

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.02.046>
UDC 550.93

Л.М. Степанюк, д-р геол. наук, чл.-кор. НАН України, проф., заст. дир.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua
<https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

Л.В. Шумлянський, д-р геол. наук, пров. наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: lshumlyanskyu@yahoo.com
<http://orcid.org/0000-0002-6775-4419>

А. Гоффманн, аспірант.
Каліфорнійський університет, Відділення наук про Землю
CA 92521, м. Ріверсайд, США, пр-т Університетський, 900
E-mail: ahoff003@ucr.edu

М. Гоффманн, PhD, зав. лабораторією.
Музей природознавства Сенкенберга, Дрезден, Німеччина
E-mail: mandy.hofmann@senckenberg.de
Scopus ID: 35334126200

А. Ковалик, аспірант.
Каліфорнійський університет, Відділення наук про Землю
CA 92521, м. Ріверсайд, США, пр-т Університетський, 900
E-mail: fkova001@ucr.edu

А. Беккер, проф.
Каліфорнійський університет, Відділення наук про Землю
CA 92521, м. Ріверсайд, США, пр-т Університетський, 900
E-mail: andreyb@ucr.edu
<http://orcid.org/0000-0002-1154-0585>

ПРО МЕЗОАРХЕЙСЬКИЙ ВІК КЛАСТОГЕННОГО ЦИРКОНУ ІЗ МЕТАТЕРИГЕННИХ УТВОРЕНЬ СКЕЛЮВАТСЬКОЇ ТА САКСАГАНСЬКОЇ СВІТ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ (ЗА ДАНИМИ U-Pb ДАТУВАННЯ)

Переконливі геохронологічні дані щодо часу формування відкладів, які вивіюють Криворізьку структуру, дотепер відсутні, і в чинній Хроностратиграфічній схемі вони віднесені до палеопротерозою. Тому особливо актуальним є датування детритових мінералів-геохронометрів, яке допомагає визначити максимальний вік осадонакопичення. Розглянуто результати U-Pb датування цирконів із двох проб метанісковиків і двох проб філітових сланців. Три з цих проб репрезентують метатеригенні відклади скелюватської світи Криворізької структури, одна проба сланців була відібрана з товщі саксаганської світи. Дослідження виконано з застосуванням методу лазерної абляції з визначенням ізотопного складу за допомогою ICP-MS. Більшість отриманих ізотопних дат виявилися різко дискордантними, що пов'язане зі значною метаміктизацією цирконів завдяки високому вмісту урану та торію. Ми використовували лише ті результати датування, ступінь конкордантності яких понад 80 %. Згідно із ними, циркони з усіх досліджених проб виявляють вузький діапазон варіації ізотопного віку, від 2,9 до 3,3 млрд рр. і відповідають мезоархейським породам

Цитування: Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Гоффманн А., Гоффманн М., Ковалик А., Беккер А. Про мезоархейський вік кластогенного циркону із метатеригенних утворень скелюватської та саксаганської світи Криворізької структури (за даними U-Pb датування). *Мінерал. журн.* 2020. 42, № 2. С. 46–62. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.02.046>

Середньопридніпровського району Українського щита, що складають фундамент, на якому накопичувалися відклади Криворізької структури. Вік виявлених нами наймолодших кристалів становить близько 2,9 млрд рр., він визначає максимальний вік формування відкладів скелюватської і саксаганської світи. Він також у межах похибки відповідає віку детритових монацитів (2,85 млрд рр.), отриманому раніше для пісковиків скелюватської світи. Цей вік дещо молодший, ніж вік метабазальтів новокриворізької світи (не менше 2,96 млрд рр.), виливи яких знаменували початок формування Криворізької структури. Раніше визначений вік гранітів Ганнівського масиву (2,68 млрд рр.), які перетинають відклади новокриворізької та саксаганської світи, також вказує на їхній як мінімум неоархейський вік. Отримані нами геохронологічні дані не заперечують висновку про мезо-неоархейський вік відкладів скелюватської та саксаганської світи.

Ключові слова: Криворізька структура, кластогенний циркон, LA-ICP-MS, скелюватська світа, саксаганська світа.

Вступ. У попередній нашій публікації розглянуто результати датування кластогенних монацитів із метапісковика нижньої підсвіти скелюватської світи [10], які засвідчили мезоархейський вік монацитів (2849 ± 10 млн рр.). Помітно древнішими (3,0—3,2 млрд рр.) виявилися кластогенні циркони із кварцитів латівського горизонту [4]. У цій статті наведено результати датування різних ділянок полірованих зрізів кристалів кластогенного циркону локальним уран-свинцевим ізотопним методом (LA-ICP-MS) із метапісковиків, філітоподібного сланцю цієї ж світи та філітового сланцю саксаганської світи.

Визначення віку кластогенних цирконів із метатеригенних утворень, які залягають стратиграфічно вище новокриворізької світи, обумовлено тим, що серед цирконів із кварциту латівського горизонту ми не виявили кристалів, молодших за 3,0 млрд рр. [4] і, таким чином, поява кластогенних цирконів віком 2,6—2,8 млрд рр. (гранітоїди мокромосковського, демуринського та токівського комплексів) та молодших за 2,1 млрд рр. (гранітоїди кіровоградського та новоукраїнського комплексів), мала б знаменувати пізніші за новокриворізький, етапи седиментації в межах Криворізького басейну (неоархейський та палеопротерозойський).

На сьогодні визначено вік кластогенних цирконів із метаосадових утворень гданцівської світи [1]. Серед кластогенних кристалів циркону виявлено популяції віком 2,1; 2,95 та поодинокі $>3,5$ млрд рр. При цьому в кількісному співвідношенні значно переважає кластогенний циркон плагіогранітоїдів віком 2,95 млрд рр. Наявність кластогенного циркону віком 2,1 млрд рр. дає змогу стверджувати, що породи гданцівської світи накопичилися пізніше 2,1 млрд рр. тому.

Об'єкт і методи дослідження. Ми датували кластогенні циркони із метапісковика першої

верстви знизу нижньої частини розрізу скелюватської світи (пр. 20/10), метапісковика (пр. 22/10) і філітоподібного сланцю (пр. 23/10) із її верхньої частини (рис. 1), а також філітового сланцю саксаганської світи.

Прошарки метапісковиків серед метаконгломератів і метагравелітів відслонюються на 190—200 м нижче за течією від пішохідного мосту через р. Інгулець західніше від парку відпочинку в житловому масиві Південного гірничозбагачувального комбінату (ПівднГЗК). Тут уздовж лівого схилу долини ріки на відстань до 150—160 м у скельних виходах висотою 8—15 м відслонюється товща різногалькових метаконгломератів, метагравелітів і метапісковиків, які складають дво- і трикомпонентні ритми. Нижні члени ритмів представлені метапісковиками або метагравелітами, а верхні — метаконгломератами. Переважають двокомпонентні ритми, репрезентовані асоціацією метагравелітів і метаконгломератів. Детальний опис розрізу наведено в Путівнику [7].

Метапісковик (пр. 20/10), відібраний у лівому березі р. Інгулець приблизно в 150 м нижче за течією від пішохідного мосту, метапісковик (пр. 22/10) також відібраний у лівому березі р. Інгулець, приблизно на 200 м вище за течією в останньому скельному виході, в якому відслонена верхня (метапісковикова) частина скелюватської світи, приблизно в 20 м на північ, із розвалів, був відібраний філітоподібний сланець (пр. 23/10).

Філітовий сланець (пр. 24/10) відібрано із нижньої частини розрізу саксаганської світи, поширеної в лівому борту р. Саксагань (палеорусл) в районі рудоуправління ім. Кірова.

Вік визначено локальним уран-свинцевим ізотопним датуванням різних ділянок полірованих зрізів кристалів циркону за допомогою LA-ICP-MS.

Циркон було виділено з проби вагою близько 10 кг за стандартною методикою в лабора-

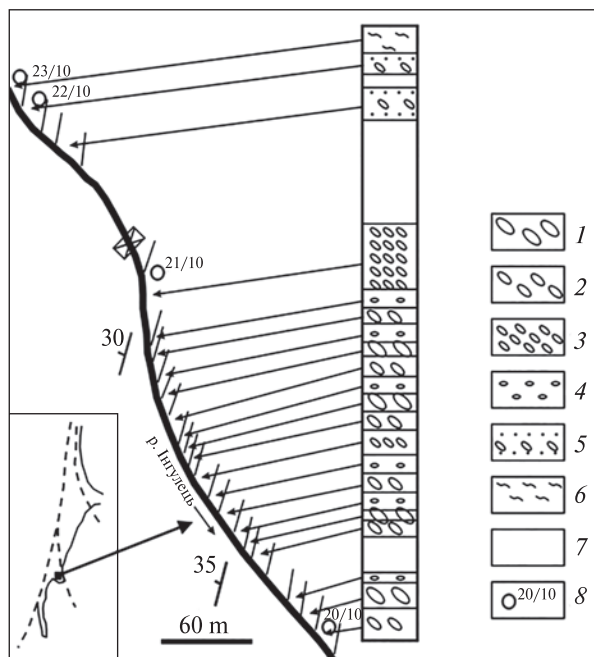


Рис. 1. Карта-схема виходу метаосадових порід скелюватської світи, район пішохідного мосту через р. Інгулець західніше парку відпочинку в житловому масиві ПівднГЗК, за [7], зі змінами та доповненнями авторів: 1 — крупногальчникові метаконгломерати, 2 — середньогальчникові метаконгломерати, 3 — дрібногальчникові метаконгломерати, 4 — метагравеліти, 5 — метапісковики з прошарками метаконгломератів, 6 — філітоподібні сланці, 7 — задерновані ділянки, 8 — місця відбору радіогеохімічних проб

Fig. 1. Schematic map of the outcrop of the Skelyuvatka Suite metasedimentary rocks, area of the footbridge over the Inhulets River, to the west of the park in the housing estate of the Southern Mining and Processing Plant, according to [7], with corrections by authors: 1 — cobble metaconglomerate, 2 — pebble metaconglomerate, 3 — fine-pebble metaconglomerate, 4 — coarse-grained meta-sandstone, 5 — metasandstone with interlayers of metaconglomerate, 6 — phyllite-like shales, 7 — turfed areas, 8 — sites at which samples were collected

торії збагачення Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України. Дослідження морфології та внутрішньої будови циркону виконано в світлі, що проходить, у відбитому світлі та на електронному мікроскопі в режимі катодолюмінесценції.

Циркони розташовували в епоксидній шайбі та приполіровували до розкриття їхніх внутрішніх ділянок. Далі циркони з метапісковика (пр. 20/10) та філітоподібного сланцю (пр. 23/10) аналізували на ізотопи U, Th та Pb методом LA-ICP-MS в Природознавчому музеї м. Дрезден (GeoPlasma Lab, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden) із використан-

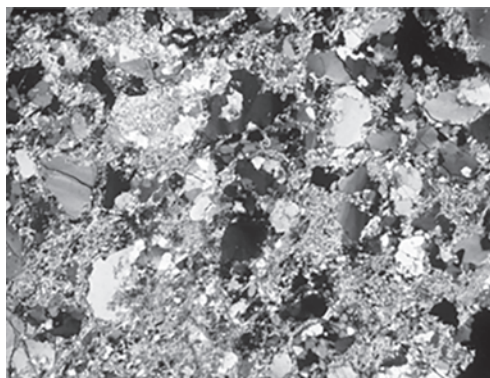


Рис. 2. Мікрофотографія метапісковика, пр. 20/10, лівий беріг р. Інгулець західніше парку відпочинку в житловому масиві ПівднГЗК, просвічуючий мікроскоп, ніколі +

Fig. 2. Microphotograph of metasandstone, sample 20/10, left bank of the Ingulets River, to the west of the recreation park in the housing estate of the Southern Mining and Processing Plant, transmitted light, crossed analysers

ням інструменту Thermo-Scientific Element 2 XR ICP-MS та приєднаній до нього лазерної системи Wave UP-193 Excimer. Кожен аналіз складався з фонових вимірів протягом 15 с та збору даних протягом 30 с із використанням лазерного пучка діаметром 35 μm . Отримані ізотопні дані корегували на величину фонового сигналу, наявність загального свинцю, викликане лазером елементне фракціонування, інструментальну дискримінацію мас та на елементне фракціонування Pb/Th та Pb/U. Наведені похибки охоплюють квадратичну добавку зовнішнього відтворювання стандартного циркону GJ-1 (~0,6 та 0,5–1 % для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ та $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ відповідно). Відношення Th/U отримано безпосередньо шляхом вимірів на LA-ICP-MS. Концентрації U та Pb розраховані відносно стандарту GJ-1 і мають точність близько 10 %.

Циркони метапісковика (пр. 22/10) та філітового сланцю (пр. 24/10) проаналізовано на ізотопи U, Th та Pb методом LA-ICP-MS в Каліфорнійському університеті, м. Санта-Барбара. Аналізи виконано із застосуванням приладу Nu Plasma HR MC-ICP-MS, поєднаного з системою лазерної абляції Photon Machines Excite 193. Абляція відбувалася протягом 15 с, частота лазерних імпульсів становила 4 Hz та енергія ~1 j/cm^2 , глибина кратерів досягала ~5 μm , а діаметр — 15 μm . Аналізуванню передували фонові вимірювання протягом 15 с, після кожних 10 аналізів виконували вимі-

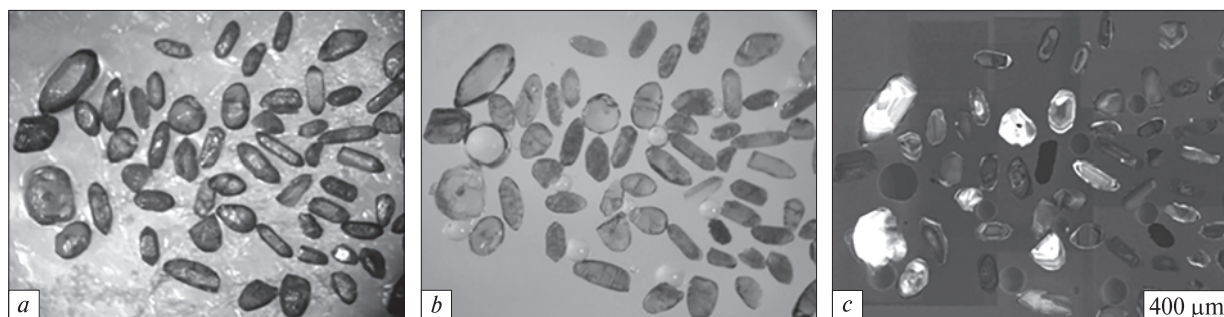


Рис. 3. Мікрофотографії кристалів циркону із метапісковика, пр. 20/10: *a* — морфологія кристалів, відбите світло; *b* — зрізи тих же кристалів на просвіт; *c* — катодолумінесцентні зображення зрізів тих же кристалів

Fig. 3. Microphotograph of zircon crystals from metasandstone, sample 20/10: *a* — crystal morphology, reflected light; *b* — the same crystals, transmitted light; *c* — CL images

рювання стандарту 91500. Якість вимірювань контролювали за допомогою стандартних зразків *GJ-1* та *Plešovice*.

Результати досліджень. *Метапісковик* (пр. 20/10) різнозернистий, складений уламками кварцу (80–90 %) та поодинокими уламками плагіоклазу, зцементованими кварц-серицитовим матеріалом. Уламки кварцу кутасті, хвилясто згасають. З акцесорних мінералів наявні апатит, монацит, циркон, турмалін, рутил і рудні. Структура бластопсамітова з мікролепідогранобластовою структурою цементу (рис. 2).

Циркон представлений декількома типами різною мірою обкатаних зерен, від ізометричних, повністю обкатаних, до майже не зачеплених абразією кристалів із добре розвиненим ограненням і ледь помітними слідами обточування на їхніх вершинках та ребрах. Найпоширенішими (більше 60 %) є світло-коричневі і коричневі напівпрозорі зерна, червонувато-рожеві і рожеві складають близько 30 % популяції. Світло-рожеві циркони значно менше поширені (не більше 10 %), трапляються і поодинокі жовтувато-бурі зерна. Наростання жовтувато-бурого циркону на зернах коричневого і світло-коричневого є поширеним явищем, але такі наростання відмічаються здебільшого на головках, зрідка на окремих ребрах або гранях, і покривають лише окремі частини кристалів. Світло-коричневі і коричневі кристали зазвичай мають тонку концентричну зональність, хоча досить поширеними є незональні зерна. Всередині червонувато-рожевих кристалів навіть під бінокуляром виявляються світліші (світло-рожеві) ядра, що досить часто мають заокруглені контури [10].

У результаті вивчення кристалів циркону, в тому числі полірованих зрізів, за допомогою

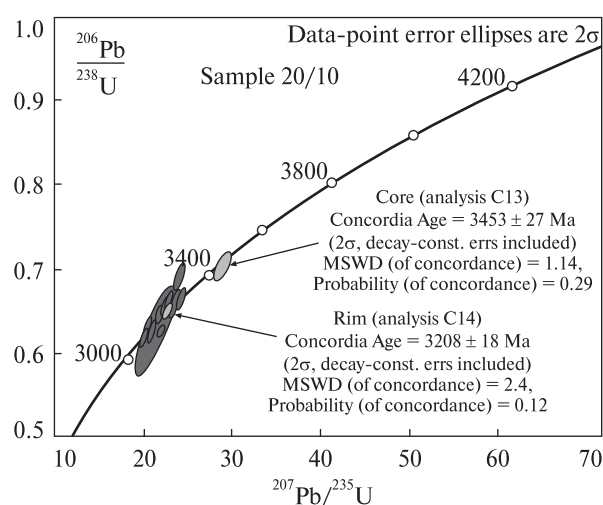


Рис. 4. Уран-свинцева діаграма з конкордією для кластогенних ядер в кристалах циркону із метапісковика, пр. 20/10

Fig. 4. U-Pb concordia diagram for clastogene cores in zircon crystals from metasandstone, sample 20/10

методів оптичної мікроскопії у більшості коричневих тріщинуватих зерен виявлено регенерацію (доростання) жовтувато-бурих цирконом з відносно високими кольорами інтерференції, а всередині жовтувато-бурих кристалів трапляються релікти світлішого циркону [10].

За видовженням найпоширенішими є призматичні циркони ($K_{\text{вид}}$ 2–2,5), їм трохи поступаються циркони з коефіцієнтом видовження менше 1,5, як поодинокі трапляються голкоподібні зерна з видовженням більше 3 (рис. 3). Характерно, що останні мають найменшу ступінь обточеності, тоді як зерна з незначним видовженням звичайно повністю, або майже повністю (абразії зазнали не лише ребра, а й усі грані, до їх повного, або майже повного, зникнення) обточені.

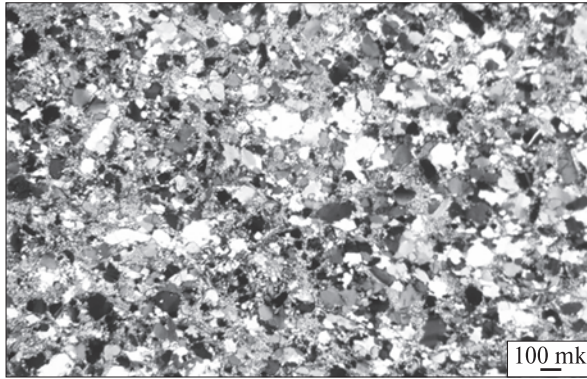


Рис. 5. Мікрофотографія метапісковика, пр. 22/10, просвічуючий мікроскоп, ніколі +

Fig. 5. Microphotograph of metasandstone, sample 22/10, transmitted light, crossed analysers

Зазначимо, що із розрізу метакластогенної частини скелюватської світи, відслоненої у лівому березі р. Інгулець в районі ПівднГЗК (рис. 1), нами було відібрано чотири геохронологічних проби: 20/10 — метапісковик із першої нижньої верстви, 21/10 — метапісковик із чотирнадцятої верстви знизу, 22/10 — метапісковик із найвищої верстви та 23/10 — філіто-

подібний сланець. За зовнішніми ознаками (колір, обточеність та ін.) кристали цирконів, виділених із вказаних проб, досить схожі, але є деякі відмінності. У пр. 21/10 різко переважають червонувато-рожеві, відносно великі кристали циркону, ступінь обкатаності зерен невисока. Кристали циркону пр. 22/10 і 23/10 дрібніші, більш абрадовані, окрім різновидів, присутніх у пр. 20/10, значну роль відіграють жовтувато-бурі непрозорі кристали з відносно високою магнітною сприйнятливістю (легко відділяються за допомогою електромагніту від інших різновидів). Такі кристали найпоширеніші в II електромагнітній фракції.

Результати ізотопного датування центральних ділянок кристалів циркону, виділених із метапісковика (пр. 20/10), наведені в табл. 1, фігуративні точки свинець-уранових ізотопних досліджень — на рис. 4. Як видно із табл. 1 та рис. 4, практично для всіх, за винятком аналізу 1 (див. табл. 1), отримано конкордантні значення віку, при цьому виокремлюються дві вікові групи — 3457 ± 27 млн рр. (лише один кристал) та 3208 ± 18 млн рр. Варто зазначити, що кристалічні породи віком понад 3,4 млрд рр.

Таблиця 1. Результати уран-свинцевого ізотопного датування цирконів із метапісковика скелюватської світи, пр. 20/10
Table 1. Results of the uranium-lead isotope dating of zircons from the metasandstone of the Skelyuvatka Suite, sample 20/10

Number	U	Pb	$\frac{Th}{U}$	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	2 σ , %	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	2 σ , %	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	2 σ , %	<i>rho</i>	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$
	ppm											
1	2	1	0.41	4390	0.73058	3.2	25.4013	3.7	0.25216	1.9	0.86	3536
2	9	6	0.12	21363	0.64291	3.0	22.4347	3.7	0.25309	2.3	0.80	3200
3	11	8	0.25	6699	0.65446	3.0	23.1760	3.6	0.25683	2.0	0.84	3246
4	15	12	0.32	42374	0.65113	3.0	22.4936	3.3	0.25055	1.2	0.93	3233
5	4	3	0.51	2418	0.64627	3.4	22.7456	4.0	0.25526	2.0	0.86	3214
6	35	30	0.51	1925	0.66431	1.8	24.2088	2.2	0.26430	1.4	0.79	3284
7	9	8	0.40	3001	0.65380	2.0	23.3153	2.7	0.25864	1.8	0.75	3243
8	31	23	0.43	12412	0.62112	1.9	19.9467	2.2	0.23291	1.0	0.89	3114
9	50	39	0.46	7299	0.62222	1.9	20.5064	2.9	0.23903	2.2	0.65	3119
10	21	22	1.59	24486	0.61920	1.6	20.0299	2.0	0.23461	1.2	0.78	3107
11	36	37	0.74	207	0.70165	2.1	28.8490	2.9	0.29820	2.0	0.72	3427
12	23	19	0.41	27552	0.65101	1.4	22.6571	1.9	0.25242	1.2	0.74	3232
13	38	32	0.44	1842	0.66346	1.9	23.4317	2.1	0.25615	0.8	0.91	3281
14	32	27	0.54	508	0.63997	2.3	21.5291	3.0	0.24399	1.9	0.78	3189
15	62	49	0.27	383	0.62658	7.1	21.2152	8.7	0.24557	5.0	0.82	3136
16	45	37	0.42	356	0.62564	1.9	20.9199	2.3	0.24251	1.2	0.85	3132
17	33	27	0.36	449	0.65560	1.7	22.3777	1.9	0.24756	0.8	0.90	3250
18	39	33	0.63	41762	0.63120	1.4	20.4572	1.7	0.23506	0.9	0.83	3154
19	7	6	0.12	8365	0.69183	1.9	24.1565	2.4	0.25324	1.6	0.77	3390
20	36	28	0.26	37873	0.65934	1.7	22.7468	2.4	0.25021	1.7	0.73	3265

дотепер не виявлені у Середньопридніпровському мегаблоці. Циркони другої вікової групи (3,2 млрд рр.) близькі за віком до найдавніших цирконів із метатоналітів Середньопридніпровського мегаблоку, наприклад поширених у пригірловій частині долини р. Мокра Сура та в районі с. Шолохово [3, 8]. Головна їх відмінність полягає в досить низькому вмісті в них урану (2–60 ppm). Такий низький вміст урану характерний для цирконів із порід гранулітових асоціацій, на сьогодні такі циркони не виявлені в межах Середнього Придніпров'я, але є в породах гранулітової асоціації Приазовського блоку та Середнього Побужжя [16–18].

Вік кластогенних монацитів метапісковика, визначений за класичним уран-свинцевим ізотопним методом, складає 2,85 млрд рр., нині він є найкращою нижньою віковою межею для скелюватської світи криворізької серії [10]. Варто зазначити, що нам не вдалося виявити кристали циркону віком 2,6–2,9 млрд рр. Не виявлено кристалів циркону такого віку і в породах глеюватської світи. На наш погляд, це обумовлено тим, що синпетрогенний циркон у двопольовошпатових гранітах, вік яких 2,6–



Рис. 6. Мікрофотографії кристалів циркону із метапісковика, пр. 22/10. Катодолюмінесцентні зображення
Fig. 6. Microphotograph of zircon crystals from metasandstone, sample 22/10. CL images

2,9 млрд рр., зазвичай утворює тонкі оболонки на більш древньому цирконі порід субстрату [11].

Метапісковик (пр. 22/10) різнозернистий, складений уламками кварцу (до 80 %) та поодинокими уламками плагіоклазу, зцементованими тонкозернистим кварц-серицитовим матеріалом (рис. 5). Порівняно з метапісковиком (пр. 20/10), він є більш дрібнозернистим і вміщує більше серициту в цементі, кількість останнього іноді досягає 20 %.

Циркони в цілому дрібніші за циркони метапісковика (пр. 20/10), в кількісному співвідношенні переважають сильно абрадовані до ізометричних (рис. 6), за кольором переважають рожеві і світло-рожеві зерна, в меншій кількості присутні коричневі, зрідка відмічаються жовтувато-бурі, які є помітно поширенішими (до 10 %) в II електромагнітній фракції. Трапляються поодинокі світло-жовті дископодібні кристали монациту.

Результати уран-свинцевого локального датування центральних ділянок кристалів циркону метапісковика наведено в табл. 2 (із 63 виконаних аналізів наведено лише 27, конкордантність яких була не нижчою 80 %), фігуративні точки уран-свинцевих ізотопних дос-

	2 σ, Ma	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 σ, Ma	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 σ, Ma	Conc., %
	87	3324	37	3198	30	111
	76	3203	37	3204	36	100
	77	3234	35	3227	31	101
	77	3205	32	3188	20	101
	87	3216	39	3218	32	100
	46	3277	22	3273	22	100
	52	3240	27	3238	28	100
	48	3089	21	3072	16	101
	46	3116	28	3113	35	100
	39	3093	19	3084	20	101
	56	3448	29	3461	31	99
	35	3212	18	3200	20	101
	49	3245	20	3223	13	102
	59	3163	30	3146	30	101
	179	3148	88	3156	79	99
	48	3135	22	3137	19	100
	43	3200	18	3169	13	103
	35	3113	17	3087	15	102
	50	3275	24	3205	25	106
	45	3216	24	3186	26	102

Таблиця 2. Результати уран-свинцевого ізотопного датування цирконів із метасандовика скелюватської світи, пр. 22/10
 Table 2. Results of the uranium-lead isotope dating of zircons from the metasandstone of the Skelyvatka Suite, sample 22/10

Num-ber	Contents, ppm		Th/U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ , %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ , %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ , Ma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ , Ma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ , Ma	Conc., %
	U	Th														
1	172	69	0.40	0.6235	0.0235	25.14	0.967	0.29130	0.85	3123	34	3313	16	3424	8	91
8	198	94	0.47	0.6156	0.0220	20.53	0.758	0.24200	0.89	3092	18	3116	11	3133	9	99
12	95	31	0.33	0.6358	0.0226	21.20	0.768	0.24060	0.76	3173	15	3148	9	3123	10	102
14	202	72	0.36	0.5924	0.0213	20.36	0.752	0.24820	0.92	2999	20	3109	11	3173	8	95
15	39	11	0.29	0.6560	0.0255	22.39	0.862	0.24675	0.98	3253	44	3200	16	3163	5	103
16	81	32	0.39	0.6247	0.0231	20.89	0.773	0.24255	0.96	3128	29	3136	13	3136	6	100
17	145	38	0.26	0.3340	0.0121	5.13	0.188	0.11056	0.91	1858	16	1840	9	1808	10	103
19	151	37	0.24	0.6467	0.0233	22.39	0.817	0.25020	0.88	3215	22	3201	10	3186	8	101
20	154	79	0.51	0.6139	0.0236	21.50	0.857	0.25390	0.99	3085	39	3161	18	3208	6	96
23	81	31	0.39	0.6820	0.0263	22.88	0.891	0.24340	0.98	3352	40	3221	17	3142	6	107
27	163	95	0.58	0.6210	0.0232	20.78	0.772	0.24399	0.98	3113	33	3131	13	3145	3	99
28	189	75	0.39	0.6351	0.0226	22.49	0.829	0.25700	0.91	3177	21	3205	11	3228	8	98
31	153	54	0.35	0.5892	0.0212	21.51	0.776	0.26472	0.96	2986	21	3162	9	3274	5	91
33	122	40	0.33	0.6305	0.0238	20.97	0.826	0.24240	0.91	3162	29	3137	17	3135	12	101
39	193	118	0.61	0.5450	0.0256	21.05	0.848	0.28110	0.94	2802	73	3140	20	3367	29	83
43	236	212	0.90	0.5266	0.0203	20.81	0.758	0.28660	0.78	2727	36	3130	10	3398	17	80
44	203	132	0.65	0.6340	0.0248	21.21	0.834	0.24283	0.97	3167	42	3148	18	3138	6	101
46	88	30	0.34	0.5989	0.0226	19.73	0.741	0.23797	0.98	3025	34	3078	14	3106	4	97
50	132	66	0.50	0.6420	0.0244	22.74	0.878	0.25598	0.99	3196	38	3216	16	3221	4	99
52	60	33	0.56	0.6471	0.0241	22.10	0.830	0.24655	0.98	3216	32	3188	13	3162	3	102
53	21	21	0.96	0.6380	0.0254	20.62	0.825	0.23340	0.96	3182	48	3120	19	3074	9	103
56	40	15	0.38	0.6470	0.0252	21.94	0.866	0.24530	0.98	3216	41	3180	18	3154	5	102
57	77	31	0.40	0.5478	0.0213	20.20	0.785	0.26650	0.71	2815	39	3101	16	3284	22	86
59	109	35	0.32	0.5798	0.0219	19.45	0.752	0.24220	0.92	2948	34	3064	16	3133	10	94
62	28	9	0.32	0.6720	0.0264	23.03	0.949	0.24900	0.97	3312	47	3227	21	3178	9	104
65	141	58	0.41	0.6364	0.0240	21.43	0.824	0.24498	0.96	3174	36	3158	16	3152	6	101
66	99	96	0.96	0.5975	0.0219	19.59	0.730	0.23715	0.99	3020	26	3071	12	3100	4	97

Примітка. 27 аналізів із 63.
 Note. 27 analyzes from 63.

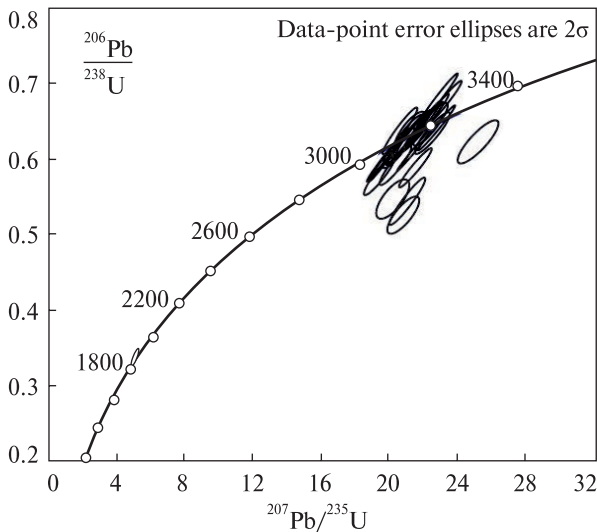


Рис. 7. Уран-свинцева діаграма з конкордією для клас-тогенних ядер в кристалах циркону із метапісковика, пр. 22/10

Fig. 7. U-Pb concordia diagram for clastogene cores in zircon crystals from metasandstone, sample 22/10

ліджень — на рис. 7. Таким чином, кількість кристалів циркону, конкордантність яких виявилася не нижчою за 80 %, складає менше 50 %. Дискордантні кристали характеризуються помітно вищим вмістом урану (понад 200 ppm, зрідка — понад 500 ppm). Водночас, вік конкордантних кристалів за найдостовірнішим ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, всіх, окрім одного зерна (1,8 млрд рр.), лежить у віковому інтервалі 3074—3424 млн рр. (табл. 2). Таким чином, як і серед клас-тогенних кристалів циркону метапісковика (пр. 20/10) найнижчої верстви скелюватської світи, в мета-

пісковика (пр. 22/10) із її верхньої верстви відсутні клас-тогенні кристали циркону віком 2,9—2,6 млрд рр. Наразі ми не знаємо природу циркону віком 1,8 млрд рр., на нашу думку, його кристалізація могла бути обумовлена тектоно-магматичною активізацією, що спричинила формування Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону [13, 14, 19], уран-натрієвих метасоматитів (альбітитів) і численних дайок основного та ультраосновного складу [5, 20, 21]. В усякому разі кристали циркону віком 1,8 млрд рр. є досить поширеними в амфіболітах новокриворізької серії [9] та в багатьох інших породних комплексах Українського щита [15].

Сланець філітоподібний (пр. 23/10) тонко-, різнозернистий сланцюватий, складений уламками кварцу (до 40 %), зцементованими кварц-серицитовим матеріалом. Дрібні кутасті зерна кварцу та поодинокі кристали плагіоклазу занурені в тонкозернистий кварц-серицитовий цемент (рис. 8, а). Уламки кварцу нерідко являють собою агрегати кристалів (або ж фрагментовані зерна), які, як і луски серициту, характеризуються закономірним орієнтуванням (рис. 8, б). На окремих ділянках відмічаються мікрозонки, виповнені майже повністю тонкозернистим кварц-серицитовим матеріалом, в якому трапляються агрегати кварцу, витягнуті паралельно орієнтуванню мікрозонки. У таких ділянках іноді простежується сильне озалізнення (рис. 8, б), що в цілому зумовлює нерівномірне буре забарвлення породи. З акцесорних мінералів наявні апатит, циркон, рутил і рудні.

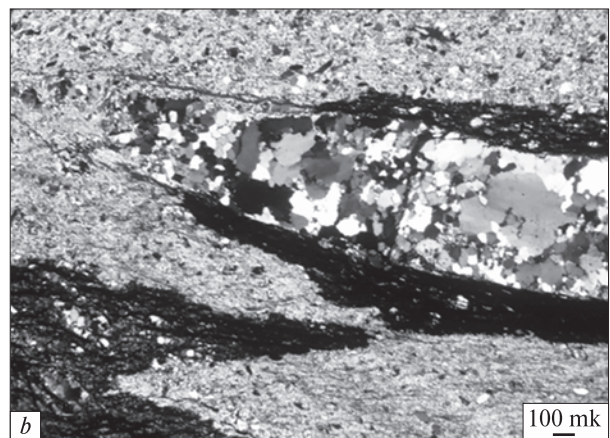
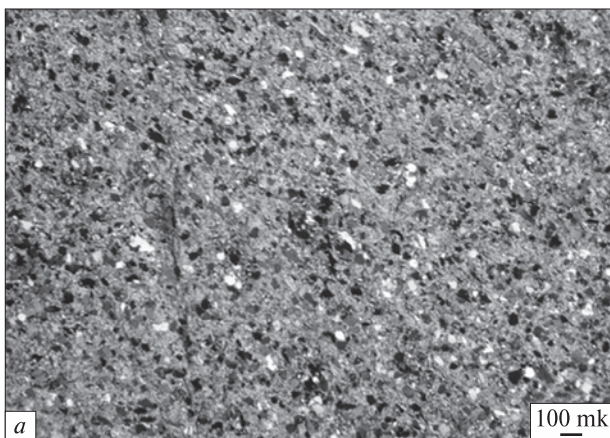


Рис. 8. Мікрофотографія філітоподібного сланцю, пр. 23/10, лівий беріг р. Інгулець західніше парку відпочинку в житловому масиві ПівднГЗК, просвічуючий мікроскоп, ніколи +

Fig. 8. Microphotograph of phyllite-like shale, sample 23/10, left bank of the Ingulets River, to the west of the park in the housing estate of the Southern Mining and Processing Plant, transmitted light, crossed analysers

Таблиця 3. Результати уран-свинцевого ізотопного датування цирконів із філіггодібного сланцю, пр. 23/10
 Table 3. Results of U-Pb isotope dating of zircons from phyllite-like shale, sample 23/10

Number	ppm		Th U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ , %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ , %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ , Ma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ , Ma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ , Ma	Conc., %
	U	Pb															
1	44	24	0.78	3606	0.41154	3.7	13.6003	4.5	0.23968	0.82	2222	70	2722	44	3118	42	71
2	38	30	0.40	40191	0.64231	2.1	21.1103	2.7	0.23837	0.78	3198	54	3144	27	3109	27	103
3	166	28	1.68	897	0.12237	6.9	3.9633	7.0	0.23489	0.99	744	49	1627	58	3086	18	24
4	158	32	1.59	2166	0.16454	6.8	5.6205	7.1	0.24774	0.96	982	62	1919	63	3170	33	31
5	18	14	0.38	18106	0.65410	2.3	22.9952	2.8	0.25497	0.81	3244	58	3227	28	3216	26	101
6	264	44	1.66	350	0.12527	1.7	4.5350	2.6	0.26256	0.64	761	12	1737	22	3262	32	23
7	191	51	0.85	1744	0.22005	2.7	7.3323	4.4	0.24166	0.61	1282	31	2153	40	3131	56	41
8	25	25	1.08	14680	0.65397	2.3	23.1894	2.7	0.25717	0.84	3244	59	3235	27	3229	23	100
9	225	33	1.38	447	0.10330	8.1	3.6962	8.4	0.25951	0.97	634	49	1571	69	3244	34	20
10	43	30	0.46	5579	0.58577	4.2	18.8112	5.4	0.23291	0.78	2972	102	3032	53	3072	53	97
11	68	15	2.25	867	0.17132	7.7	5.3869	7.7	0.22805	0.99	1019	73	1883	68	3038	15	34
12	12	10	0.58	3655	0.64205	2.4	21.1790	2.8	0.23924	0.84	3197	60	3147	28	3115	25	103
13	47	29	0.00	54634	0.58473	2.5	17.5178	3.2	0.21728	0.78	2968	59	2964	31	2961	32	100
14	9	6	0.35	1759	0.61952	2.1	20.3053	3.1	0.23771	0.68	3108	51	3106	30	3105	36	100
15	29	26	0.94	43207	0.61451	1.6	19.8420	2.2	0.23418	0.73	3088	40	3084	22	3081	24	100
16	50	40	0.70	53300	0.58266	2.9	19.5779	4.4	0.24370	0.66	2960	69	3071	43	3144	52	94
17	151	49	1.00	398	0.25952	11.3	7.9475	11.9	0.22211	0.95	1487	152	2225	113	2996	57	50
18	75	31	0.84	3099	0.33869	2.5	11.3641	3.4	0.24335	0.72	1880	41	2553	33	3142	38	60
19	34	25	0.38	22330	0.61569	2.9	19.9582	3.6	0.23510	0.81	3093	72	3089	36	3087	34	100
20	13	10	0.27	22300	0.64796	2.0	22.8744	2.3	0.25604	0.87	3220	52	3222	23	3222	18	100
21	65	13	0.75	3325	0.17289	2.6	5.6355	3.5	0.23641	0.74	1028	24	1922	30	3096	37	33
22	30	8	1.34	970	0.18651	17.3	6.6830	17.6	0.25988	0.98	1102	177	2070	168	3246	50	34
23	40	24	0.61	3919	0.49882	5.6	17.1331	5.9	0.24911	0.95	2609	122	2942	59	3179	30	82
24	45	26	1.05	2304	0.46359	3.9	15.5343	6.3	0.24303	0.61	2455	79	2849	62	3140	79	78
25	11	8	0.87	4575	0.54711	3.1	19.5022	4.6	0.25853	0.67	2813	71	3067	46	3238	54	87
26	20	14	0.22	45604	0.61970	2.4	19.5270	3.0	0.22854	0.80	3109	59	3068	29	3042	29	102
27	17	13	0.75	11552	0.64445	3.1	22.4369	3.5	0.25251	0.89	3206	78	3203	34	3201	25	100

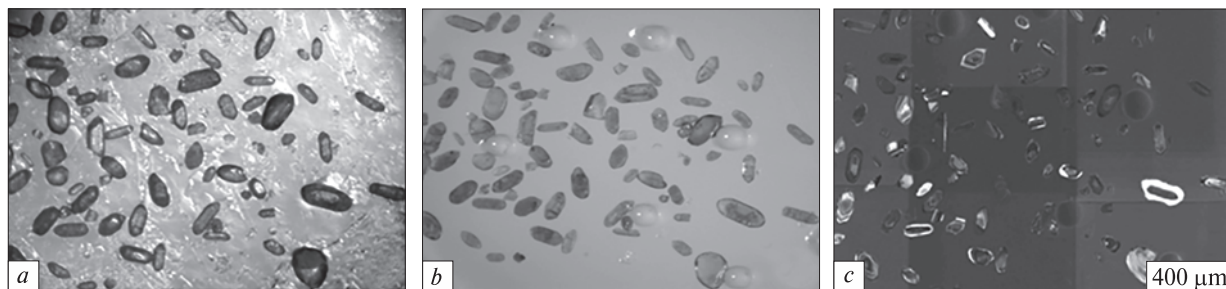


Рис. 9. Мікрофотографії кристалів циркону із філітоподібного сланцю, пр. 23/10: *a* — морфологія кристалів, відбите світло; *b* — зрізи тих же кристалів на просвіт; *c* — катодолюмінесцентні зображення

Fig. 9. Microphotograph of zircon crystals from phyllite-like shale, sample 23/10: *a* — crystal morphology, reflected light; *b* — the same crystals, transmitted light; *c* — CL images

Циркони в цілому помітно дрібніші за циркони метапісковиків, переважно сильно абрадовані, зрідка до ізометричних (рис. 9), за кольором переважають рожеві і світло-рожеві зерна, в меншій кількості присутні коричневі, зрідка — жовтувато-бурі, яких у II електромагнітній фракції значно більше (до 30 %).

Результати ізоотопного датування центральних ділянок кристалів циркону, виділених із сланцю (пр. 23/10), наведені в табл. 3, фігуративні точки свинець-уранових ізоотопних досліджень — на рис. 10. На відміну від уран-свинцевих ізоотопних систем кристалів циркону метапісковика, уран-свинцеві ізоотопні системи багатьох кристалів циркону сланцю були порушені (є дискордантними) (див. табл. 3, рис. 10). Для основної маси кристалів циркону, уран-свинцеві ізоотопні системи яких не були порушені (конкордантність близько 100 %, див. табл. 3), показали вік у інтервалі 3229—3081 млн рр., характерний для переважної більшості порід Середньопридніпровського мегаблоку. Найменший вік отримано для одного із 27 проаналізованих кристалів циркону — 2961 ± 32 млн рр., який є близьким до віку плагіогранітоїдів сурського комплексу. Як і в метапісковиках, серед кристалів циркону сланцю не виявлено кристалів віком 2,9—2,6 млрд рр.

Філітовий сланець, пр. 24/10. Лівий борт р. Саксагань (палеоруло) в районі рудоуправління ім. Кірова (Кіровський історико-геологічний заповідник, нижче вентиляційної шахти) приблизно на 30 м вище за течією від високоньольної лінії електропередач. На цій ділянці закинутими виробками відслонені 1-й та 2-й сланцеві горизонти саксаганської світи, перекриті залізородними кварцитами. Пр. 24/10 філітового сланцю відібрано із 2-го сланцевого горизонту.

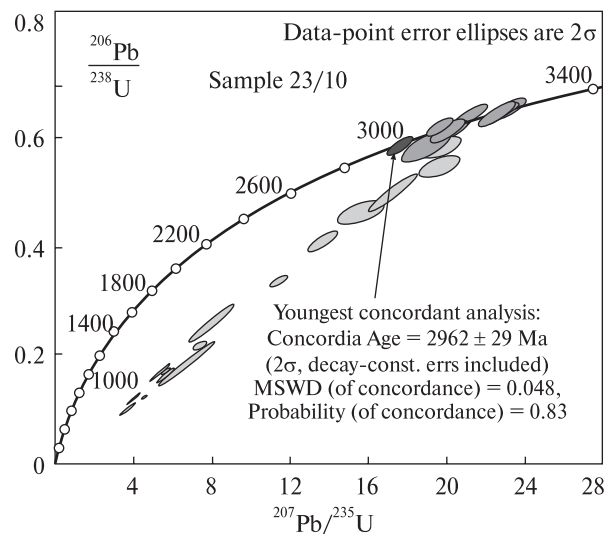


Рис. 10. Уран-свинцева діаграма з конкордією для кластогенних ядер в кристалах циркону із філітоподібного сланцю, пр. 23/10

Fig. 10. U-Pb concordia diagram for clastogene cores in zircon grains from phyllite-like shale, sample 23/10

Філітовий сланець — тонкозерниста буровато-сіра порода, складена кутастими зернами кварцу та, зрідка, плагіоклазу, зцементована кварц-хлорит-серицит-гематитовим цементом. При цьому рудна речовина (гематит) дрібнозерниста, утворює скупчення (агрегати), за розміром близькі до уламків кварцу (рис. 11). Гематит у відбитому світлі сріблясто-білий, має металевий блиск, немагнітний (у протолочці концентрується в I електромагнітній фракції).

Кристали циркону філітового сланцю (пр. 24/10) подібні до кристалів циркону філітоподібного сланцю (пр. 23/10), але ще дрібніші, значна кількість кристалів метаміктизована (темні в катодолюмінесценції, рис. 12).

Результати U-Pb ізоотопного датування центральних ділянок кристалів циркону з філіто-

Таблиця 4. Результати уран-свинцевого ізотопного датування цирконів із філітового сланцю саксаганської світи, пр. 24/10
 Table 4. Results of the uranium-lead isotope dating of zircons from the phyllite shale of the Saksagan Suite, sample 24/10

Number	Contents, ppm		Th U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ , %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ , %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ , %	ρ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ , Ma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ , Ma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ , Ma	Conc., %
	U	Th															
1	23	15	0.63	0.5884	0.0222	18.04	0.669	0.22343	0.0045	0.95	2983	34	2992	12	3005	6	99
4	6	6	1.00	0.2830	0.0432	4.58	0.506	0.11900	0.0152	0.75	1600	210	1744	88	1920	220	83
5	31	26	0.87	0.6080	0.0244	18.72	0.789	0.22459	0.0046	0.99	3059	48	3027	23	3013	6	102
6	24	20	0.85	0.6253	0.0236	19.94	0.756	0.23060	0.0047	0.96	3131	35	3088	14	3055	8	102
7	46	24	0.53	0.6216	0.0222	19.80	0.716	0.23040	0.0047	0.87	3116	17	3081	9	3054	7	102
13	22	20	0.91	0.6399	0.0229	22.00	0.813	0.24760	0.0052	0.86	3189	19	3183	12	3168	11	101
18	18	9	0.50	0.6130	0.0241	18.97	0.775	0.22220	0.0046	0.97	3083	44	3039	20	2996	9	103
33	15	14	0.94	0.6252	0.0231	19.81	0.724	0.22980	0.0047	0.95	3130	29	3085	12	3050	8	103
34	19	19	0.96	0.6271	0.0234	20.13	0.744	0.23033	0.0047	0.95	3138	32	3098	12	3054	5	103
35	33	23	0.72	0.5798	0.0210	16.90	0.610	0.21069	0.0043	0.92	2948	22	2929	9	2910	7	101
37	41	25	0.61	0.6161	0.0222	20.16	0.724	0.23637	0.0048	0.93	3094	20	3099	8	3095	5	100
38	39	9	0.24	0.6798	0.0244	25.97	0.935	0.27620	0.0056	0.86	3344	21	3345	8	3341	6	100
39	46	24	0.51	0.6957	0.0248	26.83	0.972	0.27870	0.0058	0.81	3404	17	3380	9	3355	8	101
46	13	5	0.39	0.6354	0.0237	20.90	0.798	0.23720	0.0049	0.94	3171	33	3134	15	3100	9	102
53	18	18	1.03	0.6725	0.0255	23.06	0.868	0.24830	0.0051	0.95	3315	37	3229	14	3173	8	104
62	30	22	0.73	0.6002	0.0218	17.77	0.656	0.21377	0.0043	0.93	3030	23	2977	11	2934	6	103
63	7	2	0.33	0.6580	0.0260	24.33	0.937	0.26550	0.0055	0.96	3259	48	3281	16	3279	10	99
64	24	13	0.55	0.6087	0.0222	19.10	0.701	0.22660	0.0047	0.89	3065	25	3047	11	3027	8	101
65	23	10	0.42	0.6164	0.0227	20.15	0.739	0.23520	0.0051	0.61	3095	29	3098	11	3086	13	100
66	13	6	0.50	0.6260	0.0245	20.65	0.836	0.23770	0.0049	0.97	3135	45	3122	20	3106	7	101
68	16	23	1.45	0.6142	0.0223	19.75	0.729	0.23240	0.0049	0.89	3087	23	3079	11	3068	10	101
69	36	19	0.55	0.6597	0.0244	23.94	0.866	0.26330	0.0054	0.92	3266	30	3266	9	3266	6	100
70	37	11	0.30	0.6148	0.0220	20.22	0.721	0.23878	0.0049	0.88	3089	19	3102	7	3111	6	99
74	20	20	0.97	0.6234	0.0235	20.52	0.778	0.23960	0.0050	0.81	3123	34	3116	14	3117	9	100
75	24	42	1.77	0.6351	0.0229	19.93	0.711	0.22860	0.0047	0.87	3170	21	3088	7	3041	8	104
76	45	18	0.40	0.6019	0.0228	18.76	0.718	0.22704	0.0046	0.97	3037	35	3029	15	3031	6	100
77	13	1	0.04	0.5860	0.0248	19.19	0.787	0.23820	0.0051	0.95	2974	58	3051	21	3107	11	96
78	47	33	0.70	0.6179	0.0229	19.64	0.725	0.23180	0.0047	0.93	3101	30	3074	11	3064	7	101
79	88	53	0.60	0.6018	0.0220	19.33	0.711	0.23420	0.0047	0.99	3037	25	3058	11	3080	3	99

80	25	10	0.40	0.6212	0.0225	19.65	0.706	0.23134	0.0047	0.93	3115	23	3074	8	3061	6	102
81	28	36	1.28	0.5756	0.0211	16.65	0.607	0.21111	0.0043	0.95	2931	26	2915	10	2913	7	101
85	42	27	0.65	0.6282	0.0237	20.23	0.744	0.23484	0.0048	0.94	3142	35	3105	10	3085	6	102
105	43	15	0.34	0.6354	0.0230	22.30	0.797	0.25550	0.0052	0.93	3171	23	3197	7	3218	7	99
119	29	40	1.40	0.6234	0.0239	19.91	0.740	0.23000	0.0048	0.92	3123	39	3087	12	3051	10	102
121	84	82	0.97	0.5968	0.0221	19.26	0.709	0.23225	0.0047	0.93	3016	29	3055	11	3067	6	98
122	29	11	0.38	0.5571	0.0210	17.46	0.649	0.22547	0.0046	0.98	2855	32	2960	12	3019	6	95
123	36	23	0.65	0.6079	0.0224	19.54	0.715	0.23121	0.0047	0.97	3061	28	3069	10	3060	4	100
125	68	53	0.78	0.5834	0.0210	17.03	0.610	0.20980	0.0042	0.98	2962	20	2937	7	2903	5	102
126	82	53	0.65	0.6047	0.0217	18.19	0.650	0.21621	0.0044	0.90	3049	20	3000	7	2952	6	103
128	52	15	0.29	0.5990	0.0270	18.97	0.780	0.22780	0.0049	0.98	3024	68	3039	21	3036	13	100
129	51	49	0.96	0.6192	0.0227	19.71	0.724	0.23070	0.0047	0.92	3106	27	3077	11	3056	8	102
130	62	10	0.16	0.6332	0.0227	22.89	0.823	0.25978	0.0052	0.96	3162	19	3222	8	3245	4	97
131	17	5	0.28	0.5880	0.0229	18.81	0.719	0.23060	0.0049	0.95	2979	42	3032	15	3055	11	98
132	55	46	0.84	0.5915	0.0217	17.11	0.613	0.20870	0.0043	0.88	2995	27	2941	7	2895	9	103
137	42	16	0.37	0.5763	0.0205	16.93	0.603	0.21365	0.0043	0.90	2934	16	2931	6	2933	6	100
140	14	16	1.10	0.6510	0.0253	22.00	0.850	0.24480	0.0051	0.96	3230	44	3183	16	3150	9	103
143	39	34	0.87	0.5632	0.0202	18.74	0.673	0.24247	0.0049	0.90	2880	19	3029	8	3136	6	92
144	17	9	0.55	0.5940	0.0251	20.00	0.849	0.24550	0.0052	0.95	3004	56	3090	23	3155	11	95
154	57	24	0.43	0.6330	0.0243	19.05	0.699	0.22050	0.0046	0.93	3160	41	3044	11	2984	10	106
157	40	11	0.28	0.5416	0.0200	16.94	0.643	0.22956	0.0047	0.96	2790	26	2931	14	3048	5	92
159	73	31	0.43	0.5833	0.0224	18.61	0.691	0.23290	0.0049	0.96	2962	37	3022	12	3071	10	96
160	38	2	0.07	0.6405	0.0241	19.69	0.737	0.22510	0.0047	0.93	3190	35	3076	13	3017	9	106
163	23	13	0.55	0.6313	0.0231	21.14	0.791	0.24510	0.0050	0.94	3155	26	3145	13	3152	7	100
164	47	11	0.24	0.6056	0.0218	19.29	0.694	0.23199	0.0047	0.97	3052	20	3056	8	3065	3	100
166	48	38	0.79	0.5850	0.0254	18.23	0.804	0.22651	0.0046	0.98	2968	60	3001	26	3027	7	98
167	73	78	1.07	0.4619	0.0178	14.82	0.576	0.23338	0.0047	0.99	2448	33	2803	16	3075	4	80
169	67	25	0.37	0.6429	0.0244	23.08	0.873	0.25990	0.0054	0.92	3200	37	3230	14	3247	9	99
171	14	3	0.24	0.6095	0.0227	19.77	0.767	0.23450	0.0050	0.93	3068	31	3080	16	3082	12	100

Примітка. 58 аналізів із 119.
Note. 58 analyzes from 119.

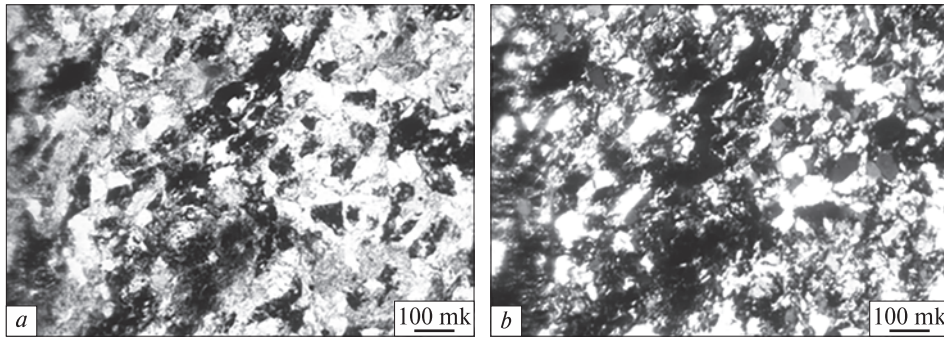


Рис. 11. Мікрофотографія філітового сланцю, пр. 24/10, лівий беріг р. Саксагань (палеорусл) в районі рудоуправління ім. Кірова, просвічуючий мікроскоп: *a* — при одному ніколі, *b* — ніколі +

Fig. 11. Microphotograph of phyllite shale, sample 24/10, left bank of the Saksagan River (paleovalley) near of the Kirov mining administration building, transmitted light: *a* — parallel analysers, *b* — crossed analysers

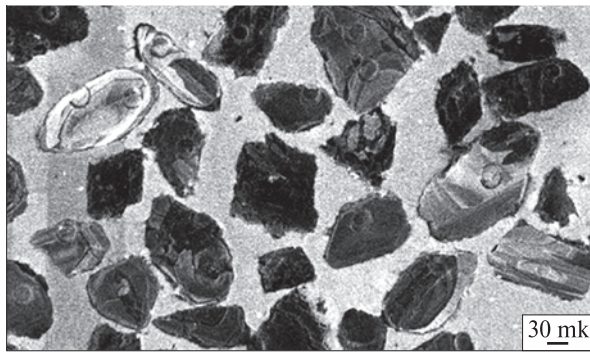


Рис. 12. Мікрофотографії кристалів циркону із філітового сланцю, пр. 24/10. Катодолумінесцентні зображення

Fig. 12. Microphotograph of zircon crystals from phyllite shale, sample 24/10. CL images

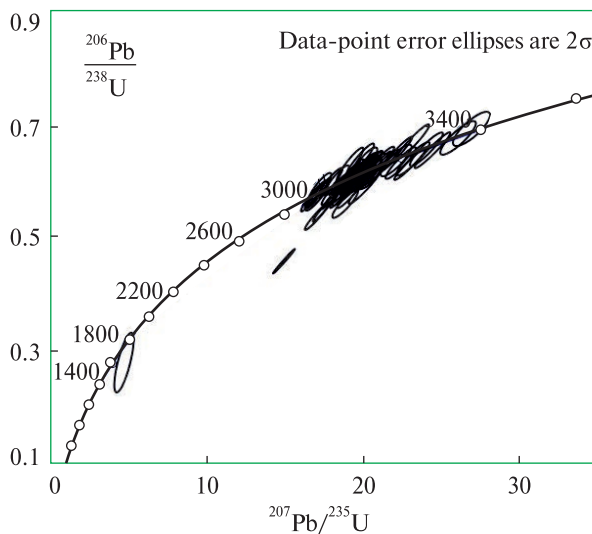


Рис. 13. Уран-свинцева діаграма з конкордією для кластогенних ядер у кристалах циркону із філітового сланцю, пр. 24/10

Fig. 13. U-Pb concordia diagram for clastogene cores in zircon grains from phyllite shale, sample 24/10

вого сланцю (пр. 24/10) є в табл. 4 та на рис. 13 (із 119 виконаних аналізів наведено лише 58, конкордантність яких була не нижчою 80 %). Більше 50 % кристалів циркону зі сланцю мають дискордантність понад 20 %, характерно, що як і в інших породах, більш дискордантними виявилися кристали з вищим вмістом урану. Вміст останнього в цілому варіює від 357 до 5 ppm, тоді як для найбільш конкордантних — від 82 до 6 ppm (див. табл. 4). Вік за ізотопним співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для усіх проаналізованих кристалів, за винятком одного (вік якого становить 1920 млн pp.), варіює в межах 3355—2895 млн pp. (табл. 4). Серед кластогенних кристалів циркону зі сланцю виявлено чотири кристали віком близько 2,9 млрд pp. (табл. 4). Такий вік (близько 2,91 млрд pp.) мають циркони гранітоїдів Кудашівського масиву Придніпров'я [11].

Обговорення та висновки. Близькі значення віку більшості кристалів кластогенного циркону метапісковиків, філітоподібного сланцю скелюватської світи, поширених в одному зі стратотипових розрізів скелюватської світи (лівий борт долини р. Інгулець, західніше парку відпочинку в житловому масиві ПівднГЗК), та філітового сланцю саксаганської світи (лівий борт р. Саксагань (палеорусл) в районі рудоуправління ім. Кірова), дають змогу припустити єдине джерело (джерела) кластогенного матеріалу. Водночас варто вказати на деякі відмінності. По-перше, на відміну від метапісковиків, у сланцях ми не виявили навіть поодиноких зерен монациту. По-друге, в сланці (пр. 23/10) присутні кристали циркону зі значно вищим вмістом урану (в 6 кристалах понад 150 ppm (табл. 3)), порівняно з метапіс-

ковиком (пр. 20/10). У філітоподібному сланці значна частина кристалів (12 із 27 проаналізованих) виявилися дискордантними (конкордантність менше 80 %), що, можливо, обумовлено пізнішими накладеними процесами (очевидно сланці зазнали інтенсивнішої деформації ніж метапісковики (порівняйте рис. 2 і 8)). Значна кількість кристалів (понад 50 %) виявилися дискордантними в метапісковіку (пр. 22/10) верхньої частини розрізу скелюватської світи. Саме ці кристали характеризуються відносно високим вмістом урану (200—500 ppm і більше). Дещо менший вміст урану виявлено в кластогенних кристалах циркону філітового сланцю (пр. 24/10) саксаганської світи (не вище 357 ppm), що може свідчити про деякі зміни в речовині джерела кластогенного матеріалу з часом.

Загалом конкордантні та субконкордантні кристали циркону (зі ступенем конкордантності більше 80 %) в усіх досліджених нами пробах, виявляють відносно невеликий діапазон варіацій ізотопного віку, від 3,0 до 3,3 млрд рр., який повністю відповідає діапазону, визначеному для мезоархейських порід Середньопридніпровського району Українського щита. Саме ці породи поширені в районі і складають фундамент, на якому накопичувалися відклади Криворізької структури. Було також виявлено декілька більш давніх кристалів, віком близько 3,4 млрд рр.

Найбільший інтерес становить група наймолодших кристалів, оскільки саме вона ви-

значає максимальний вік накопичення відкладів скелюватської та саксаганської світ криворізької серії. Вік цих кристалів близько 2,9 млрд рр. Слід зазначити, що раніше у [9] на підставі вивчення цирконів з амфіболітів (метабазальтів) новокриворізької світи, зроблено висновок, що вихідні базальти були сформовані не пізніше 2,96 млрд рр. тому, а Криворізька структура була закладена в мезоархеї. Результати наших досліджень підтверджують цей висновок і вказують на те, що накопичення відкладів скелюватської та саксаганської світ відбувалося, вочевидь, близько 2,8—2,9 млрд рр. тому.

Звичайно, вік у 2,9 млрд рр. можна трактувати лише як максимальний, а реальний вік осадо накопичення може бути значно меншим. Утім, наприклад, кварцити родіонівської світи інгуло-інгулецької серії, поширені у так званому Правобережному районі, серед інших містять і кластогенні циркони віком до 2,68 млрд рр. [2]. Якщо осадові породи скелюватської та саксаганської світ, згідно з чинною Кореляційною хроностратиграфічною схемою [6], молодші за 2,68 млрд рр., вони також мали б містити циркони цього віку. Окрім того, породи новокриворізької [17] та саксаганської [12] світ перетнуті інтрузивними тілами гранітів Ганнівського масиву, вік яких було визначено у 2,62 млрд рр. Отже, наші дані не заперечують мезоархейський вік відкладів скелюватської та саксаганської світ Криворізької структури.

ЛІТЕРАТУРА

1. Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Беккер А.Ю. U-Pb возраст (*LA-ICP-MS*) кластогенного циркона глееватской світы Кривбасса (Украинский щит). *Геол. журн.* 2018. № 2. С. 42—57.
2. Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Хоффманн А., Беккер А.Ю. Возраст пород области сноса для кварцитов родионовской світы ингуло-ингулецькой серии (Желтянский участок Правобережного района). *Допов. НАН України.* 2019. № 12. С. 65—74.
3. 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). *Зб. наук. пр. УкрДГПІ.* 2008. № 1. С. 9—23.
4. Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В., Дьюйм Б. Генезис та вік циркону із "латівського" горизонту криворізької серії Українського щита. *Мінерал. журн.* 2011. 33, № 1. С. 30—40.
5. Ємець О.В., Пономаренко О.М., Кюні М., Петріченко К.В., Щербак Д.М., Сінелю С. Мінералого-геохімічні особливості та вік уранового зруденіння альбітітів Кіровоградського блоку на прикладі Новокосянтинівської урановорудної ділянки (Новоукраїнський гранітний масив, Український щит). *Мінерал. журн.* 2007. 29, № 2. С. 102—110.
6. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (поясн. зап.). К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, М.П. Щербак, Є.Б. Глеваський, В.М. Скобелев, А.С. