

УДК 550.93

Л. М. СТЕПАНЮК, д-р геол. наук, завідувач відділу радіогеохронології, заступник директора ІГМР НАНУ з наукової роботи,
О. Б. БОБРОВ, д-р геол.-мінерал. наук, професор (ІГМР НАНУ),
С. І. КУРИЛО, аспірант (ІГМР НАНУ),
І. С. ПАРАНЬКО, д-р геол.-мінерал. наук, професор, завідувач кафедри економічної і соціальної географії і методики викладання (КПІ КНУ),
С. А. СЕРГЄЄВ, канд. геол.-мінерал. наук, керівник центру ізотопних досліджень (ВСЕГІ)

УРАН-СВИНЦЕВИЙ ВІК ЦИРКОНУ З ПЛАГІОГНЕЙСУ АУЛЬСЬКОЇ СЕРІЇ (ІНГУЛЕЦЬКО-КРИВОРІЗЬКА ШОВНА ЗОНА, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Вивчено анатомію кристалів циркону та на іон-іонному мікрозонді SHRIMP II визначено вік різних генерацій циркону із слабо-мігматизованого плагіогнейсу аульської серії, поширеного в межах Інгулецько-Кременчуцької шовної зони, в якій гранітоїди дніпропетровського комплексу з реліктами порід аульської серії становлять так звану Інгулецьку брилу, яка із заходу обмежує Криворізьку структуру й відокремлена від останньої зоною Криворізько-Кременчуцького розлому.

У середині кристалів циркону виявлено дві вікові групи кластогенних ядер, які характеризуються тонкою концентричною зональністю і, вірогідно, мають первинно-магматичне походження. Вік ядер першої групи становить $3\,241 \pm 12$ млн років, другої – $3\,146,3 \pm 8,2$ млн років. Вік древнішої оболонки становить $3\,061,3 \pm 9,2$ млн років, а молодші ізотропні високоуранові оболонки кристалізувалися $2\,177 \pm 210$ млн років тому.

The anatomy of the zircon crystals was studied and defined the age of the different generations of zircon from poorly migmatitic plagiogneisses of Aulka suite on an ion-ion Microprobe "SRIMP II". He distributed within Ingulets-Kremenchug seam zone, where granitoids of Dnepropetrovsk complex with the relics rocks Aulka suite are Inguletska block that westerly limit Kryvorizka structure and separated from the latter area Kryvorizko-Kremenchug fault.

In the middle of zircon crystals revealed two age groups clastogenic kernel, which are characterized by a thin concentric zonation and probably have a primary magmatic origin. The age of cernel of first group is $3\,241 \pm 12$ million years, the second – $3\,146,3 \pm 8,2$ million years. Age older the shell is $3\,061,3 \pm 9,2$ million years and younger isotropic high uranium shells crystallized $2\,177 \pm 210$ million years ago.

Вступ

У межах Інгулецько-Кременчуцької шовної зони гранітоїди дніпропетровського комплексу з реліктами порід аульської серії становлять так звану Інгулецьку брилу, яка із заходу обмежує

Криворізьку структуру й відокремлена від останньої зоною Криворізько-Кременчуцького розлому (рис. 1).

Основними породами, що визначають загальне тіло Інгулецької брили, є плагіограніти й плагіогмігматити, які відслонюються в природних виходах уздовж правого схи-

лу долини ріки Інгулець і які ми вивчали на західній околиці с. Лозуватка, нижче від автомобільного мосту старої дороги Кривий Ріг – Кіровоград. Тут, в обривистих скельних виходах, відслонюються плагіогранітоїди, які мають у своєму складі релікти порід аульської серії, численні жильні тіла пегматитів та аплітоїдних гранітів, а також дайки амфіболізованих діабазів палеопротерозою.

Релікти аульського субстрату й мігматити становлять скельні й брилоподібні виходи в південній частині відслонення (1,5 км нижче автомобільного мосту). Аульський комплекс тут представлений біотитовими гнейсами зі слідами мігматизації (рис. 2).

Гнейси являють собою сірі, світло-сірі дрібнозернисті породи, складені плагіоклазом (40–50%), кварцом (10–30%) та біотитом (15–40%). В окремих, незначних за розмірами реліктових тілах (до 10 см по довгій осі) в складі гнейсів присутні в невеликій кількості рогова обманка й мікроклін. З акцесорних мінералів трапляються апатит, циркон, сфен та магнетит.

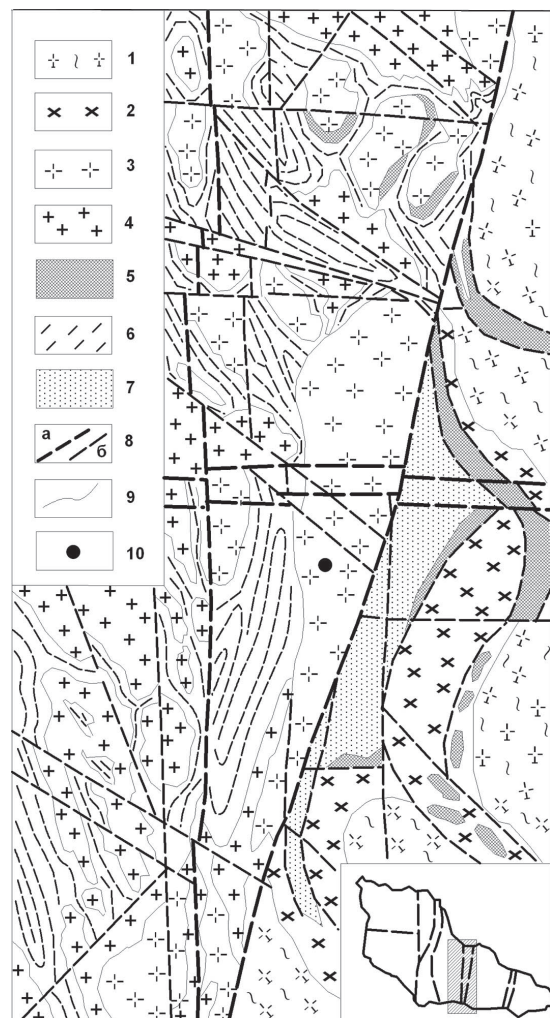


Рис. 1. Схематична геологічна карта Інгулецько-Криворізької шовної зони:

1–4 – гранітоїдні комплекси: 1 – дніпропетровський палеоархею, 2 – саксаганський мезоархею, 3 – інгулецький мезоархею, 4 – кіровоградський палеопротерозою; 5–7 – метавулканогенно-осадові відклади: 5 – конкська серія мезоархею, 6 – інгуло-інгулецька серія палеопротерозою, 7 – криворізька серія палеопротерозою; 8–10 – інші умовні позначення: 8 – розломи мантийного (а) і корового (б) закладення, 9 – геологічні межі між гранітоїдними та стратигенними комплексами, 10 – місце відбору радіогеохронологічної проби КР-5

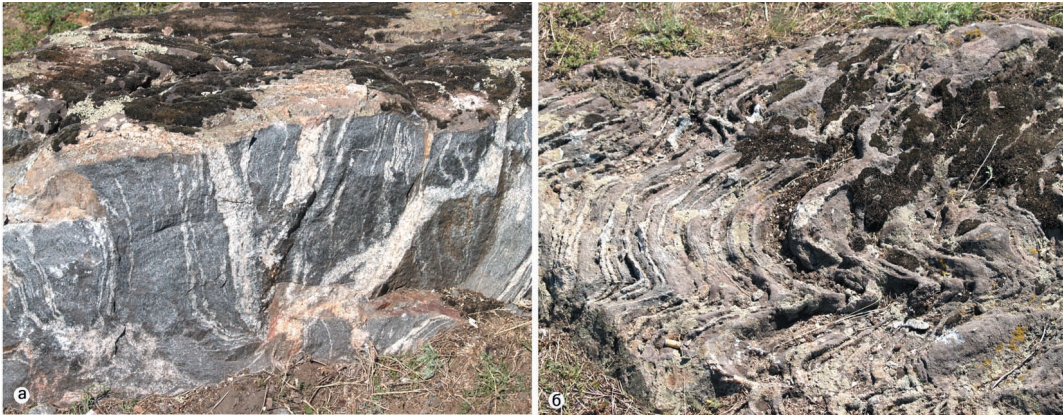


Рис. 2. Виходи мігматизованих гнейсів аульської серії:

а – релікти біотитових гнейсів аульської серії зі слідами мігматизації; б – складчастість динамічної плинності в мігматитах

Гнейси є субстратом для мігматитів, неосомна складова яких представлена кварц-польовошпатовим матеріалом зі вмістом до 10–15 % біотиту. У незначній кількості присутні мікроклін, хлорит, серицит та епідот, які становлять групу другорядних мінералів. Потужність неосоми змінюється від перших міліметрів до 3–5 см, переважають смуги завширшки 1,0–1,5 см. На вивітрілій поверхні мігматитів чітко проявляється вибіркоче вивітрювання. Гнейси вивітрюються інтенсивніше, і на їх місці залишаються борозни завглибшки до 1–5 см, розділені виступами, складеними гранітоїдним матеріалом.

В окремих виходах у мігматитовій товщі спостерігаються дрібні складки динамічної плинності (рис. 3), що є свідченням пластичного стану речовини на час формування мігматитів, здатної до плинності під впливом гравітації або орієнтованого стискування.

У північному напрямку мігматити поступово змінюються плагіогранітами, які, як уже зазначалося, становлять основну частину Інгuleцької брили.

У північній частині об'єкта (150 м нижче за течією від автомобільного мосту) у відслоненнях переважають сірі, середньо- до крупнозернисті плагіограніти, складені плагіоклазом № 20–26 (60–

65 %), кварцом (25–35 %) та біотитом, вміст якого коливається від 5–6 до 10–12 %. Нерідко присутній мікроклін у кількості від одиничних зерен до 5 %. На окремих ділянках мікроклінізація проявлена інтенсивніше й породи нагадують мікроклін-плагіоклазові граніти. Такі ділянки тяжіють до зон розломів або локалізації тіл пегматитів та аплітоподібних мікроклінових гранітів, це дає підставу припускати метасоматичну природу мікрокліну.

Як зазначалося вище, плагіограніти прориваються дайками амфіболізованих діабазів північно-західного простягання. Дві такі дайки простежуються в північній частині об'єкта. Потужність однієї з них 1,5 м (у ближчій до автомобільного мосту частині відслонення), другої – 5–7 м. Характерною особливістю діабазів є добре виражена кульова окремість, а також розсланцювання.

Об'єкт і методи дослідження

Для вирішення проблеми генезису й віку цирконів з гнейсів аульської серії ми вивчили анатомію кристалів та уран-свинцеві ізотопні системи різних генерацій циркону на іон-іонному мікрозонді SHRIMP II в центрі ізотопних досліджень ВСЕГЕІ, м. Санкт-Петербург. Методика ізотопного датування детально описана в роботі [5]. Для ізотопного датування з берегового скельного виходу (рис. 3) була відібрана проба (КР-5) слабомігматизованого плагіогнейсу.

Мусковіт-біотитовий плагіогнейс (проба КР-5) – дрібно-середньозерниста порода, має неоднорідне забарвлення в сірих тонах, завдяки чітко проявленій смугастості та сланцюватості. Смугастість зумовлена чергуванням темно-сірих смужок, збагачених біотитом, потужністю 0,3–1,0 см,

і світло-сірих з рожевим відтінком, збагачених калієвим польовим шпатом, потужністю 0,4–1,5 см. Смужки доволі витримані за потужністю, контакт між ними нечіткий, розмитий. У темно-сірих смужках структура гранолепідобластова, дрібнозерниста із середнім розміром зерен 0,1–0,3 мм, а у світло-сірих лепідогранобластова, середньо-дрібнозерниста (1,0–0,5 мм) з окремими крупними (2,5–3,5 мм) виділеннями заокруглених зерен мікрокліну. Слаботріщинуватий кварц і плагіоклаз, а також хвилясте й блокове загасання майже всіх мінералів зумовлюють елементи катакlastичної структури.

Мінеральний склад, %: плагіоклаз (№ 27) – близько 45, кварц – 35, біотит – 8–10, мусковіт – 6, мікроклін – до 5; вторинні – серицит по плагіоклазу, альбіт по мікрокліну; акцесорні – циркон, апатит, епідот, сфен. Серед рудних трапляється магнетит, який частково заміщується бурим гематитом.

Хімічний склад плагіогнейсу такий, ваг %: SiO_2 – 73,28; TiO_2 – 0,26; Al_2O_3 – 12,90; Fe_2O_3 – 0,61; FeO – 2,72; MnO – 0,08; MgO – 1,58; CaO – 2,02; Na_2O – 2,80; K_2O – 2,97; P_2O_5 – 0,09; H_2O – 0,05; В. п. п – 0,67; сума – 100,03.

Плагіоклаз представлений заокругленими, таблитчастими, інколи ксеноморфними, зернами розміром від 0,2 до 2 мм. За кутом загасан-



Рис. 3. Скельний вихід слабомігматизованих плагіогнейсів аульської серії, які були відібрані для ізотопного датування (проба КР-5):

а – панорамне фото; б – теж відслонення, зблизька

ня полісинтетичних двійників, які виявлені в більшості зерен, відповідає олігоклазу № 27. Зерна помітно серицитизовані, особливо крупніші, майже всі кристали більшою чи меншою мірою містять поїккліти кварцу й численні мірмекіти, переважно на границях із зернами мікрокліну.

Кварц виявлений у ксеноморфних зернах, дещо видовжених, часто з гострокутними обмеженнями розміром 0,1–2,2 мм. Зерна переважно тріщинуваті з хвилястим і блоковим загасанням.

Мікроклін здебільшого утворює дрібні ксеноморфні зерна з “розмітою” мікрокліновою ґраткою розміром 0,1–0,4 мм, зрідка відзначаються крупніші зерна овалоподібної форми розміром 2,3–3,0 мм, з погано вираженою мікрокліновою ґраткою, деколи крупні зерна містять дрібні табличчасті й серицитизовані пертити, а також стрічкоподібні пертити альбіту.

Біотит поширений у вигляді ідіоморфних, рідше ксеноморфних лусок розміром 0,2–0,5 мм. Проявляє чіткий плеохроїзм: Ng – темно-зелений з дещо коричнюватим відтінком; Nm – брудно-зелений; Np – світло-жовтий, майже безбарвний з ледь коричнюватим відтінком.

Мусковіт характеризується дрібними, видовженими та голчастими лусками розміром 0,1–0,3 мм. Деколи помітний плеохроїзм у слабкожовтих тонах.

Апатит представлений призматичними зернами розміром 0,1–0,2 мм.

Циркони утворюють добре огранені кристали, серед яких за забарвленням можна виділити три типи: 1 – світло-бурі непрозорі (понад 97%), 2 – коричневі напівпрозорі (близько 2%) та 3 – світло-рожеві водяно-прозорі (поодинокі зерна). У шліфах циркон трапляється в інтерстиціях, найчастіше на границі зерен польових шпатів і польових шпатів і кварцу.

У зрізах, у середині світло-бурих і коричневих кристалів, виявляються ядра світло-рожевого циркону, характерною ознакою якого є тонка концентрична зональність. Оболонки, що нарастають на тонкозональні ядра незональні, мають світло-буре або коричневе забарвлення та низькі кольори інтерференції. Крім ядер з ідіоморфними контурами, що повторюють зональність, відзначаються ядра із заокругленими контурами, так і уламки кристалів. Інколи спостерігаються ядра, що, вірогідно, являють собою “напіврозчинені” зерна, зрідка трапляються окремі фрагменти кристалів (рис. 4).

Результати та їх обговорення

Зважаючи на те, що кристали циркону складні, утворені ядрами, які часто мають сліди розчинення, та оптично ізотропними оболонками, їх вік визначали локальним уран-свинцевим ізотопним методом на іон-іонному мікросонді SHRIMP II у Центрі ізотопних досліджень ВСЕГЕІ. Аналітичні дані наведені в таблиці, ділянки кристалів, в яких були датовані циркони, показано на рис. 5.

Виходячи з отриманих результатів, можна зробити висновок, що серед ядер присутні дві вікові групи циркону (рис. 6), вік першої (аналізи KP5_2.1, KP5_4.1, KP5_10.1 і KP5_12.1) (таблиця, рис. 5) – 3241±12 млн ро-

ків, другої (аналізи KP5_3.1, KP5_5.1, KP5_6.1, KP5_6.2, KP5_8.1, KP5_9.1, KP5_13.1 і KP5_13.2) (таблиця, рис. 5) – 3146,3±8,2 млн років (рис. 6).

Аналіз KP5_7.1 репрезентує першу оболонку (рис. 5), яка кристалізувалася 3061,3±9,2 млн років тому (за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) (таблиця), утворену тонкозональним цирконом з порівняно невеликим умістом урану (407 ppm). Друга, зовнішня, оболонка представлена ізотропним високоураним (3320–4638 ppm) сильнодискордантним цирконом (аналізи KP5_1.1, KP5_9.2, KP5_11.1 і KP5_13.3, таблиця) (рис. 5, 6), що, вірогідно, кристалізувався в палеопротерозої – 2177±210 млн років тому (дата отримана за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за аналітичними даними (таблиця)).

Як видно з рис. 5, переважна більшість ядер у кристалах циркону характеризується концентричною “магматичною” зональністю й має магматичний генезис. При цьому варто зазначити, що ми не виявили наростань циркону віком 3,15 млрд років на давнішому, вік якого 3,24 млрд років. На перший погляд ми маємо безвихідне становище для геолого-геохронологічної інтерпретації отриманих значень віку ядер, тобто в ідентифікації геологічних процесів, що спричинили їх кристалізацію. А

саме яким же чином в одній і тій само породі міг проявитися магматичний процес, який викликав кристалізацію циркону й водночас не спричинив його наростання на вже існуючих кристалах циркону. Однак при ретельнішому вивченні мікрофотографій циркону (див. рис. 5) звертає на себе увагу той факт, що як серед більш давніх ядер (KP5_10.1, рис. 5), так і більшою мірою молодших (див. рис. 5, кристали KP5_6 і KP5_9 відповідно аналізу KP5_6.1, KP5_6.2 і KP5_9.1, табл. 1) мають заокруглені контури, які частково зрізують зовнішні зони росту вказаних ядер. Тепер стає очевидним, що досліджений гнейс є парапородою, джерелом кластогенного матеріалу для якої були магматичні породи і, отже, вік обох вікових груп цирконів ядер характеризують вік кластогенного джерела. Вік древнішої оболонки (KP5_7.1) 3061,3±9,2 млн років тому, найімовірніше, характеризує час прояву процесів метаморфізму й синхронного йому ультраметаморфізму, що загалом збігається з часом прояву цих процесів у породах аульської серії, поширених у межах Середньопридніпровського мегаблока [1–5]. Вік наймолодшої (палеопротерозойської) генерації циркону – зовнішніх оболонок – відповідає протерозойському етапу структурно-метаморфічної переробки гней-

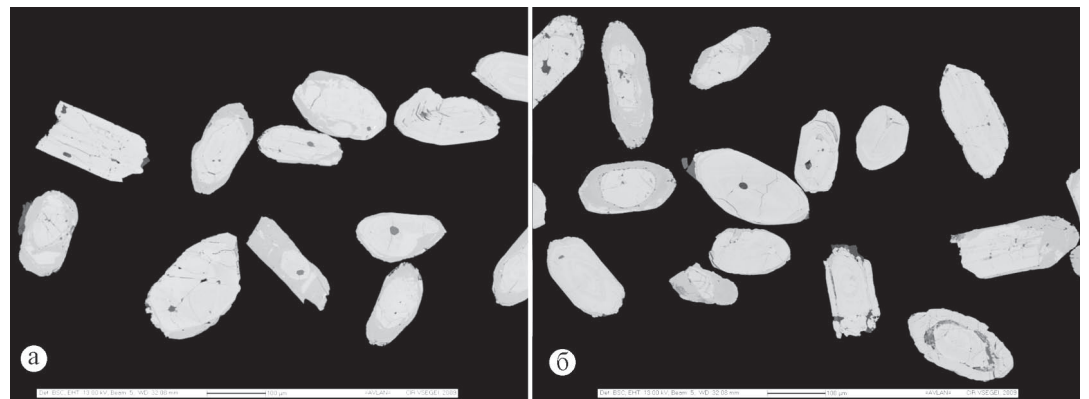


Рис. 4. Мікрофотографії кристалів циркону з плагіогнейсів аульської серії, електронний мікроскоп, режим BSE (проба KP-5)

Таблиця, Результати вивчення уран-свинцевої ізотопної системи цирконів з плагіогнейсів аульської серії, проба КР-5, на SHRIMP II

Точка аналізу	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	Уміст (ppm)			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Ізотопні відношення								Вік (млн років)	Дискор-сть (%)
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$			
						±%	±%	±%	±%						
KP5_1,1	0,29	1320	4638	62	0,01	3,009	1	0,13601	0,41	6,099	1,1	0,3314	1	2144,1±8	16
KP5_2,1	0,06	123	217	89	0,42	1,521	1,1	0,2604	0,68	23,54	1,3	0,6569	1,1	3246±11	0
KP5_3,1	0,05	139	271	126	0,48	1,67	1,1	0,2439	1	20,1	1,5	0,5986	1,1	3143±17	4
KP5_4,1	0,04	76,2	139	48	0,36	1,563	1,2	0,2593	0,75	22,83	1,4	0,6395	1,2	3240±12	2
KP5_5,1	0,06	98,2	193	74	0,40	1,691	1,1	0,2444	0,71	19,88	1,3	0,5911	1,1	3146±12	5
KP5_6,1	0,01	205	389	268	0,71	1,626	1,2	0,2460	0,56	20,84	1,3	0,6148	1,2	3158,6±9	2
KP5_6,2	0,02	174	315	160	0,53	1,552	1	0,2440	1,2	21,65	1,6	0,644	1	3145±20	-2
KP5_7,1	0,01	216	407	392	0,99	1,621	1	0,2314	0,58	19,68	1,2	0,6169	1	3061,3±9,2	-1
KP5_8,1	0,07	296	545	425	0,81	1,581	1,1	0,2438	1,1	21,18	1,6	0,6319	1,1	3141±18	-1
KP5_9,1	—	330	638	351	0,57	1,66	0,98	0,2432	0,62	20,21	1,2	0,6024	0,98	3141,6±9,9	3
KP5_9,2	0,77	620	3319	74	0,02	4,596	0,94	0,12783	0,51	3,603	1,2	0,2159	0,95	1972±13	56
KP5_10,1	0,02	112	203	104	0,53	1,56	1,2	0,2586	0,69	22,83	1,4	0,6407	1,2	3237±11	1
KP5_11,1	1,02	699	3770	53	0,01	4,634	0,95	0,12376	0,53	3,384	1,3	0,2136	0,95	1878±15	50
KP5_12,1	0,02	228	410	251	0,63	1,545	1	0,2592	10	23,1	1,4	0,647	1	3240±16	1
KP5_13,1	0,07	306	567	409	0,75	1,592	1	0,2441	0,53	21,08	1,2	0,6278	1	3143,2±8,6	0
KP5_13,2	0,01	281	533	368	0,71	1,627	1	0,2434	0,95	20,62	1,4	0,6146	1	3142±15	2
KP5_13,3	1,62	374	3320	587	0,18	7,628	0,98	0,1175	1,1	1,84	2	0,129	0,99	1687±31	116

Примітка. У першій колонці: КР5 – номер проби, друга цифра (1–13) номер кристалу і третя цифра (1–3) точки аналізу в кристалі. Похибка визначення ізотопних відношень – 1-sigma; Pbc і Pb* – уміст звичайного й радіогенного свинцю відповідно. Поправка на звичайний свинець уведена на помірний вміст ^{204}Pb .

