

ІЗОТОПНА ГЕОХРОНОЛОГІЯ ГРАНІТОЇДІВ КРОПИВНИЦЬКОГО КОМПЛЕКСУ, НА ПРИКЛАДІ ЛОЗУВАТСЬКОГО КАР'ЄРУ

Л.М. Степанюк

stepaniuk@nas.gov.ua, <https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

О.Б. Висоцький

vysotsky@nas.gov.ua, <https://orcid.org/0000-0002-3542-4685>

А.М. Баран

<https://orcid.org/0000-0002-5326-8014>

О.В. Ковтун

<https://orcid.org/0000-0003-0475-8778>

Т.І. Довбуш

<https://orcid.org/0000-0002-3512-3313>

Н.О. Коваленко

<https://orcid.org/0000-0002-3203-7145>

І.М. Котвіцька

<https://orcid.org/0000-0002-2593-3953>

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142*

Викладено результати вивчення граніту нерівномірнзернистого (проба 14/23), пегматоїдного граніту (пр. 15/23) та піроксенового плагіогнейсу (пр. 16/23), що відслонені в закинутому кар'єрі с. Лозуватка. Визначено ізотопний вік цих порід за монацитом. Отримано майже конкордантні значення віку нерівномірнзернистого граніту: дискордантність від $-1,6$ до $-3,8$, а вік, за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ становить $2022,8\text{—}2014,6$ млн рр. Найменше значення віку отримано за мінералами найдрібніших фракцій. Через незначну дискордантність ми розрахували середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$: $2018,4 \pm 6,9$ млн рр., що відповідає часу формування наймолодших гранітів кропивницького комплексу. За верхнім перетином конкордії лінією регресії визначено вік пегматоїдного граніту: $2037,5 \pm 2,2$ млн рр. Цей результат добре узгоджується з часом інтрузії гранітів кропивницького комплексу. Отже, гранітоїдний магматизм у кристалічних породах Лозуватської ділянки тривав приблизно 20 млн рр. у віковому інтервалі $2,02\text{—}2,04$ млрд рр. тому. Для з'ясування джерела родоначальних гранітних розплавів ми дослідили анатомію кристалів циркону із названих проб гранітів, а також із піроксенового плагіогнейсу (пр. 16/23), у якому також визначили ізотопний склад стронцію в апатиті. Піроксенові плагіогнейси були сформовані за рахунок корової речовини ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70703 \pm 0,00004$), осадової (вулканогенно-осадової) природи і не слугували субстратом гранітів.

Ключові слова: ізотопний вік, монацит, плагіогнейс, пегматоїдний граніт, кропивницький комплекс.

Вступ. Лозуватський закинутий кар'єр розташований на правому березі р. Інгул, північніше с. Лозуватка. Ним розкрито сильно гранітизовану товщу біотитових і гранат-біотитових гіперстенвмісних гнейсів. Граніти

рожеві плагіоклаз-мікроклінові, переважно гранат-біотитові, біотитові відміни трапляються значно рідше. За текстурою найпоширенішими є тіла апліто-пегматоїдних гранітів, що формують різноспрямовані жильні

виокремлення в південно-західній частині кар'єру. Гранат є майже в усіх різновидах гранітів, особливо в пегматоїдних, але поширений досить нерівномірно. Спостерігаються збагачені гранатом шліри та лінзи від 2—3 до 10—20 см, розміри зерен гранату у яких змінюється від 0,1—1 до 3—5 см, у пегматоїдних відмінах граніту подеколи понад 5 см. Гранат у сколах кристалів містить численні вclusions породоутворювальних мінералів.

Мета роботи. Визначити вік гранітів і з'ясувати джерело родоначальних гранітних розплавів за результатами дослідження анатомії кристалів акцесорного циркону.

Об'єкти та методи досліджень. У ході дослідження ми дослідили три типи порід, відслонених закинутим кар'єром с. Лозуватка, а саме: граніт нерівномірнозернистий (проба 14/23), пегматоїдний граніт (пр. 15/23) та піроксеновий плагіогнейс (пр. 16/23). Ізотопний вік гранітів визначили за монацитом.

Вік монациту визначали за допомогою класичного уран-свинцевого ізотопного методу у відділі радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України. Для ізотопного датування вручну під біокуляром відібрано мультізернові наважки кристалів монациту, відтак розділені за розміром методом скочування нахиленою поверхнею. Застосована методика хімічної підготовки зразків монациту для маспектрометричного аналізу описана в роботі [5]. Для визначення вмісту урану і свинцю використано змішаний $^{235}\text{U} + ^{206}\text{Pb}$ трасер.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на восьмиколекторному маспектрометрі MI-1201 AT у мультіколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних здійснена за програмами Pb Dat і ISOPLLOT [6, 7]. Похибки визначення віку наведені за 2σ. Для контролю метрологічних характеристик методу використали стандарт циркону ІГМР-1 [1].

