів, що перед розчиненням були промиті в слабкому розчині соляної кислоти.

Ізотопний склад апатиту визначали в очищених наважках (Висоцький та ін., 2025). Оскільки в гранітів Живанівського кар'єра (пр. 8/23) частина кристалів апатиту була вкрита гідроксидами заліза, ми виконали повторний аналіз апатитів із цих порід, але перед розчиненням наважки апатиту промили слабким розчином соляної кислоти. Як видно із табл. 6.2. виміри ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у промитих наважках апатиту виявились меншими для , що, на нашу думку, зумовлено сорбцією гідроксидами заліза стронцію з дещо вищим ізотопним відношенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Враховуючи таку можливість, за первинне значення ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах треба брати відношення, отримані для промитих соляною кислотою наважок. (Висоцький та ін., 2025)

Слід зазначити, що в різних за складом гранітах, поширених у межах одного кар'єра, спостерігаються широкі варіації ізотопного складу стронцію ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в апатиті. Це може свідчити про те, що в процесі ультраметаморфізму або часткового переплавлення не відбулось повної гомогенізації силікатного розплаву ні на рівні ізотопного складу стронцію, ані навіть на рівні хімічного складу. Наприклад, у гранітах Бобринецького кар'єра відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

набуває аномально високих значень – 0,850 (проба 10/23) та 0,746 (11/23). Нижчі і менш варіативні значення цього відношення отримано для гранітів Соколівського кар'єра 0,717 (пр. 17/23) і 0,719 (пр. 19/23). Отже, з великою часткою ймовірності можна припустити, що граніти кропивницького комплексу сформувались по товщі контрастного складу, у розрізі якої переважали гнейси, кисліші за плагіогнейси, що як ксеноліти трапляються в цих гранітах (Степанюк та ін., 2024).

Досить цікава ситуація з варіацією величини відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах із гранітів Живанівського кар'єра: 0,713 (пр. 7/23) і 0,714 (8/23), оскільки в апатитах із пегматоїдного граніту, що складає січну розгалужену жилу, це відношення набагато менше 0,709 (пр. 9/23) (див. табл. 6.2). Це може вказувати на формування цього жильного граніту із іншого гранітного розплаву з нижчим ізотопним відношенням $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ніж основна маса гранітів, розкритих цим кар'єром.

Отримані дані цілком узгоджуються з даними щодо ізотопного складу стронцію та неодиму у валових пробах порід кропивницького комплексу (Шумлянський, 2022): величина Nd варіює від –2 до –5, а значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – від 0,70631 до 0,71037, вказуючи на негомогенність вихідного матеріалу для плавлення. Очевидно, що вихідний матеріал також мав неоднорідний ізотопний склад, і, ймовірно, вік. Хоча в чинній Хроностратиграфічній схемі інгуло-інгулецька серія віднесена до палеопротерозою, існують свідчення, що принаймні частина порід, віднесених до інгуло-інгулецької серії, має мезонеоархейський вік (Артеменко та ін., 2019; Белєвцев та ін., 1971; Пономаренко та ін., 2021; Щербак 1995; Щербаков, 2005). Про це ж свідчать і успадковані циркони віком приблизно 2,8 млрд років, виявлені в гранітах кропивницького комплексу (Шумлянський та ін., 2022).

6.2. Умови кристалізації гранітів за даними мінеральної геотермометрії

Температурні умови утворення порід та метаморфізму породних комплексів оцінюються за допомогою досить великої кількості геотермобарометричних методів (Blundy & Holland, 1990; Brey & Köhler 1990; Henry, 2002; Holland & J. Blundy, 1994; Schmidt & Poli 1998; Windley 1998) та багато інших. Більшість із них адаптовано в середовищі Microsoft Excel, або містяться в спеціальних програмних продуктах, як наприклад, PTmafic, PetroExplorer (Ariskin, 1999) та інші. Однак, одним із надійних для гранітоїдних порід Кропивницько-Бобринецького масиву став гранат-біотитовий термометр.

Постановка загально петрологічної мети дослідження впливає з геологічного типу об'єкту та ступеню його вивченості і базується на узагальненні всіх існуючих геологічних і мінералого-петрографічних даних.

У дисертаційній роботі основна увага геотермометричних досліджень була зосереджена на оцінці Т-параметрів формування мінеральних парагенезисів гранат-біотит (Grt-Bt). Окрім цього досліджувалась температура кристалізації біотиту за допомогою біотитового термометра. Оцінка температури утворення біотиту за вмістом титану проводилась із використанням двох геотермометрів: (Lühr et al., 1984) і (Henry, 2002). До розрахунків залучалися понад 40 мікрозондових аналізів біотитів із порід масиву (Додаток Б).

Геотермометр Ti-in-Zircon (Ferry & Watson; 2007) виявився не придатний для встановлення температури утворення, оскільки наявність великої кількості мікрровключень може спотворювати результати визначень. Наявність понад 1% заліза підтверджує наявність мікроі включень ільменіту, рутилу, біотиту та інших мінералів, що у свою чергу підтверджує метаміктний або гідротермально змінений стан циркону. Для розрахунку геотермометром Ti-in-Zircon вміст титану потрібно вимірювати методами з високою чутливістю та низькою

межею виявлення - LA-ICP-MS або SIMS (SHRIMP). Класичний електронно-зондовий мікроаналіз (EPMA) може давати занадто велику похибку.

Гранат-плагіоклазовий геотермометр (Garnet–Plagioclase geothermometer) є також значно менш надійним і рідше використовується для оцінки температур, ніж гранат-біотитовий або гранат-амфіболовий. Рівновага між гранатом і плагіоклазом регулюється переважно ізовалентним або гетеровалентним обміном Ca та Na/K та Fe–Mg (Ghent, 1976; Holdaway, 2001). Зміна вмісту Ca у цій системі набагато сильніше залежить від тиску, ніж від температури. Тому пара гранат + плагіоклаз є більше геобарометром при наявності відповідних асоціацій мінералу (наприклад гранат–плагіоклаз–силіманіт–кварц). Із недоліків цього геотермобарометра є те, що невелика похибка у визначенні флюїдного або літостатичного тиску всього в 1-2 кбар спричиняє викривлення розрахованої температури на понад 200 С. Також дифузія Ca у гранаті та Al-Si у плагіоклазі під час метаморфізму/кристалізації відбувається досить повільно, при умові якщо мінерали не перебували у прямому рівноважному контакті, обчислені значення будуть також не коректними.

Біотитовий термометр (Т С, Ti in Bi) за (Luhr et al., 1984) і (Henry, 2002). Аналіз хімічного складу біотиту дозволяє розрахувати деякі важливі геохімічні та петрогенетичні параметри, які відображають умови кристалізації та типізацію самого гранітоїдного масиву.

Для розрахунку коефіцієнтів кристалохімічних формул (формульних одиниць) біотиту використовувались електронні таблиці Mica-bio.xls. Для розрахунків використовувався удосконалений (Yavuz, 2001), (Tindle & Webb, 1990) кисневий метод. До числа аналітично визначених можуть входити наступні компоненти, концентрації яких мають бути представлені у вагових %: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, SrO, BaO, Rb₂O, F, Cl.

Розраховувалися формульні одиниці головних катіонів з урахуванням розподілу атомів алюмінію між тетраедричною і октаедричною позиціями: Si,

Al^{IV} , Al^{VI} , Ti, Cr, Fe, Mn, Mg, Zn, Sn Ga Ni, Cu, Ca, Na, K, Sr, Ba, Rb, Cs, а також залізистість слюд. Крім того, виходячи з припущення про те, що число гідроксильних груп дорівнює двом, оцінюються вміст води (вагові %) в мінералах.

За хімічним складом біотити Кропивницько-Бобринецького масиву (Додаток Б) мають співвідношення залізистості $Fe/(Fe+Mg)$ в межах 0,60 – 0,81 та високий вміст алюмінію $Al_{total} = 3,07-3,75$, ($Al_2O_3 = 17,20-21,83$ мас.%), що відповідає сидерофіліту з переходом до залізистого біотиту анніту у зразках з $Fe/(Fe+Mg) > 0,75$ (Siderophyllite – Annite series, рис 6.2.1) за класифікацією (Foster, 1960; Rieder et al., 1998).

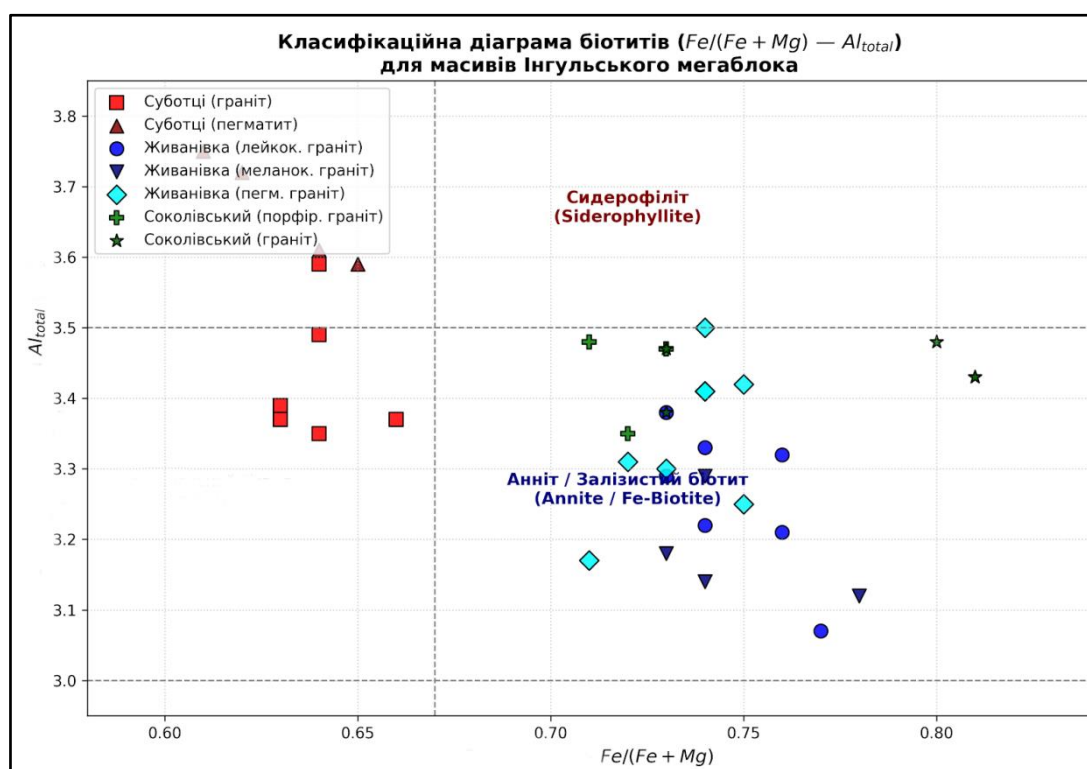


Рис. 6.2.1 Діаграма мінального складу біотиту Кропивницько-Бобринецького масиву.

Високий вміст Al_2O_3 може вказувати на кристалізацію біотиту з високоглиноземистого розплаву характерного для гранітів S-типу .

Склад характерний для анатектичних розплавів, сформованих за рахунок переплавлення метапелітово-метапсамітових субстратів у зонах

ультраметаморфізму та колізійних геологічних обстановках (Abdel-Rahman., 1994; Nachit et al. 2005).

За наведеними даними у додатку Б (хімічні аналізи біотитів) температурні оцінки, отримані за біотитовим термометром Luhr et al. (1984) та Henry (2002), демонструють певну варіабельність як між окремими пробами, так і між дослідженими ділянками Кропивницько-Бобринецького масиву.

Суботцівська група проб. Граніт (проба 4/23): Розраховані температури за моделлю Henry et al. (2005) становлять 638,5-694,4 °C (середнє 663,6 °C), а за моделлю Luhr et al. (1984) - 605,8-635,9 °C (середнє 619 °C) це відповідає субсолідусній стадії остигання гранітного розплаву, а для пегматоїдного граніту (проба 5/23) температура становить 422,8-536,9 °C. Отже, пегматоїдні різновиди характеризуються нижчими температурами, що відповідає їхньому формуванню на пізніших стадіях кристалізації гранітного розплаву.

Живанівська група проб. Для гранітів Живанівської ділянки за термометром Luhr et al. (1984) температури рівноваги змінюються в межах 594,4-653,8 °C. Для меланократових гранітів (проба 8/23) вони становлять 596,7-632,8 °C, для лейкократових (проба 7/23) - переважно 594,4-653,8 °C, а для пегматоїдних (проба 9/23) різновидів – 611,8-636,6 °C. За калібруванням Henry (2002) температури є вищими та становлять 622–738 °C для гранітів і 659,7-704,9 °C для пегматитів.

Соколівська група проб (проби 17-19/23). Для гранітів Соколівської ділянки за термометром Luhr et al. (1984) отримано температури рівноваги 559,6–633,2 °C. За калібруванням Henry (2002) температурний діапазон становить 492,8–692,8 °C. Найнижче значення за Henry (2002) – 492,8 °C – отримано для проби 19-6/23, тоді як для решти проб температури переважно перебувають у діапазоні близько 621-693 °C.

Гранат-біотитовий термометр (Grt-Bt). Обґрунтування застосування гранат-біотитового геотермометра для Кропивницьких гранітів базується на мінералого-геохімічних та петрологічних особливостях порід.

Для розрахунку коефіцієнтів кристалохімічних формул (формульних одиниць) гранатів використовувалась електронно таблиця Garnet.xls. Для розрахунків використовується кисневий метод (на 12 атомів кисню) з урахуванням розподілу заліза на Fe^{+2} і Fe^{+3} шляхом розрахунку балансу заряду при фіксованому загальному числі катіонів у формулі (8 катіонів). До числа аналітично визначених можуть входити наступні компоненти, концентрації яких мають бути представлені у вагових %: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , BaO , Rb_2O , F , Cl , та деякі інші елементи. (Bhattacharya et al, 1992). Розраховувалися формульні одиниці головних катіонів з урахуванням розподілу атомів алюмінію між тетраедричною і октаедричною позиціями: Si , Al^{IV} , Al^{VI} , Ti , Cr , Fe^{+3} , Fe^{+2} , Mn , Mg , Ni , Zn , Ca , а також параметри складу гранатів – мольні % міналів в гранаті – альмандину, андрадиту, grosularу, піропу, спесартину і уваровіту. Крім того, за числом катіонів Fe^{+3} , Fe^{+2} і аналітичним вмістом сумарного заліза, визначалася концентрація (вагові %) Fe_2O_3 і FeO в гранаті.

На рисунку 6.2.2 наведено результати розрахунку температури рівноваги для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву за чотирма варіантами гранат-біотитової геотермометрії (результати мікрозондових визначень знаходяться у Додатку Б). Також даний графік показує порівняльний аналіз чотирьох калібрувань гранат-біотитового геотермометра для серії проб гранітів масиву (з таблиці мікрозондові аналізи гранату та біотиту Додатку Б): Bhatt-HW, Bhatt-GS [B92] за (Bhattacharya et al. 1992). Моделі HW та GS відповідають використанню різних термодинамічних параметрів для гранату (Hackler & Wood, 1989) та (Ganguly & Saxena, 1984); наступні калібрування за авторами Hodges/Spear (Hodges & Spear, 1982) та Thompson (Thompson, 1976). Застосування декількох калібрувань є доцільним, оскільки різні моделі активностей ідеальних та неідеальних твердих розчинів можуть давати помітно відмінні температури.

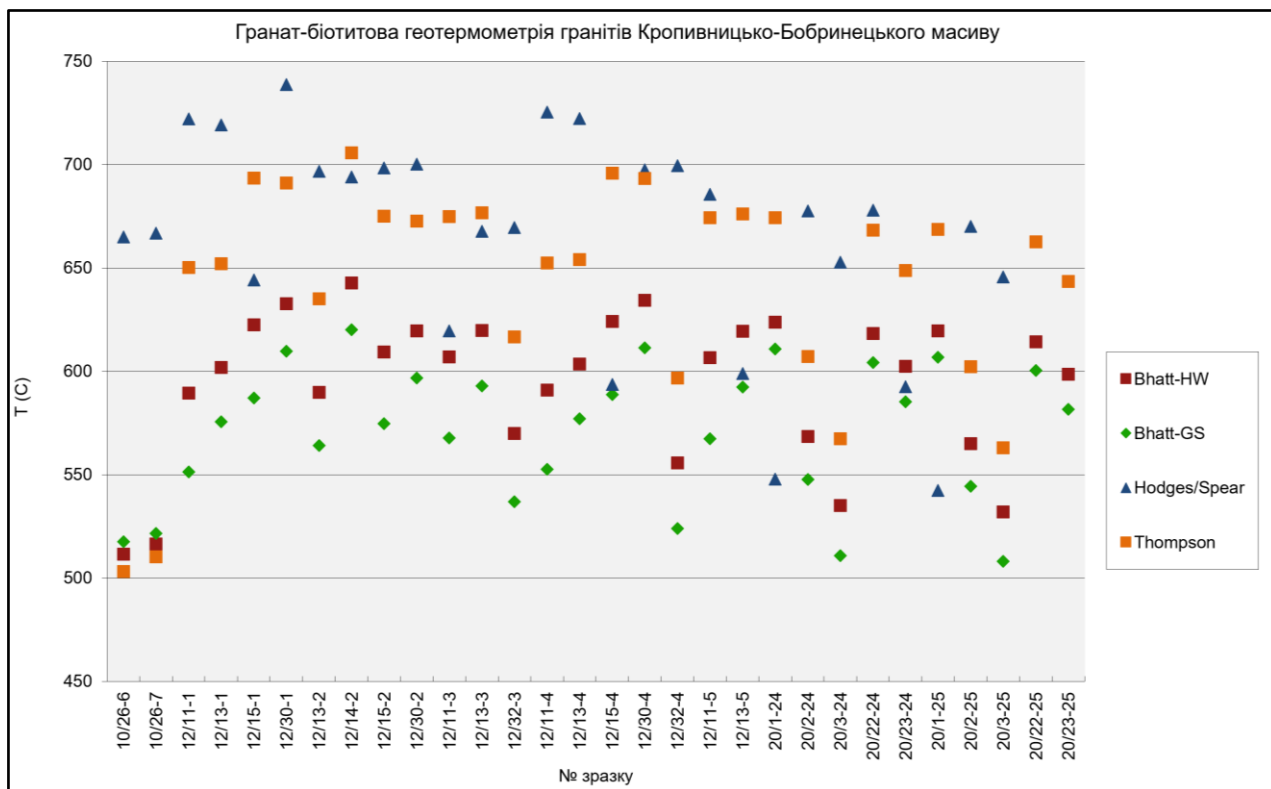


Рис 6.2.2. Результати розрахунку температури рівноваги для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву за даними гранат-біотитової геотермометрії.

За калібруваннями (Bhattacharya et al., 1992) отримано нижчі та відносно компактні значення температур. Для моделі Bhatt-HW вони знаходяться в діапазоні 570–635 °C, тоді як за моделлю Bhatt-GS основна частина значень зосереджена у діапазоні 550–610 °C. Це свідчить про досить близькі результати двох варіантів калібрування Bhattacharya et al., хоча між ними спостерігається систематична різниця.

Найвищі температури, як правило, дає калібрування Hodges & Spear – 650-720 °C. Така закономірність узгоджується з тим, що різні калібрування гранат-біотитового термометра можуть давати суттєво різні температурні оцінки для одного й того самого мінерального складу. Розраховані температурні рівноваги за (Thompson 1976) займають проміжне положення, в

межах 600-700 °С, для окремих зразків вони знижуються до 500-520 °С. Також помітна систематична відмінність між результатами різних геотермометрів: Hodges–Spear дає найвищі температури, Bhattacharya-GS – найнижчі, тоді як Bhattacharya–HW і Thompson займають середнє положення. Подібна розбіжність між калібруваннями гранат-біотитового термометра є відомою проблемою геотермометрії, тому вибір конкретної моделі повинен враховувати склад гранату і біотиту та відповідність досліджуваних мінералів умовам калібрування. Важливо також зауважити, що гранат-біотитовий термометр ґрунтується на Fe–Mg обміні між гранатом і біотитом, а отже, результати можуть відображати не лише первинну температуру кристалізації граніту, а й температуру пізнішої мінеральної рівноваги.

Результати гранат-біотитової термометрії гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву характеризуються значною варіабельністю залежно від використаного калібрування. Найнижчі температури отримано за калібруванням Bhattacharya et al. (1992, GS), тоді як застосування геотермометра Hodges & Spear (1982) дає систематично вищі значення. Найбільш характерними є значення температурних рівноваг близько 600–650 °С. Деяка розбіжність між окремими калібруваннями свідчить про необхідність врахування можливого переурівноваження гранат-біотитової асоціації під час охолодження гранітів.

6.3. Висновки до розділу 6

За результатами аналізу розподілу петрогенних, малих елементів і первинного ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в акцесорних апатитах, зроблено припущення, що граніти кропивницького комплексу сформувались у результаті ультраметаморфізму контрастної за складом товщі, в породах якої мали місце досить широкі варіації відношення Rb/Sr. Плагіогнейси, що як ксеноліти

трапляються серед гранітів, є реліктами порід товщі, які не були асимільовані гранітним розплавом у ході ультраметаморфізму.

Результати геотермометрії за біотитом свідчать, що температури рівноваги формування досліджених гранітів Кропивницького масиву, розраховані за калібруванням Luhr et al. (1984), становлять 560–655 °C. За геотермометром Henry (2002) отримано дещо вищі та ширші температурні інтервали – 620–700 °C. Найвищі температури за обома калібровками характерні для гранітів Живанівської ділянки, тоді як Суботцівська та Соколівська групи характеризуються дещо нижчими температурами. Пегматоїдні різновиди Суботцівської ділянки за калібруванням Luhr et al. (1984) характеризуються найнижчими температурами 569–587 °C, що може свідчити про їх кристалізацію на пізніх етапах еволюції гранітного розплаву. Загалом отримані температурні оцінки характеризують граніти Кропивницько-Бобринецького масиву як високотемпературні утворення, кристалізація яких відбувалася переважно в інтервалі близько 550–700 °C.

Гранат біотитовий парагенезис, наявність антипертитів плагіоклазу в калійовому польовому шпаті у гранітах масиву, можуть свідчити про прогресивний етап регіонального метаморфізму, тоді як парагенезис біотиту з хлоритом (які діагностується епізодично та тільки під мікроскопом за наявністю хлоритових кайм), є наслідком більш пізніх низькотемпературних змін.

Розраховані за гранат-біотитовим та біотитовим термометрами температури рівноваги переважно становлять 550–700 °C, що відповідає середньо- та високотемпературним умовам, характерним для амфіболітової фації метаморфізму. Значення близько 500–550 °C відповідають перехідним умовам від верхньої зеленосланцевої до амфіболітової фації.

РОЗДІЛ 7

УРАН-СВИНЦЕВА ІЗОТОПНА ГЕОХРОНОЛОГІЯ ГРАНІТІВ КРОПИВНИЦЬКО-БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ

В уран-свинцевій (U-Pb) геохронології одними з найпоширеніших акцесорних мінералів у гірських породах, які найчастіше використовуються для датування є циркон та монацит. Мінерали мають як механічну, так і хімічну стійкість у різних геологічних процесах, присутні практично у всіх типах гірських порід, мають високу температуру закриття U-Pb системи (Lee et al., 1997; Носирев та ін., 1989; Толстой та ін., 2008; Чепижко, 1986; Беспалько та ін., 1976).

Попри значну кількість проведених датувань, досі недостатньо вивчено уран-свинцеві ізотопні системи монациту, а отже і не з'ясовано однозначно час формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Хронологію ізотопних датувань за монацитом детально описано в публікації (Степанюк та ін., 2021). В ній зазначається, що на даний момент уран-свинцеві ізотопні дати за акцесорним цирконом із гранітів кропивницького (кіровоградського) комплексу варіюють у віковому інтервалі 2020 – 2065 млн років (Шумлянський та Петренко, 2015; Щербак Д. та ін., 1995; Щербак та ін., 1995, 2008). Утім, методом LA-ICP-MS у середині кристалів циркону виявлено декілька ядер віком понад 2,7 млрд років (Шумлянський та Петренко, 2015).

Значно вужчий віковий інтервал формування цих гранітів отримано цим же методом за монацитом – 2045-2020 млн років; порфіроподібний граніт долиньського масиву – $2021,9 \pm 1,5$ млн років (Степанюк та ін., 2015б); порфіроподібний граніт вознесенського масиву – $2034 \pm 6,6$ млн років (Степанюк та ін., 2016б); порфіроподібний граніт Чигиринського масиву – 2040 ± 1 млн років (Степанюк та ін., 2020б); неяснопорфіроподібні граніти березівського типу – 2040 ± 2 млн років (Степанюк та ін., 2014); порфіроподібні

граніти липнязького масиву – 2030 ± 3 млн років (Stepanyuk et al, 2018); пегматоїдні граніти липнязького масиву – 2026 ± 3 млн років (Stepanyuk et al, 2018); неяснопорфіроподібний граніт табурищенського масиву – 2033 ± 1 млн років; пегматоїдний граніт табурищенського масиву – 2031 ± 1 млн років (Степанюк та ін., 2018); рівномірнотернистий граніт Павлівського масиву – 2039 ± 1 млн років; аплітпегматоїдні граніти лисогірського масиву – 2029 ± 3 млн років (Степанюк та ін., 2014); аплітпегматоїдні граніти криничувацького масиву – 2040 ± 2 млн років; аплітоїдний граніт Звенигородсько-олександрівського масиву – 2042 ± 4 млн років. (Степанюк та ін., 2018); граніти дрібних тіл новоолександрівської ділянки: граніт порфіроподібний – $2043,2 \pm 2,0$ млн років; граніт рівномірнотернистий – 2041 ± 3 млн років; граніт аплітпегматоїдний – $2030,0 \pm 1$ млн років (Степанюк та ін., 2021); граніти дрібних тіл новгородківського кар'єру (Степанюк та ін., 2017): граніт порфіроподібний – 2040 ± 3 млн років; граніт середньо-крупнотернистий – 2035 ± 1 млн років; граніт крупно-середньотернистий – 2029 ± 6 млн років.

7.1. Уран-свинцева ізотопна геохронологія за монацитом

Однією із важливих задач дослідження кристалічних порід Українського щита є визначення вікового положення гранітних масивів в цілому та окремих їх окремих фаз. Без цих даних неможливо побудувати достовірні схеми прояву ендегенних процесів, а в ряді випадів з'ясувати вікові межі формування стратифікованих утворень, а отже складати кондиційні геологічні карти.

Монацит – фосфат рідкісноземельних елементів (РЗЕ). Ce_2O_3 – 21,1-32,3%, La_2O_3 – 27,9-41,83, P_2O_5 – 24,9-29,7%. Втім крім зазначених основних елементів монацит містить оксиди торію (від десятих долі до 10%, інколи 28%), урану (0,4-1,4%), свинцю (0,2-1,4%) та ін. елементів (Степанюк, 2024, Щербак, 1975). Структура монациту моноклінна. Комірка його кристалів представлена тетраедрами $[\text{P}_2\text{O}_5]$, які зв'язуються атомами (Ce, La), що перебувають в

дев'ятерній координації атомів кисню. Для монациту є характерними кристали таблитчастого габітусу, зрідка спостерігаються ізометричні, пірамідальні, призматичні, основними гранями в ограненні яких є грані пінакоїду $\{100\}$ і $\{101\}$ та призми $\{110\}$. В окремих кристалах присутні грані призми $\{111\}$ (Лазаренко, 1970).

Для монацита характерна значна варіативність складу, що спричинена двома типами ізоморфного заміщення – простого (заміщення одного атома РЗЕ) та складного (заміщення декількох атомів РЗЕ). У випадку гетеровалентного ізоморфізму в монациті відбувається заміщення атомів рідкісноземельної групи за схемою $2\text{РЗЕ}^{+3} \leftrightarrow \text{Ca}^{+2} + \text{Th}^{+4}$, яка має назву чералітової або кальцієвої, де чераліт $(\text{Ca}, \text{Th}(\text{PO}_4)_2)$ – кінцевий член трьохкомпонентної системи, котра включає в себе монацитовий $(2\text{РЗЕ}(\text{PO}_4))$ і гатонітовий (huttonit) (2ThSiO_4) компоненти. Саме за чералітовою схемою як і Th, в монацит можуть входити і ряд інших домішкових металів (Sr, Pb і Ba) (Montel et al, 2002). Цією ж схемою заміщення обумовлюється входження в монацит і U^{+4} , але його кількість завжди менше торію ($\text{Th}/\text{U} > 1$). Дж. Монтел з співавторами експериментально показали, що разом з чераліт-монацитовим ізоморфним рядом, існує свинцево-чералітовий компонент $\text{Pb}, \text{Th}(\text{PO}_4)_2$. Цей мінерал має структуру монациту, виявляє послідовність проміжного складу по всьому чераліт-монацитовому ряду, і наявність ізоструктурного твердого розчину між крайніми його компонентами (Montel et al, 2002). Втім концентрація нерадіогенного свинцю, що входить в структуру природного монациту під час його кристалізації в гірських породах, надзвичайно низька, але незначна його кількість (^{204}Pb) практично завжди реєструється в ізотопному складі на мас-спектрометрі під час вимірювання ізотопного складу свинцю в монацитах (Щербак та ін., 2008, Степанюк., і ін., 2004, 2012 - 2022, Степанюк., 2024), що, вірогідно в деяких випадках, зумовлено рівнем холостого дослідження хімічної пробопідготовки.

