

<https://doi.org/10.15407/dopovidi2026.03.003>

УДК 550.93

Л.М. Степанюк, <https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

О.В. Ковтун, <https://orcid.org/0000-0003-0475-8778>

О.Б. Висоцький, <https://orcid.org/0000-0002-3542-4685>

Г.Г. Павлов, <https://orcid.org/0000-0002-5913-042X>

Т.І. Довбуш, <https://orcid.org/0000-0002-3512-3313>

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна

E-mail: alek.vysotsky@gmail.com

Уран-свинцева геохронологія за монацитом гранітів Цибулівського масиву (Інгульський мегаблок Українського щита)

Представлена академіком НАН України О.М. Пономаренком

Цибулівський масив розташований у північній частині Єлизаветградського гнейсо-граніт-мігматитового купола. Масив складений переважно біотитовими і гранат-біотитовими рівномірнотзернистими гранітами, віднесеними до кропивницького комплексу. Граніти масиву розкриті Цибулівським кар'єром, розташованим на лівому березі р. Інгулець північно-західніше від с. Цибулеве. Граніти лейкократові, мають масивну, на окремих ділянках смугасту текстуру, що зумовлено нерівномірним і лінійним розподілом кварцу, біотиту та подекуди гранату. Як і решта гранітів кропивницького комплексу, граніти Цибулівського масиву сформувалися внаслідок плавлення порід інгуло-інгулецької серії, про що свідчить наявність ксенолітів та пластоподібних тіл біотитових гнейсів і різнорідних ядер у кристалах акцесорного циркону. За результатами уран-свинцевого ізотопного датування мультизернових наважок кристалів монациту визначено, що граніти Цибулівського масиву сформувалися $2024,6 \pm 6$ млн років тому.

Ключові слова: уран-свинцева ізотопна система, монацит, граніт, Цибулівський масив, Інгульський мегаблок.

Вступ. Цибулівський масив площею близько 90 км^2 розташований у північній частині Єлизаветградського гнейсо-граніт-мігматитового купола [1]. Масив складений переважно біотитовими і гранат-біотитовими рівномірнотзернистими гранітами, віднесеними до кропивницького (кіровоградського) комплексу. В гранітах масиву на фоні кварц-польовошпатової основної маси із зернами розміром $1\text{—}3 \text{ мм}$ трапляються поодинокі дрібні (до частки мі-

Ц и т у в а н н я: Степанюк Л.М., Ковтун О.В., Висоцький О.Б., Павлов Г.Г., Довбуш Т.І. Уран-свинцева геохронологія за монацитом гранітів Цибулівського масиву (Інгульський мегаблок Українського щита). *Допов. Нац. акад. наук Укр.* 2026. № 3. С. 3—15. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2026.03.003>

© Видавець ВД «Академперіодика» НАН України, 2026. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

ліметра) лусочки біотиту й окремі округлі зерна рожеватого гранату розміром до 2 мм. На окремих ділянках спостерігаються більш крупні (до 1 см) скупчення біотиту, іноді разом з гранатом. Подекуди на фоні дрібно- і середньозернистої основної маси виділяються крупніші (до 1 см) порфіробласти польових шпатів. Досить часто трапляються ксеноліти і пластоподібні тіла біотитових гнейсів [1].

Кропивницькі (кіровоградські) граніти мають ультраметаморфічний генезис і сформувалися в результаті плавлення метаморфічних порід інгуло-інгулецької серії [2—5]. Граніти крім низки великих масивів — Кропивницько-Бобринецького, Долинського, Вознесенського, Чигиринського та інших, — утворюють численну кількість невеликих, переважно конформних, тіл серед метаморфічних порід інгуло-інгулецької серії. До таких невеликих масивів можна віднести Цибулівський і Федорівський масиви, що відіграють провідну роль у будові Єлизаветградського гнейсо-граніт-мігматитового купола [1].

Серед гранітів кропивницького (кіровоградського) комплексу розрізняють два головних петротипи: 1) порфіроподібні біотитові, гранат-біотитові та роговообманко-біотитові граніти “кіровоградського типу”; 2) рівномірнозернисті граніти так званого житомирського типу, які мають схожий склад і часто поступові контакти з порфіроподібними гранітами [3, 5]. На окремих ділянках, найчастіше на контактах гранітних масивів, поширені жильні утворення, насамперед апліти й апліт-пегматоїдні граніти, які подекуди утворюють цілі поля, нерідко є основним петротипом у невеликих масивах (антиклінальних підняттях), наприклад Криничувацькому, Лисогірському та низки інших.

Мета роботи. Уточнити геологічну будову, склад, вік і за результатами дослідження анатомії кристалів акцесорного циркону з’ясувати джерело родоначальних розплавів гранітів Цибулівського масиву.

Об’єкти та методи досліджень. Об’єктом дослідження були зразки гранітів (проба 1/23 та проба 2/23), відібрані в Цибулівському кар’єрі (Цибулівський масив).

Вік гранітів визначено класичним уран-свинцевим ізотопним методом (TIMS) за монацитом у відділі радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. Для ізотопного датування відібрані вручну під біноклем мультизернові наважки кристалів монациту було розділено за розміром скочуванням по нахиленій площині. Методику хімічної підготовки мультизернових наважок монацитів для маспектрометричного аналізу описано в роботах [6, 7]. Для визначення вмісту урану і свинцю використано змішаний $^{235}\text{U} + ^{206}\text{Pb}$ трасер.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконано на восьмиколекторному маспектрометрі MI-1201 AT у мультиколекторному статичному режимі. Експериментальні дані математично оброблено із застосуванням програм Pb Dat і ISOPLOT [8—10]. Похибки визначення віку наведено з відхиленням 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використано стандарт циркону ІГМР-1 [11].

Штучні шліфи (поліровані зрізи) кристалів циркону та петрографічні шліфи гранітів вивчали та фотографували за допомогою оптичного мікроскопа Carl Zeiss Axio Imager 2 for materials.

