

УРАН-СВИНЦЕВИЙ ІЗОТОПНИЙ ВІК МОНАЦИТІВ ПЛАГІОГНЕЙСІВ ІНГУЛО-ІНГУЛЕЦЬКОЇ СЕРІЇ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Л.М. Степанюк¹

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

О.Б. Висоцький¹

E-mail: alek.vysotsky@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-3542-4685>

О.В. Ковтун¹

E-mail: kovtun85@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0003-0475-8778>

С.І. Курило²

E-mail: kurylo.sergiy@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-4466-6851>

Т.І. Довбуш¹

E-mail: tetyana.dovbush1@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-3512-3313>

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна

² Інститут наук про землю, Словацька академія наук
97411, Думбієрська, 1, Банська Бистриця, Словаччина

Серед суперкрудальних утворень Інгудьського мегаблоку суттєво переважають породи палеопротерозою, представлені інгуло-інгулецькою серією. Загалом у складі інгуло-інгулецької серії виділяють (знизу вгору): зеленоріченську, артемівську, родіонівську, кам'яно-костовацьку (віковий аналог спасівська) і рошаківську (віковий аналог чечелівська) світи. Чечелівську світу представлено біотитовими і гранат-біотитовими гнейсами, місцями із силіманітом і кордієритом, а також підлеглими прошарками піроксенових гнейсів і кристалосланців. Породи світи поширені в межах Інгудьського синклінорію, в обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону та в північній частині Братського синклінорію. Наразі уран-свинцевим ізотопним методом визначено вік монацитів із плагіогнейсів, поширених у Новгородківському кар'єрі та південніше с. Лаврівка. Отримані значення ізотопного віку монациту $2022,9 \pm 6,7$ млн років та $2031,5 \pm 1,5$ млн років, відповідно, можуть слугувати лише за верхню вікову межу формування інгуло-інгулецької серії. Аналіз внутрішньої будови кристалів циркону із плагіогнейсу, поширеного південніше с. Лаврівка, показав, що циркони здебільшого складні. Практично у всіх кристалах присутні переважно тонкі оболонки світло-рожевого циркону. В середині світло-рожевих кристалів є ядра світло-рожевого циркону. Складнішу будову мають кристали з коричневим забарвленням. Поряд з ізометричними ядрами світло-рожевого циркону трапляються ядра з тонкою «магматичною» зональністю, а також сильно тріщинуваті однорідні ядра коричневого кольору та складні ядра. З огляду на це зроблено припущення про формування цього плагіогнейсу за рахунок кластогенного матеріалу із декількох джерел.

Ключові слова: плагіогнейс, інгуло-інгулецька серія, циркон, монацит, уран-свинцевий ізотопний метод.

Вступ. У геологічній будові Інгудьського мегаблоку серед суперкрудальних утворень за площею розвитку суттєво переважають породи палеопротерозою, представлені інгуло-інгу-

лецькою серією [4]. У межах мегаблоку виділяють декілька структурно-формаційних підзон (із заходу на схід): Братська, Кіровоградська, Приінгульська, Західно-Інгулецька, що розріз-

няються за особливостями геологічного розрізу [4]. Загалом у складі інгуло-інгулецької серії виділяють (знизу вгору): зеленоріченську, артемівську, родіонівську, кам'яно-костовацьку (віковий аналог спасівська) та роццахівську (віковий аналог чечеліївська) світи [4].

Чечеліївську світу представлено біотитовими і гранат-біотитовими гнейсами, місцями із силіманітом і кордієритом, а також підлеглими прошарками піроксенових гнейсів і кристалосланців. Порооди світи поширені в межах Інгульського синклінорію, в обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону і в північній частині Братського синклінорію. Останці біотитових та інших гнейсів трапляються серед гранітоїдів кіровоградського комплексу.

Метою дослідження є з'ясування часу формування плагіогнейсів чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії Інгульського мегаблоку.

Об'єкти та методи дослідження. Вивчені уран-свинцеві ізотопні системи монацитів із плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії, поширених у новгородківському кар'єрі (пр. 31/15) та в лівому борті долини р. Інгул, південніше с. Лаврівка (пр. 10/10). Ділянки відбору вказаних проб знаходяться одна від одної на відстані біля 20 км.