На думку Степанюка Л. М. існування свинцево-чералітового компоненту $\text{Pb}, \text{Th}(\text{PO}_4)_2$ може бути причиною значимо вищої стійкості уран-свинцевої

ізотопної системи монацитів до накладених процесів, порівняно з ізотопною системою цирконів. Саме цим можна пояснити той факт, що ізотопні дати монацитів набагато частіше є конкордантними, ніж це трапляється в цирконах, або мають зворотну дискордантність, що взагалі є не характерним цирконам» (Степанюк і ін., 2018, Степанюк., 2024).

Застосування уран-свинцевого методу геохронологічного датування порід за монацитом є одним із надійних способів безпосереднього датування часу кристалізації. На відміну від циркону, який нерідко містить складні реліктні ядра, монацит має досить високу температуру закриття U-Pb системи (близько 700-750°C) та рідко зберігає успадкований радіогенний свинець при частковому плавленні/нагріві, що забезпечує чітку прив'язку отриманого віку.

Монацит швидко перекристалізовується в умовах амфіболітової та гранулітової фацій метаморфізму, якими супроводжувалося формування Інгульського мегаблока. Це виключає викривлення віку через наявність давніших архейських чи ранньопротерозойських ядер.

Перевагами U–Pb ізотопного датування монациту є високий вміст урану, низький вміст первинного свинцю, здатність мінералу тривалий час зберігати первинні ізотопні співвідношення. Це дає змогу визначати вік кристалізації порід, а також фіксувати накладені метаморфічні та метасоматичні події.

7.2. Уран-свинцева ізотопна геохронологія за монацитом північної (Кропивницької) частини масиву

Метою дослідження було визначити ізотопний вік гранітів із північної частини Кропивницького масиву і за радіогеохронологічними даними з'ясувати час їх утворення. У дисертаційній роботі Кропивницька частина Кропивницько-Бобринецького масиву представлена результатами датувань монацитів із гранітів із Знам'янського кар'єру біля села Суботці та результатами датувань гранітів відслонених у Соколівському кар'єрі м. Кропивницький. (рис 5.1)

7.2.1. Кропивницька ділянка

Об'єктом дослідження були зразки гранітів, відібрані у Соколівському кар'єрі: граніт різнозернистий біотит-мікроклін-плагіоклазовий хлоритизований (проба 18/23) та граніт сіро-рожевий біотит-двопольовошпатовий (проба 19/23). Детальні петрографічні описи порід надані у розділі 5.2 дисертаційної роботи.

Кар'єром розкриті типові порфіроподібні граніти кіровоградського типу. Граніти біотитові, ділянками гранат-біотитові, світло-сірі в нижніх уступах, рожеві на верхньому. Гранітам характерні широкі варіації вмісту біотиту та гранату, що вірогідно обумовлено неоднорідною (шаруватою) будовою товщі, яка в результаті гранітизації (ультраметаморфізму) була трансформована в граніти, але через не повне (часткове) плавлення не була гомогенізована.

На декількох локальних ділянках розвинені рожеві крупнозернисті граніти збагачені гранатом, при цьому зерна гранату досягають 2-3 см, тоді як основній масі гранітів їх розмір не перевищує декількох міліметрів (Степанюк та ін., 2026).

Вік гранітів визначався класичним уран-свинцевим ізотопним методом за монацитом у відділі радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України. Для ізотопного датування вручну під бінокуляром були відібрані мультизернові наважки кристалів монациту, які методом скочування похилою площиною були розділені за розміром. Методика хімічної підготовки, кристалів монациту для маспектрометричного аналізу, описана в роботах (Щербак та ін., 1989; Krough, 1973). Для визначення вмісту урану і свинцю використали змішаний $^{235}\text{U} + ^{206}\text{Pb}$ трасер (Степанюк та ін., 2026).

Для визначення віку монациту (проба 18/23), а отже, і граніту, що його вміщує, використано три мультизернові наважки розмірних фракцій світло-сірих із жовтим відтінком до сіруватобілих кристалів та одну наважку таких самих кристалів, але з більшою кількістю темніших світло-сірих зерен. Розмірні

фракції отримали скочуванням похилою площиною. Результати аналітичних досліджень наведено в табл. 7.2.1.

Таблиця 7.2.1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із різнозернистого порфіроподібного граніту, проба 18/23, Соколівський кар'єр

Фракція мінералу	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1a	3144	7095	750,8	6,9769	0,16619	0,35588	6,1740	1963	2001	2040,5	3,8
1б	2947	6915	602,6	6,7664	0,16346	0,36290	6,3022	1996	2019	2042,2	2,3
1в	2686	6134	484,9	6,533	0,16468	0,35283	6,1249	1948	1994	2041,5	4,6
2	1039	2150	1002	7,1989	0,17727	0,34673	6,0152	1919	1978	2040,4	5,9

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн років. 1a-1в - розмірні фракції мультизернових наважок світло-сірих з жовтим відтінком до сірувато-білих кристалів. 2 – ті ж кристали з більшою кількістю темніших світло-сірих.

За верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої за даними табл. 7.2.1., отримано вік 2043 ± 3 млн років (рис. 7.2.1.), за нижнім – 76 ± 113 млн років, СКЗВ = 0,5. Зважаючи на незначну дискордантність (від 2,3 до 5,9 %), розраховали також середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $2041,2 \pm 1,0$ млн років, СКЗВ = 1,3. (Степанюк та ін., 2026; 2021).

Граніт сіро-рожевий біотит-двопольовошпатовий (проба 19/23). Характеризується масивною, неупорядкованою текстурою з класто-порфіроподібною структурою. Детальні петрографічні описи порід надані у розділі 5.2 дисертаційної роботи.

Вік проби (19/23) граніту визначали за однією мультизерною наважкою великих (понад 0,050 мм) світло-жовтих, переважно дископодібних кристалів із шагреневою поверхнею та за чотирма мультизерновими наважками дрібніших фракцій (<0,050 мм) з домінуванням блідо- та світло-жовтих, здебільшого пампушкоподібних індивідів. Розмірні фракції отримано скочуванням похилою площиною.

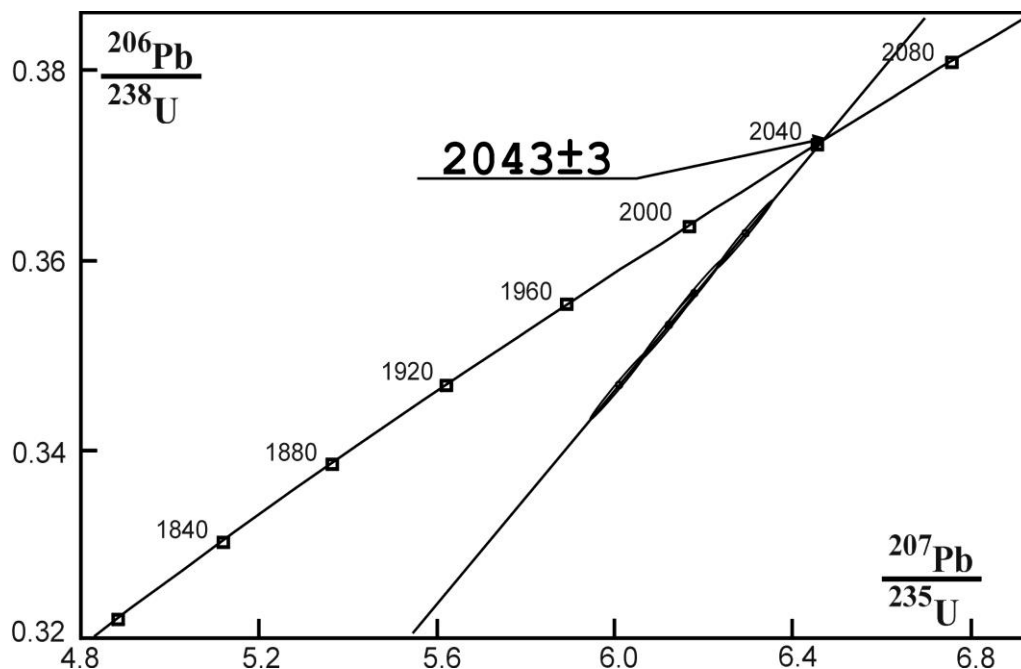


Рис. 7.2.1 – U-Pb діаграма з конкордією для монациту із різнозернистого граніту, Кропивницький масив, Соколівський кар'єр, пр. 18/23

Результати аналітичних досліджень мультизернових наважок монациту наведені в табл. 7.2.2.

Вік монациту, а отже, граніту, що його вміщує, за верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованою за даними табл. 2, становить $2030,9 \pm 2,5$ млн років (рис. 7.2.2), СКЗВ = 0,66. Нижньому перетину відповідає вік 143 ± 189 млн років, який, вірогідно, зумовлений незначним сучасним порушенням замкнутості ізотопної системи.

Зважаючи на незначну дискордантність (від $-0,4$ до $-3,5$ %, табл. 7.2.2), розраховали середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $2032,3 \pm 1,2$ млн років за СКЗВ = 1,3, що в межах похибки збігається з віком, отриманим за верхнім перетином конкордії лінією регресії.

Таблиця 7.2.2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із сіро-рожевого біотит-двопольовошпатового граніту, пр. 19/23, Соколівський кар'єр

Фракція мінералу	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	5243,8	10585	10100	7,9089	0,20420	0,38575	6,6619	2103	2068	2032,4	-3,5
2	4094,0	10580	6200	7,8487	0,15073	0,38275	6,6178	2089	2062	2034,4	-2,7
3	3558,7	9884	5080	7,8339	0,13427	0,37207	6,4212	2039	2035	2031,2	-0,4
4	3187,8	9309	4160	7,7967	0,12949	0,37875	6,5382	2070	2051	2031,6	-1,9
5	3380,7	10000	4350	7,8003	0,12743	0,37838	6,5360	2069	2051	2032,8	-1,8

Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн. років. 1 – мультизернова наважка відносно крупних (крупніші 0,050 мм) світло-жовтих, переважно дископодібних кристалів з шагреневою поверхнею. 2 – 5 – розмірні фракції мультизернових наважок дрібних (дрібніші 0,050 мм) переважно блідо-жовтих та світло-жовтих, в основному пампушкоподібних кристалів. Розмірні фракції отримано скочуванням нахиленою площиною.

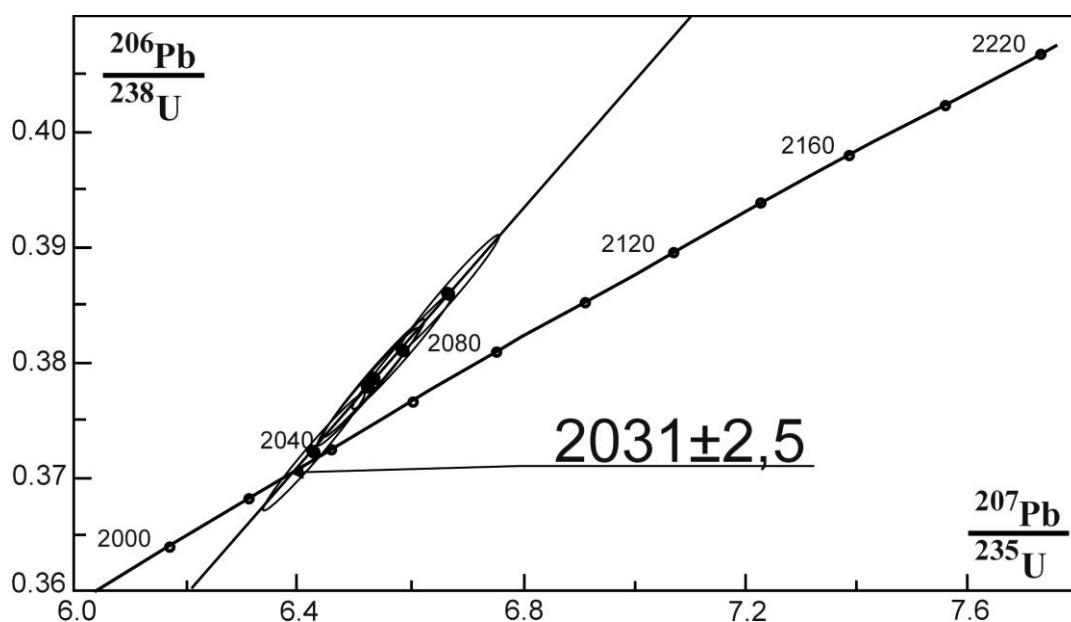


Рис. 7.2.2. U-Pb діаграма з конкордією для монациту із сіро-рожевого біотит-двопольовошпатового граніту, Кропивницький масив, Соколівський кар'єр, проба 19/23

Отже, в межах одного кар'єру для близьких за складом гранітів отримано дві ізотопні дати (2043 ± 3 та $2031 \pm 2,5$ млн років), що розходяться майже на 10 млн років. Слід зазначити, що дещо раніше для порфіроподібного граніту із

цього самого кар'єру отримано вік $2033,7 \pm 2,9$ млн років (Степанюк та ін., 2021). Незалежно від типу вмісної породи (граніту), така розбіжність у часі кристалізації мінералу-геохронометра (монациту) на перший погляд не має пояснення, зважаючи на близьке розташування ділянок геохронологічного опробування. На нашу думку, розбіжності у часі кристалізації монациту із різних проб гранітів, розкритих Соколівським кар'єром, є наслідком неповного (селективного) плавлення різнорідного субстрату (шаруватої товщі метаморфізованих осадово-вулканогенних порід інгуло-інгулецької серії), тривалого (понад 10 млн років) існування розплаву та різного часу кристалізації монациту, зумовлених відмінностями у хімічному складі розплаву, зокрема активністю кальцію та фосфору (Степанюк та ін., 2026).

7.2.2. Ділянка району с. Суботці

Вік цих гранітів за допомогою U-Pb методу методу було визначено лише за цирконом: 2062 ± 11 млн років (Шумлянський та Петренко, 2015), але за ядром одного з кристалів визначено конкордантний вік 2787 ± 24 млн років. Результати дослідження які висвітлені у працях (Баран та ін., 2024; Степанюк та ін., 2015б), показують що кристали циркону досить часто містять реліктові ядра, сформовані ще у породах субстрату. Вивчено мінеральний склад включень у монацитах. Установлено, що одна із фракцій монациту характеризується значною прямою дискордантністю, істотно вищим вмістом урану та значно більшим відношенням $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$, порівняно з рештою фракцій. Це обумовлено захопленням кристалами цієї фракції урану невдовзі після їх кристалізації. Таке захоплення цілком реальне, враховуючи наявність епігенетичних включень у частині кристалів монациту. Без урахування цієї фракції розраховано середнє зважене значення ізотопного віку $2024,8 \pm 4,7$ млн років, СКЗВ = 23. Тобто результати уран-свинцевого датування цирконів помітно відрізняються від отриманих нами результатів датування монацитів. Це

може бути обумовлено різним часом кристалізації циркону і монациту із гранітного розплаву. Іншою, вірогіднішою, причиною такої розбіжності в числових значеннях ізотопного віку є наявність у середині багатьох кристалів циркону добре діагностованих реліктових ядер, вік яких щонайменше неоархейський. Можливо, що кристали циркону, реліктові ядра в яких не виявлені, захопили давній радіогенний циркон під час кристалізації, що і обумовлює деяке (приблизно 40 млн років) розходження у результатах ізотопного датування. (Баран та ін., 2024)

Стосовно гранітів Кропивницького (Кіровоградського) комплексу відомо багато визначень віку уран-свинцевим методом за цирконом в інтервалі 2060-1960 млн років (Щербак та ін., 2008), у дещо вужчий інтервал (2040-2020 млн років) потрапляють визначення, отримані за монацитом (Степанюк та ін., 2012; Степанюк та ін., 2014; Степанюк та ін., 2015; Степанюк та ін., 2020; Степанюк та ін., 2021А; Степанюк та ін., 2021Б).

Проба 4/23. У закинутому Знам'янському кар'єрі (рис. 5. 1) у с. Суботці, розташованому у крайовій північно-східній частині Кропивницько-Бобринецького масиву. Граніт біотитовий (рис. 5. 2. та 5.3), сірий, велико-середньозернистий катаклазований, текстура масивна, плямиста, шліроподібна. Детальні петрографічні описи порід надані у розділі 5.2. дисертаційної роботи.

Кристали циркону із сірого дрібнокристалічного граніту, розкритого досліджуванням кар'єром, були датовані за допомогою методу LA-ICP-MS. За усіма чотирма датованими кристалами визначено субконкордантні дати: три точки мають ізотопний вік 2062 ± 11 млн років, а одна (ядро одного з кристалів) – конкордантний вік 2787 ± 24 млн р. Оболонка цього кристала має вік приблизно 2060 млн років (Шумлянський та ін., 2015; Баран та ін., 2024)

Для датування монациту під бінокуляром за кольором були відібрано три групи кристалів: 1) блідо-жовті, прозорі, дископодібні, пампушкоподібні та ізометричні, в поодиноких кристалах є чорні включення; 2) зеленкувато-сірі та світло-сірі з включеннями; 3) більші за 0,1 мм, сірі, до темно-сірих, з

численними чорними включеннями. Після цього кристали усіх трьох груп були розділені за розміром на дві фракції (а і б) методом скочування по нахиленій площині. Результати аналітичних досліджень наведено в табл. 7.2.3. Привертає увагу, що одна із наважок монациту (фракція 3а, табл. 7.2.3) на відміну від решти, характеризується значною прямою дискордантністю (8,3), тоді як у решти дискордантність зворотна (від $-2,0$ до $-4,2$). Ще однією відмінністю кристалів монациту цієї фракції є значимо вищий вміст урану у них (20879 ppm, тоді як вміст у решти фракцій менше 13500 ppm, табл. 7.2.3). Окрім того для фракції 3а відношення $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb} = 0,85492$, тобто суттєво вище за найбільше значення цього відношення решти фракцій $-0,59598$. Це, на наш погляд, обумовлено захопленням кристалами фракції 3а урану невдовзі після їх кристалізації (не раніше 1932 млн років тому). Таке захоплення цілком реальне, враховуючи наявність епігенетичних включень, зокрема сульфідів, у середині темно-сірих і сірих кристалів (див. рис. 5.5. h).

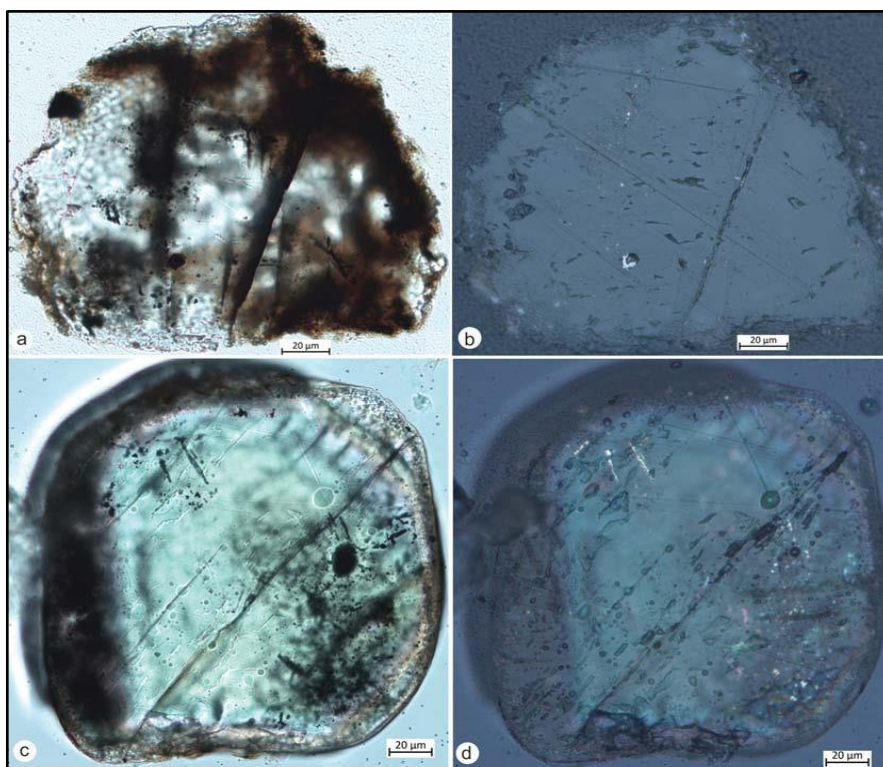


Рис. 7.2.3 Мікрофотографія полірованого зрізу темно-сірого (а, b) та сірого (с, d) кристалів монациту із граніту, поляризаційний мікроскоп Carl Zeiss Axio

Imager 2 for materials: a, c – на просвіт, за одного ніколя, b, d – у відбитому світлі.

Вік монациту за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними, наведеними в табл. 7.2.3, складає $2003,7 \pm 7,9$ млн років та 780 ± 118 млн років, за нижнім. СКЗВ = 3,5. Ми розраховали вік монациту без урахування фракції 3-а, що відрізняється від інших геохімічною історією розвитку. В такому разі за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними табл. 7.2.3 вік становить 1948 ± 1570 млн років, за нижнім – 1414 ± 1481 млн років, СКЗВ = 4,2. Зважаючи на невелику зворотну дискордантність (від – 2,0 до – 4,2), ми розраховали середнє зважене значення віку: $2024,8 \pm 4,7$ млн років, СКЗВ = 23, що краще відображає час кристалізації монациту (Баран та ін., 2024).

Проба 5/23. Граніт пегматоїдний, сірого кольору, структура пегматоїдна, текстура масивна, покілобластова.

Монацит представлений переважно великими дископодібними кристалами з добре розвиненими гранями пінакоїду. Колір монациту від світло-жовтого, жовтого, буруватожовтого до темно-бурого (майже чорного), в сильно озалізненних кристалах. Поверхня кристалів зазвичай шагренева.

Особливістю кристалів монациту цього пегматитоїдного граніту, як і монацитів катаклазованого граніту (п. 4/23) є численні включення рудного мінералу – від поодиноких (у світло-жовтих) до майже повністю заповнених ними у непрозорих (бурих). Безсумнівно, частина цих включень є піритом (жовтий колір під бінокуляр), який під час окиснення позбавляється заліза, гідроокиси якого через це вкривають більшість кристалів, надаючи їм бурого забарвлення. Після промивання монациту у великій кількості слабкої (орієнтовно 1 %) соляної кислоти кристали помітно посвітліли, але і тоді більшість зерен залишилась темно-бурими (Баран та ін., 2024).

Вік монациту визначали методом TIMS за мультизерновими наважками. Для датування монациту під бінокуляр за кольором були відібрано дві групи

кристалів: 1) дископодібні, світло-жовті з поодинокими чорними включенням; 2) світло-жовті, без включень. Результати аналітичних досліджень наведені в табл. 7.2.4.

Ізотопний вік монациту за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за наведеними в табл. 7.2.4 даними, становить $2023,7 \pm 0,8$ млн років, що в межах похибки повністю співпадає з середнім зваженим значенням віку монациту ($2024,8 \pm 4,7$ млн років) із граніту (проба 4/23), СКЗВ = 0,2.

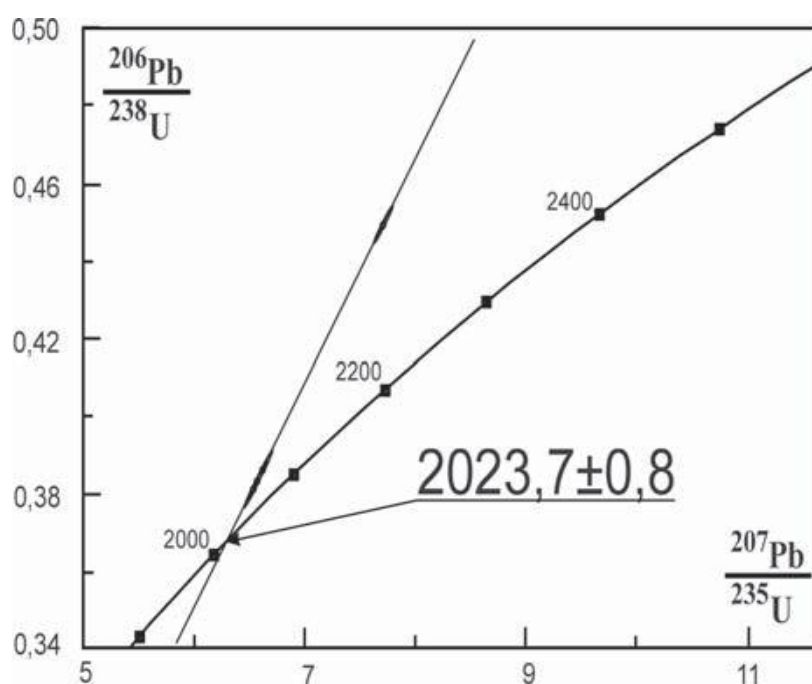


Рис. 7.2.4. Уран-свинцева діаграма з конкордією для мультизернових наважок монациту із граніту пегматоїдного, пр. 5/23, кар'єр с. Суботці

Результати уран-свинцевого датування цирконів 2062 ± 11 млн років за (Шумлянський та Петренко, 2015) помітно відрізняються від отриманих нами результатів датування монацитів: 2025 ± 5 млн років, що може бути обумовлено різним часом кристалізації циркону і монациту із гранітного розплаву. Іншою, на наш погляд вірогіднішою, причиною такої розбіжності значень є наявність у багатьох кристалів циркону добре діагностованих, навіть за допомогою методів оптичної мікроскопії, реліктових ядер, вік яких щонайменше неогарейський:

вони давніші за 2,7 млрд років (Шумлянський та Петренко, 2015). Досить вірогідно, що кристали циркону, реліктові ядра в яких не виявлено, захопили давній радіогенний циркон під час кристалізації, що і обумовлює деяке (приблизно 40 млн років) завищення ізотопних дат. (Баран та ін., 2024)

За результатами U–Pb ізотопного датування монациту встановлено, що граніти, розкриті Знам'янським кар'єром, сформувалися в палеопротерозої близько 2025 ± 5 млн років тому. Отриманий вік відповідає віковому інтервалу формування гранітоїдів Новоукраїнського та Кропивницького комплексів.

Таблиця 7.2.3. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту, пр. 4/23, кар'єр с. Суботці

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні відношення					Вік, млн років			D (%)	206/238 %err	207/235 %err	Rho 6/8-7/5
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$				
1a	13023	12730	19700	7,9974	0,55723	0,38652	6,6346	2107	2064	2021,6	-4,2	1,12	1,12	0,99700
1б	12058	11509	16340	7,9828	0,56098	0,37890	6,5086	2071	2047	2022,9	-2,4	1,11	1,12	0,99702
2a	13463	12601	20800	7,9917	0,57537	0,37745	6,4855	2064	2044	2023,4	-2,0	1,12	1,12	0,99785
2б	11090	10690	17060	7,9694	0,56654	0,38497	6,6259	2099	2063	2026,4	-3,6	1,11	1,11	0,99802
3a	20879	13086	11640	8,3717	0,85492	0,31628	5,1642	1772	1847	1932,5	8,3	1,12	1,12	0,99810
3б	10952	10226	6520	7,8802	0,59598	0,38381	6,6145	2094	2061	2028,7	-3,2	1,11	1,11	0,99766

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2020 млн років. 1a–3б – розмірні фракції мультизернові наважок кристалів монациту; 1a, 1б – блідо-жовті, прозорі, включення є в поодиноких кристалах; 2a, 2б – зеленувато-сірі та світло-сірі, з включеннями; 3a, 3б – більші за 0,1 мм, сірі, до темно-сірих, з численними темними включеннями.

Таблиця 7.2.4. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із пегматоїдного граніту, пр. 5/23, кар'єр с. Суботці

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні відношення					Вік, млн років			D (%)	206/238 %err	207/235 %err	Rho 6/8-7/5
	U, ppm	Pb, ppm	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$				
1a	11922	11905	17160	7,9758	0,69401	0,44945	7,7297	2393	2200	2025,0	-18,2	1,22	1,22	0,99951
1б	11561	10262	14120	7,9719	0,64687	0,38368	6,5929	2093	2058	2023,5	-3,5	1,12	1,13	0,99386
2a	12174	10783	30300	8,0013	0,64425	0,38223	6,5702	2087	2055	2024,1	-3,1	1,12	1,12	0,99933
2б	12477	11048	25200	7,9968	0,65613	0,38614	6,6364	2105	2064	2023,8	-4,0	1,2	1,2	0,99816

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн років 1a–2б – розмірні фракції мультизернових наважок кристалів монациту; 1a, 1б – переважно дископодібні, світло-жовті з поодинокими чорними включеннями; 2a, 2б – світло-жовті, без включень.

7.3. Уран-свинцева ізотопна геохронологія за монацитом південної (Бобринецької) частини масиву

Метою дослідження було визначити ізотопний вік гранітів із південної (Бобринецької) частини Кропивницько-Бобринецького масиву і за радіогеохронологічними даними з'ясувати час їх утворення. У дисертаційній роботі Бобринецька частина масиву представлена результатами датувань монацитів із гранітів із Живанівського кар'єру біля села Живанівка та результатами датувань гранітів відслонених у Бобринецькому кар'єрі м. Бобринець.

7.3.1. Живанівська ділянка

На даний момент для гранітів Бобринецької частини масиву є одна ізохронна дата за цирконом - 2026 ± 26 млн років. (Щербак та ін., 1995).