Геологічна ситуація. Цибулівський кар’єр розташований на лівому березі р. Інгулець північно-західніше від с. Цибулеве (рис. 1). Граніти добре відслонені лише в північно-східному борті кар’єру і представлені світло-сірими та сірими переважно нерівномірнозернистими, на окремих ділянках неясно порфіроподібними біотитовими ($\pm$ гранат)

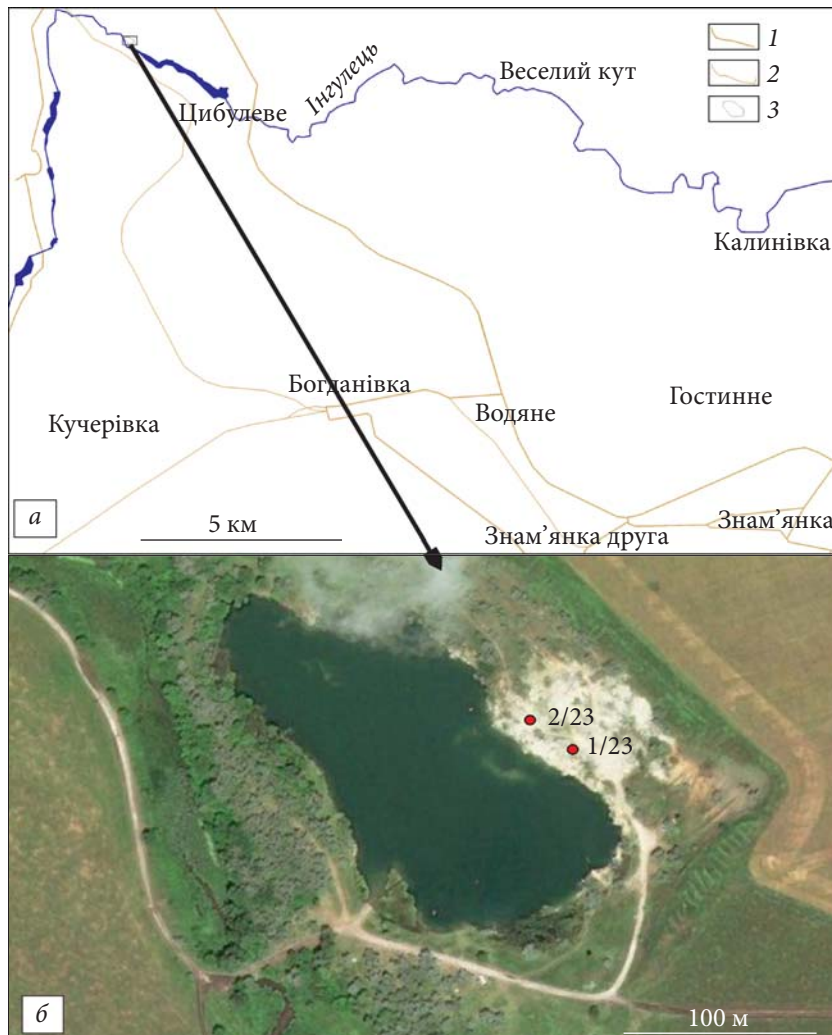


Рис. 1. Географічне розташування Цибулівського кар'єру: *а* — геолокація (1, 2 — автомобільні дороги основні (1) та другорядні (2), 3 — контури Цибулівського кар'єру); *б* — супутникова карта (1/23, 2/23 — місця відбору радіогеохронологічних проб)

гранітами. Граніти лейкократові, мають масивну, на окремих ділянках смугасту текстуру, обумовлену нерівномірним і лінійним розподілом кварцу, біотиту та, подекуди, гранату (рис. 2, 3). Також у граніті спостерігаються поодинокі прожилки завтовшки 2—3 см, складені переважно сірим кварцом, дещо крупнішим (до 2 см) за зерна кварцу граніту. Подекуди в граніті трапляються порфірові вкраплення польового шпату розміром до 2×5 см (див. рис. 3). Згідно з даними [1], Цибулівським кар'єром розкрито граніти Цибулівського масиву.

Результати та їх обговорення. *Граніт сірий біотит-двопольовошпатовий гранат-вмісний, нерівномірнозернистий, проба 1/23.* Текстура неоднорідна, масивна (рис. 4, *а*). Взаємне розміщення породотвірних мінералів вказує на наявність орієнтованої текстури, подібної до зображеної на рис. 2, 3.

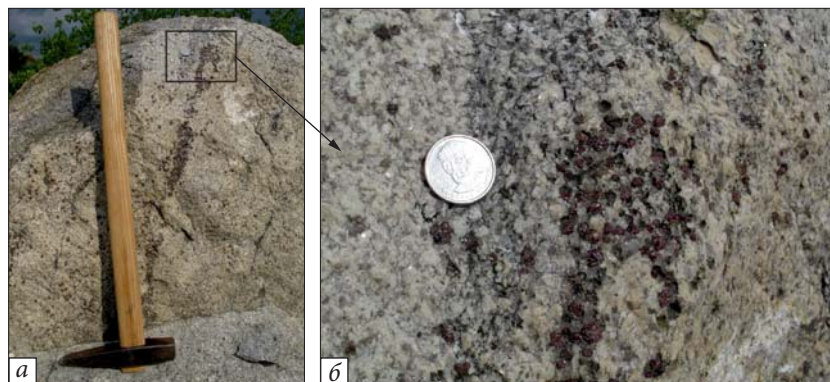


Рис. 2. Шліроподібне виділення кристалів гранату в граніті (а) і його збільшене зображення (б), Цибулівський кар'єр



Рис. 3. Порфіровий вкраплення польового шпату в граніті, Цибулівський кар'єр

Мінеральний склад: мікроклін — 35—40 %, кварц — 25—30 %, плагіоклаз — 20—25 %, біотит — 5—7 %. Акцесорні мінерали: гранат, циркон, монацит, рутил, апатит — поодинокі зерна. Вторинні мінерали: кварц, альбіт, новоутворений мікроклін — як продукти міжзернової аутометасоматичної взаємодії з перекристалізацією матриці; мусковіт та хлорит — як продукти термального заміщення плагіоклазу та біотиту; глинисті мінерали — як продукти вивітрювання.

Хімічний склад¹, %: SiO_2 — 71,82, TiO_2 — 0,10, Al_2O_3 — 13,82, Fe_2O_3 — 2,08, MnO — 0,02, MgO — 0,24, CaO — 1,04, Na_2O — 2,85, K_2O — 4,96, P_2O_5 — 0,04, LOI — 0,48, сума — 97,45.