Для ізотопного датування із мономінеральних фракцій монацитів вручну під біокуляром було відібрано однорідні кристали. Методика хімічної підготовки, за якою підготовано мультизернові наважки монацитів для маспектрометричного аналізу, описана в роботах [3, 7]. Для визначення вмісту урану та свинцю в монацитах використали змішаний $^{235}\text{U} + ^{206}\text{Pb}$ трасер.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на восьмиколекторному маспектрометрі MI-1201 AT в мультиколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних — за програмами *Pb Dat* і *ISOPLOT* [8, 9]. Похибки визначення віку наведені за 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик методу використали стандарт циркону ІГМР-1 [1].

Геологічна ситуація. У межах Інгульського мегаблоку за площею розвитку суттєво переважають суперкрупні утворення палеопротерозою, представлені інгуло-інгулецькою серією. Водночас у східній його частині за даними глибокого буріння виявлено по-

роди аульської і конкської серій, а в південно-західній — дністровсько-бузької [4].

Інгуло-Інгулецька серія поширена в обрамленні численних купольних структур у межах Кіровоградського блоку і Західно-Інгулецької зони — складає Інгулецький синклінорій і обрамлення Новоукраїнського та Корсунь-Новомиргородського масивів. Представлена двома типами розрізів — західним і східним. На заході мегаблоку в її складі виділяються кам'янокостовацька та роццахівська світи, а в східній — зеленорічинська, артемівська, родіонівська, спасівська та чечеліївська. За характером розрізів, геохімічними та петрохімічними особливостями кам'янокостовацька світа корелює зі спасівською, а роццахівська — з чечеліївською [4]. Всі вони на різних ділянках Інгульського мегаблоку розвинені з різним ступенем повноти, часто повністю виклинюються.

Чечеліївську світу представлено біотитовими і гранат-біотитовими гнейсами, місцями із силіманітом і кордієритом, а також підлеглими прошарками піроксенових гнейсів і кристалосланців. Порооди світи поширені в межах Інгульського синклінорію, в обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону та в північній частині Братського синклінорію. Останці біотитових і інших гнейсів трапляються серед гранітоїдів кіровоградського комплексу.

Результати та їх обговорення. *Біотитовий плагіогнейс* (пр. 31/15), чечеліївська світа. Відповідно до [2], відклади чечеліївської світи поширені східніше Кіровоградського масиву гранітоїдів. Ксеноліти біотитових плагіогнейсів світи досить поширені серед порфіроподібних гранітів, розкритих Новгородківським кар'єром (Кропивницький район). Для ізотопного датування із донної частини цього кар'єра була відібрана проба (31/15) плагіогнейсу.

Плагіогнейс — порода темно-сірого, майже чорного забарвлення, сланцюватої та нечітко гнейсоподібної текстури. Структура порфіробластова. Порфіробласти представлені таблитчастими зернами плагіоклазу розміром 1,5—2,0 мм, які виповнюють не більше 8—10 % об'єму породи. Зрідка вони утворюють незначні скупчення. Загальна маса гломео-, ділянками гетеро-, лепідогранобластова, дрібнозерниста. Середній роз-

мір зерен становить 0,2—0,8 мм, поодинокі зерна до 1 мм. Слабо проявленні елементи катаклазу виражаються у блочно-хвилястому згасанні зерен кварцу та хвилястому — біотиту та плагіоклазу.

Мінеральний склад, об. %: плагіоклаз — 45—53, кварц — 34—37, біотит — 14—16; акцесорні — апатит, циркон, монацит; другорядні хлорит по біотиту, серицит та кальцит по плагіоклазу.

Хімічний склад, ваг. %: SiO_2 — 72,63, TiO_2 — 0,54, Al_2O_3 — 12,71, Fe_2O_3 — 0,18, FeO — 3,56, MnO — 0,06, MgO — 1,36, CaO — 3,94, Na_2O — 2,46, K_2O — 1,23, P_2O_5 — 0,12, S — 0,03, H_2O — 0,19, в. п. п. — 1,12, сума — 99,92.