Були досліджені порфіроподібні граніти (кропивницький тип), розкриті Живанівським кар'єром (пр. 7/23 та 8/23) (Ковтун та ін., 2025), розташованим на лівому березі р. Сугоклея південно-західніше с. Живанівка. Для них характерні широкі варіації вмісту біотиту, на окремих ділянках – до 20 %. Подекуди у вигляді шлірів наявні виокремлення чорного кварцу і біотиту. Зрідка трапляються січні прожилки (близько 2-5 см) граніту з більшими зернами кварцу і польового шпату, ніж в основній масі. Такі прожилки зрізають порфірові вкрапленики польових шпатів, а також шліри, збагачені біотитом. У західному борту кар'єру спостерігається лінзоподібне тіло пегматоїдного граніту близько 1 м та декілька горизонтальних апофізів (Ковтун та ін., 2025).

Під бінокуляром розрізняють кристали монациту із забарвленням від блідо-жовтого до бурувато- та сірувато-жовтого. Поверхня кристалів, незалежно від їхнього забарвлення, шагренева, через що вони є напівпрозорими. За формою переважають пампушкоподібні кристали, крупніші майже всі мають псевдопризматичну форму з окремими добре розвиненими

гранями. У невеликій кількості (близько 5 %) присутні дископодібні кристали, а серед найдрібніших ($<0,040$ мм) трапляються ізометричні. Для всіх кристалів характерні заокруглені контури, ребра практично відсутні (Ковтун та ін., 2025).

Вік монацитів визначали за мультизерновими наважками кристалів: однією світло-жовтих прозорих та п'ятьма розмірних фракцій світло- і бурувато-жовтих напівпрозорих. Результати визначення вмісту урану, свинцю та ізотопного складу свинцю наведені в табл. 7.3.1. та 7.3.2.

Таблиця 7.3.1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту, Живанівський к-р, проба 7/23

Фракція мінералу	Вміст (μgr)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D (%)	$\frac{206}{238}$ %err	$\frac{207}{235}$ %err	Rho 6/8-7/5
	U	Pb	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{207\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{208\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}_r}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}_r}{235\text{U}}$	$\frac{206\text{Pb}_r}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}_r}{235\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}_r}{206\text{Pb}_r}$				
1	5452	7541	25000	7,9637	0,33726	0,38994	6,7296	2123	2077	2031,1	-4,5	1,14	1,14	0,99883
2a	8125	10775	27250	7,9529	0,35062	0,38456	6,6480	2098	2066	2034,2	-3,1	1,12	1,13	0,99277
2б	7407	10306	22220	7,9567	0,33517	0,39048	6,7413	2125	2078	2031,8	-4,6	1,16	1,17	0,99530
2в	6112	9245	28570	7,9719	0,33863	0,42775	7,3783	2296	2158	2030,2	-13,1	1,12	1,12	0,99885
2г	6008	8410	13870	7,9378	0,33440	0,39203	6,7647	2132	2081	2030,9	-5,0	1,14	1,14	0,99841
2д	6681	9859	26100	7,9479	0,32791	0,40764	7,0502	2204	2118	2035,0	-8,3	1,13	1,13	0,99700

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн років. 1 – мультизернова наважка світло-жовтих прозорих кристалів. 2а-2д – мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих і бурувато-жовтих напівпрозорих кристалів
D – дискордантність; Pb_r – радіогенний свинець; Rho 6/8-7/5 – коефіцієнт кореляції помилок відношень $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ та $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$

Таблиця 7.3.2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту, Живанівський к-р, проба 8/23

Фракція мінералу	Вміст (μgr)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D (%)	$\frac{206}{238}$ %err	$\frac{207}{235}$ %err	Rho 6/8-7/5
	U	Pb	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{207\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{208\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}_r}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}_r}{235\text{U}}$	$\frac{206\text{Pb}_r}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}_r}{235\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}_r}{206\text{Pb}_r}$				
1а	5824	9580	5320	7,8266	0,26532	0,38637	6,6807	2106	2070	2034,5	-3,5	1,11	1,11	0,997112
1б	3650	5822	7380	7,8666	0,26777	0,37770	6,5331	2066	2050	2035,2	-1,5	1,1	1,12	0,991571
1в	4701	7623	5550	7,8315	0,26586	0,38154	6,5983	2083	2059	2034,9	-2,4	1,11	1,12	0,992364
2	6065	9742	5090	7,8198	0,27669	0,38959	6,7363	2121	2077	2034,5	-4,2	1,11	1,13	0,990359

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн років. 1а-1в – мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих кристалів з слабим коричневим відтінком. 2 – мультизернова наважка світло-жовтих кристалів з слабим зеленкуватим відтінком.

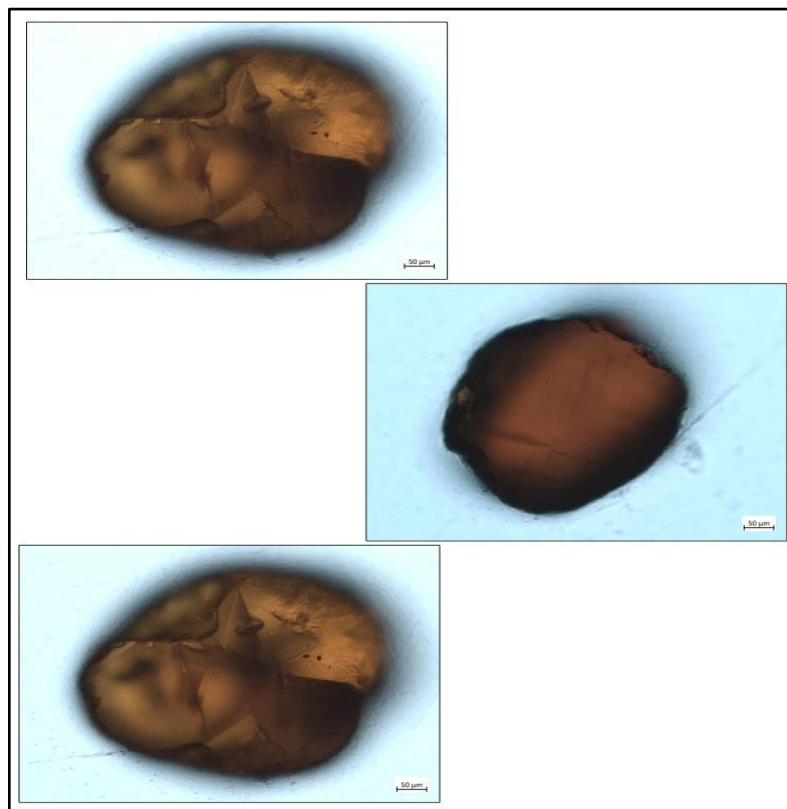


Рис. 7.3.1 Мікрофотографія полірованого зрізу кристалів монациту із граніту Живанівського кар'єру проба 7/23, поляризаційний мікроскоп Carl Zeiss Axio Imager 2 for materials: на просвіт, за одного ніколя.

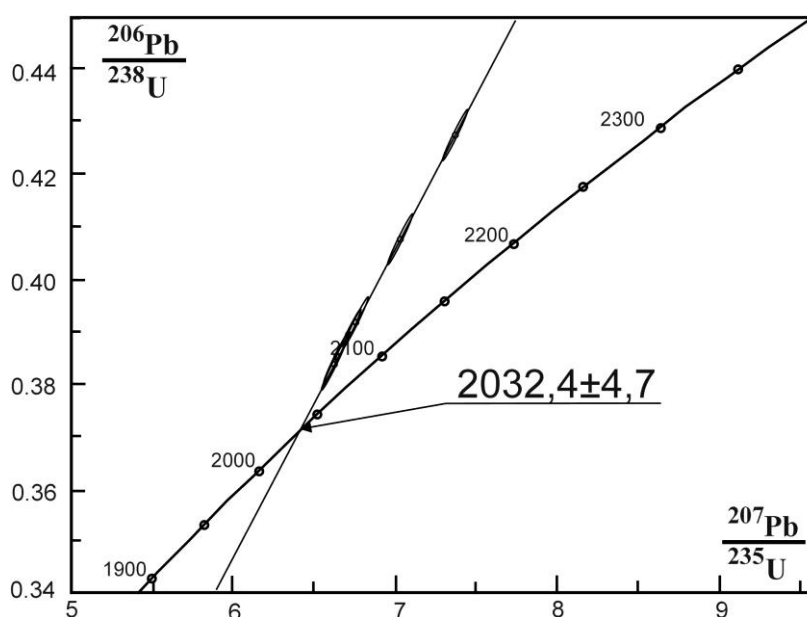


Рис. 7.3.2. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монациту із "лейкократового" граніту, пр. 7/23, Живанівський кар'єр.

За верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за цими даними вік монациту становить $2032,4 \pm 4,7$ млн років (рис. 7.3.2), за нижнім – 25 ± 116 млн років, середньоквадратичне відхилення значень (СКВЗ) = 7,8.

Граніт "меланократовий" (проба 8/23) – мусковіт-біотитовий, темно-сірий, тектонізований. Порода різнозерниста, дрібно-крупнозерниста. Мікроструктура нерівномірностерниста, тектоно-лепідобластова.

Монацит утворює диско- та пампушкоподібні кристали із заокругленими контурами та шагреневою поверхнею. За кольором – світло-, зеленкувато-жовті напівпрозорі (менше 10 %). Різко переважають сірі (до 90 %) до майже чорних. Колір останніх, вірогідно, обумовлений наявністю численних непрозорих (чорних) включень рудного мінералу.

Вік монациту визначали за трьома мультизерновими наважками розмірних фракцій світло-жовтих кристалів зі слабким коричневим відтінком та однією наважкою світло-жовтих кристалів зі слабким зеленкуватим відтінком. Результати аналітичних досліджень наведено в табл. 2. Лінія регресії, розрахована за цими даними, перетнула конкордію у двох точках. За верхнім перетином отримано вік $2035,5 \pm 3,8$ млн років (рис. 7.3.3), нижнім – -53 ± 235 млн років, СКВЗ = 0,007. Зважаючи на незначну дискордантність (від -1,5 до -4,2) розраховали середнє зважене значення віку за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $2034,7 \pm 1,0$ млн років, СКВЗ = 0,11, що в межах похибки повністю збігається з віком, отриманим за верхнім перетином (Ковтун та ін., 2025).

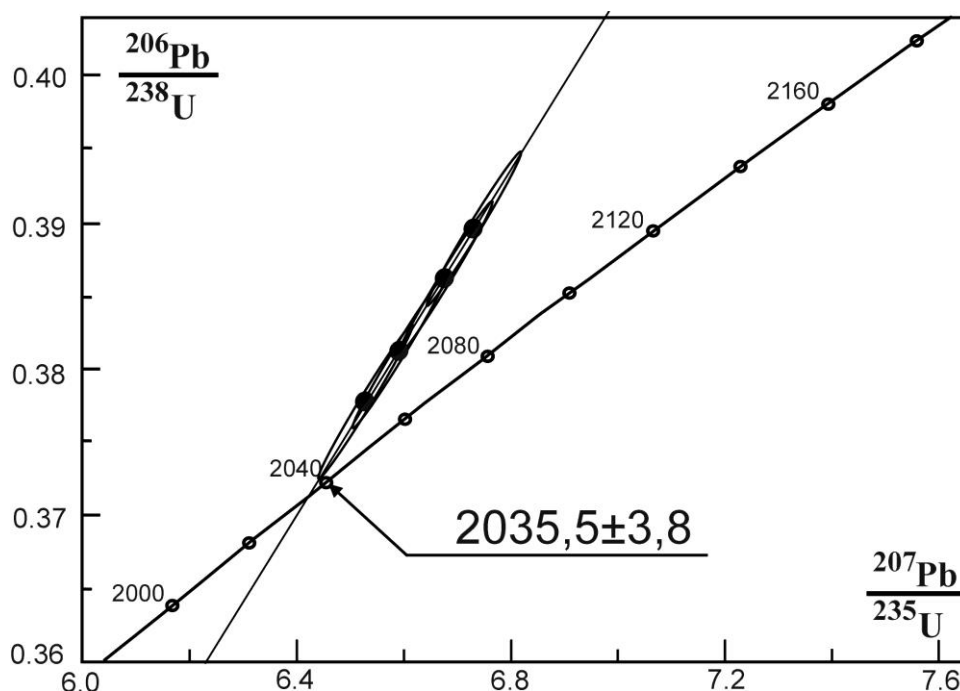


Рис. 7.3.3. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монациту із "меланократового" граніту, пр. 8/23, Живанівський кар'єр.

Граніт пегматоїдний, біотитовий, проба 9/23. Порода слабо зачеплена вивітрюванням, тріщинувата, місцями істотно катаклазована. Макроструктура гіганто-крупнозерниста з елементами катакластичної, текстура масивна з елементами шлірової.

Кристали *монациту* за формою дуже схожі до монациту граніту проби 7/23, але в цілому прозорі кристали мають більш яскраве та густе жовте забарвлення. Серед кристалів переважають світло-жовті та жовті, при цьому в багатьох із них на окремих ділянках присутній бурий наліт (озалізнення) різної інтенсивності. Незначна частина кристалів (близько 5%) в основному крупні (>0,1 мм) мають руде (буре) забарвлення, не прозорі.

За формою переважають (65-70%) пампушкоподібні кристали, менш поширеними (біля 20%) є псевдо-призматичні та дископодібні (біля 10%). Для всіх кристалів характерні заокруглені контури, в той же час в окремих спостерігаються добре виражені ребра, поверхня граней за звичай шагренева (Ковтун та ін., 2025).

Для визначення часу кристалізації монациту використано одну мультизернову наважку світло-жовтих водяно-прозорих кристалів, три мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих прозорих та дві наважки розмірних фракцій бурувато-жовтих напівпрозорих кристалів. Результати аналітичних досліджень наведені в табл. 3. За цими даними розраховали лінію регресії, яка перетинає конкордію у двох точках. За верхнім перетином отримали вік $2035,3 \pm 2,9$ млн років (рис. 7.3.5), СКВЗ = 3,9. Нижній перетин, як і в двох попередніх пробах монацитів із гранітів, має від'ємне значення – -9 ± 58 млн років і в межах похибки відповідає 0, тобто сучасному порушенню закритості уран-свинцевих ізотопних систем монацитів із досліджених гранітів, розкритих Живанівським кар'єром. До того ж, попри деякі відмінності у складі гранітів (пр. 7/23 – лейкократовий граніт; пр. 8/23 – граніт, збагачений темноколірними (біотит і гранат) мінералами; пр. 9/23 – пегматоїдна відміна граніту, що у відслоненні має досить виразні січні контакти з гранітами типу пр. 7/23), для них всіх у межах похибки отримано практично однакові значення – $2032,4 \pm 4,7$ млн років, $2035,5 \pm 3,8$ млн років ($2034,7 \pm 1,0$ млн років) та $2035,3 \pm 2,9$ млн років відповідно, що цілком збігається з віковим інтервалом формування гранітів кропивницького комплексу 2040–2020 млн років тому (Степанюк та ін., 2021). Це дає змогу з великою вірогідністю припустити, що граніти, розкриті кар'єром, сформувались унаслідок селективного плавлення порід субстрату (інгуло-інгулецької серії) під час одного, відносно нетривалого, етапу тектоно-магматичної активізації.

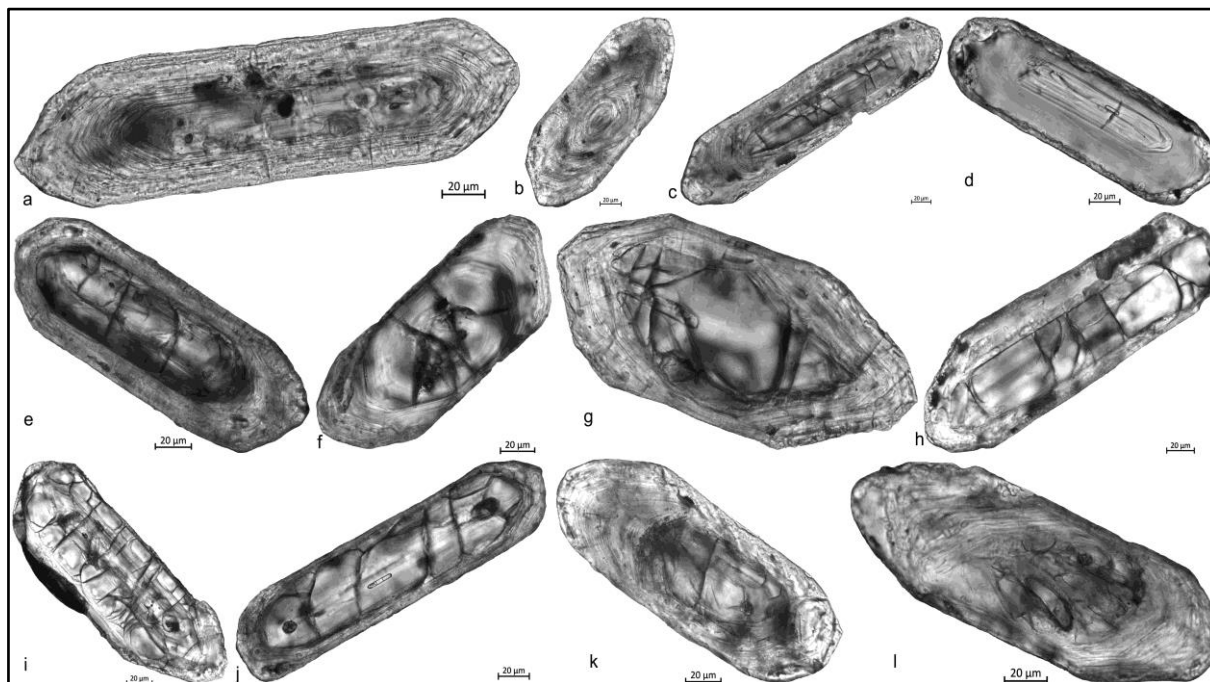


Рис. 7.3.4. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із пегматиту, пр. 9/23, без аналізатора.

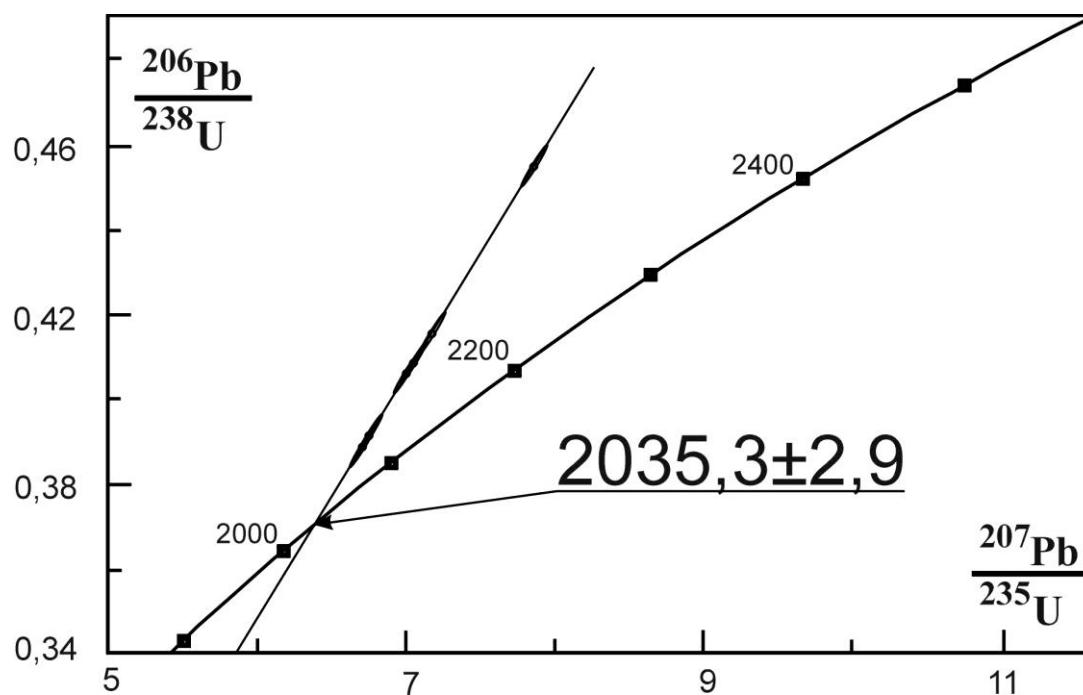


Рис. 7.3.5 . Уран-свинцева діаграма з конкордією для монациту із пегматоїдного граніту, пр. 9/23, Живанівський кар'єр

Таблиця 7.3.3. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із пегматиту, Живанівський к-р, проба 9/23

Фракція	Вміст (μgr)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	Rho
мінералу	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_f}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_f}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_f}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_f}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_f}{^{206}\text{Pb}_f}$	(%)	%err	%err	6/8-7/5
1	7374	10843	33670	7,9573	0,31099	0,39067	6,7548	2126	2080	2034,5	-4,5	1,18	1,18	0,99734
2a	6052	9895	24100	7,9460	0,33098	0,45470	7,8633	2416	2215	2034,8	-18,7	3,68	3,68	0,99987
2б	6625	9803	34000	7,9561	0,32763	0,40852	7,0649	2208	2120	2034,8	-8,5	1,11	1,11	0,99832
2в	4329	6769	15950	7,9378	0,31155	0,41573	7,1809	2241	2134	2032,7	-10,3	1,14	1,14	0,99781
3a	5604	8866	4070	7,7742	0,29976	0,40731	7,0481	2203	2118	2035,9	-8,2	1,13	1,13	0,99872
3б	6214	9056	7640	7,8691	0,31336	0,38866	6,7238	2117	2076	2035,5	-4,0	1,16	1,16	0,99863

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн років. 1- – мультизернова наважка світло-жовтих водяно-прозорих кристалів; 2а-2в – – мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих прозорих кристалів; 3а-3б – – мультизернові наважки розмірних фракцій бурувато-жовтих напівпрозорих кристалів.

7.3.2. Бобринецька ділянка

Вік гранітів визначали методом TIMS за мультизерновими наважками монациту (Степанюк та ін., 2026).

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на восьмиколекторному масспектрометрі MI-1201 AT у мультиколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних – за програмами Pb Dat і ISOPLOT. Похибки визначення віку наведені за 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використали стандарт циркону ІГМР-1.

Було досліджено діафоризований (проба 10/23) і порфіроподібний (проба 11/23) граніти, розкриті Бобринецьким кар'єром, який розташований на правому березі правої притоки р. Сугоклея південно-західніше м. Бобринця, та визначили їхній ізотопний вік за монацитом. Вік монациту визначали класичним уран-свинцевим ізотопним методом.

У петрографічних шліфах у зернах плагіоклазу наявний монацит розміром 0,02–0,01 мм; у мікрокліні – розміром близько 0,05 мм; кварці – 0,02 мм. У протолочці кристали монациту світло-жовті до жовтих, переважно дископодібні, зрідка трапляються пампушкоподібні кристали із заокругленими контурами та переважно шагреневою поверхнею. Кристали на окремих ділянках їхньої поверхні озалізені. (Степанюк та ін., 2026)

Як видно з табл. 7.3.4, для всіх мультизернових наважок монациту отримано субконкордантні ізотопні дати, дискордантність знаходиться в межах від $-2,7$ до $5,1$ %, водночас цифра ізотопного віку за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ коливається від $2024,9 \pm 3,6$ до $2032,9 \pm 5,4$ млн років. За верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої за аналітичними даними табл. 7.3.4, отримано значення віку 2039 ± 15 та $785 \pm$ млн років, за нижнім (рис. 7.3.6.), за $\text{СКЗВ} = 2,5$. Ураховуючи невелику дискордантність, досить купне розташування фігуративних точок свинець-уранових ізотопних відношень та велике негативне значення віку за нижнім перетином $-785 \pm \infty$ млн років (див. рис.

7.3.6.), ми розрахували середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $2028,5 \pm 2,7$ млн років за $\text{СКЗВ} = 6,9$, яке ми приймаємо за вік монациту та граніту (Степанюк та ін., 2026).

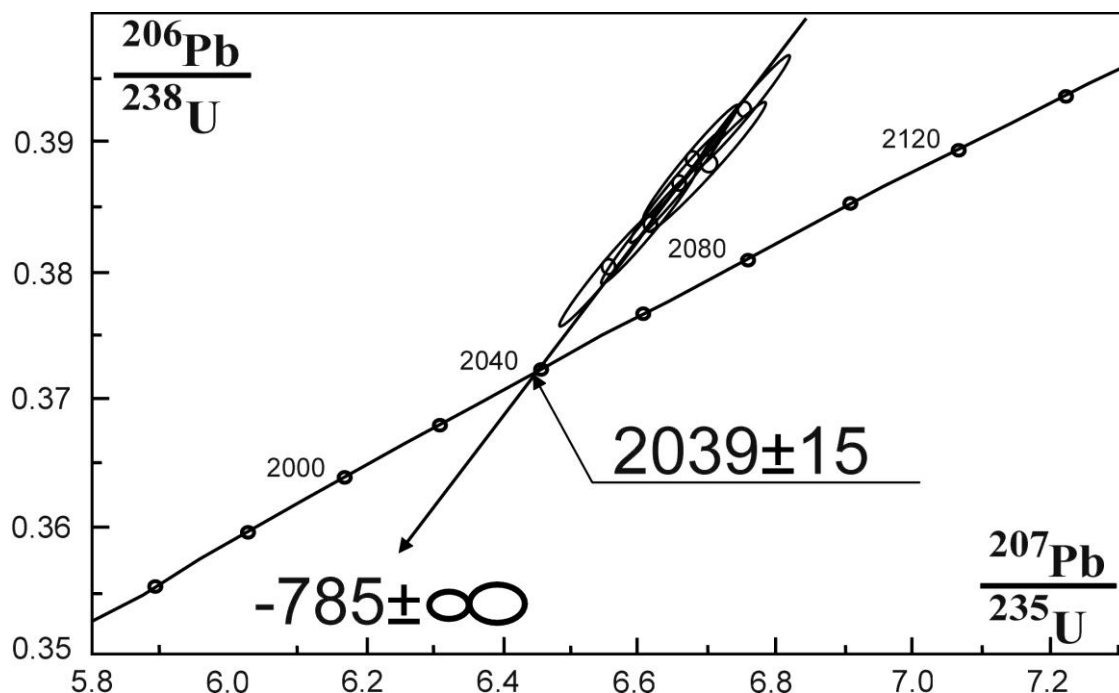


Рис. 7.3.6. Уран-свинцева діаграма з конкордією для мультізернових наважок монациту із граніту, пр. 10/23, Бобринецький кар'єр

Граніт сірий біотит-двопольовошпатовий порфіроподібний, проба 11/23. У шліфі монацит знайдено у вигляді ізометричних зерен із темними облямівками в плагіоклазі. В протолощі монацит наявний у відносно дрібних (дрібніше 0,040 мм) кристалах пампушко- і дископодібної форми, в незначній кількості трапляються ізометричні зерна, кількість яких зростає у дрібніших фракціях мінералу. Поверхня кристалів заокруглена, в переважній більшості зерен дрібноямчаста до шагреневої. За кольором – широка гама кристалів із поступовими переходами від блідо-жовтих (понад 90 %), майже безбарвних до світло- і сірувато-жовтих (Степанюк та ін., 2026).

Вік граніту визначали за мультизерновими наважками розмірних фракцій дрібних (дрібніше 0,040 мм) блідо-жовтих кристалів монациту. Розмірні фракції отримали скочуванням кристалів нахиленою площиною

Аналітичні результати уран-свинцевих ізотопних досліджень (табл. 7.3.5) свідчать, що для різних наважок отримано субконкордантні значення віку (дискордантність потрапляє в інтервал від $-2,3$ до $-4,3$ %) за варіації числових значень віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ від $2027,9 \pm 1,7$ до $2031,2 \pm 1,2$ млн років, що лежить у межах похибки визначення.

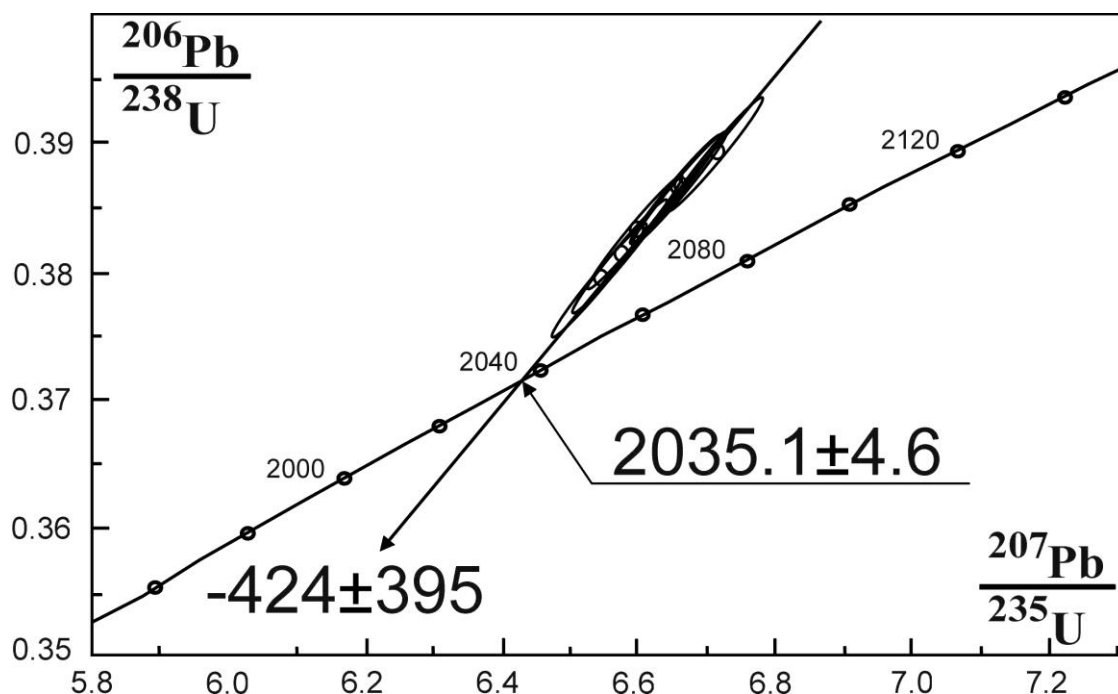


Рис. 7.3.7. Уран-свинцева діаграма з конкордією для мультизернових наважок монациту із граніту, проба 11/23, Бобринецький кар'єр

Таблиця 7.3.4. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту, проба 10/23, Бобринецький к-р

Fraction of monazite	Concentrations, ppm		Isotope ratios					Age, Ma				D (%)	$\frac{206}{238}$ %err	$\frac{207}{235}$ %err	Rho 6/8-7/5
	U	Pb	$\frac{206}{204}\text{Pb}$	$\frac{206}{207}\text{Pb}$	$\frac{206}{208}\text{Pb}$	$\frac{206}{238}\text{Pb}_f$	$\frac{207}{235}\text{Pb}_f$	$\frac{206}{238}\text{Pb}_f$	$\frac{207}{235}\text{Pb}_f$	$\frac{207}{206}\text{Pb}_f$	б				
1	6637,7	10573	9200	7,9058	0,27496	0,38510	6,6465	2100	2066	2031,3	±1,5	-3,4	1,12	1,13	0,997278
2	6312,0	10279	9080	7,9327	0,27270	0,39127	6,7287	2129	2076	2024,9	±3,6	-5,1	1,13	1,15	0,983884
3	6032,4	9622,1	5480	7,8592	0,27256	0,38256	6,5906	2088	2058	2028,0	±1,4	-3,0	1,12	1,12	0,997392
4	7144,6	11606	10930	7,9403	0,27092	0,38844	6,6868	2116	2071	2026,7	±1,4	-4,4	1,11	1,11	0,997413
5	7320,9	11866	3000	7,7172	0,27288	0,38800	6,7028	2114	2073	2032,9	±5,4	-4,0	1,13	1,18	0,966192
6	6938,1	11140	10360	7,9271	0,26872	0,38151	6,5750	2083	2056	2028,7	±2,3	-2,7	1,12	1,13	0,993278

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн. років. 1-3 – мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих частково озалізненних кристалів, 4-6 – теж майже не озалізненних кристалів.

Таблиця 7.3.5. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту, проба 11/23, Бобринецький к-р

Fraction of monazite	Concentrations, ppm		Isotope ratios					Age, Ma				D (%)	$\frac{206}{238}$ %err	$\frac{207}{235}$ %err	Rho 6/8-7/5
	U	Pb	$\frac{206}{204}\text{Pb}$	$\frac{206}{207}\text{Pb}$				$\frac{206}{238}\text{Pb}_f$	$\frac{207}{235}\text{Pb}_f$	$\frac{207}{206}\text{Pb}_f$	б				
1	5144,6	8818,1	8290	7,8962	0,2464	0,38055	6,5677	2079	2055	2031,2	±1,2	-2,3	1,11	1,11	0,998285
2	5176,6	9328,5	12350	7,9434	0,23401	0,38441	6,6223	2097	2062	2028,0	±2,0	-3,4	1,11	1,12	0,994660
3	4992,8	9018,0	11710	7,9400	0,23632	0,38829	6,6888	2115	2071	2027,9	±1,7	-4,3	1,11	1,12	0,996201
4	4867,4	8746,6	7500	7,8983	0,23711	0,38699	6,6680	2109	2068	2028,3	±3,8	-4,0	1,11	1,13	0,981726
5	4747,9	8593,1	13640	7,9416	0,23161	0,38298	6,6045	2090	2060	2029,8	±2,0	-3,0	1,11	1,12	0,994899
6	4566,1	8269,2	13700	7,9447	0,23011	0,38124	6,5722	2082	2056	2029,2	±2,0	-2,6	1,11	1,12	0,994795

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн. років. 1-6 – мультизернові наважки розмірних фракцій блідо-жовтих кристалів. Розмірні фракції отримано скочуванням по нахиленій площині кристалів, дрібніших 0,040 мм.

За верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої за аналітичними даними табл. 2, отримано вік $2035,1 \pm 4,6$ млн років і -424 ± 395 млн років – за нижнім (рис. 7.3.7), $СКЗВ = 0,43$. Зважаючи на незначну дискордантність віку та від'ємне (-424 ± 395 млн років) значення нижнього перетину конкордії лінією регресії, як і в попередньому випадку (граніт, пр. 10/23), розрахували середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2029,7 \pm 2,0$ млн років, $СКЗВ = 3,7$, яке ми і приймаємо за час кристалізації монациту та за вік граніту.

Отже, для гранітів південної частини Бобринецького масиву, розкритих Бобринецьким кар'єром, для мультизернових наважок монациту отримано числові значення віку 2028–2036 млн років, що добре узгоджуються з ізотопними датами за монацитом із гранітів цього самого геологічного тіла, розкритих Живанівським кар'єром.

7.4. Висновки до розділу 7

Віковий інтервал формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву визначено методом *TIMS* за мультизерновими наважками монациту. (Баран та ін., 2024; Ковтун та ін., 2025; Степанюк та ін., 2021; 2026). Зокрема для гранітів північної (Кропивницької) частини масиву за монацитом отримано такі значення віку, млн років: у Знам'янському кар'єрі (район с. Суботці) для граніту біотитового – $2024,8 \pm 4,7$, пегматоїдного – $2023,7 \pm 0,8$ (Баран та ін., 2024); у Соколівському (м. Кропивницький) – $2033,7 \pm 2,9$ (Степанюк та ін., 2021). У цьому самому віковому інтервалі формувались граніти південної (Бобринецької) частини масиву: у Живанівському кар'єрі вік лейкократового граніту становить $2032,4 \pm 4,7$, меланократового – $2035,5 \pm 3,8$, пегматоїдного – $2035,3 \pm 2,9$ млн років (Ковтун та ін., 2025); у Бобринецькому кар'єрі для діафторизованого біотитового граніту визначено вік $2028,5 \pm 2,7$, порфіроподібного – $2035,1 \pm 4,6$ млн років (Степанюк та ін., 2026).

Граніти південної (Бобринецької) та північної (Кропивницької) частин Кропивницько-Бобринецького масиву сформувалися за рахунок плавлення корової речовини (порід інгуло-інгулецької серії, вірогідно, за деякої участі порід архейського віку), про що свідчать реліктові ядра в середині кристалів циркону

ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі на підставі результатів польових, петрографічних, мінералогічних, геохімічних, ізотопно-геохімічних та геохронологічних досліджень уточнено вік та умови формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву Інгульського мегаблока Українського щита.

Встановлено, що граніти Кропивницької та Бобринецької частин масиву характеризуються близькими мінеральним складом, структурно-текстурними особливостями та геохімічними характеристиками. Аналіз різномасштабних карт магнітного поля показав відносно однорідний характер магнітного поля в межах досліджуваної території та відсутність вираженого магнітного контрасту між Кропивницькою і Бобринецькою ділянками. Сукупність цих даних дозволяє розглядати їх як складові єдиного Кропивницько-Бобринецького гранітоїдного масиву.

У гранітах масиву встановлено парагенетичні асоціації породоутворюючих та акцесорних мінералів, характерні для досліджених різновидів гранітів. Наявність гранат-біотитової асоціації та антипертитів плагіоклазу в калієвому польовому шпаті пов'язується з прогресивним етапом регіонального метаморфізму. Парагенезис біотиту з хлоритом має локальний характер і відповідає пізнішим низькотемпературним змінам.

За результатами геохімічних досліджень визначено особливості розподілу петрогенних компонентів, малих, рідкісних та рідкісноземельних елементів у гранітах та ксенолітах плагіогнейсів. Аналіз цих даних у поєднанні з ізотопним складом стронцію в акцесорному апатиті показав корову природу гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву. Отримані результати свідчать про формування гранітів унаслідок ультраметаморфічного процесу в контрастній за складом товщі порід, для якої характерні широкі варіації відношення Rb/Sr.

Ксеноліти плагіогнейсів, що трапляються серед гранітів, розглядаються як релікти вихідної товщі порід, які не були повністю асимільовані під час

гранітоутворювального процесу. Додатковим свідченням участі корової речовини є наявність у кристалах циркону реліктових ядер, які відрізняються за віком від основної маси кристалів. Таким чином, речовинні та ізотопні характеристики гранітів узгоджуються з їх формуванням за рахунок плавлення корової речовини.

Температурні умови формування гранітів визначено за даними біотитового та гранат-біотитового геотермометрів. За біотитовим геотермометром отримано температури рівноваги 560–655 °C за калібруванням Luhr et al. (1984) та 620–700 °C за калібруванням Henry (2002). За різними калібруваннями гранат-біотитового термометра отримано ширший діапазон значень, при цьому найбільш характерними є температури близько 600–650 °C. Загалом температури рівноваги, розраховані за використаними геотермометрами, переважно становлять 550–700 °C.

Отримані температурні оцінки свідчать, що кристалізація гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву відбувалася за середньо- та високотемпературних умов. Нижчі температурні значення, встановлені для окремих пегматоїдних різновидів, узгоджуються з їх формуванням на пізніших етапах еволюції гранітного розплаву. Водночас розбіжність результатів різних калібрувань гранат-біотитового термометра необхідно враховувати при інтерпретації температурних оцінок, оскільки ця мінеральна асоціація може відображати не лише первинні умови кристалізації, а й подальше переурівноваження під час охолодження.

Уран-свинцевим ізотопним методом за мультизерновими наважками монациту методом TIMS визначено вік гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву. Для північної частини масиву отримано вік $2024,8 \pm 4,7$ млн років для біотитового граніту та $2023,7 \pm 0,8$ млн років для пегматоїдного граніту Знам'янського кар'єру, а для граніту Соколівської ділянки – $2033,7 \pm 2,9$ млн років.

Для південної, Бобринецької частини масиву, у Живанівському кар'єрі визначено вік $2032,4 \pm 4,7$ млн років для лейкократового граніту, $2035,5 \pm 3,8$ млн років для меланократового та $2035,3 \pm 2,9$ млн років для пегматоїдного граніту. Для гранітів Бобринецького кар'єру отримано $2028,5 \pm 2,7$ млн років для діафторизованого біотитового граніту та $2035,1 \pm 4,6$ млн років для порфіроподібного граніту. Отримані значення узгоджуються між собою і підтверджують формування гранітів обох частин масиву в одному загальному палеопротерозойському віковому інтервалі.

За сукупністю отриманих геохронологічних даних віковий інтервал формування гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву становить близько 2020–2045 млн років.

Результати комплексного дослідження показують, що Кропивницька та Бобринецька частини масиву не мають принципів відмінностей за часом формування та основними речовинними характеристиками. Встановлені ізотопні дати за монацитом для обох частин масиву перекриваються в межах загального вікового інтервалу, а подібність мінерального та геохімічного складу узгоджується з їх належністю до одного гранітоїдного тіла.

Отримані результати уточнюють вікове положення гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву та умови їх формування в геологічній історії Інгульського мегаблока Українського щита. Нові геохронологічні дані можуть бути використані при уточненні кореляційних побудов раннього докембрію Українського щита, під час розчленування та кореляції гранітоїдних утворень, складання державних геологічних карт і реконструкції геологічного розвитку району.

Комплекс отриманих геохімічних та мінералого-петрографічних даних може бути використаний для подальшої оцінки особливостей гранітоїдного магматизму Кропивницького комплексу та його зв'язку з геологічною будовою Інгульського мегаблока. Встановлені характеристики гранітів також можуть

враховуватися під час оцінки їх можливої рудоносності та планування подальших пошукових робіт.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Хоффманн А., Беккер А.Ю. Возраст пород области сноса для кварцитов родионовской свиты ингуло-ингулецкой серии (Желтянский участок Правобережного района). *Доповіді НАН України*. 2019. № 12. С. 65–74.
2. Бабинин А. К. и др. Глубинное геологическое картирование масштаба 1:200 000 территории листов М-36-XXXII (ц. ч.), XXXIII (ц. ч.). Отчет геологического отряда № 20 за 1985-89 гг. Листы М-36-123-В, Г; 124-В, Г; 125-В, Г; 135-А, Б; 136-А, Б; 137-А, Б. – К., 1989. – Фонди ДП «Центрукргеологія».
3. Баран А. М., Висоцький О. Б., Довбуш Т. І., Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Яськевич Т. Б. Уран-свинцевий ізотопний вік за монацитом гранітоїдів Кропивницького масиву на прикладі кар'єру с. Суботці (Інгульський мегаблок Українського щита) // *Геохімія та рудоутворення*. 2024. № 45. С. 54–63. DOI: [10.15407/gof.2024.45.054](https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.054).
4. Бартницкий, Е.Н., Бибикова, Е.В., Верхогляд, В.М., Легкова, Г.В., Скобелев, В.М., Терещ, Г.Я. (1995), Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. *Геохимия и рудообразование*. Вып. 21. С. 164-167.
5. Безбородько М. І. Петрогенезис та петрогенетична карта кристалічної смуги України / М. І. Безбородько. – Київ: Вид-во АН УРСР, 1935. – 414 с.
6. Белевцев Я. Н. Металлогения Украины и Молдавии / отв. ред. Я. Н. Белевцев. Київ : Наук. думка, 1974. 511 с.
7. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Бакарджиев А. Х. та ін. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / за ред. Я. Н. Белевцева, В. Б. Ковалья. Київ : Наук. думка, 1995. 397 с.
8. Белевцев, Р.Я. (1982), Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. Киев: Наук. думка. 149 с.

9. Беспалько Н.А та ін. Акцессорные минералы Украинского щита / Беспалько Н.А., Донской А.Н., Елисеева Г.Д., Казанцева А.И., Козаченко А.И., Корниенко Т.Г., Котько А.Г., Куц В.П., Левковская Н.Ю., Литовченко Е.И., Мицкевич Б.Ф., Орса В.И., Осадчий В.К., Самчук А.И., Стадник В.А., Царовский И.Д., Щербак Н.П. – Киев : Наук. думка, 1976. – 280 с

10. Беспалько Н. А., Крамаренко Н. К., Орса В. І., Рокачук Т. А., Усенко І. С., Щербаков І. Б. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. Київ : Наук. думка, 1980. 196 с.

11. Белєвцев Я.М., Рудницький П.М., Сухинін О.М., Єгоров Ю.П., Олейник О.А. Про стратиграфію та структуру центральної частини Українського щита. Геол. журн. 1971. Т. 31, № 1. С. 114–128.

12. Билинська Я. П. и др. Отчет по теме «Металлогеническая прогнозная карта центральной части Украинского щита (карта коры выветривания)» и о результатах структурно-профильного бурения 1967-1968 гг. – Фонди ДП «Центрукргеологія».

13. Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Степанюк Л.М, Довбуш Т.І., Меркушин І.Є., Гнугтенко Н.О., Бакуменко І.Т. Геологічна позиція та вік гранітів Майського золоторудного родовища (Середнє Побужжя) // Мінерал. журн. – 1999. – 21, №4 – С.83-86.

14. Бобров О. Б. Звіт про науково-дослідну роботу: Геолого-формаційні, петрологічні та геохронологічні дослідження Інгульського мегаблоку з метою розробки інтегрованої моделі його глибинної будови / О. Б. Бобров, І. Є. Меркушин. – Київ : УкрДГРІ, 2008.

15. Бобров О. Б. та ін. Звіт про науково-дослідну роботу: Електронно-мікроскопічне вивчення та рентгеноспектральний мікроаналіз породоутворюючих мінералів із докембрійських порід УЩ з метою визначення фізико-хімічних умов їх формування / О. Б. Бобров, О. О. Андреев, Л. М. Степанюк. – Київ: УКРДГРІ, 2009. – 221 с.

16. Бобров О. Б., Гурський Д. С., Єсипчук К. Ю. та ін. Основні типи породних комплексів докембрію Українського щита (геологія, металогенія) // Збірник наукових праць УкрДГРІ. Київ : УкрДГРІ, 2004. № 2. С. 5–24.

17. Бобров О. Б., Гурський Д. С., Малюк Б. І. та ін. Геологія України. Том 2. Український щит. Книга 1. Геологічна будова фундаменту : звіт про науково-дослідну роботу «Вивчення геологічної будови України» (тема 971) : заключний звіт : у 6 кн. / Укр. держ. геологорозвід. ін-т ; ред. С. В. Гошовський. Київ, 2009. Кн. 5, текстовий додаток К. 451 с.

18. Бондаренко С.М., Курило С.І., Сьомка В.О., Донський М.О., Бельський В.М., Іванов Б.Н., Сукач В.В. Акцесорні і рудні U-Th-вмісні мінерали в лужних метасоматитах Партизанського родовища урану та їх роль у процесах рудогенезису (Новоукраїнський масив, Український щит). Мінерал. журн. 2024. 46, № 4. С. 14–29. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.04.014>

19. Брянский В.П. Отчет о геологической съемке масштаба 1:50000 территории листов М-36-102-А,В,Г и М-36-114-А,Б за 1976-80гг. [производственный отчет] / В.П. Брянский. – Черкасы, 1980. – 288 с.

20. Брянский В. П. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории листов М-36-103-В (ю.п.), 114-Г, 115-А,В. [производственный отчет] / В.П. Брянский. – Киев, 1976. – 210 с.

21. Брянский В. П. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории планшетов М-36-126-Б,Г. [производственный отчет] / В.П. Брянский. – Киев, 1972. – 160 с.

22. Брянський В. П. Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба 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. – 1986. – Фонди ДП «Центрукргеологія».

23. Василенко А. П. Звіт про науково-дослідну роботу № 538: Оцінка перспектив західної та центральної частин Українського щита на

рідкіснометалеve та рідкісноземельне зруденіння, пов'язане з пегматитами / А. П. Василенко, Л. В. Ісаков та ін. – Київ : УкрДГРІ, 2008. – 208 с.

24. Василенко А. П., Ісаков Л. В. та ін. НДР № 538/Звіт про науково-дослідну роботу: “Оцінка перспектив західної та центральної частин Ущ на рідкіснометалеve рідкісноземельне зруденіння, пов'язане з пегматитами.” / УКРДГРІ. Київ : УКРДГРІ, 2008. 208 с.

25. Висоцький О. Б., Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В., Ковтун О. В., Котвицька І. М. Петрогенезис гранітів Кропивницького комплексу // Геохімія та рудоутворення. 2025. № 46. С. 48-55. DOI: 10.15407/gof.2025.46.048.

26. Войновский А. С. Середньомасштабне і локальне прогнозування гіпергенних родовищ золота в корах вивітрювання Українського щита, 1994-1998 років [виробничий звіт] / А. С. Войновский. – Київ, 1999. – 122 с.

27. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXII (Кіровоград). – Київ: Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба України, Дочірнє підприємство «Центргеологія», 2007. – 103 с.

28. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Серія Центрально-Українська. Лист М-36-XXXII (Новоукраїнка). Пояснювальна записка. Київ, Державне геологічне підприємство “Геоінформ”, 1988 р., 237 с.

29. Добрий А. Г. Отчет по крупномасштабному глубинному геологическому картированию на южном продолжении Кировоградской и Звенигородско-Анновской зон разломов в пределах листов L-36-16-Г, L-3617-В,Г в масштабе 1:50000. 1976-1979 гг. [производственный отчет] / А.Г. Добрый, И.Н. Мокряк. – Одесса, 1980. – 320 с.

30. Довбуш Т.І. Методичні рекомендації з уран-свинцевого, рубідій-стронцієвого та самарій-неодимового ізотопного датування геологічних об'єктів при ГРР Методичні рекомендації / Т.І. Довбуш, В.М. Скоболов, Л.М. Степанюк. – Київ: УкрДГРІ, 2008. – 77 с.

31. Дусяцький В. А. Отчет по теме: «Составление прогнозных и металлогенических карт в м-бе 1:200 000 по Кировоградскому блоку». I-й этап 1972-74 гг. – К., 1974. – Фонди ДП «Центрукргеологія».

32. Есипчук К. Ю. Гранитоиды Украинского щита: петрохимия, геохимия, рудоносность (справочник) / К. Ю. Есипчук, В. И. Орса, И. Б. Щербаков. – Київ: Наукова думка, 1993. – 228 с.

33. Есипчук, К.Е.; Орса, В.И.; Щербаков, И.Б.; Шеремет, Е.М.; Скобелев, В.М.; Рябоконь, В.В.; Галецкий, Л.С.; Панов, Б.С.; Юшин, А.А.; Бочай, Л.В.; Голуб, Е.Н.; Демяненко, В.В.; Бучинская, К.М.; Свешников, К.И.; Сухоруков, Ю.Т.; Щербак, Д.Н.; Осадчий, В.К.; Пийяр, Ю.К.; Самчук, А.И.; Кушнир, А.С.; Андреев, А.В.; Чебуркин, А.К. Гранитоиды Украинского Щита. Петрохимия, Геохимия, Рудоносность. Справочник; Наук. Думка: Киев, 1993; с 232.

34. Есипчук, К.Е.; Шеремет, Е. М.; Зинченко, О. В.; Бобров, А.Б.; Борко, В.Н.; Бухарев, С.В.; Васильченко, В.В.; Верхогляд, В.М.; Голуб, Е.Н.; Демяненко, В.В.; Жебровская, Е.И.; Орса, В.И.; Панов, Б.С.; Раздорожный, В.Ф.; Свешников, К.И.; Скобелев, В.М.; Щербак, Д.Н. Петрология, Геохимия и Рудоносность Интрузивных Гранитоидов Украинского Щита; Наук. Думка: Київ, 1990; с 1–236.

35. Есипчук К. Е., Шеремет Е. М. и др. Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов Украинского щита, – К.: Наукова думка, 1990.

36. Єсипчук К. Ю., Бобров О. Б., Степанюк Л. М., Щербак М. П., Глеваський Є. Б., Скобелев В. М., Дранник А. С., Гейченко М. В. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). Київ : УкрДГРІ, НСК України, 2004. 30 с.

37. Ісаков Л.В., Паранько І.С. Роль глибинних магматичних плюмів у формуванні мегаструктур Українського щита. Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2013. № 2. - С. 41-56.

38. Каляев Г. И. Структура Кировоградского блока / Г. И. Каляев, А. Н. Комаров // Допов. АН УРСР, 1969. – № 5. – С. 393–398.

39. Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Висоцький О. Б., Баран А. М., Довбуш Т. І. Вік гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (Інгульський мегаблок Українського щита) // Мінералогічний журнал. 2025. Т. 47, № 3. С. 69–80. DOI: 10.15407/mineraljournal.47.03.069.

40. Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Зюльцле О. В., Висоцький О. Б., Довбуш Т. І., Павлов Г. Г., Коваленко Н. О. Мінералізація урану в породах Петрівського залізорудного родовища (Інгульський мегаблок, Український щит) // Геохімія та рудоутворення. 2024. № 45. С. 64–71. DOI: 10.15407/gof.2024.45.064.

41. Коломієц Г. Д. Геологическое строение и металлогения докембрия Кировоградского блока Украинского щита. Отчет по теме «Составление прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:200 000 кристаллического основания Кировоградского блока УЩ». Отчет о результатах работ по МНПП «Полигон» за 1986-1990 гг. – 1990. – Фонди ДП «Центрукргеологія».

42. Коновал Н. М. Петрологія гранітоїдів кіровоградського та новоукраїнського комплексів (центральна частина Українського щита): автореф. дис. ... канд. геол. наук: 04.00.08. Київ, 2012. 20 с.

43. Кривдік С. Г., Дубина О. В., Довбуш Т. І. та ін. / $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах із лужних і основних порід Українського щита // Мінерал. журнал. – 2011. – Т. 33. – № 3. – С. 55-62.

44. Кривдік С. Г., Коновал Н. Біотити гранітів Кіровоградського та Новоукраїнського комплексів (центральна частина Українського Щита). *Геол. журнал*. 2011. Т. 3. С. 58–65. ISSN 0367-4290.

45. Круглов С. С. Тектонічна карта України. Масштаб 1 : 1 000 000. Частина I : пояснювальна записка / С. С. Круглов, Ю. О. Арсірій, В. Я. Веліканов, Т. О. Знаменська, А. М. Лисак, О. Є. Лукін, І. К. Пашкевич, І. В. Попадюк, А. Я. Радзівілл, А. Б. Холодних ; гол. ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов. – Київ : УкрДГРІ, 2007. – 140 с.

46. Лазаренко Є. К. Курс мінералогії. 2-ге вид., перероб. і допов. Київ : Вища школа, 1970. 600 с.
47. Лепигов Г.Д. Дослідження рудоносності кори вивітрювання кристалічних порід Українського щита. [производственный отчет] / Г.Д. Лепигов. – Киев, 2002. – 204 с.
48. Лепигов Г.Д. Оценка перспектив рудоносности северо-западной и центральной части УЩ на вольфрам, молибден, благородные металлы. [производственный отчет] / Г.Д. Лепигов. – Киев, 1987. – 144 с.
49. Лепігов Г. Д., Борисенко С. Т. та ін. Складання геолого-прогнозних карт північно-західної та центральної частин УЩ масштабу 1:200 000 на титан, апатит, золото за 1978-1982 років Звіт. – 1982. – УТГФ.
50. Лучицкий В. И. Петрография Украины / В. И. Лучицкий, П. И. Лебедев. – Л.: Изд-во АН СССР, 1934. – 324 с.
51. Нечаєва Т. С., Шимків Л. М., Єнтін В. А. Карта аномального магнітного поля України. М-б 1 : 1 000 000 / ; гол. ред. Д. С. Гурський ; заст. гол. ред. В. І. Калінін. Київ : УкрДГРІ, 2007. 1 к.
52. Нечаєнко, О.М., Недомолкін, В.Ф., Нікітченко, І.М., Ткаченко, К.О., Васи́лига, І.І., Мархай, В.М. (2007), Державна геологічна карта України. М-б 1 : 200000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXIII (Кіровоград). Поясн. зап. Київ. 102 с.
53. Носырев И.В., Робул В.М., Есипчук К.Е., Орса В.И. Генерационный анализ акцессорного цикркона. Москва, 1989. 203 с.
54. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм / Ю.П. Оровецкий .- Киев: Наук. Думка, 1990. – 169 с.
55. Павлов Г. Г. Петрографія / Г. Г. Павлов. – Київ: Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2014. – 527 с.
56. Панкратов И. Н. та ін. Результаты глубинного геологического картирования масштаба 1:200 000 листов М-36-XXXIII, I-36-III. – Кировгеология, 1995. – Фонди КП «Кіровгеологія».

57. Половинкина Ю. Ир. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР //Труды лаборатории геологии докембрия. Вып. 2. Сборник статей по геологии докембрия Балтийского и Украинского щитов и Восточной Сибири. – М.-Л.: изд-во АН СССР, 1953. С. 44-71.

58. Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива / Ю. И. Половинкина. – М.: Госгеолтехиздат, 1954. – 94 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 1).

59. Пономаренко О.М., Лісна І.М., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Мінеєва В.М., Заяць О.В., Сьомка Л.В., Гулько В.В., Коваленко О.О. До питання про вік чарнокітоїдів ташлицького комплексу (Інгульський мегаблок Українського щита). Мінерал. журн. 2021. Т. 43, № 3. С. 73–84. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.073>

60. Ростов В. Г. Отчет Украинского участка МОМГЭ о результатах работ по составлению геохимической основы прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:200 000 территории листов М-36-XXVII, XXII, XXXIII, XXXVIII, проведенных по договору № 28-89 с УГКГУ Укргеологии. – М., 1989. – Фонди ДП «Центрукргеологія».

61. Свешников К.И., Гасанов Ю.М., Гожик А.П., Соловьев И.В., Санин Е.В., Толстой М.И. Объемы и возрастная последовательность гранитоидных формаций южной части Ингуло-Ингулецкого района. *Геол. журн.* 1991. № 1. С. 84-92.

62. Свешников, К.И., Красовский, С.С., Пашкевич, И.К. (1993), Соотношение гранитного магматизма центральной части Украинского щита (Ингуло-Ингулецкий район) с глубинными неоднородностями литосферы. Допов. Акад. наук України. № 2. С. 112-116.

63. Семененко Н. П. Геологическое строение Украинского кристаллического массива и история его формирования // Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1. – С. 15-23.

64. Семененко Н.П. Метасоматические процессы / Н.П. Семененко // Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита. – Киев. – 1975. – С.167-181.
65. Степанюк Л.М. Геохронологія докембрію західної частини Українського щита (архей-палеопротерозой): дис. док. геол. наук. 04.00.02 / Л.М. Степанюк. – Київ, 2000. – 290 с.
66. Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Грінченко О.В., Скуратівський С.Є. Уран-свинцева геохронологія порід калій-уранової формації Інгульського мегаблоку Українського щита. Мінерал. журн. 2012. 34, № 3. С. 55-63. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.34.03.055>
67. Степанюк Л.М., Коновал Н.М., Висоцький О.Б., Довбуш Т.І., Білан О.В. Уран-свинцевий вік гранітів Чигиринського масиву. Геохімія та рудоутворення. 2020. Вип. 41. С. 77-82. <https://doi.org/10.15407/gof.2020.41.077>
68. Степанюк Л.М., Коновал Н.М., Довбуш Т.І., Ковтун О.В., Висоцький О.Б., Снісар В.П. Уран-свинцевий вік гранітів Кіровоградського масиву (Інгульський мегаблок Українського щита). Мінерал. журн. 2021. 43, № 4. С. 56- 62. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.056>
69. Степанюк Л.М., Курило С.І. Довбуш Т.І. Уран-свинцева геохронологія за монацитом гранітів Долинського масиву Інгульського мегаблоку Українського щита. Вісн. НАН України. 2015. № 10. С. 46-49. <https://doi.org/10.15407/visn2015.10.046>
70. Степанюк Л.М., Курило С.І., Ковтун О.В., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Уран-свинцева геохронологія за монацитом двопольовошпатових гранітів Інгульського мегаблоку (Український щит). Мінерал. журн. 2021. 43. № 2. С. 49-57. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.02.049>
71. Степанюк Л. М. Звіт про науково-дослідну роботу: Розробка та впровадження методик U-Pb і Rb-Sr ізотопного датування мінералів, гірських порід і руд / Л. М. Степанюк, В. М. Скобелев, Т. І. Довбуш. – Київ: УКРДГРІ, 2005. – 254 с.