Центральні частини кулястих мінеральних агрегацій складені мікрокліном, плагіоклазом, у підпорядкованій кількості — кварцом. Межі між цими мінералами мають ознаки сумісної кристалізації з формуванням синусоїдальних та прямолінійних контактних обмежень. Облямування агрегацій зумовлено комбінацією сплосчених видовжених зерен кварцу дугоподібного та прямолінійного (залежно від розміру агрегацій) габітусу (див. рис.4, б).

Польовошпатові агрегації характеризуються внутрішньою алотріоморфнозернистою структурою (див. рис. 4, б). Подекуди, як в агрегаціях, так і поза ними в міжзерновому

¹ Визначено методом рентгенофлуоресцентного аналізу в лабораторії ІГМР НАН України, аналітик К. Гоголев.

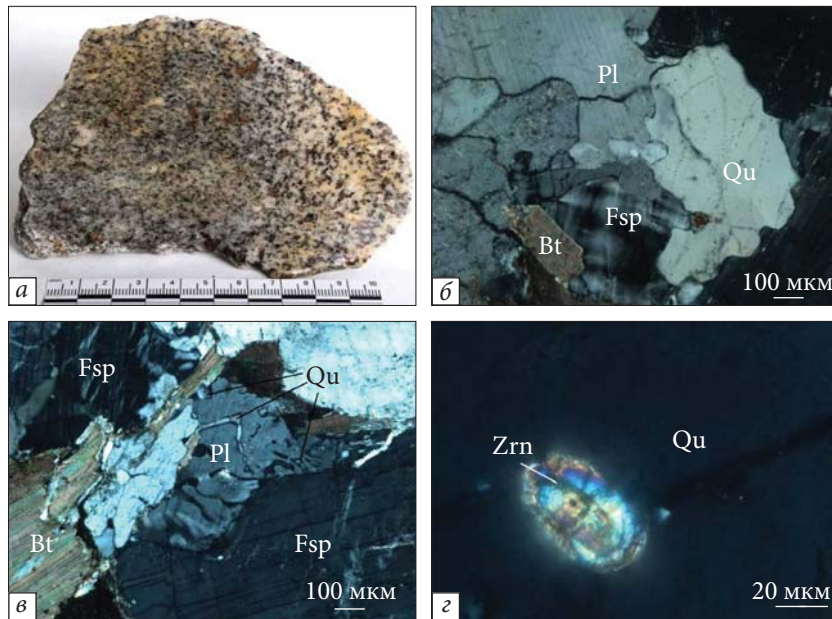


Рис. 4. Граніт біотит-двопольовошпатовий гранатвмісний, проба 1/23: *а* — загальний вигляд; *б* — деформовані кристали кварцу (Qu) з хвилястим згасанням, ксеноморфно-таблитчаста форма зерен польових шпатів; *в* — мікроклін (Fsp), біотит (Bt) та мірмекітоподібні зростання плагіоклазу (Pl) з кварцом (Qu), яке виникає в результаті заміщення плагіоклазу (олігоклазу) альбітом; *г* — включення поліфазного (з ядром) кристала циркону (Zrn) у кварці (Qu)

бластомілоніті, у результаті тектоно-метасоматичного перетворення первинних мікроклінів та плагіоклазів кристалізуються більш низькотемпературний мікроклін та мірмекітоподібні зростання альбіту з кварцом, що виникають внаслідок заміщення олігоклазу альбітом (див. рис. 4, *в*). Межі між зернами плагіоклаз ↔ плагіоклаз, мікроклін ↔ мікроклін, кварц ↔ плагіоклаз та кварц ↔ мікроклін мають затокоподібну або прямолінійну форму, що утворилися під час одночасного евтектоїдного росту. Форма зерен польових шпатів ксеноморфно-таблитчаста, кварцу — ксеноморфно-сплощена, або призматично-розгалужена. Ці кристали значною мірою деформовані, блоковані, тріщинуваті або фрагментовані в крайових ділянках, що свідчить про деформацію кварцу в пластично-крихкому стані.

Головні характеристики породотвірних мінералів. Мікроклін утворює таблитчастої форми зерна з неупорядкованою мікрокліновою ґраткою та мезопертитовою будовою в крайових зонах. Часто в центральних частинах зерен спостерігаються ідіоморфні контури ранніх шестикутних генерацій, що відділяються від мінералу-носія кварцовою присипкою. Зерна тріщинуваті, блоковані. На межі з дрібними плагіоклазовими пойкилітами розвинені альбітові облямівки.

Кварц формує подовжені лінзоподібні зерна, що оконтурюють агрегації польових шпатів. Кристали кварцу деформовані, мають смуги деформації. Тріщинками, перпендикулярними до овальних границь, розбиті на субзерна.

Біотит представлений окремими пластинчастими кристалами або утворює фестончасті скупчення. Плеохроїть від темного червоно-бурого до блідо-жовтуватого-зеленого ко-

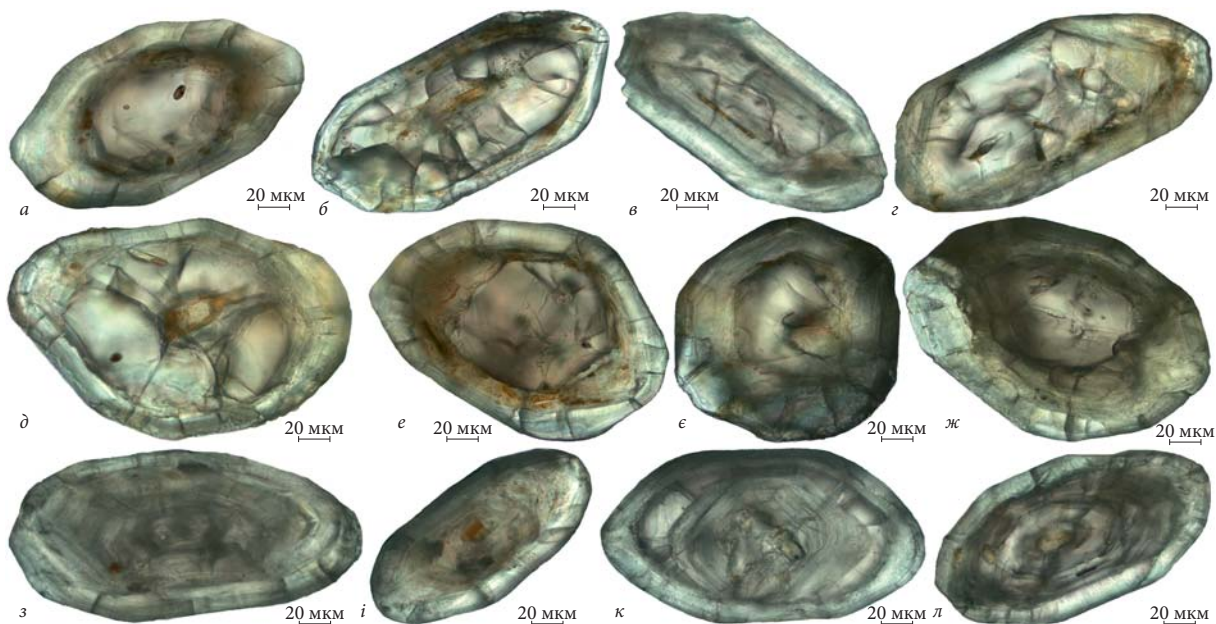


Рис. 5. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону з граніту, проба 1/23, поляризаційний мікроскоп за одного ніколя. Пояснення в тексті

льору. Під час деформації та перекристалізації заміщується тонкопластинчастими (“ворсистими”) агрегатами біотиту з “розпушеними” та регенованими кінцівками пластинок. Деякі зерна мають розриви суцільності поперек спайності. Тріщини, що утворилися внаслідок крихкої деформації, та порожнини на їхніх перетинах заповнені новоутвореним рекристалізованим біотитом.

Циркон представлений переважно призматичними та короткопризматичними кристалами, зрідка трапляються майже ізометричні і поодинокі — видовженопризматичні з коефіцієнтом видовження $K_{\text{вид}} \geq 3$ (рис. 5). Кристалам притаманні заокруглені контури; ребра призматичного поясу і біпірамід голівок у переважній більшості кристалів сильно заокруглені. При цьому грані, хоча з країв заокруглені, мають рівну гладеньку блискучу поверхню.

За кольором можна виділити три різновиди цирконів: 1 — молочно-білі; 2 — світло-жовті, коричнювато-жовті; 3 — поодинокі коричневі. У відколках окремих кристалів добре видно, що на світло-коричневий циркон (ядра) нарастають тонкі молочно-білі оболонки. Варто відзначити, що в немагнітній фракції різко переважають кристали другого різновиду, тоді як в електромагнітній спостерігається помітне збільшення кількості молочно-білих.

У полірованих зрізах виявляється складна будова кристалів. Можна виокремити дві генерації (два етапи росту) кристалів. Циркон першої генерації являє собою реліктові ядра (центральні ділянки кристалів), на які нарастають оболонки (циркон другої генерації) різної товщини (див. рис. 5). Серед ядер реліктового циркону наявні однорідні із сильно заокругленими контурами до майже ізометричних (див. рис. 5, а, д—ж) призматичні та короткопризматичні з заокругленими контурами (див. рис. 5, б), уламки кристалів (в, г), а також ядра з тонкою зональністю (з, л), що характерна для кристалів циркону магматичних порід — гранітів, ріолітів, дацитів тощо. Правильні кристаломорфологічні обриси таких ядер

(див. рис. 5, з) дають підставу з великим ступенем імовірності припустити їх походження з вулканічних порід, наприклад туфу кислого складу. Оболонки в більшості кристалів відносно тонкі, однорідні і лише в окремих можна виявити наявність тонкозональних (ранніх ділянок) оболонок (див. рис. 5, д—є).

У петрографічних шліфах циркон зафіксовано в кварці та польових шпатах, де він утворює короткопризматичні кристали розміром до 0,5 мм, найчастіше з внутрішнім ядром (див. рис. 4, з).

Монацит у шліфі у вигляді ізометричних кристалів-включень розміром 0,18—0,3 мм виявлено в плагіоклазі. Під бінокелем монацит спостерігається у блідо-жовтих та світло-жовтих прозорих кристалах, переважно дископодібної форми із сильно заокругленими ребрами. Як поодинокі наявні пампушкоподібні зерна. Контури (насамперед ребра) переважної більшості кристалів заокруглені, їхня поверхня зазвичай шагренева зі слідами плівок озалізнання, зрідка — у вигляді тонких смужок. В окремих кристалах поверхня рівна блискуча.

Вік визначали за трьома мультизерновими наважками розмірних фракцій світло-жовтих і блідо-жовтих переважно дископодібних кристалів та однією мультизернвою наважкою таких самих кристалів, але з незначним озалізнанням. Розмірні фракції отримано скошуванням кристалів по нахилений площині. Результати визначення вмісту урану, свинцю та ізотопного складу свинцю в наважках монациту із граніту проби 1/23 наведено в таблиці (фракції 1—4).

Вік монациту за верхнім перетином конкордії з лінією регресії, розрахованою за даними, наведеними в таблиці (фракції 1—4), становить 2024 ± 15 млн років, за нижнім — 145 ± 819 млн років, середньоквадратичне відхилення значень (СКВЗ) — 2,1. З урахуванням незначної дискордантності (від $-1,1$ до $-4,2$ %, див. таблицю) розраховано середнє зважене значення віку за відношенням $^{207}\text{Pb}_r / ^{206}\text{Pb}_r$ — $2025,8 \pm 3,6$ млн років, СКВЗ = 2,6.

Граніт сірий біотитовий, двопольовошпатовий з гранатом, проба 2/23. Текстура породи неоднорідна — від орієнтованої до масивної. Перехід між цими ділянками посту-

Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту, проби 1/23 та 2/23

Фракція	Вміст, ppm		Ізотопне співвідношення					Вік, млн років			D, %
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r} \pm \sigma$	
1	5523,4	8893,2	5215	7,8518	0,27435	0,38804	6,6849	2114	2071	$2028,0 \pm 3,3$	-4,2
2	5652,2	8679,9	5460	7,8697	0,28248	0,37852	6,5116	2069	2047	$2025,5 \pm 1,5$	-2,2
3	5194,9	7607,5	4780	7,8511	0,29999	0,37755	6,4926	2065	2045	$2024,9 \pm 1,8$	-2,0
4	4931,3	7013,3	2230	7,6458	0,31069	0,37470	6,4566	2051	2040	$2028,4 \pm 3,6$	-1,1
5	5686,7	9232,0	5510	7,8623	0,27674	0,39393	6,7845	2141	2084	$2027,5 \pm 2,7$	-5,6
6	5825,4	8931,1	5500	7,8734	0,29210	0,38762	6,6659	2112	2068	$2024,9 \pm 4,2$	-4,3
7	5475,9	8252,3	1940	7,5901	0,29446	0,38098	6,5685	2081	2055	$2029,4 \pm 1,7$	-2,5

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн років. Фракції 1—4 — монацити з граніту проби 1/23: 1—3 — розмірні фракції світло-жовтих та блідо-жовтих переважно дископодібних кристалів, 4 — такі ж кристали, але з незначним озалізнанням. Фракції 5—7 — монацити із граніту проби 2/23: 5, 6 — розмірні фракції світло-жовтих та блідо-жовтих переважно дископодібних кристалів, 7 — такі ж кристали, але з незначним озалізнанням.

повий, але чіткий, можливо шліровий. Це виразно виявляється за розподілом та кількістю біотиту від значно лейкократової до більш темноколірної.

Структура граніту різнозерниста — від дрібно- до крупнозернистої. Макроскопічно будова породи має такий вигляд: овальні агрегації польових шпатів з кварцом розміром до 1 см “цементуються” розгалуженими ланцюжками сірого димчастого кварцу нерівномірної товщини та довжини, що не перевищує 3 см. Ядра таких агрегацій складені здебільшого димчастим кварцом, аналогічним міжагрегатному. Їхня зовнішня оболонка складена білими польовими шпатами (плагіоклазом та мікрокліном). Кількість таких нодулеподібних агрегатних утворень коливається від 70 % у лейкократових ділянках до 10 % у більш меланократових. Особливістю зовнішнього вигляду гранітів є також малиново-червоні кристали гранату на світло-сірому фоні (рис. 6, а).

Мінеральний склад у межах шліфа: мікроклін — 35—40 %, плагіоклаз — 20—30 %, кварц — 20—30 %, біотит — 5—10 %. Акцесорні мінерали — гранат, циркон, монацит; вторинні мінерали — мусковіт, хлорит, глинисті мінерали.

Хімічний склад², %: SiO_2 — 71,35, TiO_2 — 0,26, Al_2O_3 — 13,56, Fe_2O_3 — 2,87, MnO — 0,04, MgO — 0,28, CaO — 1,73, Na_2O — 2,51, K_2O — 4,58, P_2O_5 — 0,05, LOI — 0,48, сума — 97,71.

Плагіоклаз (олігоклаз) ксеноморфно-таблитчастий (див. рис. 6, в). Зерна інтенсивно тріщинуваті, окремі таблиці інтенсивно деформовані з кулісоподібним згасанням. По тріщинках спайності розвивається мусковіт. Обмеження таблиць синусоїдальні, затокоподібні як з кварцом, так і раннім калієвим польовим шпатом.

Мікроклін ранньої генерації також має псевдотаблитчасту алотріоморфну форму з неясно або з інтенсивно деформованою плямистою ґраткою (див. рис. 6, в). Містить мікрокристали біотиту та ідіоморфних зародкових кристаликів плагіоклазу. Мікроклін більш пізньої автометасоматичної кристалізації приурочений до міжзернових смуг катаклазу та перекристалізації. Перекристалізований міжзерновий бластомілоніт має мозаїчну гранобластову структуру з елементами мірмекітизації.

Кварц формує ксеноморфні подовжено-розгалужені кристали зі змінною товщиною, пристосовуючись до міжагрегатного простору. Межі з таблицями польових шпатів криволінійні. Хвилясте згасання свідчить про накладену інтенсивну крихко-пластичну деформацію.

Біотит має пластинчасту деформовано-рекристалізовану форму, що підтверджується “ворсистою” регенераційною облямівкою в крайових розщеплених частинах зерен. Плеохроїть від темно-червоно-бурого (Ng) до світло-жовтувато-зеленого (Nr) кольору. Асоціює з тонколускатим мусковітом у міжзернових зонах рекристалізації.

Гранат (альмандин) формує кристали переважно правильної кубічної форми із заокругленими краями, розміром до 2 мм з інтенсивною тріщинуватістю та частими включеннями кварцу (див. рис. 6, б).

У шліфі зафіксовано дрібні короткопризматичні зерна *циркону* розміром до 0,03 мм у вигляді включень у кварці та декілька зерен монациту в плагіоклазі розміром до 0,1 мм короткопризматичної форми.

Під бінокелем кристали циркону подібні до таких із граніту проби 1/23. Проте дещо більше кристалів коричневого кольору (світло-коричневих та коричневих) і крупніших за розміром. За формою наявні кристали переважно з заокругленими контурами. Деякі від-

² Визначено методом рентгенофлуоресцентного аналізу в лабораторії ІГМР НАН України, аналітик К. Гоголев.