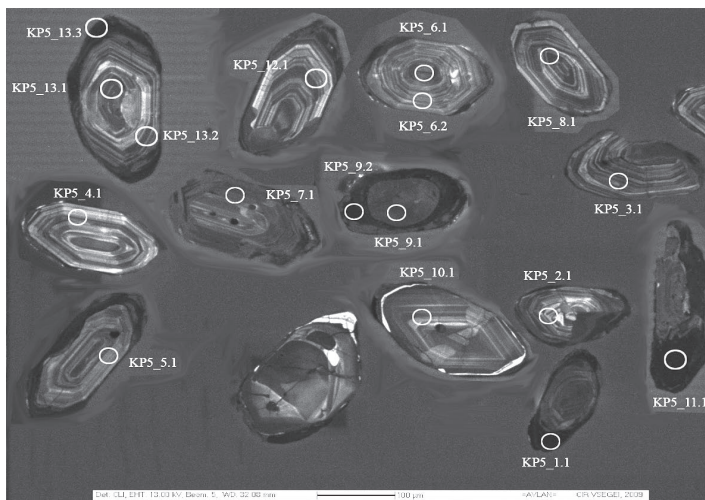


Рис. 5. Мікрофотографії кристалів циркону з плагіогнейсів аульської серії (проба КР-5) з ділянками уран-свинцевого ізотопного датування (див. таблицю), електронний мікроскоп, катодолумінесценція

сів аульської серії, вірогідно, зумовленої процесами формування інгулецької серії та гранітоїдів кіровоградського комплексу.

Висновки

Ураховуючи, що кристали циркону з гнейсу містять дві різновікові групи кластогенних ядер, нижню вікову межу формування цих гнейсів найкращим чином характеризує вік молодшої

групи кластогенних ядер – 3241±12 млн років, а верхню – вік древніших оболонок – 3061,3±9,2 млн років, тобто вивчені гнейси є мезоархейськими утвореннями.

ЛІТЕРАТУРА

1. Бобров О. Б., Степанюк Л. М., Скобелев В. М., Довбуш Т. І. Геолого-структурна позиція та ізотопний вік плагіогранітоїдів району Верхівцевської зеленокам'яної структури (Серед-

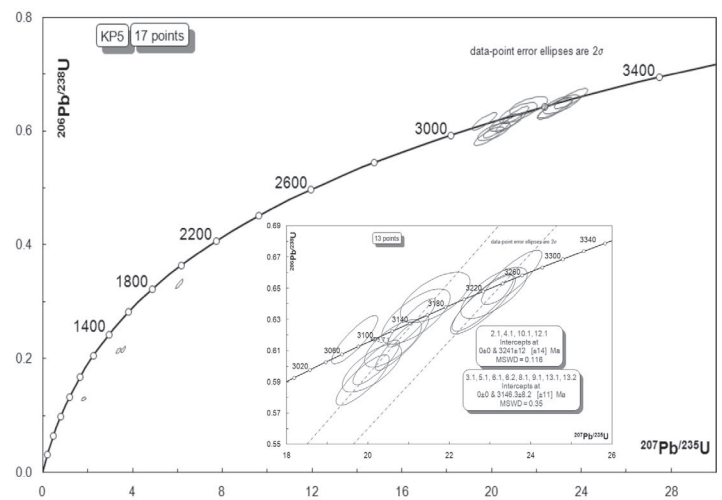


Рис. 6. Уран-свинцева діаграма з конкордією для цирконів з плагіогнейсів аульської серії (проба КР-5)

не Придніпров'я) // Мінеральні ресурси України. № 3. 2004. С. 18–23.

2. Бобров О. Б., Степанюк Л. М., Сергеев С. А., Пресняков С. Л. Метатоналіти дніпропетровського комплексу та вікові етапи їх формування (геологічна позиція, склад, результати Shrimp радіології) // Збірник наукових праць УкрДГРІ. № 1. 2008. С. 9–23.

3. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Архей // Щербак М. П., Артеменко Г. В., Лесная І. М., Пономаренко А. Н. Київ: Наукова думка, 2005. 243 с.

4. Самсонов А. В., Пухтель І. С., Журавлев Д. З., Чернышев І. В. Геохронологія архейського аульського комплексу і проблема фундамента зеленокам'яних поясів Українського щита // Петрологія. 1993. Т. 1. № 1. С. 29–49.

5. Степанюк Л. М., Бобров О. Б., Захаров В. В., Курлов М. С. та ін. Час формування гранітоїдів саксаганського комплексу // Мінеральні ресурси України. № 1. 2010. С. 21–26.

Рукопис отримано 14.10.2013.