Плагіоклаз представлений зернами двох морфологічних типів. 1. Порфіробласти розміром 1,4—2,2 мм, таблитчастої, видовжено-таблитчастої форми, подекуди з нерівними обмеженнями. Більшість зерен із чіткими тонкими двійниками. У деформованих зернах двійники ялинкоподібні. У напрямі спайності розвиваються дрібні таблитчасті антипертити. Зерна містять дрібні ксеноморфні включення кварцу (подекуди більш насичені на периферії зерен), луски біотиту, а також апатиту та циркону. Серицитизація проявлена дуже слабо.

2. Плагіоклази загальної маси, представлені зернами таблитчастої форми та ксеноморфними розміром 0,2—1,0 мм. Зерна мають полісинтетичні двійники, що в одних випадках краще проявленні на периферії, в інших — у центральній частині.

Кварц округлої амебо- та лінзоподібної форми, інколи з кутастими обмеженнями розміром 0,1—0,5 мм, зрідка до 1 мм. Має хвилясто-блочне погасання, подекуди містить включення дрібних лусок біотиту.

Біотит ідіоморфної та субідіоморфної форми, розміром переважно 0,1—0,4 мм, зрідка до 0,8 мм. Луски рівномірно розподілені в породі, інколи утворюють невеликі скупчення. Біотит забарвлений у зеленкувато-коричневі тони з чітким плеохроїзмом: N_g — темно-коричнево-зелений; N_p — світло-коричневий. Луски містять численні дрібні включення апатиту, циркону, кварцу. Зрідка заміщується хлоритом.

Апатит утворює кристали ідіоморфної призматичної, видовжено-призматичної та

голчастої форми розміром до 0,1 мм. Приурочений до біотиту, плагіоклазу, кварцу, зрідка трапляється на границях зерен.

Циркон світло-коричневого забарвлення, призматичної та округлої форми з досить низьким двозаломленням. Включений переважно у біотит, де утворює плеохроїчні дворики, набагато рідше трапляється на міжзернових границях і як включення в плагіоклазі.

Монацит. Переважають досить крупні (>0,07 мм) добре огранені кристали світло-жовтого кольору. В незначній кількості (<1 %) відмічено досить дрібні (<0,04 мм) ізометричні світло-жовті водяно-прозорі зерна. Небагато кристалів (2—3 %) мають чорне забарвлення. У зрізах останні світло-жовті, а темний, майже чорний, колір має тоненька оболонка, що містить численні дрібні, переважно чорні включення, зокрема тонкозернистий агрегат сульфідів, який найчастіше виповнює тріщинки. В ограненні крупних світло-жовтих кристалів беруть участь добре розвинені грані пінакоїду {100} та інші грані {101}, {001}, {110}, і навіть добре виражені ребра. Поверхня граней світло-жовтих кристалів рівна, блискуча, в деяких шагренева, зрідка на поверхні трапляються ямки — відбитки мінералів-сусідів. Іноді у кристалах відмічено вrostки породотвірних мінералів.

Після обробки монацитів слабким розчином HCl світло-жовті кристали практично не зазнали змін, тоді як темні вкрились білими кірочками.

Вік монациту визначили уран-свинцевим ізотопним методом за мультизерновими наважками розмірних фракцій світло-жовтих прозорих дископодібних кристалів, отриманих скочуванням по нахиленій площині. Аналітичні дані наведені в табл. 1. Вік монациту за верхнім перетином конкордії лінією регресії складає $2022,9 \pm 6,7$ млн років (рис. 1), середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $2022,8 \pm 4,3$ млн років.

Як не дивно, але для монацитів із гранітів, що вміщують ксеноліти цих гнейсів, отримано дещо більший вік — $2039,9 \pm 3,3$ млн років та $2034,8 \pm 1,2$ млн років для жильного тіла [6]. Тому логічно припустити, що монацит у цих гнейсах є накладеним мінералом, що

кристалізувався, вірогідно, на завершальній стадії процесів гранітоутворення.

Біотит-плагіоклазовий гнейс (пр. 10/10), відслонення в безіменній балці, близько 100 м від гирла, лівий борт долини р. Інгул, південніше с. Лаврівка (Кропивницький район), чечелєївська світа [2]. Біотит-плагіоклазові гнейси складають розрізнені скельні виходи у бортах балки. У цьому ж районі, очевидно в іншій балці, описані виходи ендербітів і чарнокітів [5].