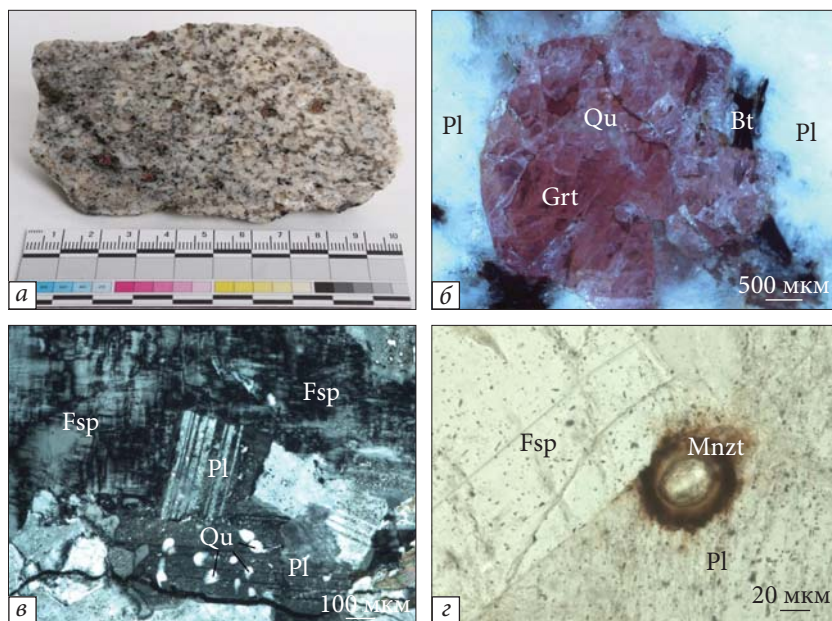


Рис. 6. Граніт світло-сірий двопольовошпатовий з гранатом, проба 2/23: *а* — загальний вигляд; *б* — ідіоморфний кристал гранату (Grt) з включеннями кварцу (Qu) та біотиту (Bt) посеред зерен плагіоклазу (Pl); *в* — ксеноморфно-таблитчасті зерна плагіоклазу (Pl) з включеннями кварцу (Qu) та мікроклін (Fsp) з деформованою плямистою двійниковою ґраткою; *г* — ізометричне включення кристала монациту (Mnzt) з темно-коричневою облямівкою в плагіоклазі (Pl), калієвий польовий шпат (Fsp)

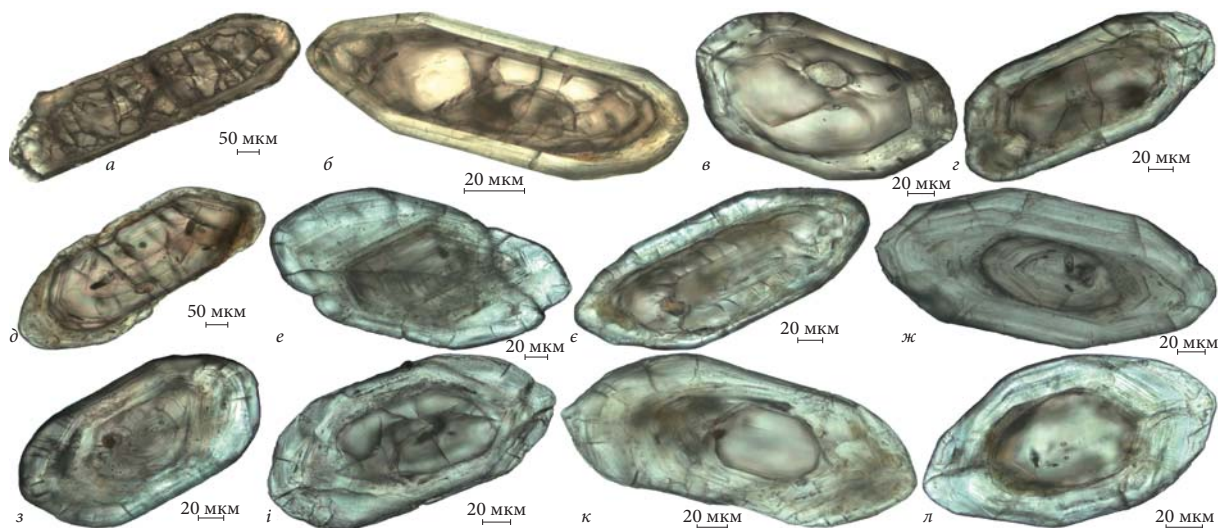


Рис. 7. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону з граніту, проба 2/23, поляризаційний мікроскоп за одного ніколя. Пояснення в тексті

мінності між пробамі, можливо, зумовлені різною масою відібраних зразків (2,8 кг — 1/23 та 6,8 кг — 2/23).

У полірованих зрізах кристали циркону, як і в граніті проби 1/23, виявляють два етапи кристалізації. Циркон першого етапу представлений різноманітними ядрами реліктового

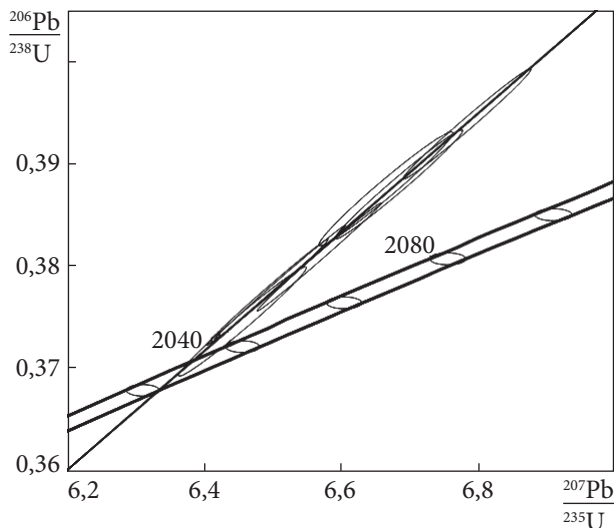


Рис. 8. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монациту з гранітів Цибулівського масиву (Цибулівський кар'єр), проба 1/23 та 2/23 (перетини на 14 ± 260 та $2026,7 \pm 4,8$ [$\pm 7,7$] млн років, СКВЗ = 3,3)

(догранітного) циркону, що свідчить про формування граніту внаслідок плавлення давніших вулканогенно-осадових порід. На ядра реліктового циркону нарастають оболонки циркону, синпетрогенного граніту (рис. 7). Серед реліктових ядер спостерігаються такі самі відмінності, що і серед ядер у кристалах циркону граніту проби 1/23 (див. рис. 5 і рис. 7) — призматичні (рис. 7, в, з), короткопризматичні (рис. 7, і—л), з тонкою зональністю (рис. 7, д, е, ж, з), а також видовженопризматичні (рис. 7, а) та складні ядра (рис. 7, є). Більш різноманітними є оболонки, потужність яких варіює в значно ширших межах: від відносно тонких (див. рис. 7, а, б), навіть неповних (д), до досить потужних, що займають значно більше половини площі зрізу кристала (ж, к). Крім того, більш розвиненими є найраніші (ближчі до ядер) тонкозональні частини оболонок (див. рис. 7, е, ж—л) порівняно з такими у кристалів із граніту проби 1/23 (див. рис. 5).

