УДК 550.93
https://doi.org/10.15407/gof.2024.45.054

УРАН-СВИНЦЕВИЙ ІЗОТОПНИЙ ВІК ЗА МОНАЦИТОМ ГРАНІТОЇДІВ КРОПИВНИЦЬКОГО МАСИВУ, НА ПРИКЛАДІ КАР'ЄРУ С. СУБОТЦІ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

А.М. Баран
https://orcid.org/0000-0002-5326-8014
О.Б. Висоцький
https://orcid.org/0000-0002-3542-4685
Т.І. Довбуш
https://orcid.org/0000-0002-3512-3313
О.В. Ковтун
https://orcid.org/0000-0003-0475-8778
Л.М. Степанюк
https://orcid.org/0000-0001-5591-5169
Т.Б. Яськевич
https://orcid.org/0000-0003-0969-5497

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

Об'єктом дослідження є біотитові граніти, розкриті у кар'єрі Знам'янського родовища будівельного каміння у с. Суботці, розташованому у крайовій північно-східній частині Кропивницького масиву. Метою дослідження є вивчення анатомії кристалів акцесорних циркону і монациту, геохімічного складу останнього, визначення ізотопного віку порід за монацитом за допомогою U-Pb методу. Раніше вік цих гранітів за допомогою вказаного методу було визначено лише за цирконом: 2062 ± 11 млн рр., але за ядром одного з кристалів визначено конкордантний вік 2787 ± 24 млн рр. Результати нашого дослідження 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 $^{206}Pb/^{208}Pb$, 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 ± 4,7 млн рр., 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 рр.) розходження у результатах ізотопного датування.

Ключові слова: *циркон, монацит, Кропивницький масив, кар'єр с. Суботці, уран-свинцевий метод, ізотопний вік.*

Кропивницький[1] (Кіровоградсько-Бобринецький [1]) масив витягнутий з півночі на південь на 80 км за ширини від 10 км на півночі до 25 км на півдні. Він простягається на 50 км уздовж східного контакту Новоукраїнського масиву, на півдні змикається з власне Бобринецьким масивом, що має площу 385 км^2. Масив залягає згідно серед порід інгуло-інгулецької серії [3]: мігматитів і гнейсів, за рахунок яких він і був сформований. Порфіроподібні граніти складають центральну частину і займають приблизно половину його площі [1]. Бобринецький масив складений переважно порфіробластичними гранітами і мігматитами, в північно-східній частині наявні середньозернисті біотитові граніти, зрідка гранат-біотитові їх різновиди [2].

Стосовно гранітів кропивницького (кіровоградського) комплексу відомо багато визначень віку уран-свинцевим методом за цирконом в інтервалі 2060—1960 млн рр. [12], у дещо вужчий інтервал (2040—2020 млн рр.) потрапляють визначення, отримані за монацитом [4—10].

Кристали циркону із сірого дрібнокристалічного граніту, розкритого досліджуваним 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 рр., а одна (ядро одного з кристалів) — конкордантний вік 2787 ± 24 млн р. Оболонка цього кристала має вік приблизно 2060 млн рр. [11].

Ми дослідили граніти, розкриті закинутим кар'єром Знам'янського родовища будівельного каміння біля с. Суботці, на лівому борту долини р. Аджамка (рис. 1). Кар'єр, вірогідно, розкрив фрагмент екзоконтактової північно-східної частини Кропивницького масиву, представлений сильно гранітизованою гнейсовою товщею, складеною переважно дрібнозернистими біотитовими гнейсами, які розсічені жилами великозернистих гранітів, апліто-пегматоїдних гранітів (рис. 1, b, c), зрідка пегматитів.

Мета роботи. Вивчити анатомію кристалів акцесорних циркону і монациту, визначити ізотопний вік гранітів із крайової частини Кропивницького масиву і за радіогеохронологічними даними з'ясувати час їх вкорінення у кристалічні породи інгуло-інгулецької серії.

Об'єкти та методи досліджень. Ми вивчили катаклазований граніт (проба 4/23) та краще збережений граніт (пр. 5/23), відслонені у Знам'янському кар'єрі (рис. 1), а також анатомію кристалів акцесорного циркону, і визначили ізотопний вік гранітів за монацитом.