Геологічна ситуація. Лозуватський закинутий кар'єр розкриває сильно гранітизовану товщу біотитових і гранат-біотитових гіперстенвмісних гнейсів (вірогідно чечеліївської світи [2]), релікти яких у вигляді малопотужних, у декілька десятків санти-

метрів, пластових тіл відслонені в північно-західному борту кар'єру, а також дрібніших ксенолітоподібних залишків серед гранітів на всій площі кар'єру. Граніти рожеві плагіоклаз-мікроклінові, переважно гранат- і біотитвмісні, значно менше поширені біотитові відміни. Найчастіше трапляються тіла апліто-пегматоїдних гранітів, що складають різноспрямовані жильні виокремлення в південно-західній частині кар'єру. Звичайно в таких тілах за об'ємом переважають пегматоїдні відміни граніту. Гранат наявний майже в усіх різновидах гранітів, особливо в пегматоїдних, характеризується нерівномірним поширенням. Спостерігаються збагачені гранатом шліри та лінзи розміром від 2—3 до 10—20 см, у яких розмір зерен гранату змінюється від 0,1—1 до 3—5 см, а в пегматоїдних відмінах граніту іноді перевищує 5 см (рис. 1). Природні корінні відслонення гранітів поширені в правому березі р. Інгул східніше с. Лозуватка, а гнейси чечеліївської світи — у 2 км на схід від цього ж села [2].

Результати датування та їх обговорення. Час прояву гранітоїдного магматизму ми визначили за допомогою уран-свинцевого ізотопного методу за мультізерновими наважками монациту, виділеного із двох проб гранітів: нерівномірнозернистого (пр. 14/23) і пегматоїдного (пр. 15/23). Для з'ясування джерела родоначальних гранітних розплавів ми дослідили анатомію кристалів циркону



Рис. 1. Фотографія ділянки граніту, збагаченої гранатом



Рис. 2. Зразок нерівномірностерного гранатвмісного граніту (пр. 14/23)

із цих проб, а також із проби піроксенового плагіогнейсу (пр. 16/23), визначивши у ній також ізотопний склад стронцію в апатиті.

Граніт нерівномірностерний гранатвмісний (пр. 14/23). Порода світло-рожева, іноді блідо-рожева, дрібно-середньостерниста. Структура порфіроподібна за рахунок дещо нерівномірно розташованих зерен гранату (рис. 2). Текстура масивна. Мікроструктура алотріоморфностерниста, в поодиноких фрагментах пойкилітова. У вигляді малопотужних прожилків у породі наявні незначні катакластичні зміни.

Мінеральний склад, %: плагіоклаз 36—41, кварц 25—30, мікроклін 26—31, гранат 4, біотит до 1. Вторинні: серицит, мусковіт, хлорит, частково біотит. Акцесорні: апатит, циркон, монацит.

Плагіоклаз представлений інтенсивно серицитизованим олігоклазом, який не проявляє вираженого ідіоморфізму по відношенню до мікрокліну. У незмінених частинах поодиноких зерен помітне тонке полісинтетичне двійникування. Пойкілітові включення рідкісні, представлені кварцом. У деяких зернах, переважно їхніх крайових частинах, спостерігається мірмекітова структура, мірмекіти плямисті.

Кварц в основній масі граніту формує кристали, розмір яких варіює в досить широкіх межах: 0,5—3 мм, інколи скупчення зерен досягають 5 мм. Також він утворює дрібніші пойкилітові включення у польових шпатах і гранаті. Загалом має блокове зга-

сання, і лише поблизу найбільших проявів катакластичних змін крайні зерна мають хвилясте згасання.

Мікроклін слабо пелітизований, розмір зерен 2—5 мм. Практично завжди має досить чітку мікроклінову ґратку. Іноді містить пойкилітові включення кварцу, у кристалах — пертити, а на контактах з плагіоклазом — мірмекіти.

Гранат має темно-червоне забарвлення. Зерна переважно ізометричні, розміром 3—8 мм, рідше дещо видовжені, до 1 см. Містить численні включення кварцу розміром до 1 мм. Гранат інтенсивно тріщинуватий, по тріщинках розвивається біотит бурого кольору, по якому розвивається хлорит.

Біотит первинний присутній у основній масі породи, інколи виповнює тріщинки в зернах гранату. В основній масі граніту біотит утворює луски розміром приблизно 1 мм, що плеохроюють від світло-коричневого з зеленуватим відтінком до буро-коричневого кольору, а луски, що виповнюють тріщини в гранаті — від світло-коричневого до зеленувато-бурого.

Мусковіт у основній масі породи має вигляд поодиноких зерен двох генерацій. Одна представлена окремими лусками розміром до 1,5 мм, що асоціюють із біотитом. Цей мусковіт безбарвний із ледь помітним зеленуватим відтінком. Інша генерація також має вторинну природу і формує окремі луски розміром 0,1—0,2 мм по зернах плагіоклазу.