Біотитовий плагіогнейс (пр. 10/10) — порода темно-сірого забарвлення. Текстура гнейсоподібна та сланцювата. Структура гомеобластова, дрібнозерниста з середнім розміром зерен 0,4—0,8 мм; лепідогранобластова.

Хімічний склад, ваг. %: SiO_2 — 74,36, TiO_2 — 0,51, Al_2O_3 — 10,75, Fe_2O_3 < 0,10, FeO — 3,94, MnO — 0,05, MgO — 1,36, CaO — 3,84, Na_2O — 2,30, K_2O — 1,30, P_2O_5 — 0,12, S < 0,02, H_2O — 0,15, в. п. п. — 0,90, сума — 99,58.

Мінеральний склад, об., %: плагіоклаз — 40—45, кварц — близько 40, біотит — біля 20; мікроклін — 1—3; акцесорні апатит, монацит, циркон.

Плагіоклаз представлений таблитчастими та ксеноморфними зернами розміром 0,2—0,3 мм. Полісинтетичні двійники тонкі, слабо або чітко виражені, а у багатьох зернах взагалі не проявлені. Всі зерна слабо серицитизовані.

Кварц утворює ксеноморфні зерна розміром 0,3—0,6, іноді 0,8—1,2 мм. Має хвилясте та блочне згасання. Подекуди утворює скупчення з трьох, чотирьох зерен на стику декількох зерен польових шпатів.

Біотит представлений ідіоморфними лусками розміром 0,4—2 мм форми. Зрідка

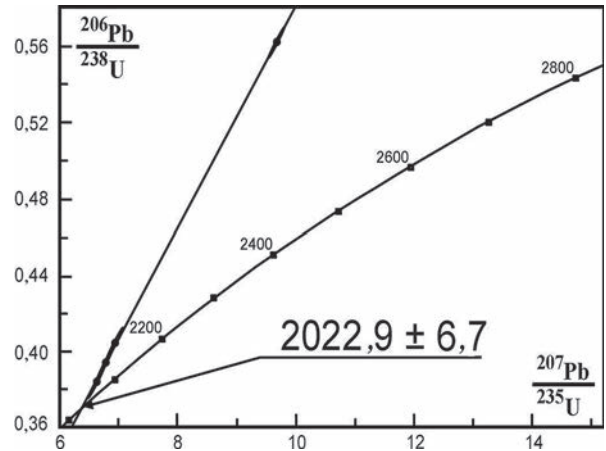


Рис. 1. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монацитів із біотитового плагіогнейсу, пр. 31/15

утворює зернові скупчення. Забарвлення зеленкувато-коричневе: *Ng* — темно-коричневий з зеленкуватим відтінком, майже чорний; *Np* — світло-коричневий. Дуже часто містить включення апатиту, монациту та циркону. Окремі зерна помітно хлоритизовані. Подекуди з периферії розвивається безбарвний мусковіт.

Мікроклін утворює дрібні ксеноморфні зерна розміром 0,1—0,3 мм, з слабо проявленою мікрокліновою ґраткою.

Циркон округлої та призматичної форми, знаходиться на границі кварцу і плагіоклазу, або включений у біотит.

У протолочці циркон представлений широкою гамою кристалів як за кольором — від світло (блідо)-рожевих до бурувато-коричневих і коричневих, так і за видовженням. Світло-рожеві кристали, звичайно ізометричні, коротко-призматичні ($K_{\text{вид.}}$ 1,0—1,5), зрідка призматичні ($K_{\text{вид.}}$ 1,5—2,5), найчастіше прозорі. Бурувато-коричневі та коричневі — пе-

Таблиця 1. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із біотитового плагіогнейсу Новгородківського кар'єру, пр. 31/15 [6]

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні відношення					Вік, млн років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	3846	7259	34360	8,0070	0,36368	0,56198	9,6570	2875	2403	2023,5
2	5375	7914	64900	8,0147	0,30455	0,38526	6,6235	2101	2062	2024,4
3	5421	8089	89280	8,0379	0,31570	0,40110	6,8791	2174	2096	2020,1
4	5624	7439	42200	8,0141	0,36503	0,39500	6,7854	2146	2084	2023,0

Примітка: поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2020 млн років; 1—4 — розмірні фракції світло-жовтих прозорих дископодібних кристалів монациту, отримані скочуванням по нахиленій площині.

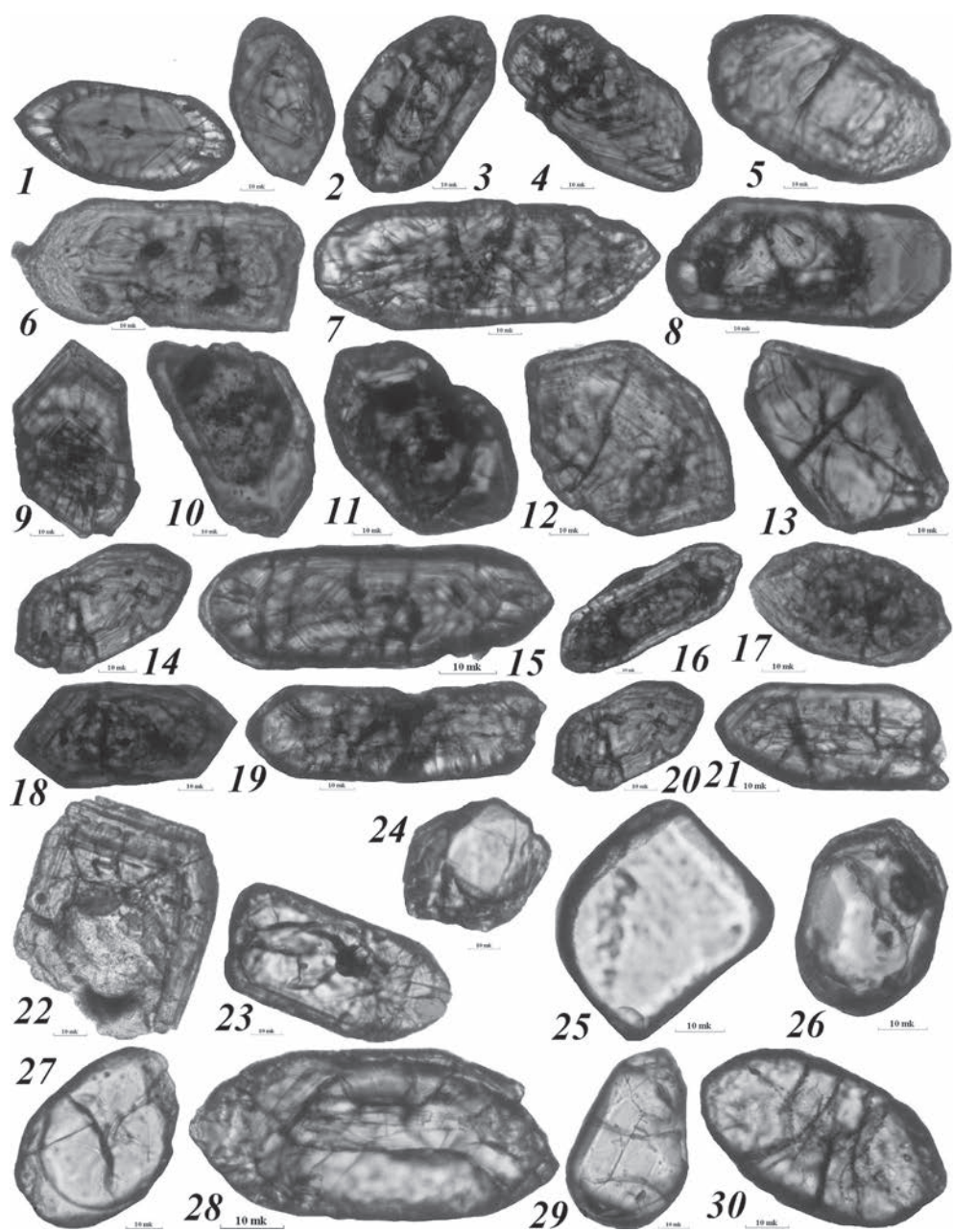


Рис. 2. Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із плагіогнейсу (пр. 10/10), поширеного південніше с. Лаврівка

реважно призматичні ($K_{\text{вид.}}$ 1,5–2,5), зрідка $K_{\text{вид.}}$ менше 1,5 чи більше 2,5, непрозорі та напівпрозорі.

У зрізах усіх різновидів кристалів виявляється їхня складна будова. Практично у всіх кристалах є переважно тонкі оболонки світло-рожевого циркону (рис. 2). У середині світло-рожевих кристалів виявлено ядра світло-рожевого циркону (рис. 2, 23–30). Складнішу будову мають кристали з коричневим забарвленням. Поряд із ізометричними ядрами світло-рожевого циркону (рис.

2, 5, 8, 13, 22) трапляються ядра з тонкою «магматичною» зональністю (рис. 2, 9, 12), а також сильно тріщинуваті однорідні ядра коричневого кольору (рис. 2, 6, 10, 11, 16, 17, 18) та складні (рис. 2, 1, 3, 4, 7, 10, 14, 15, 18, 19, 20, 22). У переважній більшості останніх центральна частина ядра складена тонкозональним цирконом, зовнішня — незональна (однорідна). Зовнішній контур ядра незонального циркону найчастіше має заокруглені контури, центральні тонкозональні ділянки цих ядер також заокруглені, а їхній

зовнішній контур подекуди зрізає зональність (див. рис. 2, 1, 15), що є беззаперечним свідченням перерви кристалізації між утворенням тонкозонального та незонального цирконів ядра. У деяких кристалах у середині тонкозонального циркону ядер наявні ізометричні ділянки незонального циркону (рис. 2, 2, 4, 12, 14, 18, 20, 22).

З'ясувати історію (послідовність) кристалізації зерен складно. Однозначно можна констатувати, що зовнішні оболонки кристалів утворились у результаті прояву останнього високотемпературного ендегенного процесу, вірогідно метаморфізму, та є сингенетичними монациту. Враховуючи заокруглені контури зовнішніх обрисів циркону ядер, зокрема складно побудованих, з великою вірогідністю можна припустити, що плагіогнейс є парагнейсом, а широка гама циркону ядер є наслідком утворення плагіогнейсу за рахунок декількох джерел кластогенного матеріалу.

Монацити утворюють досить дрібні (<0,05 мм) зерна, які за кольором можна поділити на дві групи: 1 — світло-жовті прозорі ізометричні та пампушкоподібні (близько 20 %) з рівною блискучою поверхнею; 2 — жовті, бурувато-жовті напівпрозорі, переважно пампушкоподібної форми з заокругленими контурами та дрібноямчастою шагреневою поверхнею. У шліфах монацити трапляються переважно в біотиті, зрідка в інтерстиціях.

Вік визначено для розмірних фракцій монациту, отриманих шляхом скочування по нахиленій площині, із яких під бінокулярном були відібрані світло-жовті прозорі кри-

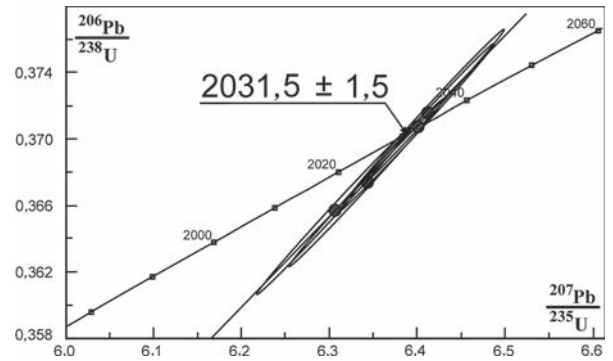


Рис. 3. U-Pb діаграма з конкордією для монациту із біотитового плагіогнейсу інгуло-інгулецької серії, пр. 10/10, с. Лаврівка

тали без включень. Результати аналітичних досліджень наведені в табл. 2. Вік монациту за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними, наведеними в табл. 2, складає $2031,5 \pm 1,5$ млн років (рис. 3) та за нижнім — 320 ± 316 млн років, середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $2030,6 \pm 3,5$ млн років. Отриманий вік повністю співпадає з уран-свинцевим ізотопним віком монацитів із чарнокіту, поширеного в цьому районі — $2031,1 \pm 3$ млн років [5]. Це дає підстави припустити, що і в цьому випадку монацит є накладеним мінералом, кристалізація якого можлива за низької активності кальцію (найчастіше за високої активності калію) та високої активності фосфору.

У досліджених гнейсах калієвий польовий шпат міститься в мізерних кількостях і фіксується не в усіх виготовлених шліфах, тому можна припустити і його накладений характер.

Таблиця 2. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із біотитового плагіогнейсу інгуло-інгулецької серії, пр. 10/10

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні відношення					Вік, млн років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_t}{^{238}\text{U}_t}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_t}{^{235}\text{U}_t}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_t}{^{238}\text{U}_t}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_t}{^{235}\text{U}_t}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_t}{^{206}\text{Pb}_t}$
1	3044	6164	13700	7,9334	0,19365	0,37076	6,4007	2033	2032	2031,7
2	2907	5849	30670	7,9681	0,19282	0,36738	6,3416	2017	2024	2031,5
3	2677	5354	15820	7,9453	0,19718	0,37172	6,4142	2037	2034	2030,9
4	2888	5667	35710	7,9828	0,19773	0,36575	6,3048	2009	2019	2029,1

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн років. 1–4 — мультизернові наважки розмірних фракцій монациту, отриманих шляхом скочування по нахиленій площині.

Таким чином, уран-свинцевий вік монацитів із досліджених плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії може слугувати лише за верхню вікову межу цих суперкрудальних утворень.

Висновки. 1. Монацити в плагіогнейсах, поширених як ксеноліти у Новгородківському кар'єрі та скельних виходах південніше с. Лаврівка, сформувались у результаті

прояву накладених ендегенних геологічних процесів і характеризують лише верхню вікову межу їх формування — 2,02 та 2,03 млрд років, відповідно.

2. Плагіогнейс, поширений у районі с. Лаврівка, найвірогідніше, є парагнейсом, що утворився за рахунок декількох джерел класового матеріалу.

Література

1. Бартницкий Е.Н., Бибилова Е. В., Верхогляд В.М., Легкова Г.В., Скобелев В.М., Терет Г.Я. Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 21. С. 164–167.
2. Державна геологічна карта України. Аркуш М-36-XXXIII (Кіровоград). Центральноросійська серія. 1 : 200000. Київ, 2007. 102 с.
3. Довбуш Т.І., Скобелев В.М., Степанюк Л.М. Методичні рекомендації з уран-свинцевого, рубідій-стронцієвого та самарій-неодимового ізотопного датування геологічних об'єктів при ГРР. УкрДГРІ. Київ, 2008. 77 с.
4. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Плеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Поясн. записка. Укр. ДГРІ, НСК України. Київ, 2004. 30 с.
5. Пономаренко О.М., Лісна І.М., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Мінеєва В.М., Заяць О.В., Сьомка Л.В., Гулько В.В., Коваленко О.О. До питання про вік чарнокітоїдів Ташлицького комплексу (Інгульський мегаблок Українського щита). *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 3. С. 73–84. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.073>
6. Степанюк Л.М., Курило С.І., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Коваленко О.О., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Особливості U–Pb ізотопних систем цирконів і монацитів асоціації граніт — «ксеноліт»: петрологічні та геологічні наслідки. *Мінерал. журн.* 2017. 39, № 1. С. 63–74. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.39.01.063>
7. Krough T.E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1973. 37, № 3. P. 485–494.
8. Ludwig K.R. Pb Dating 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. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. 26. P. 207–211.

Надійшла 09.08.2022.

References

1. Bartnitsky, E.N., Bibikova, E.V., Verkhoglyad, V.M., Legkova, G.V., Skobelev, V.M., Terets, G.Ya. (1995). International standard of zircon for uranium-lead isotope research, *Geochemistry and ore formation*, 21, pp. 164-167 [in Russian].
2. Derzhavna heolohichna karta Ukrainy (2007). Arkush M-36-XXXIII (Kirovohrad). Tsentralnoukrainska seriia. 1 : 200000. Kyiv [in Ukrainian].
3. Dovbush, T.I., Skobeliev, V.M., Stepaniuk, L.M. (2008). Metodichni rekomendatsii z uran-svyntsevoho, rubidii-strontsiievoho ta samarii-neodymovoho izotopnoho datuvannia heolohichnykh ob'ektiv pry HRR. UkrDHRI. Kyiv [in Ukrainian].
4. Iesypchuk, K.Iu., Bobrov, O.B., Stepaniuk, L.M., Shcherbak, M.P., Hlevaskyi, Ye.B., Skobeliev, V.M., Drannik, A.S., Heichenko, M.V. (2004). Koreliatsiina khronostratyhrafichna skhema rannoho dokembriiu Ukrainskoho shchyta. Poiasn. zapyska. Ukr. DHRI, NSK Ukrainy. Kyiv [in Ukrainian].
5. Ponomarenko, O.M., Lisna, I.M., Stepaniuk, L.M., Shumlianskiy, L.V., Minieieva, V.M., Zaiats, O.V., Somka, L.V., Hulko, V.V., Kovalenko, O.O. (2021). On the age of the charnockitoids of the Tashlyk complex of the Inhul region of the Ukrainian Shield, *Mineral. Journ. (Ukraine)*, 43, No. 3, pp. 73-84. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.073> [in Ukrainian].
6. Stepaniuk, L.M., Kurylo, S.I., Somka, V.O., Bondarenko, S.M., Kovalenko, O.O., Dovbush, T.I., Vysotskyi, O.B. (2017). Features of U-Pb isotopic systems of zircon and monazite from granite — “xenolith” rock association, *Mineral. Journ. (Ukraine)*, 39, No. 1, pp. 63-74. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.39.01.063> [in Ukrainian].
7. Krough, T.E. (1973). A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 37, No. 3, pp. 485-494.
8. Ludwig, K.R. (1989). Pb Dating for MS-DOS, version 1.06, *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, No. 88-542. p. 40.
9. Ludwig, K.R. (1990). ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0, *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, No. 88-557. p. 38.
10. Stacey, J.S., Kramers, I.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, pp. 207-211.

Received 09.08.2022.

L.M. Stepanyuk¹

<https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

O.B. Vysotskyi¹

<https://orcid.org/0000-0002-3542-4685>

O.V. Kovtun¹

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

S.I. Kurylo²

<https://orcid.org/0000-0003-4466-6851>

T.I. Dovbush¹

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

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
0142, ave. acad. Palladina 34, Kyiv, Ukraine

² Earth Science Institute, Slovak Academy of Sciences
97411, Ďumbierska 1, Banská Bystrica, Slovakia

URANIUM-LEAD ISOTOPIC AGE OF MONAZITES OF PLAGIOGNEYSSES OF THE INGULO-INGULETSE SERIES (INGUL MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD)

Among the supercrustal formations of the Ingul megablock, Paleoproterozoic rocks, represented by the Ingul-Ingul series, are significantly predominant. In general, the composition of the Ingul-Ingulets series includes (from bottom to top): Zelenorichen, Artemiv, Rodioniv, Kamyano-Kostovatsky (age analogue of Spasivsk) and Roschakhiv (age analogue of Chechelivsk) worlds. The Chechelivsk suite is represented by biotite and garnet-biotite gneisses, places with sillimanite and cordierite, as well as underlying layers of pyroxene gneisses and schists. Suite rocks are widespread within the Ingul Synclinorium, in the framework of the Korsun-Novomyrhorod pluton and in the northern part of the Bratsky Synclinorium.

Currently, the age of monazites from plagiogneisses distributed in the Novgorodkiv quarry and south of the village Lavrovka has been determined using the uranium-lead isotope method. The obtained monazite isotopic age values of 2022.9 ± 6.7 Ma and 2031.5 ± 1.5 Ma, respectively, can only serve as the upper age limit for the formation of the Ingul-Ingul series.

Analysis of the internal structure of zircon crystals from plagiogneiss distributed south of Lavrivka, showed that the majority of zircons are complex. In almost all crystals there are mainly thin shells of light pink zircon. Light pink zircon cores are found in the middle of the light pink crystals. Crystals with a brown color have a more complex structure. Along with isometric cores of light pink zircon, cores with fine «magmatic» zoning occur, as well as highly fractured uniform brown cores and complex cores.

On this basis, it is assumed that this plagiogneiss was formed by clastogenic material from several sources.

Keywords: *plagiogneiss, ingulo-ingulets series, zircon, monazite, uranium-lead isotope method.*