Кристали монациту, на відміну від циркону, практично не відрізняються від таких у граніті проби 1/23. Вони мають світло-жовте, блідо-жовте забарвлення. За формою різко переважають дископодібні зерна із заокругленими ребрами. Пампушкоподібні наявні в поодиноких зернах. У незначній кількості трапляються дещо озалізнені (з бурими плямами, цятками тощо). Корінна відмінність полягає в значно меншому вмісті монациту в пробі граніту 2/23. Незважаючи на удвічі більшу вагу проби 2/23, монациту вистачило лише на три повноцінні мультизернові наважки (загальна вага виділених кристалів монациту з граніту проби 2/23 становила приблизно 3—4 мг). Вік визначали за двома мультизерновими наважками розмірних фракцій світло-жовтих і блідо-жовтих кристалів та однією наважкою дещо озалізненого кристала монациту. Аналітичні результати вивчення уран-свинцевих ізотопних систем зазначених наважок наведені в таблиці (фракції 5—7).

Вік монациту за верхнім перетином конкордії з лінією регресії, розрахованою за даними, наведеними в таблиці (фракції 5—7), становить $2031 \pm \infty$ млн років, за нижнім — $173 \pm \infty$ млн років, СКВЗ = 2,4. При цьому середнє зважене значення віку за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, становить 2028 ± 19 млн років, СКВЗ = 4,8

Враховуючи, що проби гранітів відібрано на незначній відстані в межах одного відслонення, та схожість як самих гранітів, так і кристалів акцесорних циркону та монациту,

вік монациту розраховали за всіма даними, наведеними в таблиці. За верхнім перетином конкордії з лінією регресії, розрахованою за всіма даними, вік становить $2026,7 \pm 4,8$ млн років (рис. 8), який ми приймаємо за вік монациту та граніту, що його вміщує. При цьому за нижнім перетином вік становить 14 ± 260 млн років, що в межах похибки відповідає сучасному порушенню замкнутості уран-свинцевої ізотопної системи, $СКВЗ = 3,3$. Середнє зважене значення віку за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, дорівнює $2026,7 \pm 2,1$ млн років, $СКВЗ = 4$.

Отже, отриманий вік для гранітів Цибулівського масиву ($2026,7 \pm 4,8$ млн років) укладається у віковий інтервал (2020—2045 млн років) формування гранітів кропивницького (кіровоградського) та новоукраїнського комплексів Інгульського мегаблока, визначений уран-свинцевим ізотопним методом за монацитом [12—16 та посилання в них]. Наявність усередині кристалів циркону різномірних ядер реліктового догранітного циркону, як і всередині кристалів циркону із гранітів Кропивницького та Новоукраїнського масивів [13—15] свідчить про те, що досліджені нами граніти Цибулівського масиву сформувалися внаслідок перетворення вулканогенно-осадових порід, найімовірніше, чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії, серед яких вони залягають і ксеноліти яких часто трапляються в гранітах масиву [1].

Висновки.

1. Граніти Цибулівського масиву сформувалися $2024,6 \pm 6$ млн років тому, що відповідає віковому діапазону інших гранітів кропивницького (кіровоградського) комплексу.

2. Субстратом для гранітів Цибулівського масиву були вулканогенно-осадові породи, найімовірніше, чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії.

ЦИТОВАНА ЛІТЕРАТУРА

1. Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Серія Центральноукраїнська. Аркуш М-36-XXVII (Знам'янка). Пояснювальна записка. Київ: ДП ЦентрУкргеологія, 2004. 89 с.
2. 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. Гранитоидные формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. 192 с.
3. Есипчук 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 (пояснювальна записка). Київ: УкрДГРІ, 2004. 30 с.
4. Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З., Глевасский Е.Б., Дранник А.С., Пийяр Ю.К., Полуновский Р.М., Скаржинская Т.А., Соловицкий В.Н., Этингоф И.М., Билынская Я.П., Ганоцкий В.И., Гузенко Г.Ф., Киселев А.С., Клочков В.М., Решетняк В.В., Босая Н.И., Воронова Г.С., Пилипенко В.И. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
5. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
6. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко А.Н., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989. 144 с.
7. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. 37, № 3. P. 485—494. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5)
8. Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.06. *U. S. Geol. Survey Open-File Rept*. 1989. № 88 — 542. P. 40.
9. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. *U. S. Geol. Survey Open-File Rept*. 1990. № 88 — 557. P. 38.
10. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00 a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. 2003. Special Publication № 4. 70 p.

11. Бартницький Е.Н., Бибилова Е. В., Верхогляд В.М., Легкова Г.В., Скобелев В.М., Терец Г.Я. Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 21. С. 164—167.
12. 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'єра с. Суботці (Інгультський мегаблок Українського щита). *Геохімія та рудоутворення*. 2024. Вип. 45. С. 54—63. <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.054>
13. Степанюк Л.М., Андрієнко О.М. Акцесорні циркони із порід Новоукраїнського масиву. *Мінерал. журн.* 2004. 26, № 4. С. 19—33
14. Степанюк Л.М., Андрієнко О.М., Довбуш Т.І., Бондаренко В.К. Геохронологія Новоукраїнського масиву. *Мінерал. журн.* 2005. 27, № 1. С. 44—50.
15. Степанюк Л.М., Коновал Н.М., Довбуш Т.І., Ковтун О.В., Висоцький О.Б., Снісар В.П. Уран-свинцевий вік гранітів Кіровоградського масиву (Інгультський мегаблок Українського щита). *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 4. С. 56—62. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.056>
16. Ковтун О.В., Степанюк Л.М., Висоцький О.Б., Баран А.М., Довбуш Т.І. Вік гранітів Кропивницько-Бобринецького масиву (Інгультський мегаблок Українського щита). *Мінерал. журн.* 2025. 47, № 3. С. 69—79. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.03.069>