72. Степанюк Л. М., Бондаренко С. М., Іванов Б. Н., Довбуш Т. І., Курило С. І., Сьомка В. О., Шестопалова О. Є. Геохронологія Ватутінського уранового родовища (Інгульський мегаблок Українського щита) // Геохімія та рудоутворення. 2014. Вип. 34. С. 18-25. DOI: [10.15407/gof.2014.34.018](https://doi.org/10.15407/gof.2014.34.018)

73. Степанюк Л. М., Висоцький О. Б., Баран А. М., Ковтун О. В., Довбуш Т. І., Коваленко Н. О., Котвіцька І. М. Ізотопна геохронологія гранітоїдів Кропивницького комплексу на прикладі Лозуватського кар'єру // Геохімія та рудоутворення. 2024. № 45. С. 44–53. DOI: [10.15407/gof.2024.45.044](https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.044).

74. Степанюк Л. М., Висоцький О. Б., Ковтун О. В., Курило С. І., Довбуш Т. І. Уран-свинцевий ізотопний вік монацитів плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії (Інгульський мегаблок Українського щита) // Геохімія та рудоутворення. 2022. № 43. С. 12–19. DOI: [10.15407/gof.2022.43.012](https://doi.org/10.15407/gof.2022.43.012).

75. Степанюк Л. М., Довбуш Т. І., Павлов Г. Г., Висоцький О. Б., Ковтун О. В., Коваленко Н. О. Природа та верхня вікова межа формування породної асоціації Петрівського залізрудного родовища // Мінералогічний журнал. 2024. Т. 46, № 3. С. 55–65. DOI: [10.15407/mineraljournal.46.03.055](https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.03.055).

76. Степанюк Л. М., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Довбуш Т. І., Гулько В. В. Новоукраїнський масив: джерело родоначальних магм та час формування // Мінералогічний журнал. 2023. Т. 45, № 3. С. 60–69. DOI: [10.15407/mineraljournal.45.03.060](https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.03.060).

77. Степанюк Л. М., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Павлов Г. Г., Довбуш Т. І. Кропивницький масив: склад, вік та джерело родоначальних гранітних розплавів (Інгульський мегаблок Українського щита) // Мінералогічний журнал. 2026Б. Т. 49, № 2. С. 96–109. DOI: [10.15407/mineraljournal.48.02.096](https://doi.org/10.15407/mineraljournal.48.02.096)

78. Степанюк Л. М., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Павлов Г. Г., Довбуш Т. І., Гоголев К. І. Уран-свинцевий вік за монацитом гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (Інгульський мегаблок Українського щита) // Мінералогічний журнал. 2026А. Т. 48, № 1. С. 79–89. DOI: [10.15407/mineraljournal.48.01.079](https://doi.org/10.15407/mineraljournal.48.01.079).

79. Степанюк Л. М., Курило С. І., Сьомка В. О., Бондаренко С. М., Коваленко О. О., Довбуш Т. І., Висоцький О. Б. Особливості U-Pb ізотопних систем цирконів і монацитів асоціації граніт – «ксеноліт»: петрологічні та геологічні наслідки // Мінерал. журн. 2017. Т. 39, № 1. С. 63–74. DOI: [10.15407/mineraljournal.39.01.063](https://doi.org/10.15407/mineraljournal.39.01.063)

80. Степанюк Л. М., Курило С. І., Сьомка В. О., Довбуш Т. І., Бондаренко С. М., Ковтун О. В., Котвіцька І. М. Уран-свинцева геохронологія за монацитом гранітів Липнязького масиву та його обрамлення (Інгульський мегаблок Українського щита) // Геохімія та рудоутворення. 2021. № 42. С. 71–79. DOI: [10.15407/gof.2021.42.071](https://doi.org/10.15407/gof.2021.42.071).

81. Степанюк Л. М., Пономаренко О. М., Курило С. І. Уран-свинцева геохронологія за цирконом та монацитом гранітоїдів Інгульського мегаблока Українського щита. Мінералогічний журнал. 2018. Т. 40, № 3. С. 67–81. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.03.067>

82. Степанюк Л. М., Сьомка В. О., Курило С. І., Донський М. О., Бондаренко С. М., Довбуш Т. І. Уран-свинцевий ізотопний вік гранітів Вознесенського масиву (Інгульський мегаблок Українського щита) // Доповіді НАН України. 2016. № 8. С. 79–84. DOI: [10.15407/dopovidi2016.08.079](https://doi.org/10.15407/dopovidi2016.08.079)

83. Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Павлов Г. Г., Довбуш Т. І. Уран-свинцевий вік і первинна природа плагіогнейсів ксеноліту в гранітах Новоукраїнського масиву // Мінералогічний журнал. 2024. Т. 46, № 4. С. 30–41. DOI: [10.15407/mineraljournal.46.04.030](https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.04.030).

84. Толстой М. І. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка / М. І. Толстой, Н. В. Костенко, В. М. Кадурін та ін. – К.:ВПЦ “Київський університет”, 2008. – 356 с.

85. Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г. и др. Геологическое строение и формационный анализ метаморфических и магматических образований докембрия Украинского щита // Геология, петрология и металлогения

кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. - М.: Недра, 1976. - С. 58-67.

86. Усенко І. С., Оrsa В. І., Хатунцева А. Я. Геосинклинальные гранитоиды Украинского щита // Геол. журнал. 1973. № 4. С. 3–14.

87. Усенко, И.С., Щербаков, И.Б., Белевцев, Р.Я., Сироштан, Р.И., Этингоф, И.М., Щербакова, Т.Г., Половко, Н.И., Кравченко, Л.Г., Яковлев, Б.Г., Оrsa, В.И., Венидиктов, В.М., Зюльцле, В.В. (1982), Метаморфизм Украинского щита. Киев: Наук. думка. 308 с.

88. Усенко И.С. Биотиты докембрия / И.С. Усенко, И.Б. Щербаков, А.П. Заяц. – Киев: Наукова думка, 1972. – 208 с.

89. Фор Г. Основы изотопной геологии / Г.Фор: пер. с англ. И.М. Горохов, Ю.А. Шуколюкова – М.: Мир, 1989. – 590 с.

90. Чепижко А. В. Типоморфизм акцессорных минералов гранитоидов центральной части Украинского щита / А. В. Чепижко // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. – 1986. – Вып. 13. – С. 56–64.

91. Шумлянський Л.В. Мантіїне джерело флюїдів ураноносних Наметасоматитів Центральноукраїнської уранової провінції, за даними щодо ізотопного складу Pb, Sr та Nd. Геохімія та рудоутворення. 2022. 43. С. 20–30. <https://doi.org/10.15407/gof.2022.43.020>

92. Шумлянський Л.В., Петренко О.В. Палеопротерозойський гранітоїдний магматизм Інгульського району Українського щита. Геол.-мінерал. вісн. Криворіз. нац. ун-ту.- Кривий Ріг: 2015. 33, № 1. С. 80-87.

93. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. - К.: Наук. думка, 1975. - 278 с

94. Щербаков И. Б. Эволюция магматизма Украинского щита / И. Б. Щербаков // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 36–47.

95. Щербаков І. Б. Петрографічний кодекс України / Під ред. І. Б. Щербакова. – Київ, 1999. – 81 с.

96. Щербаков, И. Б., Есипчук, К. Е., Орса, В. И., Усенко, И. С., Бартницкий, Е. Н., Голуб, Е. Н., Горлицкий, Б. А., Кириллов, С. П., Забияка, Л. И., Царовский, И. Д., Осадчий, В. К. (1984). Гранитоидные формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, - 1984. 192 с.

97. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита. Геохимия и рудообразование. 1995. Вып. 1. С. 74-88.

98. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Лісна І.М., Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой. Київ: Наук. думка, – 2008. – 239 с.

99. Щербак М. П. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / М. П. Щербак, К. Є. Есипчук, Б. З. Берзенін, Є. Б. Глевасський, А. С. Дранник, Ю. К. Пияр, Р. М. Полуновський, Т. О. Скаржинська, В. М. Соловицький, І. М. Етінгоф, Я. П. Білінська, В. М. Ганоцький, Г. Ф. Гусенко, О. С. Кисельов, В. М. Ключков, В. В. Решетняк, Н. І. Босая, С. Г. Воронова, В. І. Пилипенко. – Київ : Наук. думка, 1985. – 168 с.

100. Щербак *Н.П.* Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Отв. ред. Н.П. Щербак. / Н.П.Щербак, Г.В.Артеменко, И.М. Лесная, А.Н.Пономаренко, Л.В. Шумлянский // К.: Наук. думка, 2008. 239 с.

101. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. – Киев: Наук. Думка, 1989. – 142 с.

102. Щербак Н.П., Есипчук, К.Е., Берзенин, Б.З., Глевасский, Е.Б., Дранник, А.С., Пияр, Ю.К., Полуновский, Р.М., Скаржинская, Т.А., Соловицкий, В.Н., Этингоф, И.М., Билинская, Я.П., Ганоцкий, В.Н., Гусенко, Г.Ф., Киселев, А.С., Ключков, В.М., Решетняк, В.В., Босая, Н.И., Воронова, С.Г., Пилипенко, В.И. (1985), Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка. 168 с.

103. Юрк Ю. Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита / Ю. Ю. Юрк. – К.: Изд-во АН УССР, 1956. – 196 с.
104. Abdel-Rahman A. M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*. 1994. Vol. 35, No. 2. P. 525–541.
105. Ariskin A. A. Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of highalumina basalt / A. A. Ariskin // *J. Volcanol. Geotherm. Research*. – 1999. – V. 90. p. 115-162.
106. Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K., & Raith, M. (1992). Non-ideal mixing in Fe-Mg-Ca-Mn garnets: Refinement of the garnet-biotite geothermometer and garnet-garnet-plagioclase-quartz geobarometer. *Journal of Petrology*, 33(1), 237–240.
107. Blundy J. D. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer / J. D. Blundy, T. J. B. Holland // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1990. – V. 104, 2. – p. 208-224.
108. Brey G. P. Geothermobarometry in four phase Iherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers / G. P. Brey, T. Kihler // *Jour. Petrology*. – 1990. – V. 31. – N 6. – p. 1353-1378.
109. Cuney M., Emetz O., Mercadier J., Mykchaylov V., Shunko V., Yuslenko A. Uranium deposits associated with Nametasomatism from central Ukraine: A review of some of the major deposits and genetic constraints. *Ore Geology Reviews*. 2012. 44. P. 82–106. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.09.007>
110. Erban V., Janoušek V., Farrow C., Šmíd J. Geochemical Data Toolkit (GCDkit): a Key for Magmatic Geochemists to the Treasury of Data Analysis, Statistics and Graphics in R. *Geolines*. 2003. Vol. 16. P. 25–26.
111. Faure G., Mensing T. M. *Isotopes: Principles and Applications*. 3rd ed. Hoboken, N. J. : John Wiley & Sons, 2005. 897 p.
112. Ferry J. M., Watson E. B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to*

Mineralogy and Petrology. 2007. Vol. 154, No. 4. P. 429–437. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>

113. Foster M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geological Survey Professional Paper. 1960. Vol. 354-B. P. 11–49.

114. Frost B.R. A Geochemical Classification for Granitic Rocks / [B.R. Frost, C.G. Barnes, W.J. Collins et al.] // Journal of Petrology. – 2001. – Vol.42, № 11. – P. 2033-2048

115. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. Journal of Petrology. 49. 1955–1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>

116. Frost, B. R., & Frost, C. D. (2014). Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology. Cambridge University Press.

117. Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., et al., 1992 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 125

118. Ghent, E. D. (1976). Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. American Mineralogist, 61(7-8), 710–714.

119. Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2000, From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist, v. 38, p. 1065-1073.

120. Gündüz, M., Asan, K. (2021). PetroGram: An Excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. Geoscience Frontiers. 12(1). pp. 81-92.

121. Henry D. J. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystalchemical controls, and petrologic applications / D. J. Henry, G. V. Charles // American Mineralogist. – 2002. – Vol. 87.– p. 375–382.

122. Hodges, K. V., & Spear, F. S. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. American Mineralogist, 67(11-12), 1118–1134.

123. Holdaway, M. J. (2001). Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite

geothermometer. *American Mineralogist*, 86(10), 1113–1131. DOI: [10.2138/am-2001-1001](https://doi.org/10.2138/am-2001-1001)

124. Holland, T. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry / T. Holland & J. Blundy // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1994. – V. 116. – P. 433–447.

125. Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*. 1971. 8. P. 523–548.

126. Krough T.E. A law contamination method for hedrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. et. Cosmochim. Acta*. 1973. 37, № 3. P. 485-494.
[https://doi.org/10.1016/00167037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/00167037(73)90213-5)

127. Lee, J.K.W. Pb, U and Th diffusion in natural zircon / J.K.W. Lee, I.S. Williams, D.J. Ellis // *Nature*. – 1997. – V. 390, № 6656. – P. 159–162.

128. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0/ K.R. Ludwig // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. – 1990. – №88.– 557.– P.38.

129. Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.06 / K.R. Ludwig // U.S. Geol. Survey Open-File Rept.– 1989.– №88.– P.40.

130. Maniar, P.D. and Piccoli, P.M. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 1989, 101, P. 635–643.

131. Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355.

132. Montel J.M. X-ray diffraction study of barbanite monazite solid solution / J.M. Montel, J.L. Devidal, D.Avigant // *Chem. Geology*. – 2002. – Vol.191, №1-3. – P.89-104.

133. Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H., & Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415–1420.

134. Orlyuk Mykhailo, Marchenko Andriy, Romenets Andriy, Bakarzhieva Mariya, Orliuk Ivan. Development of geomagnetic field induction module maps for the territory of Ukraine//Geodynamics 1(36)/2024.PP.74-84 <https://doi.org/10.23939/jgd2024.01.074>.

135. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 1984. 25. P. 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>

136. Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.

137. Rieder M., Cavazzini G., D'Yakonov Y. S. et al. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*. 1998. Vol. 36, No. 3. P. 905–912.

138. Rollinson H. R., Pease V. *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes*. 2nd ed. Cambridge : Cambridge University Press, 2021.

139. Schmidt M. W. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation / M. W. Schmidt, S. Poli // *Earth Planet. Sci. – 1998. – Lett. 163. – p. 361–379*.

140. Stepanyuk L., Hrinchenko O., Slobodian B., Semka V., Kurylo S., Dovbush T. Geochronology of lithium-bearing granitoids of Ingul megablock (Ukrainian Shield). *Visn. Taras Shevchenko Nat. Univ. of Kyiv. Geology*. 2018. Iss. 3(82). p. 23-28. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.82.03>

141. Stepanyuk L.M., Kurylo S.I., Dovbush T.I., Hrinchenko O.V., Syomka V.O., Bondarenko S.M., Shumlyanskyy L.V. Geochronology of Granitoids of the Eastern Part of the Inhul Region (the Ukrainian Shield). *Geochemistry and ore formation*. 2017. 38. P. 3-13. <https://doi.org/10.15407/gof.2017.38.003>

142. Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks. *Nues Jarbuch fur Mineralogie Abhandlungen*, v. 107, p. 144-240.

143. Sun S. S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the oceanic*

basins / S.S. Sun, W. F. McDonough. – Geol. Soc. Spec. Publ. – 1989. – №42. – P. 313-345. (Хондрит Уран)

144. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution / S.R. Taylor, S.M. McLennan – Blackwell, Oxford, 1985.

145. Thompson, A. B. (1976). Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of chemical equilibrium between mineral assemblages. American Journal of Science, 276(4), 425–454.

146. Tindle A.G., Webb P.C. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks // European Journal of Mineralogy 1990 № 2.-P. 595-610.

147. Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petro genesis. Contrib Mineral Petrol. 1987. 95. P. 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>

148. Windley B. F. Tectonic models for the geological evolution of crust, cratons and continents in the Archaean / B. F. Windley // Revista brasileira de geosciences. – 1998. –V. 28. – P. 183–188.

149. Winter J. D. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. Harlow : Pearson Education, 2014. 739 p.

150. Yavuz F. LIMICA: a program for estimating Li from electron-microprobe mica analyses and classifying trioctahedral micas in terms of BSEsition and octahedral site: Computers & Geosciences 2001 vol. 27, №.2, -P. 215-227.

ДОДАТКИ

Додаток А

СПИСОК ПРАЦЬ, ОПУБЛІКОВАНИХ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

1. Уран-свинцева геохронологія за монацитом двопольовошпатових гранітів Інгульського мегаблоку (Український щит) / Степанюк Л. М., Курило С. І., Ковтун О. В., Довбуш Т. І., Висоцький О. Б. // Мінералогічний журнал. 2021. Т. 43, №2. С. 49–57. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.02.049>
2. Уран-свинцева геохронологія за монацитом гранітів Липнязького масиву та його обрамлення (Інгульський мегаблок Українського щита). Л. М. Степанюк, С. І. Курило, В. О. Сьомка, Т. І. Довбуш, С. М. Бондаренко, О. В. Ковтун, І. М. Котвіцька. // Геохімія та рудоутворення. 2021. №42. С. 71–79. <https://doi.org/10.15407/gof.2021.42.071>
3. Уран-свинцевий вік гранітів Кіровоградського масиву (Інгульський мегаблок Українського щита) / Степанюк Л. М., Коновал Н. М., Довбуш Т. І., Ковтун О. В., Висоцький О. Б. Снісар В. П. // Мінералогічний журнал. 2021. Т. 43, № 4. С. 56–62. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.056>
4. Уран-свинцевий ізотопний вік монацитів плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії (Інгульський мегаблок Українського щита) / Степанюк Л.М., Висоцький О. Б., Ковтун О. В., Курило С. І., Довбуш Т. І. // Геохімія та рудоутворення. 2022. № 43 С. 12-19. <https://doi.org/10.15407/gof.2022.43.012>
5. Новоукраїнський масив: джерело родоначальних магм та час формування / Степанюк Л. М., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Довбуш Т. І., Гулько В. В. // Мінералогічний журнал. 2023. Т. 45, № 3. С. 60–69. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.03.060>
6. Природа та верхня вікова межа формування породної асоціації Петрівського залізрудного родовища. / Степанюк Л. М., Довбуш Т. І., Павлов Г. Г., Висоцький О. Б., Ковтун О. В., Коваленко Н. О. //

- Мінералогічний журнал. 2024. Т. 46, № 3. С. 55-65.
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.03.055>
7. Уран-свинцевий вік і первинна природа плагіогнейсів ксеноліту в гранітах Новоукраїнського масиву. / Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Павлов Г. Г., Довбуш Т. І. // Мінералогічний журнал. 2024. Т. 46, № 4. С. 30–41.
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.04.030>
 8. Ізотопна геохронологія гранітоїдів Кропивницького комплексу на прикладі Лозуватського кар'єру. / Степанюк Л. М., Висоцький О. Б., Баран А. М., Ковтун О. В., Довбуш Т. І., Коваленко Н. О., Котвіцька І. М. // Геохімія та рудоутворення. 2024. № 45 С. 44-53. <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.044>
 9. Уран-свинцевий ізотопний вік за монацитом гранітоїдів Кропивницького масиву, на прикладу кар'єру с. Суботці (Інгульський мегаблок Українського щита). / Баран А. М., Висоцький О. Б., Довбуш Т. І., Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Яськевич Т. Б. // Геохімія та рудоутворення. 2024. № 45 С. 54-63. <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.054>
 10. Мінералізація урану в породах Петрівського залізрудного родовища (Інгульський мегаблок, Український щит). / Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Зюльцле О. В., Висоцький О. Б., Довбуш Т. І., Павлов Г. Г., Коваленко Н. О. // Геохімія та рудоутворення. 2024. № 45 С. 64-71.
<https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.064>
 11. Вік гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (Інгульський мегаблок Українського щита). / Ковтун О. В., Степанюк Л. М., Висоцький О. Б., Баран А. М., Довбуш Т. І. // Мінералогічний журнал. 2025. Т. 47, № 3. С. 69–80. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.03.069>
 12. Петрогенезис гранітів Кропивницького комплексу / Висоцький О. Б., Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В., Ковтун О. В., Котвіцька І. М. // Геохімія та рудоутворення. 2025. № 46 С. 48-55.
<https://doi.org/10.15407/gof.2025.46.048>

13. Уран-свинцевий вік за монацитом гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (Інгульський мегаблок Українського Щита). Л. М. Степанюк, О. В. Ковтун, О. Б. Висоцький, Г. Г. Павлов, Т. І. Довбуш, К. І. Гоголев. Мінералогічний журнал. 2026. Т. 48 (1) С. 79-89
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.48.01.079>
14. Кропивницький масив: склад, вік та джерело родоначальних гранітних розплавів (Інгульський мегаблок Українського щита)). / Степанюк Л. М., Ковтун О. В., Висоцький О. Б., Павлов Г. Г., Довбуш Т. І. // Мінералогічний журнал. 2026. Т. 49, № 2. С. 96-109.
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.48.02.096>

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації

1. Гранітоїдний магматизм Інгульського мегаблоку Українського щита / Т. І. Довбуш та ін. Геологічна наука в незалежній Україні: Збірник тез наукової конференції, Київ, Україна, 8-9 вересня 2021. Київ: НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2021. С. 32–35. ISBN 978-966-02-9663-3.
2. Тривалість гранітоїдного магматизму на прикладі гранітів Інгульського мегаблоку Українського щита/ Т. І. Довбуш та ін. Геологічна наука в незалежній Україні: Збірник тез наукової конференції, Київ, Україна, 8-9 вересня 2021. Київ: НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2021. С. 35–38. ISBN 978-966-02-9663-3.
3. Уран-свинцевий ізотопний метод: сучасний стан / О. Б. Висоцький та ін. Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник тез всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 12-13 жовтня 2022 р. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2022. С. 129–133. ISBN 978-966-999-290-1.

4. Анатомія кристалів циркону із кристалічних порід Новоукраїнського масиву / О. Б. Висоцький та ін. Проблеми прикладних геологічних наук і шляхи їх подолання (до 160-річчя від дня народження В.І. Вернадського): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 19-20 вересня 2023. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2023. С. 179–182. ISBN 978-966-999-645-3.
5. Анатомія кристалів циркону – архів даних з геологічної історії формування вмісних кристалічних порід / Л. М. Степанюк, О. В. Ковтун, В. В. Гулько. Проблеми прикладних геологічних наук і шляхи їх подолання (до 160-річчя від дня народження В.І. Вернадського): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 19-20 вересня 2023. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2023. С. 246–250. ISBN 978-966-999-645-3.
6. Кіровоградсько-Бобринецький масив: геологічна будова та склад порід (Інгульський мегаблок Українського щита) / О. В. Ковтун. Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник матеріалів Всеукраїнської молодіжної наукової конференції, Київ, Україна, 2 жовтня 2023. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2023. С. 13–16. ISBN 978-966-999-648-2.
7. Вік уранової мінералізації в породах Петрівського залізорудного родовища / Т. І. Довбуш та ін. Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 17-18 вересня 2024. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2024. С. 30–35. ISBN 978-617-8521-00-4.
8. U-Pb вік циркону та монациту із гранітів Кіровоградського масиву / О. В. Ковтун та ін. Геологічна будова та історія геологічного розвитку

- Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 17-18 вересня 2024. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2024. С. 35–39. ISBN 978-617-8521-00-4.
9. Вік та первинна природа плагіогнейсу ксеноліту в гранітах Новоукраїнського масиву / О. В. Ковтун та ін. Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М. П. Щербака): Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 17-18 вересня 2024. Київ : НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2024. С. 39–44. ISBN 978-617-8521-00-4.
 10. Мінералізація урану в породах Петрівського залізорудного родовища / О. В. Ковтун та ін. Від Мінералогії і Геогнозії до Геохімії, Петрології, Геології та Геофізики: фундаментальні і прикладні тренди XXI століття (MinGeoIntegration XXI): Збірка тез конференції, Київ, Україна, 25-27 вересня 2024. Київ : Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ «Інститут геології», 2024. С. 24–28.
 11. Уран-свинцевий вік за монацитом гранітів південної частини Кропивницько-Бобринецького масиву (Інгульський мегаблок Українського щита) / О. В. Ковтун та ін. Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції, Київ, Україна, 16-17 вересня 2025. Київ: НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка, 2025. С. 143–148. ISBN 978-617-8521-01-1.

Додаток Б

Вибіркові мікрозондові аналізи біотиту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Вибіркові мікрозондові аналізи біотиту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	4-1/23	4-2/23	4-3/23	4-6/23	4-7/23	4-8/23	5-1/23	5-2/23	5-3/23	5-17/23	5-18/23
Al ₂ O ₃	20,73	19,31	19,27	19,09	19,21	19,96	20,94	21,83	20,6	21,52	21,3
Fe ₂ O ₃	23,5	25,02	24,9	25,54	25,08	24,62	23,21	22,1	25,19	25,03	22,8
K ₂ O	9,37	9,37	9,34	9,17	9,38	9,47	9,54	9,79	9,11	7,77	9,29
MgO	7,34	8,4	8,15	7,96	7,35	7,7	7,25	8,01	7,56	8,52	7,95
MnO	0,17	0,29	0,22	0,2	0,26	0,23	0,39	0,21	0,35	0,25	0,27
SiO ₂	36,48	35,07	35,52	35,76	35,6	35,26	37,23	36,58	36,11	35,75	37,46
TiO ₂	2,42	2,54	2,6	2,28	3,12	2,76	1,44	1,47	1,08	1,16	0,95
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Al total	3,58	3,39	3,37	3,35	3,37	3,49	3,61	3,75	3,59	3,72	3,66
Fe/Fe+Mg	0,64	0,63	0,63	0,64	0,66	0,64	0,64	0,61	0,65	0,62	0,62
Luhr et al. 84 (T°C)	617	616	618	606	636	625	584	587	569	572	568
(HENRY, 2002) (T°C)	648	662	665	638	694	674	525	537	423	457	360

Примітки до додатку: 4-1/23 - 4-8/23 граніт дрібнозернистий, закинутий кар'єр с. Суботці;
5-1/23 – 5-18/23 граніт пегматоїдний, закинутий кар'єр с. Суботці

Вибіркові мікрозондові аналізи середнього складу біотиту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	7-1/23	7-2/23	7-3/23	7-10/23S	7-14/23S	7-22/23S	7-25/23S	7-6/23S	8-4/23-1	8-5/23-2	8-5/23-3
Al ₂ O ₃	17,97	17,96	17,2	18,54	18,73	18,66	18,12	19,33	17,6	17,77	18,4
FeO	29,2	28,82	29,56	29,04	29,28	29,9	29,49	26,11	28,51	29,57	28,68
K ₂ O	8,49	8,66	8,61	8,49	8,16	8,16	8,18	9,34	9,9	9,09	9,48
MgO	5,25	5,92	5,07	6,18	5,8	5,29	5,9	5,49	5,59	6,13	5,59
MnO	0,4	0,49	0,17	0,13	0,09	-	0,2	0,06	0,06	0,12	0,24
SiO ₂	34,47	33,97	36	35,43	35,01	35,25	35,42	37,21	36,1	35,16	35,4
TiO ₂	4,21	4,17	3,38	2,19	2,93	2,74	2,69	2,46	2,23	2,16	2,2
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Al total	3,21	3,22	3,07	3,29	3,33	3,32	3,22	3,38	3,14	3,18	3,29
Fe/Fe+Mg	0,76	0,73	0,77	0,72	0,74	0,76	0,74	0,73	0,74	0,73	0,74
Luhr et al. 84 (T°C)	654	654	627	594	615	608	607	610	597	592	596
(HENRY, 2002) (T°C)	738	738	703	624	679	667	664	644	628	623	625

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Вибіркові мікрозондові аналізи біотиту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	8- 26/23-3	8- 31/23-3	9-19/23	9-20/23	9-21/23	9-24/23	9-25/23	9-26/23	9-27/23	9-28/23	9-29/23
Al ₂ O ₃	16,53	17,25	18,59	19,32	19,24	18	18,2	17,86	19,38	19,87	18,65
FeO	30,27	29,85	27,92	27,46	27,24	28,61	28,31	27,39	26,83	26,81	27,32
K ₂ O	9,43	9,72	9,37	9,78	9,56	9,5	9,46	9,66	9,25	9,29	9,08
MgO	5,58	4,85	5,96	5,12	5,38	5,12	5,25	6,17	5,32	5,42	5,55
MnO	0,25	0,43	0,16	-	0,11	0,08	0,26	0,14	0,17	0,12	0,25
SiO ₂	34,19	34,3	35,02	35,68	35,52	35,13	35,32	35,53	36	35,44	35,72
TiO ₂	3,75	3,61	2,99	2,65	2,95	3,56	3,19	3,24	3,05	3,05	3,42
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Al total	3	3,12	3,31	3,42	3,41	3,22	3,25	3,17	3,41	3,5	3,3
Fe/Fe+Mg	0,75	0,78	0,72	0,75	0,74	0,76	0,75	0,71	0,74	0,74	0,73
Luhr et al. 84 (T°C)	636	633	621	612	622	636	626	630	626	627	637
(HENRY, 2002) (T°C)	723	715	684	660	680	712	694	698	685	685	705

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Вибіркові мікрозондові аналізи біотиту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	10-6/23	10-7/23	11-1/23	11-2/23	11-4/23	12-1/23	12-2/23	12-3/23	12-4/23	12-5/23
Al ₂ O ₃	18,78	18,61	17,86	18,06	19,18	17,95	17,71	17,37	17,7	17,71
Fe ₂ O ₃	24,35	25,43	28,06	28,19	27,93	28,75	28,23	29,51	28,53	28,6
K ₂ O	10,04	10,27	10,13	10,09	10,1	9,28	9,21	9,1	9,32	9,67
MgO	8,18	8,26	7,04	7,32	6,49	5,47	5,69	5,18	5,39	5,03
SiO ₂	35,7	34,45	34,8	34,2	34,17	35,47	35,64	35,2	36,02	35,36
TiO ₂	2,95	2,98	2,11	2,14	2,14	3,08	3,52	3,63	3,04	3,63
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Al total	3,29	3,3	3,2	3,24	3,43	3,2	3,15	3,11	3,15	3,17
Fe/Fe+Mg	0,63	0,63	0,69	0,68	0,71	0,75	0,74	0,76	0,75	0,76
Luhr et al. 84 (T°C)	633	630	594	595	595	621	636	635	620	638
(HENRY, 2002) (T°C)	688	691	621	626	622	688	710	715	685	715

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірнотзернистий, Бобринецький закинутий кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Вибіркові мікрозондові аналізи біотиту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	17-7/23	17-8/23	17-9/23	19-4/23	19-5/23	19-6/23	20-24/23	20-25/23
Al ₂ O ₃	19,02	19,59	19,72	18,72	18,4	18,14	18,92	19,49
FeO	26,04	26,83	26,43	38,3	38,41	41,64	28,19	28,02
K ₂ O	10,05	9,85	9,61	5,76	5,64	4,88	9,98	9,69
MgO	5,56	5,52	5,98	5,43	4,95	5,55	5,77	5,84
SiO ₂	36,16	35,12	35,11	29,68	29,6	28,52	34,72	34,77
TiO ₂	3,16	3,08	3,16	2,11	2,99	1,27	2,42	2,19
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100
Al total	3,35	3,47	3,48	3,48	3,42	3,43	3,38	3,47
Fe/Fe+Mg	0,72	0,73	0,71	0,8	0,81	0,81	0,73	0,73
Luhr et al. 84 (T°C)	633	628	632	578	596	560	603	597
(HENRY, 2002) (T°C)	692	688	693	622	687	493	645	624

Примітки до додатку: 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотернистий, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнотернистий з гранатом, Соколівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи мікрокліну
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	4-4/23	4-5/23	5-10/23	5-11/23	5-12/23	5-21/23	5-22/23
Al ₂ O ₃	19,5	19,61	19,75	19,5	19,55	18,9	19,75
Fe ₂ O ₃	0,01	0,13	0,52	0,51	0,73	0,79	0,93
K ₂ O	12,77	15,97	15,63	15,62	15,17	15,12	15,35
MgO	0,42	0,07	-	0,16	-	0,41	0,11
Na ₂ O	3,02	-	-	-	0,31	0,44	-
SiO ₂	64,28	64,22	64,1	64,21	64,24	64,34	63,85
Сума	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці

Середні мікрозондові аналізи мікрокліну
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	7-4/23	7-5/23	7-6/23	7-31/23	7-32/23	7-8/23S	7-21/23S	7-13/23S	7-16/23S	8-1/23	8-2/23
Al ₂ O ₃	19,13	19,34	19,09	16,01	15,59	16,23	16,12	18,77	19,3	19,62	19,77
K ₂ O	15,88	15,81	15,42	13,54	14,05	16,77	16,3	15,9	15,65	15,32	14,83
MgO	0,44	0,29	0,41	-	0,44	-	-	-	-	0,05	-
MnO	0,23	0,1	-	0,15	-	-	-	-	-	-	0,04
Na ₂ O	0,31	-	1,06	0,14	-	-	1,75	-	-	-	0,38
SiO ₂	64,01	64,46	64,01	70,16	69,91	67,01	65,83	65,33	65,04	65	64,97
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи мікрокліну
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	8-3/23	8-27/23	8-28/23	8-29/23	8-30/23	9-1/23	9-2/23	9-13/23
Al ₂ O ₃	19,19	18,72	18,45	19,13	18,94	19,27	19,21	19,4
K ₂ O	15,51	14,43	15,87	15,63	15,7	15,67	15,21	15,23
MgO	-	0,06	0,05	0,12	0,02	0,13	0,32	-
MnO	-	-	0,13	0,05	-	-	-	-
Na ₂ O	-	1,07	0,76	-	-	0,67	-	0,82
SiO ₂	65,29	65,72	64,74	65,07	65,33	64,26	65,26	64,55
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи мікрокліну
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	10-2/23	10-4/23	10-16/23	10-17/23	11-6/23	11-7/23	12-6/23	12-7/23	12-8/23	12-9/23	12-10/23
Al ₂ O ₃	19,31	19,83	19,31	19,49	31,14	18,93	19,28	19,49	19,42	19,34	19,64
Fe ₂ O ₃	0,08	0,37	0,23	-	1,84	0,23	0,12	1,08	0,15	0,02	-
K ₂ O	16,17	15,76	12,97	16,29	10,27	17,05	14,67	15,17	14,99	14,81	15
Na ₂ O	-	0,5	1,44	0,06	0,2	0,19	-	-	-	-	-
SiO ₂	64,44	63,54	66,05	64,16	56,55	63,6	65,93	64,26	65,44	65,82	65,36
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірнотермистий, Бобринецький закинутий кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Середні мікрозондові аналізи мікрокліну
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	17-1/23	17-2/23	17-3/23	18-1/23	18-2/23	19-1/23	19-2/23	19-3/23	19-9/23	19-10/23
Al ₂ O ₃	20	19,96	18,75	16,57	19,11	16,56	16,19	16,88	19,27	18,89
K ₂ O	14,79	14,51	15,03	14,37	16,61	13,95	14,02	13,88	14,82	16,66
Na ₂ O	0,9	1,54	1,02	-	-	0,15	0,07	0,36	0,73	-
SiO ₂	64,32	64	65,2	69,06	64,29	69,35	69,72	68,88	65,18	64,45
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотермистий, Соколівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи плагіоклазу
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	5-8/23	5-9/23	5-13/23	5-14/23	5-23/23	5-24/23
Al ₂ O ₃	23,24	24,42	23,39	23,5	23,21	23,19
CaO	3,31	3,3	3,19	3,09	2,49	2,79
K ₂ O	0,27	0,27	0,17	0,24	0,29	0,12
MgO	0,1	-	0,26	0,08	0,38	-
Na ₂ O	8,72	8,54	8,99	8,6	9,54	8,18
SiO ₂	64,36	63,47	64,01	64,49	64,09	65,72
Сума	100	100	100	100	100	100
X(An)	17,1	17,3	16,2	16,3	12,4	15,7
X(Ab)	81,3	81,1	82,7	82,2	85,9	83,5
X(Kfs/Or)	1,6	1,7	1,1	1,5	1,7	0,8
Мінерал	Оліго клаз	Оліго клаз	Олігок лаз	Олігок лаз	Олігок лаз	Олігок лаз

Примітки до додатку: 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці

Середні мікрозондові аналізи плагіоклазу
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	7-7/23	7-8/23	7-9/23	7-18/23	7-19/23	7-20/23	7-7/23S
Al ₂ O ₃	23,49	23,71	22,49	16,99	17,22	16,71	20,11
CaO	4	3,85	3,4	0,3	0,34	0,18	4,37
K ₂ O	0,13	0,17	0,34	0,03	0,18	0,21	0,27
Na ₂ O	8,74	7,28	9,32	7,83	8,03	7,07	10,7
SiO ₂	63,64	64,99	64,44	74,85	74,23	75,83	64,55
Сума	100	100	100	100	100	100	100
X(An)	20,1	22,3	16,4	2,1	2,3	1,3	18,2
X(Ab)	79,2	76,6	81,6	97,6	96,2	96,8	80,5
X(Kfs/Or)	0,7	1,1	1,9	0,3	1,4	1,8	1,3
Мінерал	Олігоклаз	Олігоклаз	Олігоклаз	Альбіт	Альбіт	Альбіт	Олігоклаз

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи плагіоклазу
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	7-18/23S	7-12/23S	7-17/23S	7-20/23S	7-2/23S	8-7/23	8-8/23
Al ₂ O ₃	16,62	17,01	17,75	16,99	22,62	20,92	19,47
CaO	0,25	0,33	1,35	0,31	4,41	1,1	9,54
K ₂ O	1,19	0,57	0,1	-	-	0,22	0,42
Na ₂ O	11,91	11,86	11,78	12,86	8,36	10,43	8,85
SiO ₂	70,03	70,23	69,02	69,84	64,61	67,33	61,71
Сума	100	100	100	100	100	100	100
X(An)	1,1	1,5	6	1,3	22,6	5,4	36,6
X(Ab)	92,8	95,5	93,5	98,7	77,4	93,3	61,5
X(Kfs/Or)	6,1	3	0,6	-	-	1,3	1,9
Мінерал	Альбіт	Альбіт	Альбіт	Альбіт	Олігоклаз	Альбіт	Андезин

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи плагіоклазу
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 3)

Елемент	8-9/23	8-10/23	8-11/23	8-12/23	9-3/23	9-4/23	9-5/23	9-6/23
Al ₂ O ₃	21	23,72	24,31	24,46	21,05	21,26	20,19	21,76
CaO	0,76	4,06	4,26	4,7	0,62	0,53	0,21	0,88
K ₂ O	0,08	0,21	0,2	0,28	0,06	0,33	0,11	-
Na ₂ O	10,96	8,52	8,42	8,75	11,17	11,16	11,05	10,43
SiO ₂	67,2	63,5	62,81	61,82	67,1	66,72	68,44	66,93
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100
X(An)	3,7	20,6	21,6	22,5	3	2,5	1,1	4,4
X(Ab)	95,9	78,1	77,3	75,9	96,7	95,7	98,3	95,6
X(Kfs/Or)	0,4	1,3	1,2	1,6	0,3	1,8	0,6	-
Мінерал	Альбіт	Олігоклаз	Олігоклаз	Олігоклаз	Альбіт	Альбіт	Альбіт	Альбіт

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи плагіоклазу
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	10-1/23	10-11/23	10-18/23	10-19/23	11-9/23	11-10/23	11-11/23	11-12/23
Al ₂ O ₃	23,60	18,68	20,19	19,76	24,44	23,89	23,49	23,24
CaO	3,92	3,61	0,49	0,52	2,41	2,51	2,95	3,65
K ₂ O	0,32	0,15	0,20	-	2,10	1,02	0,83	0,64
Na ₂ O	8,99	5,43	11,89	11,11	9,87	9,96	9,81	10,62
P ₂ O ₅	-	-	0,09	0,47	-	-	-	-
SiO ₂	63,17	72,12	67,14	68,14	61,18	62,62	62,92	61,84
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100
X(An)	19,00	26,50	2,20	2,50	10,60	11,50	13,60	15,40
X(Ab)	79,10	72,20	96,70	97,50	78,40	82,90	81,80	81,40
X(Kfs/Or)	1,90	1,30	1,10	0,00	11,00	5,60	4,60	3,20
мінерал	Олігоклаз	Олігоклаз	Альбіт	Альбіт	Олігоклаз	Олігоклаз	Олігоклаз	Олігоклаз

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірнотермостійкий, Бобринецький закинутий кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Середні мікрозондові аналізи плагіоклазу
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	12-27/23	12-28/23	12-29/23	12-35/23	12-36/23	12-37/23	12-38/23
Al ₂ O ₃	24,82	22,16	22,50	24,78	24,89	24,76	24,66
CaO	2,53	2,61	2,47	4,86	4,40	5,24	4,85
K ₂ O	1,37	0,11	0,31	0,26	0,61	0,31	0,23

Na ₂ O	7,96	9,08	9,95	7,76	7,19	7,97	7,28
P ₂ O ₅	-	-	-	0,53	0,09	0,47	0,12
SiO ₂	63,33	66,03	64,77	61,81	62,82	61,25	62,86
Сума	100	100	100	100	100	100	100
X(An)	13,60	13,60	11,80	25,30	24,20	26,10	26,50
X(Ab)	77,60	85,70	86,50	73,00	71,80	72,00	72,00
X(Kfs/Or)	8,80	0,70	1,70	1,70	4,00	1,90	1,50
мінерал	Олігоклаз	Олігоклаз	Олігоклаз	Олігоклаз	Олігоклаз	Олігоклаз	Олігоклаз

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірностерний, Бобринецький закинутий кар'єр ; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр ; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

**Середні мікростондові аналізи плагіоклазу
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву**

Елемент	17-4/23	17-5/23	17-6/23	18-3/23	18-4/23	18-5/23	19-16/23	19-17/23	19-18/23
Al ₂ O ₃	22,81	24,24	23,63	22,87	22,85	25,01	24,19	24,41	24,09
CaO	2,76	4,24	1,92	1,13	1,12	2,87	1,56	1,23	2,34
FeO	0,26	0,04	1,52	0,12	0,19	0,24	0,74	0,74	0,6
K ₂ O	0,18	0,3	2,77	1,35	1,19	1,21	2,38	2,34	2
Na ₂ O	8,86	8,05	7,86	9,81	9,98	8,15	7,93	7,88	6,97
SiO ₂	65,12	63,12	62,31	64,72	64,67	62,51	63,19	63,4	64
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100
X(An)	14,5	22,1	9,9	5,5	5,4	15,1	8,3	6,7	13,5
X(Ab)	84,3	76	73,1	86,7	87,7	77,4	76,5	78	72,8
X(Kfs/Or)	1,1	1,9	17	7,9	6,9	7,5	15,2	15,3	13,7
мінерал	Олігоклаз	Олігоклаз	Альбіт	Альбіт	Альбіт	Олігоклаз	Альбіт	Альбіт	Олігоклаз

Примітки до додатку: 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірностерний, Соколівський кар'єр

**Середні мікростондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву**

Елемент	4-9/23	4-10/23	4-11/23	4-12/23	4-15/23	4-17/23	4-18/23	4-19/23	5-19/23	5-20/23
Al ₂ O ₃	3,19	2,1	4,07	2,91	3,14	3,17	2,86	3,43	3,09	3,11
CaO	1,89	0,35	1,45	0,69	0,47	0,79	1,28	0,77	0,17	2,16
Fe ₂ O ₃	1,05	0,8	1,11	0,13	0,66	0,58	0,67	0,25	1,02	1,77
HfO ₂	1,64	0,98	1,44	0,97	1,64	1,36	1,73	1,14	1,14	1,63
MgO	1,98	1,06	1,24	1,19	1,74	2,13	1,7	1,99	1,24	1,47
SiO ₂	35,67	37,71	37,56	36,13	36,36	36,69	35,37	37,74	37,12	36,38
Th ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0,92	-	0,27	0,23	0,13

UO ₂	-	-	-	-	0,63	-	1,54	1,19	1,33	0,55
ZrO ₂	54,6	56,99	53,12	57,98	55,36	54,35	54,84	53,22	54,66	52,8
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	33,29	58,15	36,89	59,77	33,76	39,96	31,7	46,68	47,95	32,39

Примітки до додатку: 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці

Середні мікрозондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	7-10/23	7-11/23	7-12/23	7-13/23	7-14/23	7-21/23	7-22/23	7-28/23	7-29/23	7-30/23	7-3/23S
Al ₂ O ₃	3,8	4,08	3,91	3,86	3,76	3	2,69	2,99	2,77	3,02	-
CaO	4,62	5,1	6,96	4,88	5,2	0,36	0,41	0,06	-	0,1	-
FeO	4,64	1,56	2,54	1,05	1,62	-	-	0,1	-	0,17	0,06
HfO ₂	1,71	2,29	2,05	1,94	1,35	1,4	1,24	0,95	1,36	1,71	0,63
MgO	1,71	1,81	2,14	1,62	1,85	1,67	1,37	1,66	1,69	1,73	-
Na ₂ O	0,38	0,1	0,36	-	0,26	0,15	0,19	0,11	0,07	0,29	-
SiO ₂	30,85	29,38	31,06	30,94	31,54	36,88	36,6	37,08	37,27	37,05	31
TiO ₂	0,25	0,27	0,01	-	-	0,02	0,32	-	-	0,1	-
ZrO ₂	52,05	55,42	50,96	55,71	54,41	56,52	57,18	57,05	56,84	55,83	68,31
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	30,44	24,2	24,86	28,72	40,3	40,37	46,11	60,05	41,79	32,65	108,43

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	7-4/23S	7-9/23S	7-15/23S	7-19/23S	7-23/23S	7-24/23S	8-17/23	8-18/23	8-19/23	8-20/23	8-32/23
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	4,88	3,16	4,43	3,16	2,75
CaO	3,66	-	4,32	-	-	8,23	3,2	0,43	3,49	4,7	0,55
FeO	0,65	0,36	0,17	0,04	-	0,57	2,26	0,27	2,76	1,12	0,6
Hf1O2	0,7	0,56	0,51	0,48	0,21	0,65	1,2	1,53	1,61	1,5	1,53
MgO	-	-	-	-	-	-	1,96	1,76	1,59	1,36	1,65
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,2	0,91	0,24	0,06	0,16
SiO ₂	27,03	30,42	30,18	30,95	29,61	28,06	34,37	36,93	34,65	35,93	36,5
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,04	0,07	0,31	0,08	-
ZrO ₂	67,96	68,66	64,82	68,53	70,18	62,49	51,89	54,93	50,92	52,08	56,26
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	97,09	122,61	127,1	142,77	334,19	96,14	43,24	35,9	31,63	34,72	36,77

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 3)

Елемент	8-33/23	8-34/23	8-35/23	9-7/23	9-8/23	9-9/23	9-10/23	9-17/23	9-18/23
Al ₂ O ₃	3,04	4,05	4,15	3,84	4,5	4,44	4,28	4,4	5,09
CaO	1,21	3,69	4	2,74	3,94	3,85	4,44	4,04	6,21
FeO	1,12	-	-	-	-	-	-	-	-
HfO ₂	1,33	0,7	0,23	1,8	1,22	1,69	1,34	1,6	0,81
MgO	1,5	2,24	2,32	2	2,26	2	2,62	2,1	2,23
Na ₂ O	0,14	0,73	-	0,43	0,22	0,57	0,62	0,81	0,25
SiO ₂	36,63	35,71	35,36	34,29	32,22	32,28	30,58	30,67	28,88
TiO ₂	0,05	-	-	-	-	-	0,06	0,02	0,2
ZrO ₂	54,98	52,88	53,94	54,9	55,64	55,17	56,05	56,36	56,32
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	41,34	75,54	234,52	30,5	45,61	32,64	41,83	35,22	69,53

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	10-8/23	10-9/23	10-10/23	11-19/23	11-20/23	11-21/23	11-22/23	11-23/23	11-24/23	11-25/23	11-26/23
Al ₂ O ₃	4,38	3,04	3,49	2,94	2,81	3,06	2,95	2,57	3,03	3,32	2,86
CaO	2,05	2,79	3,08	0,21	0,22	0,1	0,18	0,25	0,41	0,7	0,02
Fe ₂ O ₃	4,27	1,67	1,77	-	0,08	0,76	0,77	0,97	0,89	0,88	-
HfO ₂	2,22	2,33	2,08	1,57	1,21	1,44	1,46	1,81	2,24	0,55	1,49
MgO	2,03	1,55	1,99	1,6	1,37	1,51	1,48	1,14	1,62	2,15	1,31
SiO ₂	33,99	32,6	32,88	35,67	36,18	35,31	36,2	35,58	35,25	34,12	36,39
Th ₂ O ₃	0,39	0,73	-	-	-	-	-	-	-	-	-
UO ₂	-	-	0,84	-	-	-	-	-	-	-	-
ZrO ₂	50,66	55,29	53,87	58,01	58,14	57,82	56,96	57,66	56,56	58,27	57,94
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	22,82	23,73	25,9	36,95	48,05	40,15	39,01	31,86	25,25	105,95	38,89

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірнозернистий, Бобринецький закинутий кар'єр ; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр ; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Середні мікрозондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	11-27/23	11-28/23	11-29/23	12-16/23	12-17/23	12-18/23	12-19/23	12-20/23
Al ₂ O ₃	2,8	3,26	2,76	3,41	4,27	3,56	3,3	3,37
CaO	0,85	0,58	0,64	0,09	0,48	0,33	0,41	0,18
Fe ₂ O ₃	-	-	-	0,58	1,77	-	0,46	0,64
HfO ₂	1,47	0,59	2,39	1,46	1,61	0,55	1,75	0,95
MgO	1,58	1,51	2,05	1,64	1,81	1,71	1,58	1,55
SiO ₂	35,6	34,61	34,41	32,5	32,89	32,65	33,54	32,01
Th ₂ O ₃	-	-	-	-	0,41	0,3	0,45	-
UO ₂	-	-	-	0,62	0,88	0,8	0,54	1,46
ZrO ₂	57,69	59,44	57,74	59,71	55,87	60,09	57,97	59,84
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	39,24	100,75	24,16	40,9	34,7	109,25	33,13	62,99

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірнозернистий, Бобринецький закинутий кар'єр ; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр ; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Середні мікрозондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	18-14/23	18-15/23	18-16/23	18-18/23	18-19/23	18-20/23	18-21/23	18-22/23	18-23/23
Al ₂ O ₃	4,19	3,86	3,9	4,85	6,31	6,24	3,36	3,77	3,69
CaO	2,14	2,14	2,46	3,21	2,33	2,2	2,04	3,42	2
Fe ₂ O ₃	1,67	1,39	1,36	3,89	12,41	9,24	1,91	2,28	1,94
HfO ₂	1,62	1,74	1,7	1,25	1,16	1,08	1,65	1,48	0,99
MgO	1,79	2,11	1,98	3,1	3,08	2,88	1,94	1,93	1,64
Na ₂ O	0,59	0,5	0,49	0,19	0,28	0,48	0,46	0,32	0,5
SiO ₂	33,16	32,74	33,37	33,44	32,09	31,81	33,65	32,2	33,66
Th ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
UO ₂	0,74	-	0,07	0,15	1,24	0,81	0,52	-	0,51
ZrO ₂	54,09	55,51	54,66	49,9	41,12	45,25	54,48	54,61	55,06
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	33,39	31,9	32,15	39,92	35,45	41,9	33,02	36,9	55,62

Примітки до додатку: 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірностерний, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупностерний з гранатом, Соколівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	18-27/23	18-28/23	18-29/23	18-31/23	19-21/23	19-22/23	19-23/23	19-Zrn v kv/23
Al ₂ O ₃	4,44	4,06	5,26	5,43	3,45	3,24	3,24	3,08
CaO	1,9	1,9	3,02	0,42	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	3,57	2,38	6,79	0,02	0,17	0,12	0,16	0,3
HfO ₂	1,2	1,29	0,63	1,14	1,63	2,11	1,11	1,86
MgO	1,93	2,46	2,43	0,99	1,83	1,5	1,87	1,75
Na ₂ O	0,4	0,45	0,02	1,35	0,93	0,01	0,63	0,35
SiO ₂	32,83	33,48	32,05	41,22	32,53	32,65	36,68	36,24
Th ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
UO ₂	-	-	-	0,57	-	-	-	-
ZrO ₂	53,72	53,98	49,8	48,85	59,46	60,37	56,31	56,42
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	44,77	41,84	79,05	42,85	36,48	28,61	50,73	30,33

Примітки до додатку: 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірностерний, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупностерний з гранатом, Соколівський кар'єр

**Середні мікрозондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 3)**

Елемент	20-11/23	20-12/23	20-13/23	20-14/23	20-15/23	20-16/23	20-17/23
Al ₂ O ₃	2,82	2,99	2,83	2,61	2,94	3,2	2,96
CaO	0,21	0,15	0,26	0,25	1,1	2,31	0,25
Fe ₂ O ₃	0,81	0,6	0,72	0,33	1,88	3,47	0,73
HfO ₂	1,76	1,97	1,46	2,21	2,1	1,25	1,26
MgO	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	37,56	36,41	36,2	36,67	36,39	35,99	36,6
Th ₂ O ₃	-	0,01	-	-	-	-	-
UO ₂	-	1,11	2,25	2,18	1,04	0,91	0,94
ZrO ₂	56,84	56,76	56,27	55,74	54,55	52,87	57,26
Сума	100	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	32,3	28,81	38,54	25,22	25,98	42,3	45,44

Примітки до додатку: 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотзернистий, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнотзернистий з гранатом, Соколівський кар'єр

**Середні мікрозондові аналізи складу циркону
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 3)**

Елемент	20-30/23	20-31/23	20-32/23	20-33/23	20-3/23-РЕМ	20-5/23-РЕМ
Al ₂ O ₃	2,85	2,81	3,12	2,76	-	-
CaO	0,36	0,26	0,05	0,15	-	-
Fe ₂ O ₃	0,92	0,85	0,7	0,51	-	-
HfO ₂	1,73	2,09	1,63	2,17	0,47	0,47
MgO	1,51	1,75	1,7	1,36	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	36,52	36,44	36,4	37	28,95	28,96
Th ₂ O ₃	0,96	-	0,15	-	-	-
UO ₂	-	0,55	0,54	0,63	-	-
ZrO ₂	55,15	55,25	55,71	55,41	70,57	70,56
Сума	100	100	100	100	100	100
ZrO₂/HfO₂	31,88	26,44	34,18	25,53	150,15	150,13

Примітки до додатку: 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотзернистий, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнотзернистий з гранатом, Соколівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи монациту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	4-13/23	4-14/23	5-4/23	5-5/23	5-6/23	5-7/23	5-15/23	5-16/23
CaO	3,48	2,89	2,65	2,13	2,03	1,92	1,77	1,56
Ce ₂ O ₃	25,53	25,33	27,48	27,05	25,97	29,36	27,77	27,07
Fe ₂ O ₃	3,77	3,69	1,54	1,62	0,59	0,36	0,51	0,57
Gd ₂ O ₃	1,12	1,28	0,97	0,35	0,69	0,38	0,88	0,57
La ₂ O ₃	13,32	13,67	14,92	14,32	14,37	16,47	14,96	15,18
Nd ₂ O ₃	7,43	7,07	8,1	7,87	8,53	7,15	8,56	8,31
P ₂ O ₅	29,81	30,1	29,98	31,47	31,86	31,23	28,66	28,85
Pr ₂ O ₃	1,14	0,9	1,46	1,4	1,4	1,2	-	-
SiO ₂	6,05	6,2	5,78	5,31	4,82	4,87	3,99	3,88
Th ₂ O ₃	5,13	5,77	6,38	7,03	6,28	5,22	11,67	12,44
UO ₂	3,21	3,1	0,73	1,45	3,46	1,85	1,23	1,55
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 5/23 – пегматит, Закинутий кар'єр с. Суботці

Середні мікрозондові аналізи монациту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	7-15/23	7-16/23	7-17/23	7-23/23	7-24/23	7-33/23	7-34/23	7-5/23S	8-15/23	8-16/23	8-37/23	8-43/23
CaO	0,83	0,96	1,3	1,05	1,43	1,4	1,68	36,86	2,11	1,73	0,98	9,86
Ce ₂ O ₃	31,5	30,29	30,52	29,09	26,5	26,69	26,8	6,06	28,1	29,09	31,55	24,87
FeO	0,87	0,7	0,7	0,93	0,49	0,75	0,58	1,48	0,83	0,91	1,32	0,63
Gd ₂ O ₃	1,26	1,1	0,63	0,79	0,7	0,57	0,59	-	0,6	0,79	1,03	0,32
La ₂ O ₃	13,61	14,56	15,32	15,5	15,51	13,97	13,83	3,27	13,67	14,59	15,29	12,29
Nd ₂ O ₃	7,02	7,94	7,93	7,43	7,23	7,52	8,23	1,69	8,62	8,03	8,95	7,01
P ₂ O ₅	27,23	27,16	29,73	29,84	30,05	26,12	25,69	39,76	31,19	30,61	31,55	31,65
Pr ₂ O ₃	1,53	1,37	1,39	1,44	0,97	1,24	1,14	-	1,51	1,22	1,47	1,31
SiO ₂	7,17	7,4	6	8,27	10,06	11,77	10,93	5,35	5,38	5,87	4,54	5,42
Th ₂ O ₃	8,14	7,94	6,48	5,66	6,56	3,62	3,64	3,41	7,98	7,16	1,94	5,65
UO ₂	0,84	0,59	-	0,01	0,5	6,35	6,9	2,11	-	-	1,38	1
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи монациту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	8-44/23	9-14/23	9-15/23	9-22/23	9-23/23	9-31/23	9-32/23
CaO	2,01	1,25	5,19	3,24	2,54	1,6	1,27
Ce ₂ O ₃	28,7	27,34	24,62	30,29	31,33	27,55	28,26
FeO	0,86	0,35	0,57	-	-	1,84	2,34
Gd ₂ O ₃	0,64	0,18	0,26	0,3	0,06	0,74	0,39
La ₂ O ₃	14,51	14,71	13,09	16,32	16,44	15,22	15,59
Nd ₂ O ₃	7,83	8,39	5,39	7,89	7,8	7,81	8,54
P ₂ O ₅	29,1	25,48	25,94	31,23	31,99	30,73	29,19
Pr ₂ O ₃	1,37	-	-	1,37	1,5	1,37	1,39
SiO ₂	5,74	4,49	4,4	-	-	5,86	5,67
Th ₂ O ₃	7,94	17,5	19,8	8,21	7,62	6,9	7,25
UO ₂	1,3	0,3	0,74	1,15	0,73	0,38	0,1
Сума	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи монациту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	10-12/23	10-13/23	10-14/23	10-29/23	10-30/23	10-31/23	10-32/23
CaO	2,02	1,77	1,84	1,96	1,77	1,88	2,07
Ce ₂ O ₃	28,36	29,49	29,31	27,09	28,27	27,6	25,77
Fe ₂ O ₃	1,04	0,73	0,83	1,59	1,6	2,92	1,98
Gd ₂ O ₃	-	-	-	0,78	0,58	0,06	1,34
La ₂ O ₃	14,36	14,16	14,18	14,38	14,85	16,42	14,16
Nd ₂ O ₃	7,76	7,77	8,77	7,53	7,32	7,75	7,44
P ₂ O ₅	29,87	29,23	29,02	32,53	31,12	29,21	30,88
Pr ₂ O ₃	1,49	1,27	1,34	1,38	1,59	1,33	1,86
SiO ₂	5,81	5,41	5,3	5,28	5,2	5,67	6,39
Th ₂ O ₃	8,56	8,79	8,51	6,88	7,53	6,23	7,03
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,4
UO ₂	0,73	1,38	0,88	0,61	0,17	0,93	0,68
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Сума	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірнозернистий, Бобринецький закинутий кар'єр ; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Середні мікрозондові аналізи монациту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (2)