Циркон у протолощі представлений кристалами коричневого кольору, від світло-коричневих до коричневих (переважають), зрідка трапляються темно-коричневі. За ограненням виявлено два типи кристалів. В ограненні першого, гіацинтового (менше 20 % зерен), беруть участь грані тупої біпіраміди {101} за незначного розвитку граней біпіраміди {111} та граней призматичного поясу {110} зі слабо розвиненими гранями призми {100}, або за їх відсутності. Інший тип характеризується значно більшим набором граней: в ограненні голівок крім граней тупих біпірамід беруть участь декілька граней гострих, а в призматичному поясі грані обох призм мають приблизно однаковий розвиток. Поверхня кристалів зазвичай рівна й

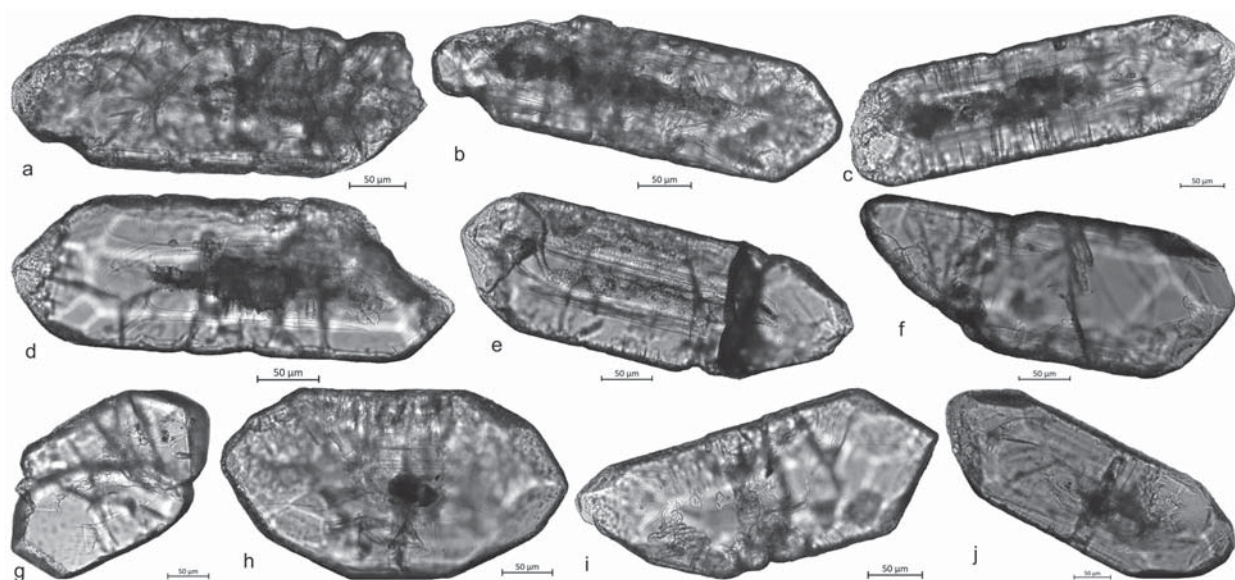


Рис. 3. Мікрофотографія полірованих зрізів кристалів циркону із нерівномірнозернистого граніту (пр. 14/23)

блискуча, у більшості кристалів спостерігаються численні викривлення граней і ребер, обумовлені наявністю наростів і ямок, кристали розбиті численними тріщинками (рис. 3). Видовження кристалів варіює в широких межах, від видовжено- (3,0—2,5) до короткопризматичних (майже 1,5), зрідка трапляються практично ізометричні.

У полірованих зрізах кристали здебільшого досить однорідні (рис. 3, f, g, i), іноді помітні релікти циркону порід субстрату (рис. 3, b—e)

Монацит має вигляд відносно добре ограничених переважно дископодібних кристалів широкої кольорової гами: переважають світло-жовті водяно-прозорі з гладенькою блискучою поверхнею, дещо менше (приблизно 30 %) бурувато-жовтих прозорих та коричнюватих, трапляються медово-жовті (майже 5 %).

Кристали на загал дископодібні з добре розвиненими гранями пінакоїду та декількома гранями інших простих форм, у більшості з них ребра дещо заокруглені. На деяких ділянках поверхні бурувато-жовтих кристалів наявні кірочки гідроокисів заліза.

Вік монациту визначено за мультизерновими наважками розмірних фракцій дрібних (<0,040 мм) світло-жовтих водяно-прозорих кристалів. Розмірні фракції отримали у спосіб скочування кристалів нахиленою поверх-

нею. Результати аналітичних досліджень наведено в табл. 1, з якої видно, що отримано майже конкордантні значення віку, дискордантність змінюється від $-1,6$ до $-3,8$, а значення віку за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — від 2022,8 до 2014,6 млн рр. Найменше значення віку отримано за найдрібнішими фракціями (4 і 5 у табл. 1).

Вік монациту складає $1998 \pm \infty$ за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними табл. 1, і 795 ± 1098 млн рр. за нижнім, СКЗВ = 2,6. Через незначну дискордантність (від $-1,6$ до $-3,8$), ми розраховали середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Отримане значення $2018,4 \pm 6,9$ млн рр. (рис. 4) відповідає часу формування наймолодших гранітів (гранат-біотитові порфіроподібні граніти Долинського масиву 2022 ± 2 млн рр. [3]) кіровоградського комплексу.