Надійшла до редакції 12.03.2026

REFERENCES

1. State Geological Map of Ukraine. Scale 1 : 200,000. Central Ukrainian Series. Sheet M-36-XXVII (Znamyanka). Explanatory note. Kyiv: State Enterprise CenterUkrgeology, 2004 (in Ukrainian).
2. Shcherbakov, I. B., Esypchuk, K. E., Orsa, V. I. Usenko, I. S., Bartnytsky, E. N., Holub, E. N., Gorlytsky, B. A., Kirillov, S. P., Zabiya, L. I., Tsarovsky, I. D. & Osadchy, V. K. (1984). Granitoid formations of the Ukrainian Shield. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
3. Esypchuk, K. Yu., Bobrov, O. B., Stepanyuk, L. M. Shcherbak, M. P., Glevasky, E. B., Skobelev, V. M., Drannyyk, A. S. & Geichenko, M. V. (2004). Correlational chronostratigraphic scheme of the early Precambrian of the Ukrainian Shield. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
4. Shcherbak, N. P., Esypchuk, K. E., Berzenin, B. Z., Hlevassky, E. B., Drannyyk, A. S., Piyyar, Y. K., Skarzhinskaya, T. A., Solovitsky, V. N., Etingoff, I. M., Klochkov, V. M. & Reshetnyak, V. V. (1985). Stratigraphic sections of the Precambrian of the Ukrainian Shield. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
5. Shcherbakov, I. B. (2005). Petrology of the Ukrainian shield. Lviv: ZUKTS (in Russian).
6. Shcherbak, N. P., Artemenko, G. V., Bartnytskyi, E. N., Verkhoglyad, V. M., Komaristy, A. A., Lesnaya, I. M., Mytskevich, N. Yu., Ponomarenko, A. N., Skobelev, V. M. & Shcherbak, D. N. (1989). Geochronological scale of the Precambrian of the Ukrainian shield. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
7. Krogh, T. E. (1973). A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, No. 3, pp. 485-494.
8. Ludwig, K. R. (1989). Pb Dat for MS-DOS, version 1.06. U. S. Geol. Survey Open-File Rept. No. 88 — 542, pp. 40.
9. Ludwig, K. R. (1990). ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. U. S. Geol. Survey Open-File Rept. No. 88 — 557, pp. 38.
10. Ludwig, K. R. (2003). User's Manual for Isoplot 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication No. 4.
11. Bartnytskyi, E. N., Bybykova, E. V., Verkhoglyad, V. M., Legkova, G. V., Skobelev, V. M. & Terets, G. Ya. (1995). International zircon standard for uranium-lead isotope studies. *Geohim. rudoutvorennâ*, Iss. 21, pp. 164-167 (in Russian).
12. Baran, A. M., Vysotskyi, O. B., Dovbush, T. I., Kovtun, O. V., Stepaniuk, L. M. & Yaskevych, T. B. (2024). The uranium-lead monazite isotopic age of granitoids of the Kropyvnytskyi massif, on the example of the Subottsi village open pit (Inhul domain of the Ukrainian shield). *Geohim. rudoutvorennâ*, 45, pp. 54-63 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.054>
13. Stepaniuk, L. M. & Andrienko, O. M. (2004). Accessory zircons from rocks of the Novoukrainian massif. *Mineral. Journ.*, 26, No. 4, pp. 19-33 (in Ukrainian).
14. Stepaniuk, L. M., Andrienko, O. M., Dovbush, T. I. & Bondarenko, V. K. (2005). Geochronology of the Novoukrainian Massif. *Mineral. Journ.*, 27, No. 1, pp. 44-50 (in Ukrainian).

15. Stepaniuk, L. M., Konoval, N. M., Dovbush, T. I., Kovtun, O. V., Vysotsky, O. B. & Snisar, V. P. (2021). Uranium-lead age of granites of the Kirovograd Massif of the Ingul megablock of the Ukrainian shield. *Mineral. Journ.*, 43, No. 4, pp. 56-62 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.056>
16. Kovtun, O. V., Stepaniuk, L. M., Vysotsky, O. B., Baran, A. N. & Dovbush, T. I. (2025). The age of granites of the Kropyvnytsko-Bobrynetsky massif (Ingul megablock of the Ukrainian shield). *Mineral. Journ.*, 47, No. 3, pp. 69-79 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.03.069>

Received 12.03.2026

L.M. Stepanyuk, <https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

O.V. Kovtun, <https://orcid.org/0000-0003-0475-8778>

O.B. Vysotsky, <https://orcid.org/0000-0002-3542-4685>

H.H. Pavlov, <https://orcid.org/0000-0002-5913-042X>

T.I. Dovbush, <https://orcid.org/0000-0002-3512-3313>

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: alek.vysotsky@gmail.com

URANIUM-LEAD GEOCHRONOLOGY BASED ON MONAZITE FROM GRANITES OF THE TSYBULIVA MASSIF (INGUL MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD)

The Tsybulivskyi massif is located in the northern part of the Yelizavetgrad gneiss-granite-migmatite dome. The massif consists mainly of biotite and garnet-biotite uniform-grained granites belonging to the Kropyvnytskyi complex. The granites of the massif are exposed by the Tsybulivskyi quarry, located on the left bank of the Inhulets River, northwest of the village of Tsybuleve. These granites belong to the leucocratic rock group and exhibit a massive texture, with banding in some areas, resulting from the uneven and linear distribution of quartz, biotite, and, in places, garnet. The presence of heterogeneous nuclei of relict pre-granitic zircon in the middle of zircon crystals, as well as in the middle of zircon crystals from granites of the Kropyvnytsky and Novoukrainsky massifs, indicates that the granites of the Tsybulivsky massif we studied were formed from volcanogenic-sedimentary rocks, most likely the Chechelievskaya suite of the Ingul-Ingulsky series, among which they are located and whose xenoliths are frequently found in the granites of the massif. The age of the granites was determined by the classical uranium-lead isotope method (TIMS) based on monazite. According to the results of uranium-lead isotope dating of multigrained samples of monazite crystals, the granites of the Tsybulivsky massif formed $2,024.6 \pm 6$ Ma ago and belong to the age interval (2020—2045 Ma) of the formation of granites of the Kropyvnytsky (Kirovohrad) and Novoukrainsky complexes of the Ingul megablock.

Keywords: *uranium-lead isotope system, monazite, granite, Tsybulivskyi massif, Ingul megablock.*