Елемент	12-21/23	12-22/23	12-23/23	12-33/23	12-34/23
CaO	1,04	0,69	1,1	0,51	0,82
Ce ₂ O ₃	30,42	30,75	30,49	30,85	32,06
Fe ₂ O ₃	0,62	0,87	0,91	0,32	0,45
Gd ₂ O ₃	0,35	-	0,62	0,38	0,23
La ₂ O ₃	15,65	15,79	16,13	18,36	17,69
Nd ₂ O ₃	7,5	9,39	7,25	8,38	7,7
P ₂ O ₅	27,35	29,02	25,33	26,96	27,29
Pr ₂ O ₃	-	-	-	-	-
SiO ₂	3,98	4,53	3,97	4,38	4,25
Th ₂ O ₃	12,62	7,85	11,15	8,91	9,4
TiO ₂	-	-	0,05	-	0,1
UO ₂	0,47	1,11	3	0,94	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-
Сума	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірностерний, Бобринецький закинутий кар'єр ; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Середні мікрозондові аналізи монациту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	17-10/23	17-11/23	17-12/23	17-13/23	17-14/23	17-15/23	18-12/23
CaO	1,53	1	1,74	3,41	1,57	1,75	2,11
Ce ₂ O ₃	28,13	31,02	27,04	25,66	26,35	27,91	26,89
Fe ₂ O ₃	0,57	0,6	0,51	0,7	4	0,53	0,79
Gd ₂ O ₃	0,43	0,42	0,91	0,6	0,49	0,69	1,1
La ₂ O ₃	14,79	16,02	12,47	13,43	11,76	14,18	13,28
Nd ₂ O ₃	8,37	8,6	8,19	8,34	8,51	8,27	7,32
P ₂ O ₅	28,18	26,61	30,66	29,58	28,08	27,75	32,56
Pr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	1,43
SiO ₂	4,24	3,68	4,37	4,16	3,65	3,5	5,6
Th ₂ O ₃	13,77	12,06	13,97	12,68	15,59	15,24	7,93
UO ₂	-	-	0,14	1,44	-	0,17	0,98
Сума	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірностерний, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупностерний з гранатом, Соколівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи монациту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	18-13/23	18-34/23	18-35/23	18-36/23	19-13/23	19-14/23	19-15/23	19-19/23	19-20/23
CaO	2,13	1,98	2,17	2,35	2,58	2,55	2,93	2,69	4,2
Ce ₂ O ₃	27,13	29,64	28,89	29,48	26,48	26,74	26,14	26,81	25,59
Fe ₂ O ₃	0,76	1,01	1,54	1,14	0,72	0,79	0,78	1,03	0,62
Gd ₂ O ₃	0,92	0,48	0,37	0,36	0,61	0,69	0,5	0,46	0,68
La ₂ O ₃	13,83	14,59	14,29	15,9	11,72	12,48	12,71	14,23	12,49
Nd ₂ O ₃	7,83	8,15	7,65	7,88	9,06	9,35	9,23	7,9	9,28
P ₂ O ₅	31,48	30,6	30,51	29,63	31,37	29,78	29,71	29,83	30,7
Pr ₂ O ₃	1,31	1,64	1,51	1,25	1,55	1,59	1,59	1,29	1,23
SiO ₂	6,1	4,58	5,18	5,45	5,58	5,57	5,55	6,27	5,84
Th ₂ O ₃	8,14	6,63	6,9	5,35	10,33	10,47	10,07	9,48	9,36
UO ₂	0,38	0,71	1	1,2	-	-	0,8	-	-
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірностерний, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупностерний з гранатом, Соколівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи монациту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 3)

Елемент	20-18/23	20-19/23	20-26/23	20-27/23	20-28/23	20-29/23	20-1/23-РЕМ	20-7/23-РЕМ
CaO	2,1	1,92	1,79	1,81	1,85	2,02	3,49	3,95
Ce ₂ O ₃	26,96	28,18	26,46	25,79	26,2	25,92	23,65	23,36
Fe ₂ O ₃	0,9	1,62	1,21	1,05	1,31	1,27	-	-
Gd ₂ O ₃	0,62	1,19	0,87	0,83	0,97	0,96	-	-
La ₂ O ₃	13,75	13,23	12,66	13,3	13,24	12,18	11,04	11,08
Nd ₂ O ₃	8,43	8,23	8,09	8,52	8,06	8,4	7,96	7,82
P ₂ O ₅	32,04	31,48	28,73	29,06	28,24	28,76	40,88	39,99
Pr ₂ O ₃	1,37	1,24	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	5,99	4,93	4,45	4,52	5,22	4,35	-	1,51
Th ₂ O ₃	7,67	7,33	14,79	15,11	14,08	15,2	12,98	12,29
UO ₂	0,18	0,64	0,94	-	0,83	0,93	-	-
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірностерний, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупностерний з гранатом, Соколівський кар'єр

Мікрозондові аналізи апатиту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	8-13/23	8-14/23	8-41/23	8-42/23	9-11/23	9-12/23
Al ₂ O ₃	2,38	2,76	2,62	3,02	2,66	2,8
CaO	52,61	52,21	48,76	48,19	51,48	51,28
Fe ₂ O ₃	0,23	0,18	0,34	0,4	0,27	0,39
K ₂ O	0,32	0,31	0,39	0,49	0,26	0,33
MgO	0,79	1,07	1,12	1,01	1,3	1,49
MnO	0,23	0,04	0,28	0,26	0,25	0,57
P ₂ O ₅	38,56	38,56	42,23	42,14	37,63	36,87
SiO ₂	4,88	4,87	4,26	4,49	4,92	4,74
Th ₂ O ₃	-	-	-	-	0,56	0,62
UO ₂	-	-	-	-	0,67	0,91
Сума	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 9/23 – граніт пегматоїдний, Живанівський кар'єр

Мікрозондові аналізи апатиту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	11-13/23	11-14/23	11-15/23	12-25/23
Al ₂ O ₃	1,93	2,19	2,24	-
CaO	51,05	50,39	50,46	53,55
Fe ₂ O ₃	0,73	0,73	0,39	0,84
K ₂ O	0,27	0,33	0,51	0,17
MgO	0,61	1,13	1,14	-
P ₂ O ₅	40,84	40,4	40,45	41,48
SiO ₂	4,57	4,82	4,81	3,96
Сума	100	100	100	100

Примітки до додатку: 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр ; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Мікрозондові аналізи апатиту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	18-9/23	18-10/23	18-11/23
Al ₂ O ₃	2,9	2,9	2,88
CaO	47,75	48,05	48,14
Fe ₂ O ₃	0,43	0,55	0,53
K ₂ O	0,51	0,42	0,4
MgO	1,26	0,62	0,43
P ₂ O ₅	42,87	43,39	43,39
SiO ₂	4,29	4,07	4,22
Сума	100	100	100

Примітки до додатку: 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр

Мікрозондові аналізи ільменіту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	8-21/23	8-22/23	8-38/23	8-39/23
Al ₂ O ₃	0,53	0,57	0,63	0,65
CaO	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	50,06	45,61	45,55	45,79
K ₂ O	-	0,03	-	-
MgO	-	-	-	0,13
MnO	2,13	2,26	2,58	1,96
SiO ₂	1	1,09	0,91	1,24
TiO ₂	46,28	50,07	50,33	50,23
V ₂ O ₅	-	0,37	-	-
Сума	100	100	100	100

Примітки до додатку: 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр

Мікрозондові аналізи ільменіту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	11-30/23	11-31/23
Al ₂ O ₃	0,45	0,46
Fe ₂ O ₃	46,85	47,27
MnO	1	0,74
SiO ₂	0,73	0,92
TiO ₂	50,96	50,61
Сума	100	100

Примітки до додатку: 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр

Мікрозондові аналізи ільменіту
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	17-17/23	17-18/23	18-24/23	18-25/23	18-26/23	18-32/23	19-7/23	19-8/23	19-11/23	19-12/23
Al ₂ O ₃	0,42	0,63	0,7	0,41	0,55	0,34	0,43	0,44	0,48	0,6
Fe ₂ O ₃	48,42	47,99	46,75	45,62	46,47	45,86	48,04	48,76	48,16	48,57
MnO	0,91	0,77	2,07	1,81	1,94	2,41	0,45	0,48	0,25	0,4
SiO ₂	0,71	1,16	0,76	1,03	0,99	0,91	1,08	0,78	0,93	0,73
TiO ₂	49,53	49,45	49,71	51,13	50,05	50,47	50	49,54	50,18	49,69
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примітки до додатку: 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнозернистий, Соколівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи складу гранату
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	10-23/23	10-24/23	10-25/23	10-26/23	12-11/23	12-12/23	12-13/23
Al ₂ O ₃	19,21	19,5	19,3	19,25	20,07	19,55	19,84
CaO	0,55	0,47	0,54	0,4	1,37	1,17	1,33
Fe ₂ O ₃	44,49	44,91	44,23	45,19	37,55	39,26	39,27
MgO	1,44	1,21	1,65	1,82	1,54	2,21	1,62
MnO	1,25	0,97	0,94	0,71	4,54	3,61	3,05
SiO ₂	33,06	32,95	33,34	32,63	34,93	34,19	34,89
Сума	100	100	100	100	100	100	100
Alman	90,8	92,3	90,6	91	80,5	81,2	83,6
Pyrop	5,2	4,4	6	6,5	5,9	8,2	6,1
Gross	1,4	1,2	1,4	1	3,8	3,1	3,6
Spess	2,6	2	2	1,4	9,9	7,6	6,6

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірнозернистий, Бобринецький закинутий кар'єр ; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Середні мікрозондові аналізи складу гранату
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (2)

Елемент	12-14/23	12-15/23	12-30/23	12-31/23	12-32/23
Al ₂ O ₃	20,13	19,99	19,93	19,51	20,05
CaO	1,22	1,25	1,27	1,06	1,29
Fe ₂ O ₃	39,01	37,79	39,14	38,87	39,79
MgO	2,02	1,78	1,83	2,27	1,34
MnO	3,52	4,79	3,09	3,07	3,2
SiO ₂	34,1	34,4	34,73	35,21	34,33
Сума	100	100	100	100	100
Alman	81,7	79,7	83	82	84,5
Pyrop	7,5	6,7	6,9	8,5	5,1
Gross	3,3	3,4	3,4	2,9	3,5
Spess	7,5	10,2	6,6	6,6	6,9

Примітки до додатку: 10/23 – граніт рівномірнозернистий, Бобринецький закинутий кар'єр ; 12/23 – граніт, Бобринець шляхопровід

Середні мікрозондові аналізи складу гранату
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

Елемент	18-6/23	18-7/23	18-8/23	20-1/23	20-2/23	20-3/23	20-22/23	20-23/23	20-2/23-РЕМ
Al ₂ O ₃	20,23	21,15	21,02	19,16	20,14	19,25	19,61	19,31	21,59
CaO	-	-	-	0,33	0,54	0,54	0,36	0,48	1,32
FeO	42,96	43,02	43,74	41,68	41,13	42,42	42,51	41,9	38,9
K ₂ O	0,23	0,14	0,07	-	0,03	0,02	-	-	-
MgO	7,79	7,32	8,22	1,99	1,56	1,38	1,99	1,84	1,39
MnO	0,28	0,23	0,46	2,53	2,75	2,92	2,66	2,75	2,32
SiO ₂	28,5	28,15	26,48	34,3	33,84	33,47	32,87	33,73	34,48
Сума	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Alman	75,2	76,4	74,3	86,5	86,8	87,4	86,4	86,2	85,7
Pyrop	24,3	23,2	24,9	7,3	5,9	5,1	7,2	6,8	5,4
Gross	-	-	-	0,9	1,4	1,4	0,9	1,3	3,7
Spess	0,5	0,4	0,8	5,3	5,9	6,1	5,5	5,7	5,2

Примітки до додатку: 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнозернистий з гранатом, Соколівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи складу гранату
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 2)

Елемент	20-6/23-РЕМ	20-8/23-РЕМ	20-9/23-РЕМ	20-14/23-РЕМ
Al ₂ O ₃	20,81	21,32	21,64	21,44
CaO	1,35	1,61	1,78	1,62
FeO	38,99	38,42	38,55	38,53
K ₂ O	-	-	-	0,17
MgO	1,71	1,84	1,88	1,72
MnO	2,12	1,99	2,16	1,96
SiO ₂	35,01	34,83	33,99	34,56
Сума	100	100	100	100
Alman	84,9	83,9	83,1	84,4
Pyrop	6,6	7,2	7,2	6,7
Gross	3,8	4,5	4,9	4,5
Spess	4,7	4,4	4,7	4,3

Примітки до додатку: 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнозернистий з гранатом, Соколівський кар'єр

Середні мікрозондові аналізи складу гранату
для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (продовження 3)

Елемент	20-15/23-РЕМ	20-16/23-РЕМ	20-17/23-РЕМ	20-21/23-РЕМ
Al ₂ O ₃	21,77	20,08	20,71	21,14
CaO	1,59	1,2	1,88	1,56
FeO	38,07	37,14	37,74	37,87
K ₂ O	-	-	-	-
MgO	2,05	2,65	1,92	1,61
MnO	2,08	1,95	1,55	2,39
SiO ₂	34,43	36,98	36,19	35,42
Сума	100	100	100	100
Alman	83	81,8	83,6	83,9
Pyrop	8	10,4	7,6	6,3
Gross	4,5	3,4	5,3	4,4
Spess	4,6	4,4	3,5	5,3

Примітки до додатку: 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами, Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнозернистий з гранатом, Соколівський кар'єр

Таблиця аналітичних даних та геохімічних параметрів співіснуючих гранатів і біотитів, яка слугує вихідною базою для розрахунку гранат-біотитового геотермометра.

	Mg/(Mg+Fe)			Garnet end members				Biotite	
Sample	Grt	Bt	KD	Alm	Sps	Prp	Grs	X(Ti)	X(Alvi)
10/26-6	0,067	0,374	8,341	91,0%	1,4%	6,5%	1,0%	0,057	0,104
10/26-7	0,067	0,367	8,065	91,0%	1,4%	6,5%	1,0%	0,058	0,081
12/11-1	0,068	0,253	4,639	80,5%	9,9%	5,9%	3,8%	0,061	0,098
12/13-1	0,068	0,253	4,612	83,6%	6,6%	6,1%	3,6%	0,061	0,098
12/15-1	0,077	0,253	4,039	79,7%	10,2%	6,7%	3,4%	0,061	0,098
12/30-1	0,077	0,253	4,069	83,0%	6,6%	6,9%	3,5%	0,061	0,098
12/13-2	0,068	0,264	4,886	83,6%	6,6%	6,1%	3,6%	0,069	0,091
12/14-2	0,084	0,264	3,892	81,7%	7,5%	7,5%	3,3%	0,069	0,091
12/15-2	0,077	0,264	4,279	79,7%	10,2%	6,7%	3,4%	0,069	0,091
12/30-2	0,077	0,264	4,311	83,0%	6,6%	6,9%	3,5%	0,069	0,091
12/11-3	0,068	0,238	4,280	80,5%	9,9%	5,9%	3,8%	0,072	0,079
12/13-3	0,068	0,238	4,255	83,6%	6,6%	6,1%	3,6%	0,072	0,079
12/32-3	0,05661	0,238	5,212	84,5%	6,9%	5,1%	3,5%	0,072	0,079
12/11-4	0,06811	0,252	4,607	80,5%	9,9%	5,9%	3,8%	0,060	0,102
12/13-4	0,06848	0,252	4,580	83,6%	6,6%	6,1%	3,6%	0,060	0,102
12/15-4	0,07744	0,252	4,011	79,7%	10,2%	6,7%	3,4%	0,060	0,102
12/30-4	0,07691	0,252	4,041	83,0%	6,6%	6,9%	3,5%	0,060	0,102
12/32-4	0,05661	0,252	5,610	84,5%	6,9%	5,1%	3,5%	0,060	0,102
12/11-5	0,06811	0,239	4,288	80,5%	9,9%	5,9%	3,8%	0,073	0,093
12/13-5	0,06848	0,239	4,263	83,6%	6,6%	6,1%	3,6%	0,073	0,093
20/1-24	0,07841	0,267	4,287	86,5%	5,3%	7,4%	0,9%	0,048	0,112
20/2-24	0,06331	0,267	5,397	86,8%	5,9%	5,9%	1,5%	0,048	0,112
20/3-24	0,05479	0,267	6,292	87,4%	6,1%	5,1%	1,4%	0,048	0,112
20/22-24	0,077	0,267	4,372	86,4%	5,5%	7,2%	0,9%	0,048	0,112
20/23-24	0,07258	0,267	4,661	86,3%	5,7%	6,7%	1,3%	0,048	0,112
20/1-25	0,07841	0,271	4,365	86,5%	5,3%	7,4%	0,9%	0,043	0,124
20/2-25	0,06331	0,271	5,495	86,8%	5,9%	5,9%	1,5%	0,043	0,124
20/3-25	0,05479	0,271	6,407	87,4%	6,1%	5,1%	1,4%	0,043	0,124
20/22-25	0,077	0,271	4,452	86,4%	5,5%	7,2%	0,9%	0,043	0,124
20/23-25	0,07258	0,271	4,746	86,3%	5,7%	6,7%	1,3%	0,043	0,124

Додаток В

Результати рентгенфлуоресцентного аналізу хімічного складу
зразків гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву

	Цибулеве		Суботці			Живанівка			Бобринець				Кіровоградський			
	1_23	2_23	3_23	4_23	5_23	7_23	8_23	9_23	10_23	11_23	12_23	13_23	17_23	18_23	19_23	20_23
SiO ₂	71,82	71,35	67,12	72,07	71,33	71,53	71,46	72,28	71,84	71,13	71,27	62,00	71,98	69,70	71,68	71,40
TiO ₂	0,10	0,26	0,68	0,10	0,23	0,18	0,39	0,12	0,28	0,37	0,28	0,33	0,17	0,23	0,20	0,09
Al ₂ O ₃	13,82	13,56	11,28	14,69	13,74	13,03	13,15	15,02	13,69	13,59	13,54	14,29	13,45	13,08	12,89	14,74
Fe ₂ O ₃	2,08	2,87	6,96	2,33	2,96	2,77	3,90	1,77	2,99	4,67	6,38	10,11	3,38	4,84	3,43	4,74
MgO	0,24	0,28	2,87	0,39	0,32	0,19	0,48	0,19	0,23	0,62	0,65	1,63	0,42	0,72	0,58	0,30
MnO	0,02	0,04	0,11	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,09	0,02	0,02	0,02	0,13
CaO	1,04	1,73	4,58	0,09	0,73	0,75	1,02	0,40	2,32	1,13	1,50	1,40	0,95	0,88	0,69	0,33
K ₂ O	4,96	4,58	2,01	5,65	4,96	5,70	4,72	5,82	4,45	4,94	5,00	5,81	5,29	5,01	5,62	5,58
Na ₂ O	2,85	2,51	1,86	2,73	2,34	2,39	2,52	2,05	2,32	2,68	2,28	2,32	2,58	2,56	2,41	1,81
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,14	0,15	0,14	0,21	0,15	0,46	0,07	0,39	0,37	0,13	0,11	0,22	0,10	0,13
LOI	0,48	0,48	1,11	0,55	0,60	0,61	0,20	0,79	0,38	0,63	0,38	0,88	0,90	0,79	0,93	0,33
Summ	97,45	97,71	98,73	98,75	97,37	97,38	98,01	98,91	98,59	100,20	101,71	98,98	99,23	98,05	98,55	99,57
Ba	0,015	0,017	0,013	0,010	0,019	0,012	0,015	0,016	0,017	0,015	0,013	0,013	0,015	0,014	0,012	0,011
Nb	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001
Sr	0,036	0,036	0,024	0,021	0,025	0,024	0,018	0,025	0,014	0,017	0,021	0,020	0,018	0,020	0,016	0,012
Rb	0,015	0,015	0,013	0,024	0,020	0,027	0,028	0,032	0,027	0,027	0,016	0,019	0,026	0,024	0,026	0,023
Y	0,004	0,034	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,039	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,005
Zr	0,011	0,011	0,013	0,011	0,008	0,017	0,020	0,010	0,018	0,042	0,031	0,016	0,022	0,040	0,032	0,017
Hf	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000

Зразки аналізувались на приладі Thermo Fisher Scientific WDXRF ARL Optim'X у лабораторії Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України

Результати рентгенфлуоресцентного аналізу хімічного складу
зразків гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (XRF аналізу)

№ лаб.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Зразок	1/23	4/23	7/23	8/23	9/23	10/23	11/23	12/23	14/23	17/23	18/23	19/23	20/23
SiO₂	72,2	72,32	70,63	70,18	69,53	71,77	68,59	67,32	71,64	70,53	67,27	69,76	66,41
TiO₂	0,11	0,12	0,25	0,34	0,14	0,21	0,48	0,66	0,01	0,32	0,57	0,48	0,14
Al₂O₃	14,9	14,17	15,06	14,77	15,42	14,65	14,93	14,80	15,67	14,71	15,56	14,59	16,49
Fe₂O₃	1,62	1,86	2,28	3,17	1,50	2,35	3,77	5,42	1,23	2,74	4,12	3,32	5,30
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,19
MgO	0,73	0,56	0,56	0,	0,28	0,71	1,12	1,11	0,23	1,05	1,50	1,14	0,34
CaO	1,25	0,33	1,01	1,21	0,65	0,9	1,37	1,77	0,71	1,26	1,15	0,91	0,4
Na₂O	3,85	2,59	3,03	3,25	2,42	3,54	3,33	3,21	4,19	3,35	3,47	2,99	2,42
K₂O	4,70	7,21	6,39	5,46	8,94	5,19	5,23	4,68	6,02	5,47	4,77	5,84	7,92
P₂O₅	0,06	0,15	0,22	0,16	0,43	0,08	0,36	0,36	0,06	0,12	0,22	0,12	0,14
LOI	0,36	0,50	0,38	0,48	0,47	0,44	0,59	0,41	0,14	0,28	1,13	0,65	0,06
TE	0,18	0,17	0,16	0,15	0,20	0,13	0,21	0,21	0,06	0,15	0,21	0,19	0,18
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
H₂O-	0,13	0,11	0,18	0,05	0,11	0,05	0,13	0,18	0,08	0,06	0,13	0,10	0,08

Мікроелементний склад гранітів

Результати рентгенфлуоресцентного аналізу хімічного складу

зразків гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (вміст визначений в г/т)

№ з/п	№	Fe	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Th	U	I*	Cs*	Ba	La	Ce	Nd
1	1/23_Shп	12769	8	6	35	15	116	291	15	54	2	36	3	1	15	-	1157	8	15	8
2	4/23_Shп	15105	17	8	38	15	226	161	9	77	5	31	8	5	11	1	1098	10	16	4
3	7/23_Shп	17193	16	11	47	17	266	190	12	131	7	30	14	11	11	1	777	22	37	7
4	8/23_Shп	24899	9	23	57	19	246	139	21	180	13	32	28	15	12	-	557	45	70	9
5	9/23_Shп	11369	9	9	33	15	324	197	17	70	4	33	12	9	12	-	1225	18	31	13
6	10/23_Shп	20067	14	23	50	20	267	89	18	155	11	34	32	8	13	-	409	50	83	11
7	11/23_Shп	31025	18	16	71	18	286	139	35	416	22	32	52	6	15	3	649	84	152	42
8	12/23_Shп	42813	18	24	75	18	172	199	28	310	13	23	19	2	14	5	997	50	93	27
9	14/23_Shп	10958	14	7	24	16	125	33	18	92	0	62	4	3	14	-	119	13	12	1
10	17/23_Shп	22043	39	12	55	17	255	137	19	197	11	28	29	6	14	7	544	42	72	15
11	18/23_Shп	31109	8	29	79	20	241	160	26	366	16	32	53	5	15	1	830	80	147	40
12	19/23_Shп	26036	12	32	62	18	262	125	22	312	15	34	68	2	11	3	621	80	147	37
13	20/23_Shп	46811	12	14	44	16	269	105	99	186	-	39	53	9	14	5	645	77	139	39
Межа визначення, г/т		200	20	15	15	10	5	5	5	5	5	5	5	5	15	15	15	15	15	15

Примітки до додатку: 1/23_Shп – закинутий кар'єр с. Цибулево; 4/23_Shп – закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23_Shп – Живанівський кар'єр; 8/23_Shп – Живанівський кар'єр; 9/23_Shп – Живанівський кар'єр; 10/23_Shп – Бобринецький кар'єр; 11/23_Shп – Бобринецький кар'єр; 12/23_Shп – Бобринецький шляхопровід; 14/23_Shп – закинутий кар'єр с. Лозуватка; 17/23_Shп – Кіровоградський кар'єр; 18/23_Shп – Кіровоградський кар'єр; 19/23_Shп – Кіровоградський кар'єр; 20/23_Shп – Кіровоградський кар'єр
Примітка: I*, Cs* – вміст оцінений за калібровкою Ba

Мікроелементний склад гранітів (REE).

Результати аналізів методом ISP-MS

Isotope	4_23_K	7_23_K	11_23_K	14_23_K	17_23_K	20_23_K
Sc	2	3	6	3	4	23
Y	3	6	24	13	11	84
La	12	31	89	9	45	82
Ce	30	66	206	19	101	194
Pr	3	8	25	2	12	24
Nd	12	29	97	6	46	88
Sm	3	5	17	1	8	16
Eu	0,82	1,06	0,79	0,13	0,71	1
Gd	2,51	2,74	10,90	1,44	5,27	12
Tb	0,25	0,29	1,39	0,28	0,61	2
Dy	0,89	1,33	6,36	2	2,67	15
Ho	0,13	0,24	0,96	0,53	0,46	4
Er	0,28	0,63	1,87	1,8	1,18	13
Tm	0,04	0,09	0,2	0,33	0,17	2
Yb	0,19	0,6	0,99	2,6	1,12	12
Lu	0,02	0,09	0,12	0,42	0,14	2

Примітки до додатку: 4_23_K – Суботці; 7_23_K – Живанівка; 11_23_K – Бобринець; 14_23_K – Лозуватка; 17_23_K – Кіровоград; 20_23_K – Кіровоград + гранат

Результати аналізів методом ISP MS

Нормалізовані на хондрит за Sun and McDonough, 1989

	K_4_23	K_7_23	K_11_23	K_14_23	K_17_23	K_20_23
La	51,62	130,58	374,38	36,74	188,60	347,29
Ce	48,89	106,93	336,15	30,36	164,67	316,34
Pr	36,03	82,48	272,96	20,84	132,14	258,03
Nd	27,21	62,36	212,96	14,20	99,78	192,81
Sm	20,28	31,58	114,16	9,76	56,66	108,68
Eu	14,56	18,90	13,98	2,34	12,65	11,28
Gd	12,62	13,78	54,75	7,22	26,48	58,19
Tb	6,98	7,98	38,37	7,84	16,95	60,72
Dy	3,62	5,39	25,85	8,13	10,85	59,11
Ho	2,29	4,38	17,53	9,67	8,39	67,29
Er	1,74	3,92	11,7	11,22	7,37	79,66
Tm	1,5	3,48	8,18	13,36	6,92	80,61
Yb	1,18	3,70	6,16	16,12	6,94	73,61
Lu	0,98	3,70	4,76	17,2	5,61	66,22
TR	66	144	458	47	224	465
La/Yb	43,7	35,3	60,8	2,3	27,2	4,7

Примітки до додатку: 4_23_K – Суботці; 7_23_K – Живанівка; 11_23_K – Бобринець;; 17_23_K; 20_23_K – Соколівський карер.