Анатомію кристалів циркону вивчено у полірованих зрізах, для чого кристали імплантували в 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.

Вік монациту визначали класичним уран-свинцевим ізотопним методом у відділі радіогеохронології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України. Для ізотопного датування вручну під бінокуляром було відібрано мультизернові наважки кристалів монациту, які після того скочуванням по нахиленій площині їх розділено за розміром. Методика хімічної підготовки, за якою готували зразки

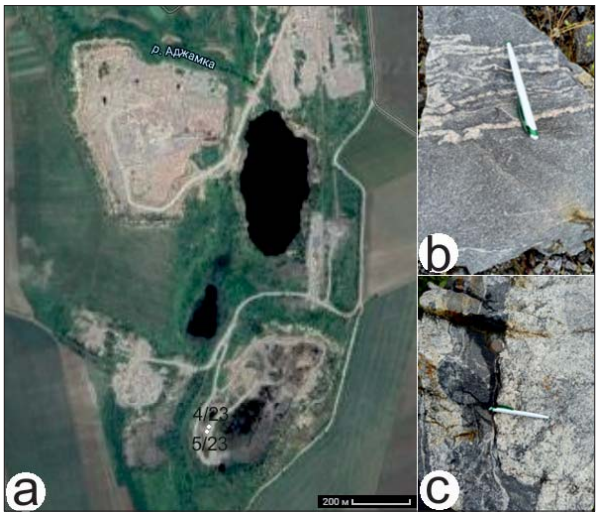

Рис. 1. Космознімок групи кар'єрів, розташованих південніше с. Суботці, з місцями відбору гранітів для ізотопного датування (a); b — мігматизований біотитовий гнейс, закинутий Знам'янський кар'єр; c — реліктове тіло дрібнозернистого біотитового гнейсу, серед гранітів, там само

[1] Попередня назва Кіровоградський масив.

Рис. 2. Зразок граніту, пр. 4/23

монацитів для масспектрометричного аналізу, описана в роботі [14]. Для визначення вмісту урану і свинцю використали змішаний $^{235}U + {}^{206}Pb$ трасер.

Результати та їх обговорення. У закинутому Знам'янському кар'єрі (див. рис. 1) відслонена сильно гранітизована гнейсова товща, складена переважно дрібнозернистими біотитовими гнейсами, які розсічені жилами велико-середньозернистих, нерівномірнозернистих (пр. 4/23) гранітів, апліто-пегматоїдних і, подекуди, пегматоїдних гранітів (пр. 5/23).

Проба 4/23. Граніт біотитовий (рис. 2), сірий, велико-середньозернистий катаклазований, текстура масивна, плямиста, шліроподібна. Мікроструктура тектоногранобластова, у вцілілих фрагментах гіпідіоморфнозерниста, пойкілітова. Мінеральний склад, %: мікроклін 40—45, кварц 32—37, плагіоклаз 16—21, біотит 2—3, мусковіт до 0,5. Акцесорні: апатит, циркон, монацит. Вторинні: мікроклін, альбіт, біотит, хлорит, мусковіт, серицит, пеліт, цоїзит, кліноцоїзит.

Катаклаз і мілонітизація проявлені як подрібнення зерен породоутворювальних мінералів, 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. 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 пойкілітові включення кварцу, апатиту, плагіоклазу.

Плагіоклаз незначно серицитизований, у породі представлений альбіт-олігоклазом, у пертитах — альбітом. По альбіт-олігоклазу відбувається інтенсивна антипертитизація. В тектономатриксі розташовується новоутворений альбіт.

Великі зерна сірого *кварцу* здебільшого інтенсивно подрібнені, але не всі вони зазнали катакластичних змін. Згасання мінералу хвилясте.

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. В облямуванні деяких лусок зрідка трапляється цоїзит.

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

Кліноцоїзит наявний у вигляді поодиноких ізометричних скупчень у плагіоклазі.