Граніт пегматоїдний лейкократовий (пр. 15/23). У штуфі граніт сірувато-рожевий. Структура нерівномірна, гіганто-великозерниста, текстура масивна, плямиста, слабо виражена директивна. Складений польовими шпатами на 55—60 % (плагіоклаз і калієвий польовий шпат приблизно в рівній кількості) і кварцом 30—35 % (рис. 5). Помітні поодинокі зерна гранату.

Структура граніту гіпідіоморфнозерниста, поїкілітова. Мінеральний склад у шліфі, %:

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту (пр. 14/23)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні відношення						Вік, млн рр.			D (%)	206/238 %err	207/235 %err	Rho 6/8-7/5
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$				
1 2998	4557	10248	761,1	7,0502	0,18330	0,38504	6,6119	2100	2061	2022,3	2022,3	-3,8	1,13	1,14	0,98805
2 2999	4274	9978	668,4	6,9305	0,17424	0,38203	6,5620	2086	2054	2022,8	2022,8	-3,1	1,13	1,13	0,99565
3 3000	4430	10334	806,1	7,1033	0,17414	0,38326	6,5765	2091	2056	2021,0	2021,0	-3,5	1,13	1,16	0,98186
4 3001	4861	10757	851,4	7,1705	0,18455	0,38200	6,5311	2086	2050	2014,6	2014,6	-3,5	1,16	1,16	0,99428
5 3002	4454	9210	838,0	7,1556	0,19537	0,37398	6,3962	2048	2032	2015,2	2015,2	-1,6	1,11	1,12	0,99606

При мітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2020 млн рр.; 1—5 — мультизернові наважки різних розмірних фракцій світло-жовтих водяно-прозорих кристалів, <0,040 мм.

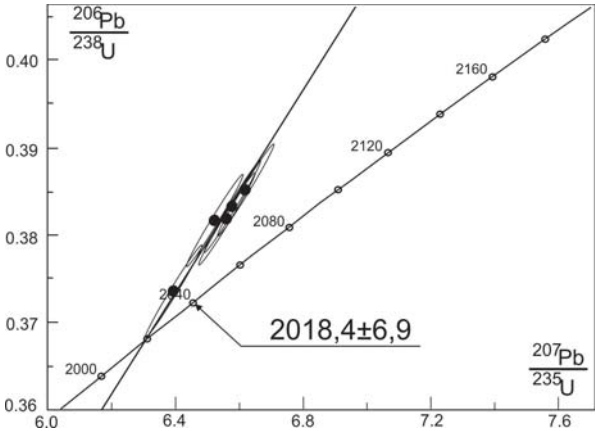


Рис. 4. Уран-свинцева ізохрона з конкордією для монацитів із граніту, пр. 14/23



Рис. 5. Зразок порфіроподібного граніту (пр. 15/23)

плагіоклаз 39—44, кварц 23—28, мікроклін 20—25, біотит до 0,5, гранат — поодинокі зерна. Вторинні: серицит, мусковіт. Із акцесорних мінералів присутні апатит, циркон і монацит.

Плагіоклаз представлений альбітом і олігоклазом. Зерна олігоклазу розміром 5—9 мм слабо серицитизовані. Містить пойкилітові включення кварцу розміром до 1 мм. Альбіт утворює пертити у мікрокліні. У деяких великих кристалах олігоклазу наявні антипертити мікрокліну. Поодинокі зерна олігоклазу розміром до 1 мм утворюють пойкилітові включення у мікрокліні і мають тонкі альбітові облямівки.

Кварц формує витягнуті скупчення зерен, іноді до 5 мм. Згасання мінералу блокове. Як пойкилітові включення зерна кварцу розміром до 0,6 мм трапляються у зернах олігоклазу. Рідкіснішими є включення кварцу (до 0,1 мм) в мікрокліні.