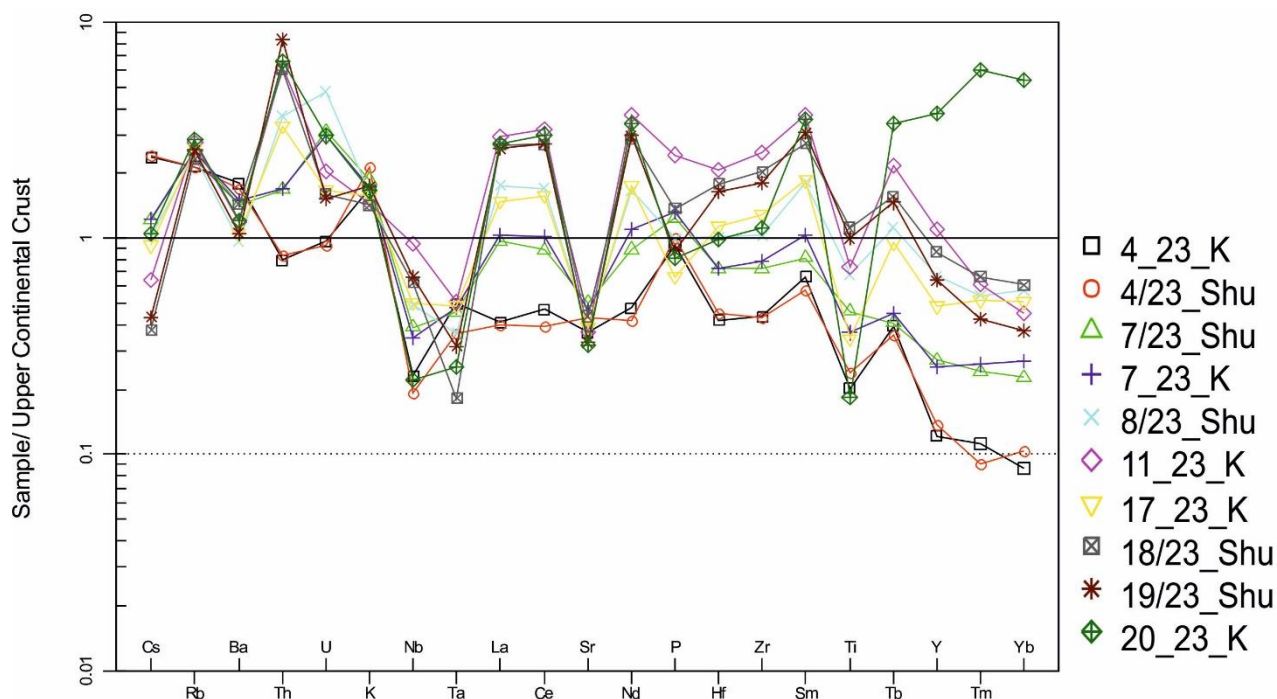


Рис. Спайдер діаграма нормалізована до верхньоконтинентальної кори (UCC) за моделлю Taylor & McLennan 1995 для гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву.

Підписи до рисунку: 4/23 – граніт, Закинутий кар'єр с. Суботці; 7/23 – граніт лейкократовий, Живанівський кар'єр; 8/23 – граніт меланократовий, Живанівський кар'єр; 11/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Бобринецький закинутий кар'єр; 17/23 – граніт сірий, порфіроподібний, Соколівський кар'єр; 18/23 – гнейс калішпатизований з порфіробластами Соколівський кар'єр; 19/23 – граніт рівномірнотернистий Соколівський кар'єр; 20/23 – граніт крупнотернистий з гранатом Соколівський кар'єр.

еталонні значення вмісту елементів у хондриті CI

La	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24
Ce	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61
Pr	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
Nd	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46
Sm	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Eu	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Gd	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Tb	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Dy	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
Ho	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Er	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Tm	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Yb	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Lu	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02

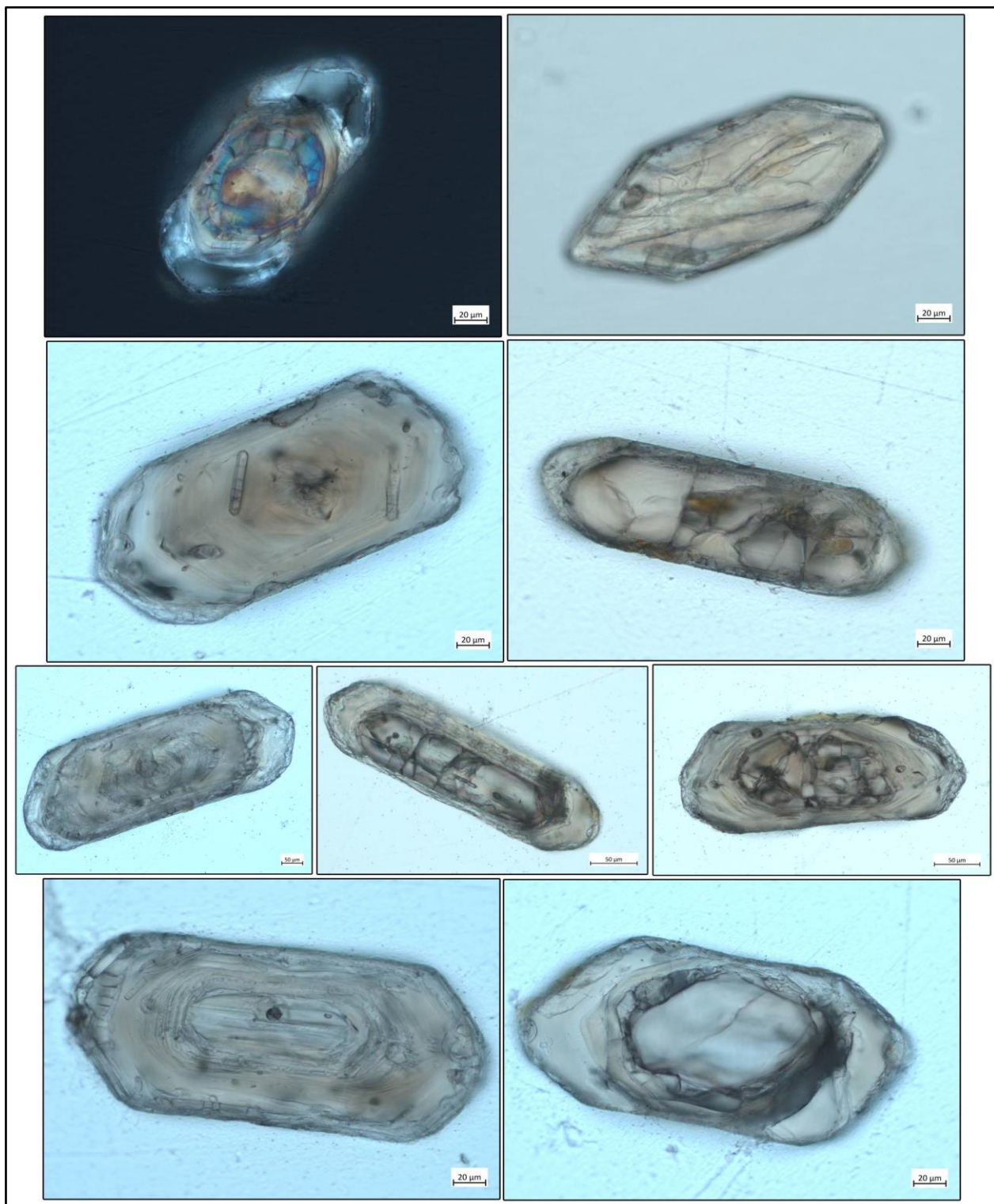
Результати аналізів методом ISP MS

Isotope, ppm	4_23_K	7_23_K	11_23_K	14_23_K	17_23_K	20_23_K
Be	1	1	1	0,11	2	2
V	8	12	32	1	17	8
Cr	15	20	32	11	29	16
Co	3	4	6	1	4	4
Ni	9	15	11	4	61	4
Cu	8	12	19	7	17	22
Zn	21	33	63	5	44	34
Ga	16	20	22	15	21	18
Rb	242	285	313	136	291	322
Sr	129	163	129	25	136	112
Cs	9	5	2	1	3	4
Ba	987	830	658	111	580	668
Pb	33	31	38	58	33	48
Th	8	18	67	5	36	71
U	3	8	6	2	5	8
Zr	83	150	477	102	246	213
Nb	6	9	24	0,09	13	6
Sn	6	2	1	1	2	3
Hf	2	4	12	3	7	6

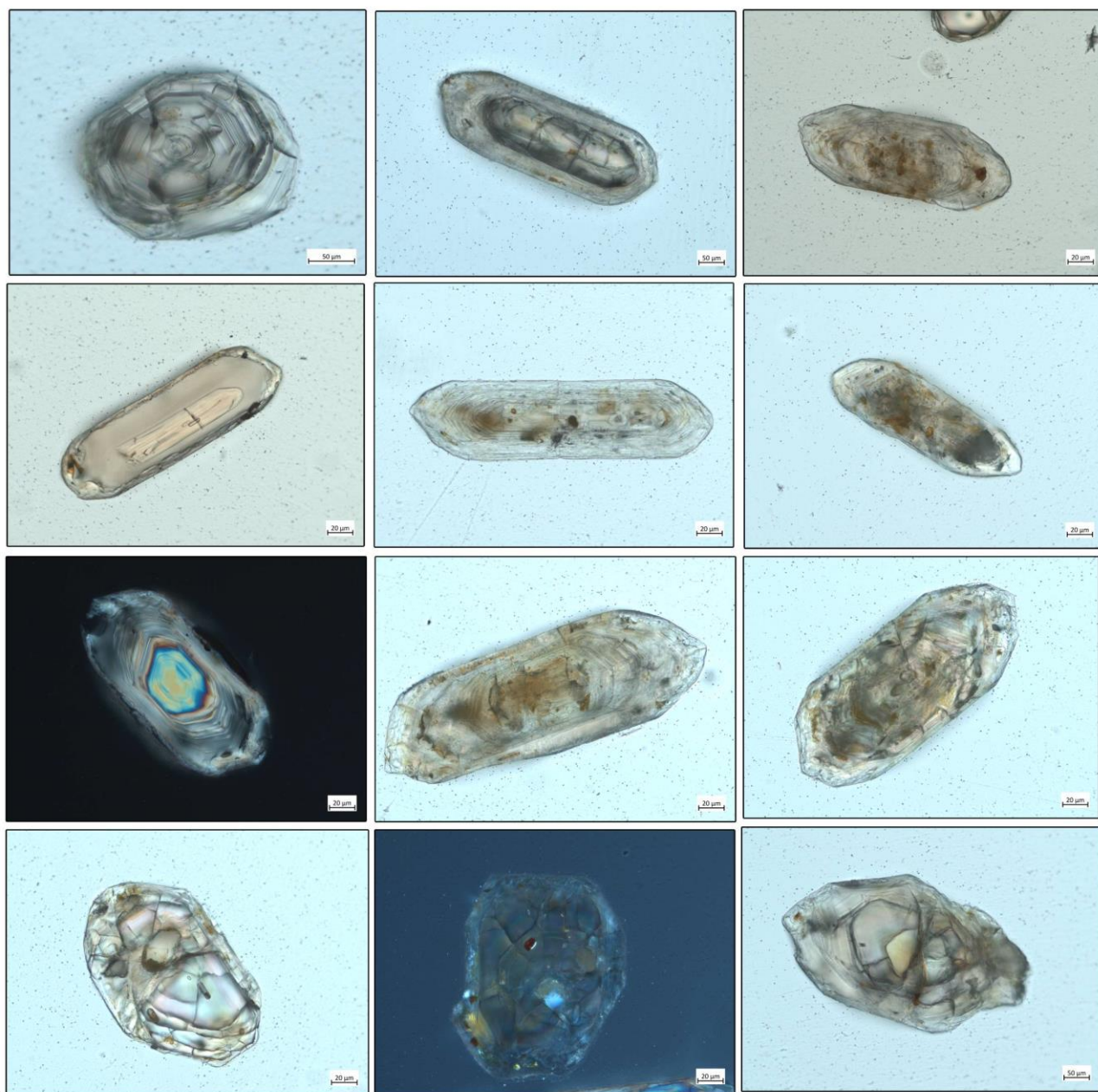
Примітки до додатку: 4_23_K – Суботці, граніт; 7_23_K – Живанівка, граніт; 11_23_K – Бобринець; 14_23_K – Лозуватка; 17_23_K – Кропивницький; 20_23_K – Кропивницький

Додаток Г

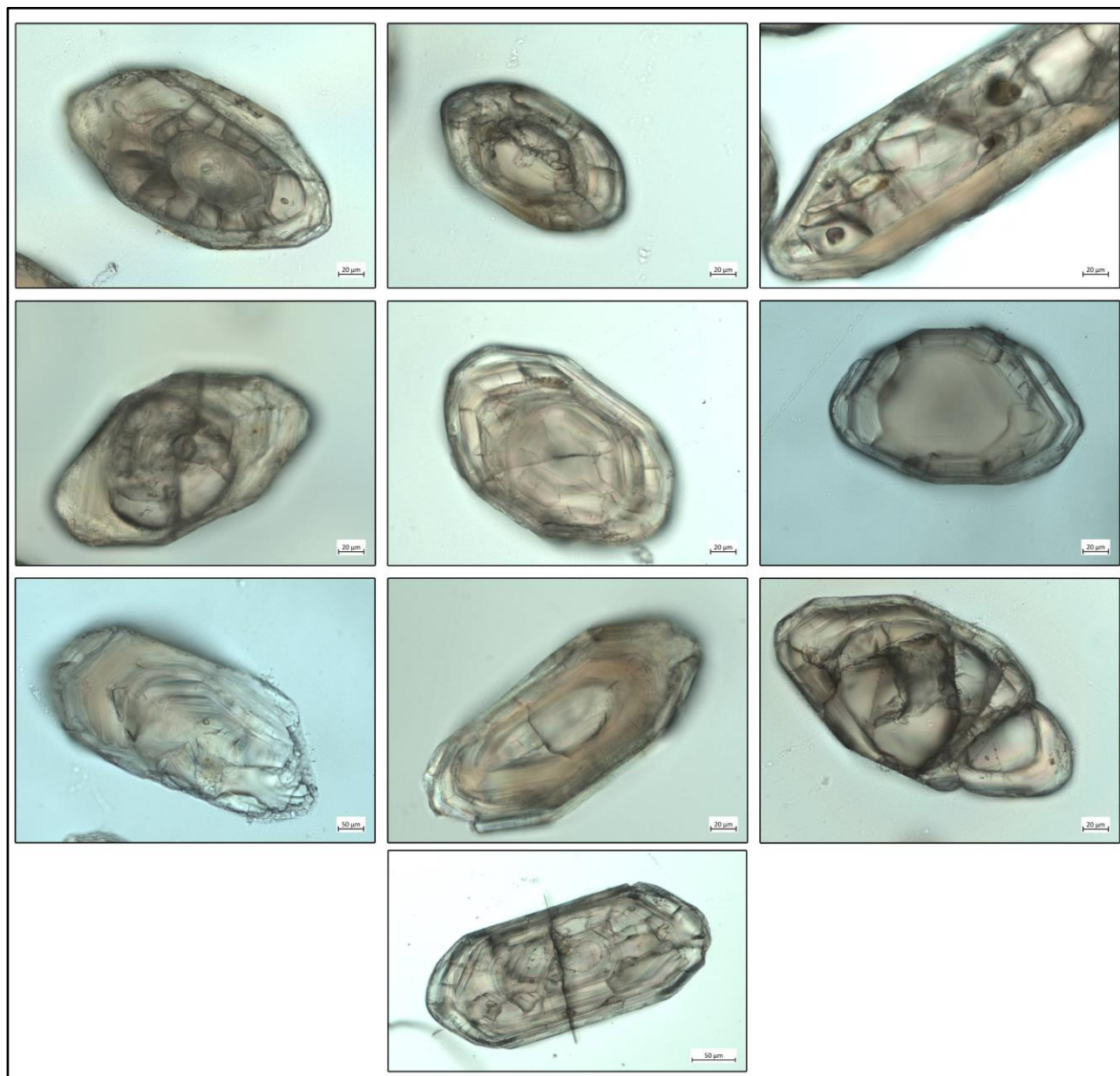
Фотографії зрізів кристалів циркону Живаніського граніту, проба 7/23



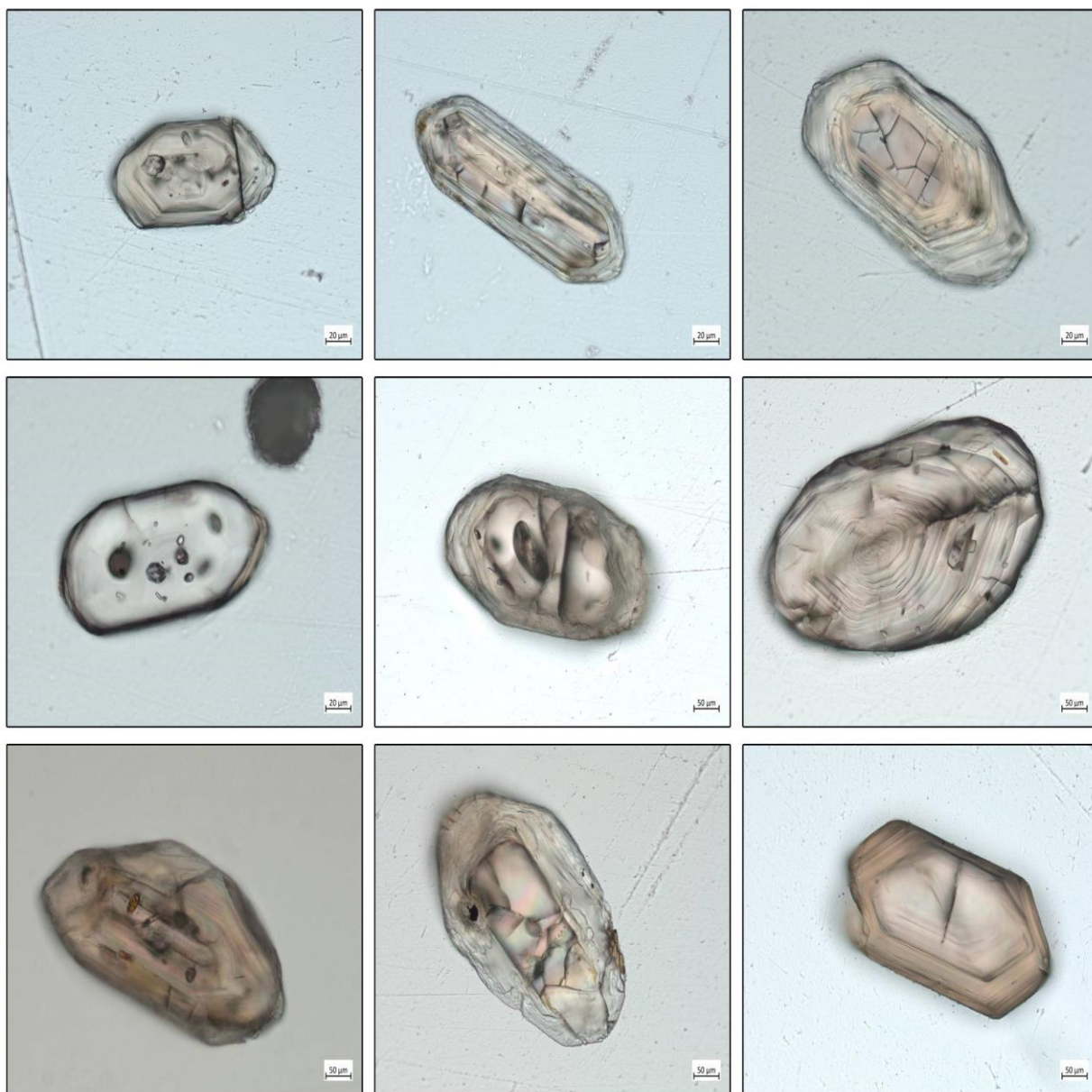
Фотографії зрізів кристалів циркону
Живаніського пегматоїдного граніту, проба 9/23



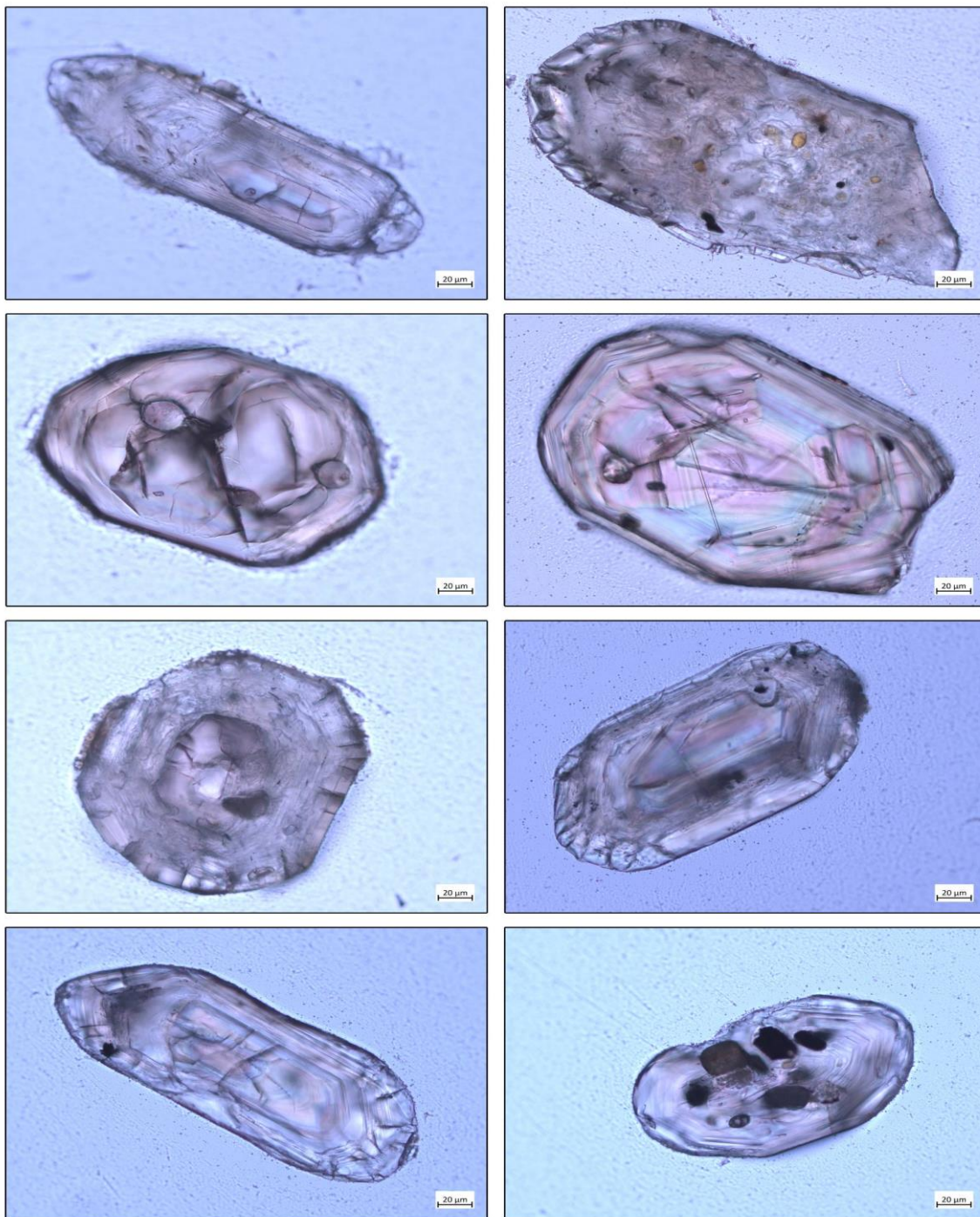
Фотографії поліровних зрізів кристалів циркону Бобринецького граніту,
проба 11/23



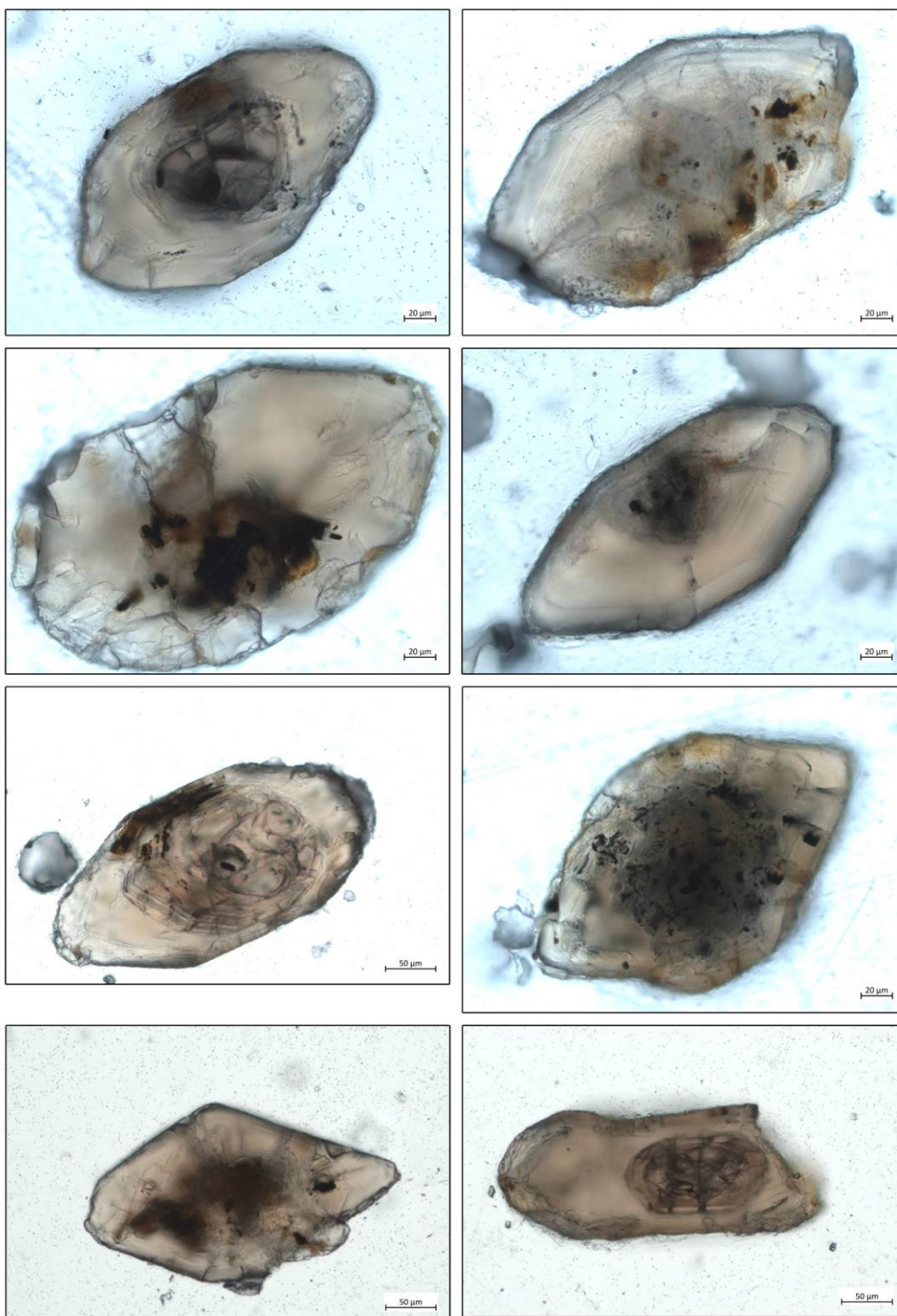
Фотографії поліровних зрізів кристалів циркону
Соколівського граніту проба 18/23



Фотографії поліровних зрізів кристалів циркону Соколівського граніту
проба 19/23



Фотографії зрізів кристалів циркону
Проба 5/23, Суботцівський, кар'єр



Додаток Д

Каталог проб відібраних під час польових робіт у 2023 році

№ п/п	Зразок	Порода	Місце відбору
1	1/23	граніт світло-сірий, з гранатом	Закинутий кар'єр, с. Цибулево
2	2/23	граніт світло-сірий, ділянками збагач. Вt	Закинутий кар'єр, с. Цибулево
3	3/23	гнейс	Закинутий кар'єр, с. Суботці
4	4/23	граніт	Закинутий кар'єр, с. Суботці
5	5/23	пегматит	Закинутий кар'єр с. Суботці
7	7/23	граніт лейкократовий	Живанівський кар'єр, с. Живанівка
8	8/23	граніт меланократовий	Живанівський кар'єр
9	9/23	граніт пегматоїдний	Живанівський кар'єр
10	10/23	граніт рівномірнозернистий	Бобринецький закинутий кар'єр
11	11/23	граніт сірий, порфіроподібний	Бобринецький закинутий кар'єр
12	12/23	граніт	Бобринець шляхопровід
13	13/23	гнейс	Бобринець шляхопровід
14	14/23	граніт нерівномірно зернистий гранатвмісний	с. Лозуватка закинутий кар'єр
15	15/23	пегматит з гранатом	с. Лозуватка закинутий кар'єр
16	16/23	гнейс біотитовий	с. Лозуватка закинутий кар'єр
17	17/23	граніт сірий, порфіроподібний	Соколівський кар'єр, м. Кропивницький
18	18/23	гнейс калішпатизований з порфіробластами	Соколівський кар'єр, м. Кропивницький
19	19/23	граніт рівномірнозернистий	Соколівський кар'єр, м. Кропивницький
20	20/23	граніт крупнозернистий з гранатом	Соколівський кар'єр, м. Кропивницький