Циркон представлений переважно дрібними (—0,040 мм) блідо-коричневими кристалами з невеликим видовженням ($K_{вид.}$ 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

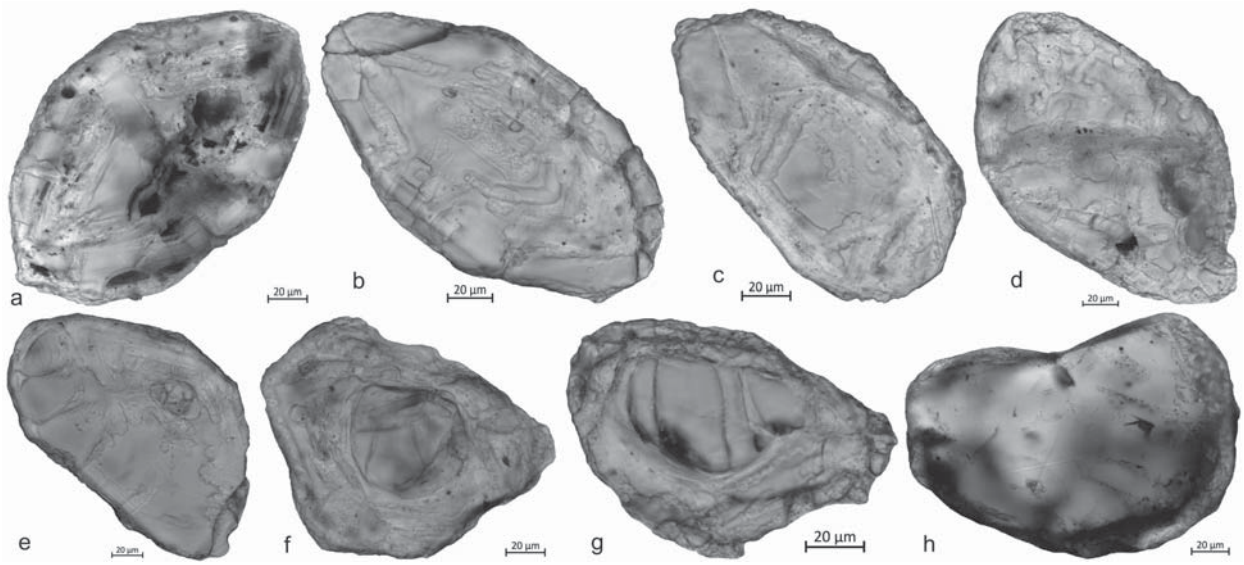

Рис. 3. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону (a—g) та монациту (h) із граніту, пр. 4/23

менш гострі (грані гострих біпірамід розвинені менше).

У полірованих зрізах кристали загалом однорідні, зрідка виявляються ознаки зональності (рис. 3, a—c), інколи помітні сліди деформації (рис. 3, d), досить часто — реліктові ядра циркону порід субстрату (рис. 3, e—g).

Монацит. Під бінокуляром видно, що він представлений порівняно великими дископодібними кристалами (майже 90 %), переважно з добре розвиненим огранюванням: зазвичай присутні грані пінакоїду та деякі інші грані, 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. 4). Поверхня кристалів зазвичай шагренева. В полірованих зрізах помітні ознаки доростання (оболонки див. рис. 4, c, d).

Вік монациту визначали за допомогою уран-свинцевого ізотопного методу за мультизерновими наважками монациту. 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. 1. Привертає увагу, що одна із наважок монациту (фракція 3а, табл. 1) на відміну від решти, характеризується значною прямою дискордатністю (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. 1). Окрім того для фракції 3а відношення $^{206}Pb/^{208}Pb$ = 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 рр. тому). Таке захоплення цілком реальне, враховуючи наявність епігенетичних включень, зокрема сульфідів, у середині темно-сірих і сірих кристалів (див. рис. 2).

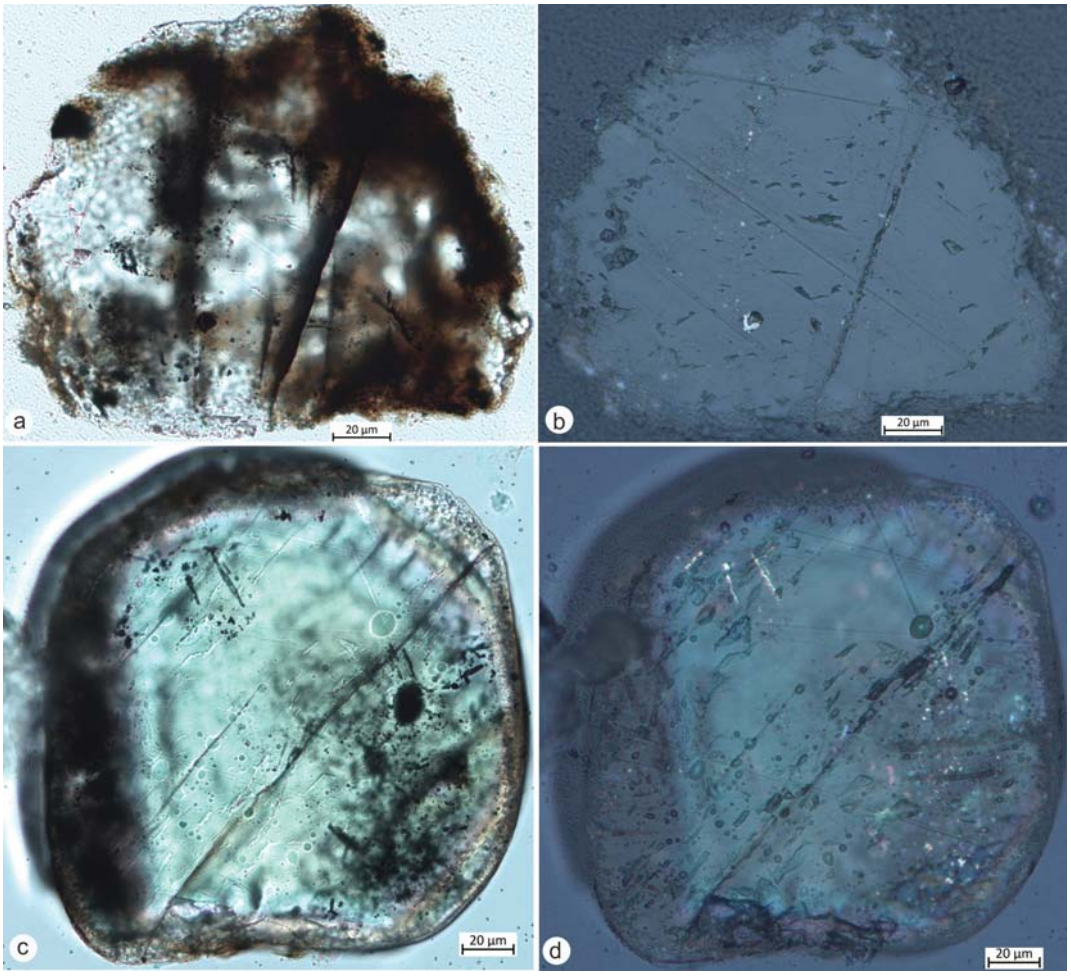

Рис. 4. Мікрофотографія полірованого зрізу темно-сірого (a, b) та сірого (c, d) кристалів монациту із граніту, поляризаційний мікроскоп *Carl Zeiss Axio Imager* 2 *for materials*: a, c — на просвіт, за одного ніколя, b, d — у відбитому світлі

Вік монациту за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними, наведеними в табл. 1, складає 2003,7 ± ± 7,9 млн рр. та 780 ± 118 млн рр., за нижнім. СКЗВ = 3,5. Ми розрахували вік монациту без урахування фракції 3а, що відрізняється від інших геохімічною історією розвитку. В такому разі за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними табл. 1 вік становить 1948 ± 1570 млн рр., за нижнім — 1414 ± 1481 млн рр., СКЗВ = 4,2. Зважаючи на невелику зворотну дискордантність (від –2,0 до –4,2), ми розрахували середнє зважене значення віку: 2024,8 ± 4,7 млн рр., СКЗВ = 23, що краще відображає час кристалізації монациту.

Проба 5/23. Граніт пегматоїдний: порода сіра, структура пегматоїдна, велико-гігантозерниста, текстура масивна. Мінеральний склад, %: польові шпати 63—68, кварц 30—35, біотит до 4. Вторинні: хлорит. Акцесорні: циркон, монацит.

Мікроклін у шліфі представлений зернами розміром 3—4 і 15 мм з численними пертитами. Пертити лінійні, струменисті, а також утворюють відносно дрібне невпорядковане мереживо. Калішпат містить численні пойкілітові включення плагіоклазу, розміром до 3 мм, зрідка — включення кварцу.

Плагіоклаз спостерігається у двох формах: порівняно великі зерна у породі (5—10 до 20 мм) і пойкілітові включення у мікрокліні. Всі зерна різною мірою серицитизовані і є олігоклазом. У пойкілітових включеннях часто наявне полісинтетичне двійникування. У багатьох із них є тонка облямівка. Плагіоклаз облямівки повністю або частково оточує мінеральні індивіди і менше пелітизований.

Таблиця 1. **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 рр.			*D* (%)	206/238 %err	207/235 %err	*Rho* 6/8-7/5
	U	Pb	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{206}Pb_r/^{238}U$	$^{207}Pb_r/^{235}U$	$^{206}Pb_r/^{238}U$	$^{207}Pb_r/^{235}U$	$^{207}Pb_r/^{206}Pb_r$				
1а	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
2а	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
3а	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. 1а—3б — розмірні фракції мультизернові наважок кристалів монациту; 1а, 1б — блідо-жовті, прозорі, включення є в поодиноких кристалах; 2а, 2б — зеленкувато-сірі та світло-сірі, з включеннями; 3а, 3б — більші за 0,1 мм, сірі, до темно-сірих, з численними темними включеннями.

Таблиця 2. **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 рр.			*D* (%)	206/238 %err	207/235 %err	*Rho* 6/8-7/5
	U	Pb	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{206}Pb_r/^{238}U$	$^{207}Pb_r/^{235}U$	$^{206}Pb_r/^{238}U$	$^{207}Pb_r/^{235}U$	$^{207}Pb_r/^{206}Pb_r$				
1а	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
2а	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 рр. 1а—2б — розмірні фракції мультизернових наважок кристалів монациту; 1а, 1б — переважно дископодібні, світло-жовті з поодинокими чорними включенням; 2а, 2б — світло-жовті, без включень.

Рис. 5. Зразок пегматоїдного граніту, пр. 5/23

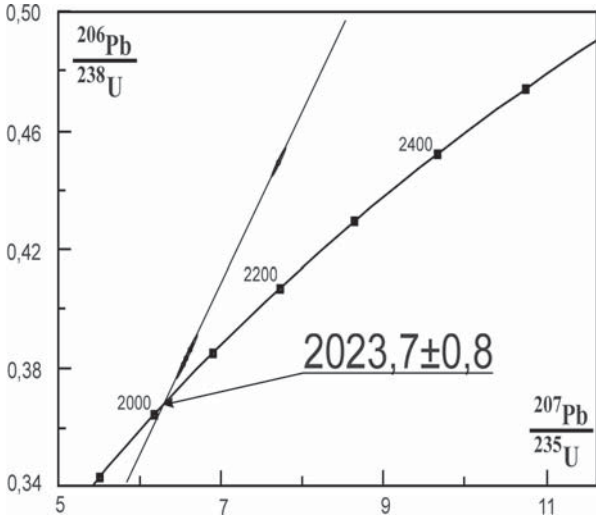

Рис. 7. Уран-свинцева діаграма з конкордією для мультизернових наважок монациту із граніту пегматоїдного, пр. 5/23, кар'єр с. Суботці

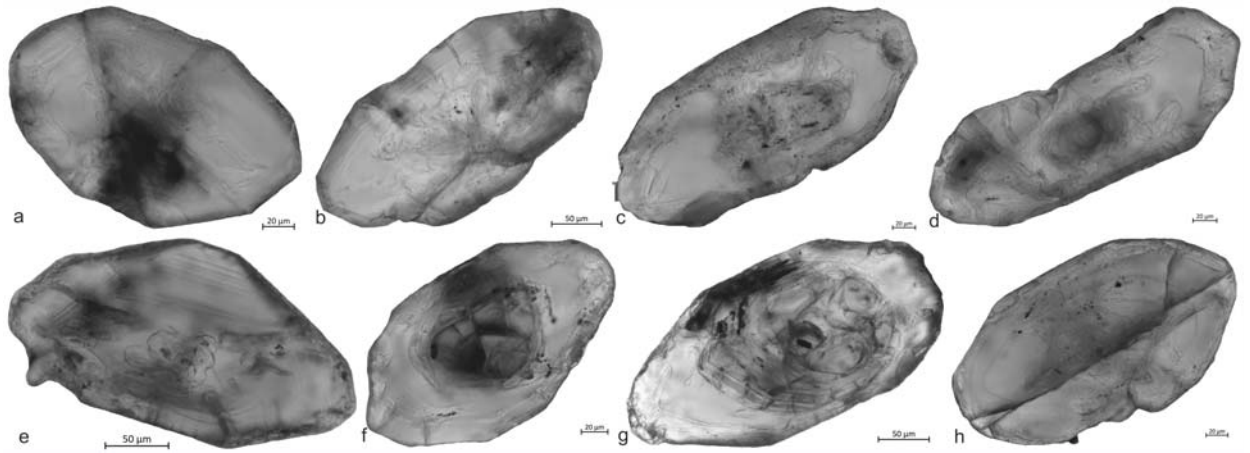

Рис. 6. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із пегматоїдного граніту, пр. 5/23. Кар'єр с. Суботці

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.

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 ($K_{вид.}$ приблизно 1,5) так і видовжено-призматичні ($K_{вид.}$ 2,5—3, зрідка до 4), хоча домінують призматичні ($K_{вид.}$ 2,0—2,5). В ограненні присутні грані обох призм, обох тупих та інколи декількох гострих біпірамід. Поверхня кристалів здебільшого шагренева, досить часто на гранях спостерігаються наростання та ямки.

У полірованих зрізах кристали відносно однорідні, подеколи помітні ознаки зональності (рис. 6, a, b, e), в багатьох у середині наявні реліктові ядра порід субстрату (рис. 6, c, f, g) та сліди тектонічної деформації (рис. 6, a, 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 озалізнених 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 бінокуляром), який під час окиснення позбавляється заліза, гідрооокиси 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).

Вік монациту визначали методом *TIMS* за мультизерновими наважками. Для датування монациту під бінокуляром 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. 2.

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

Отже, результати уран-свинцевого датування цирконів 2062 ± 11 млн рр. [11] помітно відрізняються від отриманих нами результатів датування монацитів: 2025 ± 5 млн рр., 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 неоархейський: вони давніші за 2,7 млрд рр. [11]. 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 рр.) завищення ізотопних дат.

Отже, за результатами ізотопного датування монацитів розкриті Знам'янським кар'єром граніти були сформовані в палеопротерозої, 2025± 5 млн рр. тому, що повністю співпадає з віковим інтервалом формування гранітоїдів новоукраїнського та кропивницького комплексів.

Література

1. Гранитоидные формации Украинского щита / Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орса В.И. та ін. Київ: Наук. думка, 1984. 192 с.
2. Державна геологічна карта України. М-б 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш M-36-XXXIII (Кіровоград). Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, 2001. 119 с.
3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров та ін. Київ, 2004. 30 с.
4. 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. https://doi.org/10.15407/gof.2014.34.018
5. 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
6. 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
7. 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
8. 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

9. 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
10. 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). *Допов. НАН України*. 2016. № 8. С. 79—84. https://doi.org/10.15407/dopovidi2016.08.079
11. Шумлянський Л.В., Петренко О.В. Палеопротерозойський гранітоїдний магматизм Інгульського району Українського щита. *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету*. 2015. № 1 (33). С. 80—87.
12. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Лісна І.М., Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Київ: Наук. думка, 2008. 239 с.
13. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
14. Krough T.E. A law contamination method for hedrotermal 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/10.1016/0016-7037(73)90213-5

Надійшла 01.10.2024

References

1. Shcherbakov, I.B., Yesypchuk, K.Yu., Orsa, V.I., Usenko, I.S., Bartnitsky, E.N., Holub, E.N., Horlitsky, B.A., Kirillov, S.P., Zabiyaka, L.I., Tsarobsky, I.D. and Osadchy, V.K. (1984). *Granitoid formations of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 192 p. [in Russian].
2. State geological map of Ukraine. Scale 1:200,000. Central Ukrainian series. Sheet M-36-XXXIII (Kirovohrad). Explanatory note. Kyiv: UkrDGRI, 2001. 119 p. [in Ukrainian].
3. Yesipchuk, K.Yu., Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Shcherbak, M.P., Glevasskiy, Ye.B., Skobelev, V.M., Drannik, V.S. and Geichenko, M.V. (2004). *Correlative Chronostratigraphic Chart of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield (chart and explanatory note)*, UkrDGRI publ., Kyiv, UA, 30 p. [in Ukrainian].
4. Stepanyuk, L.M., Bondarenko, S.M., Ivanov, B.N., Dovbush, T.I., Kurylo, S.I., Syomka, V.O. and Shestopalova, E.E. (2014). *Geochemistry and ore formation,* Vol. 34, P. 18-25 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/gof.2014.34.018
5. Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I., Bondarenko, S.M., Syomka, V.O., Grinchenko, O.V. and Skurativskiy, S.Ye. (2012). *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 3, Kyiv, UA, P. 55-63 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.34.03.055
6. Stepanyuk, L.M., Konoval, N.M., Vysotskiy, O.B., Dovbush, T.I. and Bilan, O.V. (2020). *Geochemistry and ore formation*, **41**, P. 77-82 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/gof.2020.41.077
7. Stepanyuk, L.M., Konoval, N.M., Dovbush, T.I., Kovtun, O.V., Vysotsky, O.B., Snisar, V.P. (2021). *Mineral. Journ. (Ukraine)*. **43**, No. 4, P. 56-62. [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.056
8. Stepanyuk, L.M., Kurylo, S.I. and Dovbush, T.I. (2015). *Visn. Nac. Akad. Nauk Ukr.,* No. 10, P. 46-49 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/visn2015.10.046
9. Stepanyuk, L.M., Kurylo, S.I., Kovtun, O.V., Dovbush, T.I. and Vysotsky, O.B. (2021). *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 43, No. 2, Kyiv, UA, P. 49-57 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.02.049
10. Stepanyuk, L.M., Syomka, V.O., Kurylo, S.I., Donskoy, N.A., Bondarenko, S.M. and Dovbush, T.I. (2016). *Dopov. Nac. akad. nauk Ukr.,* No. 8, P. 79-84 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/dopovidi2016.08.079
11. Shumlyanskyi L.V., Petrenko O.V. (2015). The Paleoproterozoic granitoid magmatism of the Inhul region of the Ukrainian Shield. Geological and mineralogical bulletin of the Kryvyi Rih National University. No. 1 (33). P. 80-87. [in Ukrainian].
12. Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N. and Shumlyanskyy, L.V. (2008). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 240 p. [in Russian].
13. Shcherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*, ZUKTS press, Lviv, UA, 366 p. [in Russian].
14. Krough T.E. (1973). A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **37**, No. №3. P. 485-494. https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5

Received 01.10.2024

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

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

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

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

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

T.B. Yaskevych, https://orcid.org/0000-0003-0969-549734

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

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)**

The object of the study is biotite granite exposed in the open pit of the Znamianka dimension stone deposit in the village of Subottsi, which is located in the marginal northeastern part of the Kropyvnytskyi massif. The aim of the study is to investigate the anatomy of accessory zircon and monazite crystals, the chemical composition of the latter, and to define the U-Pb monazite isotopic age. Previously, the U-Pb zircon age of these granites was determined at 2062 ± 11 Ma, while the inherited core of one of the crystals yielded a concordant age of 2787 ± 24 Ma. The results of our study show that zircon crystals often contain inherited cores derived from the substrate rocks. The mineral composition of inclusions in monazite has been studied. It has been found that one of the monazite fractions is characterized by significant direct discordance, significantly increased uranium content, and a much higher $^{206}Pb/^{208}Pb$ ratio than the other fractions. In our opinion, this is due to the capture of uranium by the crystals of this fraction shortly after their crystallization. Such scenario is realistic, given the presence of epigenetic inclusions in some monazite crystals. Without taking this fraction into account, the weighted average age is 2024.8 ± 4.7 Ma. Thus, the results of uranium-lead dating of zircons differ markedly from the results of monazite dating. This may be due to different crystallization times of zircon and monazite from the granite melt. Another, more likely reason for this difference in numerical values of isotopic ages is the presence of well-diagnosed relict cores inside many zircon crystals, which are at least Neoarchean in age. It is quite likely that zircon crystals with no relict nuclei were captured by ancient radiogenic zircon during crystallization, which causes some (about 40 Ma) difference in isotopic dating.

Key words: *zircon, monazite, Kropyvnytskyi massif, quarry village Subottsi, uranium-lead method, isotopic age.*