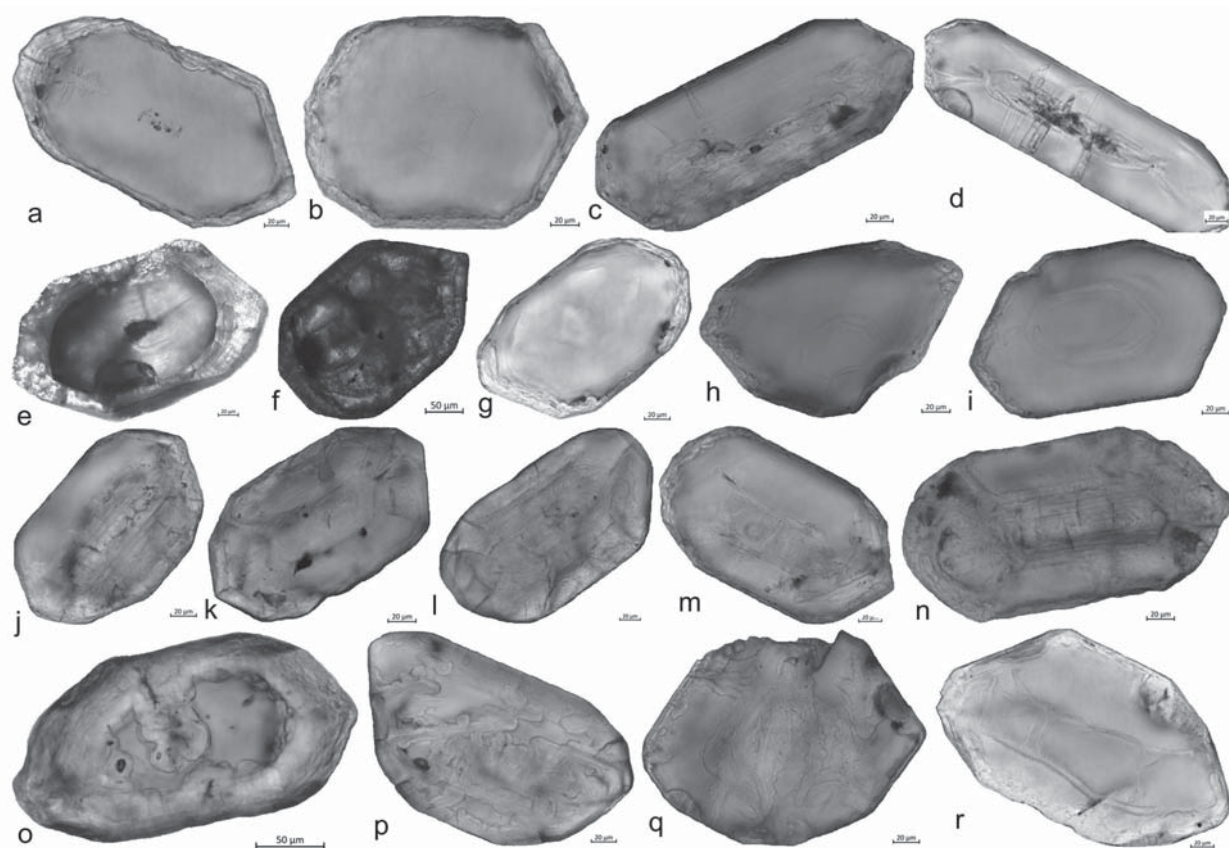


Рис. 6. Мікрофотографія полірованих зрізів кристалів циркону із гранат-біотитового пегматоїдного граніту (пр. 15/23)

Мікроклін слабо пелітизований, представлений зернами розміром 9—15 мм, з чіткою мікрокліновою ґраткою. У кристалах наявні пертити.

Біотит утворює поодинокі скупчення лусок бурувато-коричневого кольору розміром до 0,4 мм. Плеохроє від зеленкувато-світло-коричневого до темно-бурого кольору.

Мусковіт безбарвний, наявний у породі у вигляді рідкісних лусок розміром до 0,7 мм, що найчастіше асоціюють із біотитом (розвиваються по ньому).

Кристали *циркону* за забарвленням подібні до циркону із граніту (пр. 14/23), але мають густіше коричневе забарвлення. Менше помітно світло-коричневих зерен (до 5 %), тоді як темно-коричневі складають близько 40 %. Поширенішим є гіацинтовий тип кристалів (до 80 %), в ограненні яких беруть участь грані тупої біпіраміди {101} та призми {110} за підпорядкованого розвитку граней {111} та {100}. Кристали із складнішим ограненням поширені менше (до 20 %). Видовження

кристалів від 3,0 до 1,0, переважають коефіцієнти 2,5—1,5. Поверхня граней кристалів здебільшого шагренева.

У зрізах кристали складні, центральні частини (ядра) кристалів переважно однорідні, звичайно мають заокруглені контури (рис. 6, а, б, е, г—і), на них нарастають тонкі оболонки (рис. 6). Трапляються ядра з реліктовим зональним цирконом (рис. 6, г, п), а також зі слідами заміщення (рис. 6, о—q).

Монацит має забарвлення від світло-жовтих водяно-прозорих, жовтих (переважають) до рудувато-жовтих і світло-рудих напівпрозорих (поодинокі зерна), іноді трапляються світло-жовті кристали з зеленкуватим відтінком. За формою серед більших (>0,1 мм) кристалів переважають дископодібні з добре розвиненими гранями пінакоїду, деякими іншими гранями та виразними ребрами. Серед дрібніших (<0,04 мм) більше поширені пампушкоподібні кристали з заокругленими контурами (майже 70 %), менше — дископодібні (приблизно 30 %). Дископодібним

Таблиця 2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із пегматиту (пр. 15/23)

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні відношення						Вік, млн рр.			D (%)	206/238 %err	207/235 %err	Rho 6/8-7/5
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$						
1	6007	11639	1170	7,3073	0,21498	0,38089	6,5992	2080	2059	2038,1	1,13	1,14	0,99405		
2	3822	6416	276,2	5,7747	0,23032	0,33171	5,7323	1847	1936	2033,6	1,12	1,14	0,98866		
3	3821	6700	283,7	5,8113	0,24002	0,35842	6,2033	1975	2005	2036,2	1,11	1,12	0,99323		
4	5251	10000	310,7	5,9499	0,24556	0,39857	6,9010	2162	2099	2036,9	1,11	1,12	0,99441		
5	5613	10598	304,2	5,9102	0,23820	0,38535	6,6842	2101	2071	2040,2	1,11	1,12	0,99689		
6	5106	10927	272,9	5,7402	0,24137	0,43825	7,6031	2343	2185	2040,4	1,13	1,14	0,99629		

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн рр.; 1—3 — мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих водяно-прозорих кристалів, 4—6 — те саме бурувато-жовтих прозорих.

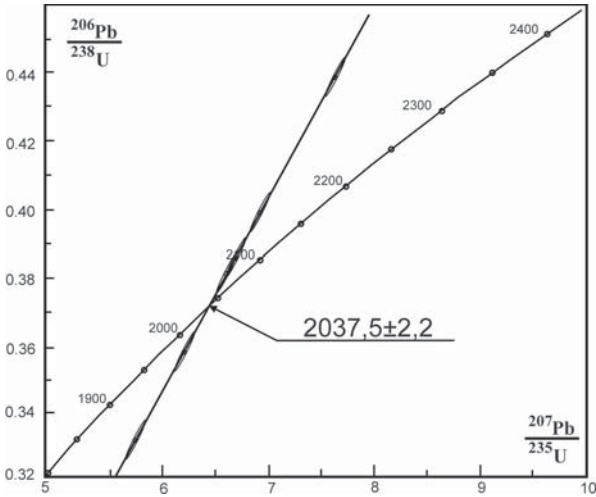


Рис. 7. Уран-свинцева ізохрона з конкордією для монацитів із пегматоїдного граніту (пр. 15/23)



Рис. 8. Зразок піроксенового плагіогнейсу (пр. 16/23)

кристалам, незалежно від розміру, властивий гарний розвиток граней і деяких ребер.

Для визначення часу кристалізації монациту ми використали по три мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих водяно-прозорих і бурувато-жовтих прозорих кристалів. Результати визначення вмісту урану, свинцю та ізотопного складу свинцю наведені в табл. 2. За верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованою за даними табл. 2, ми ви значили вік $2037,5 \pm \pm 2,2$ млн рр. (рис. 7), який добре узгоджується з часом інтрузії гранітів кропивницького комплексу, та вік 46 ± 52 млн рр. за нижнім, СКВЗ = 2,7.

Отже, ми отримали значення ізотопного віку порфіроподібного граніту $2037,5 \pm \pm 2,2$ млн рр., яке майже на 20 млн рр. біль-

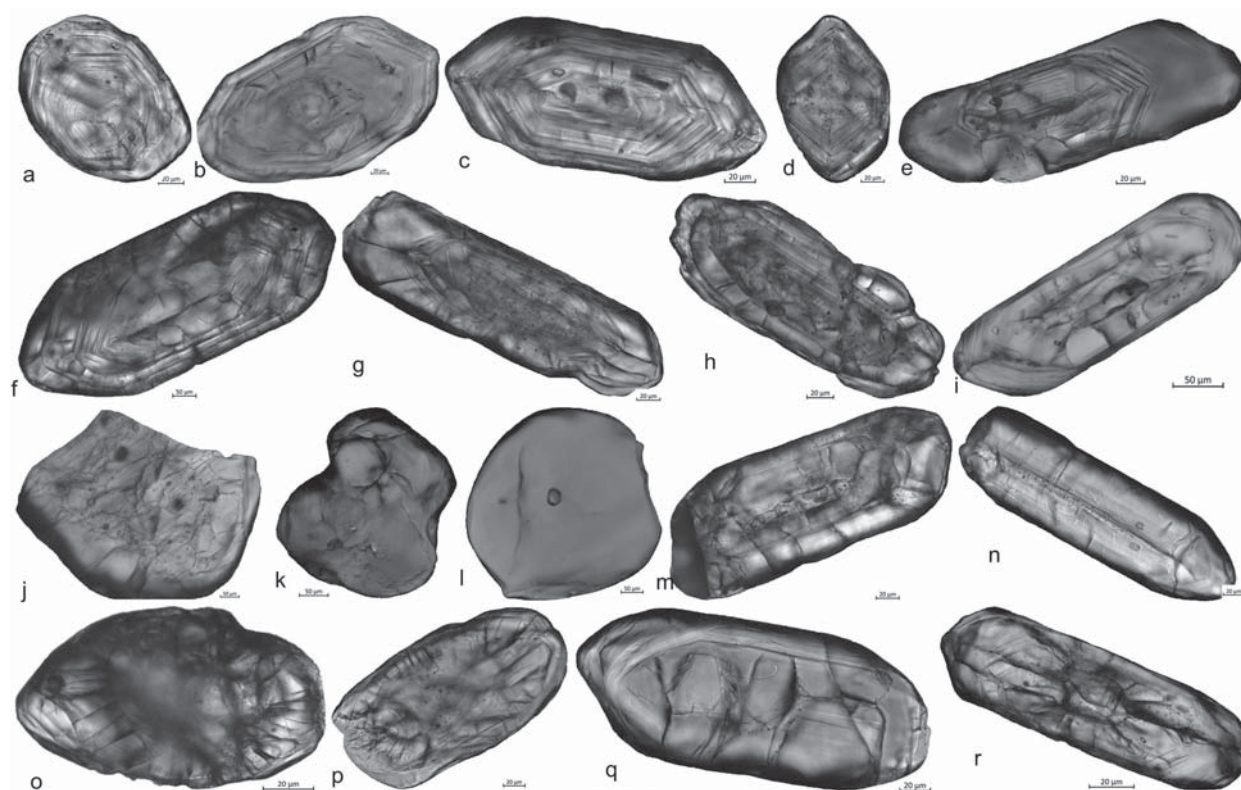


Рис. 9. Мікрофотографія полірованих зрізів кристалів циркону із гнейсу (пр. 16/23)

ше за вік граніту нерівномірностерного ($2018,4 \pm 6,9$ млн рр.). Це істотно перевищує похибки їх визначення. Ми не мали змоги простежити контакти між цими гранітами в кар'єрі через їх відсутність, тобто не змогли за геологічними спостереженнями з'ясувати, який з досліджуваних гранітів давніший, ми будемо вважати, що давнішими є пегматоїдні граніти, і що гранітоїдний магматизм у цьому районі тривав близько 20 млн рр. Водночас вказані числові значення ізотопного віку повністю вкладаються у віковий інтервал формування гранітів кропивницького комплексу [4 і посилання в цій праці].

Плагіогнейс піроксеновий (пр. 16/23) темно-сірий до чорного кольору, рівномірностерний, дрібнозернистий, масивний (рис. 8). Структура нематогранобластова, рівномірностерно-, середньодрібнозерниста, текстура масивна.

Мінеральний склад, %: плагіоклаз 51—56, кварц 29—34, гіперстен 8, клінопіроксен 5, рогова обманка — до 2. Вторинні: клінопіроксен, рогова обманка, серицит. Акцесорні: циркон, сфен, апатит. Вторинними процесами

були заміщення гіперстену клінопіроксеном, амфіболізація клінопіроксену, серицитизація плагіоклазу.

Плагіоклаз у вигляді зерен розміром 0,5—1,5 мм, в поодиноких випадках до 2 мм. Представлений олігоклазом, по якому дещо нерівномірно і слабо розвивається серицит.

Кварц рівномірно розподілений у породі у вигляді зерен з переважним розміром 0,5—1,0 мм. Має блокове згасання.

Гіперстен представлений зернами блідо-рожевого кольору (без увімкненого аналізатора) розміром до 1 мм. Його інтенсивно заміщує клінопіроксен по якому розвивається коричнево-бура рогова обманка.

Акцесорні мінерали представлені поодинокими зернами, рудні не виявлені.

Циркон. У протолючці наявні порівняно дрібні кристали рожевого (переважно світло-рожевого) і коричневого (від світлого до темного) кольорів. Контури кристалів обох відмін (голівки і ребра) сильно заокруглені, що заважає ідентифікації граней під бінокуляр, але за загальними контурами голівок кристалів можна зробити висновок

про переважний розвиток граней тупих біпірамід. Майже округлі контури перетинів кристалів, перпендикулярні L_4 , дають підстави припустити, що в ограненні більшості кристалів беруть участь грані обох призм, і лише зрідка в призматичному поясі переважають грані однієї з них. Такі кристали мають майже квадратний чи прямокутний перетин і сильно заокруглені контури (ребра практично відсутні).

У полірованих зрізах в кристалах циркону виявляється складна будова (рис. 9), обумовлена наявністю різнорідних ядер і зовнішніх порівняно тонких кайм (оболонок) вірогідно метаморфогенного циркону. Серед ядер є тонкозональні (рис. 9, с), які ми не виявили в середині кристалів циркону із обох проб гранітів. Найпоширенішими є однорідні (азональні) ядра з заокругленими контурами (рис. 9, j—r), трапляються складні ядра (рис. 9, а, b, d—i). Це дає підстави для припущення, що плагіогнейс має первинно оса-

дову (вулканогенно-осадову) природу. Про корове джерело плагіогнейсу свідчить і досить високе ізотопне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70703 \pm 0,00004$, визначене в акцесорному апатиті із цього плагіогнейсу. До того ж наявність різнорідних ядер у середині кристалів циркону із плагіогнейсу та їх відсутність у середині кристалів цього мінералу із обох проб гранітів, на нашу думку, може свідчити, що вивчені плагіогнейси не були субстратом для гранітів.

Висновки. 1. Гранітоїдний магматизм у кристалічних породах досліджуваної Лозуватської ділянки проявився у віковому інтервалі 2,02—2,04 млрд рр. тому.

2. Піроксенові плагіогнейси, що як ксеноліти наявні серед гранітів у Лозуватському кар'єрі, сформувались за рахунок корової речовини ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70703 \pm 0,00004$) осадової (вулканогенно-осадової) природи, і є реліктами товщі, яка не була асимільована гранітами.

Література

1. Бартницький Е.Н., Биби́кова 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.
2. Геологічні пам'ятки України. Київ, 2007. Том II. 320 с.
3. Степанюк Л.М., Курило С.І. Довбуш Т.І. Уран-свинцева геохронологія за монацитом гранітів Долинського масиву Інгульського мегаблоку Українського щита. *Вісник НАН України*. 2015. № 10. С. 46—49.
4. Степанюк Л.М., Коновал Н.М., Довбуш Т.І., Ковтун О.В., Висоцький О.Б. 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>
5. Krough T.E. A law contamination method for hedrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochiica. Cosmochimica Acta*. 1973. 37, № 3. P. 485—494.
6. Ludwig K.R. Pb Dating for MS-DOS, version 1.06. U.S. *Geol. Survey Open-File Rept.* 1989. № 88-542. P. 40.
7. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. U.S. *Geol. Survey Open-File Rept.* 1990. № 88-557. P. 38.

Надійшла 11.09.2024

References

1. Bartnytskyi, E.N., Bibikova, E.V., Verkhoglyad, V.M., Legkova, G.V., Skobelev, V.M. and Terets, G.Ya. (1995), *Geochemistry and ore formation*, Vol. 21, Kyiv, pp. 164-167 [in Russian].
2. Geological sights of Ukraine. (2007). Kyiv. Vol. II. 320 p. [in Ukrainian].
3. Stepanyuk, L.M., Kurylo, S.I., Dovbush, T.I. (2015). Uranium-lead geochronology based on monazite granites of the Dolynsky massif of the Ingul megablock of the Ukrainian shield, *Visn. Nac. Acad. Ukr.*, No. 10. P. 46-49 [in Ukrainian].
4. Stepaniuk, L.M., Konoval, N.M., Dovbush, T.I., Kovtun, O.V., Vysotskyi, O.B. and Snisar, V.P. (2021). *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 43, No. 4, Kyiv, pp. 56-62 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.056>
5. Krough, T.E. (1973). A law contamination method for hedrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochiica. Cosmochimica Acta*. 37, No. 3. P. 485-494.
6. Ludwig, K.R. (1989). Pb Dating for MS-DOS, version 1.06. U.S. *Geol. Survey Open-File Rept.* No. 88-542. P. 40.
7. Ludwig, K.R. (1990). ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. U.S. *Geol. Survey Open-File Rept.* 1990. No. 88-557. P. 38.

Received 11.09.2024

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

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

A.M. Baran, <https://orcid.org/0000-0002-5326-8014>

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

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

N.O. Kovalenko, <https://orcid.org/0000-0002-3203-7145>

I.M. Kotvitska, <https://orcid.org/0000-0002-2593-3953>

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

ISOTOPIC GEOCHRONOLOGY OF GRANITOIDS OF THE KROPYVNYTSKYI COMPLEX, USING THE LOZUVAT QUARRY AS AN EXAMPLE

The article presents the results of the study of uneven-grained granite (sample 14/23), pegmatoid granite (sample 15/23) and pyroxene plagiogneiss (sample 16/23), exposed in the abandoned quarry of Lozuvatka, and also determined the isotopic age of these rocks based on monazite. For uneven-grained granite (sample 14/23), almost concordant age values were obtained, the discordance is in the range from -1.6 to -3.8 , while the age, according to the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio, ranges from 2022.8 Ma to 2014, 6 Ma. The smallest age was obtained for the smallest fractions. Taking into account the slight discordance, the weighted average value of the age according to the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotopic ratio was calculated — 2018.4 ± 6.9 Ma, which corresponds to the time of formation of the youngest granites of the kropyvnytskyi complex. For the pegmatoid granite (sample 15/23), an age of 2037.5 ± 2.2 Ma was obtained by the upper intersection of the concordia by the regression line calculated from the obtained data, which is in good agreement with the time of intrusion of the granites of the kropyvnytskyi complex. Accordingly, granitoid magmatism in the crystalline rocks of the Lozuvat area lasted about 20 million years in the age interval of 2.02–2.04 Ga ago. In order to find out the source of the parent granite melts, the anatomy of zircon crystals from the mentioned granite samples, as well as from pyroxene plagiogneiss (sample 16/23), for which the isotopic composition of strontium in apatite was also determined, was studied. Pyroxene plagiogneisses were formed due to crustal matter ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70703 \pm 0.00004$), sedimentary (volcanogenic-sedimentary) nature, at the same time they were not a substrate for granites.

Key words: isotopic age, monazite, plagiogneiss, pegmatoid granite, Kropyvnytskyi complex.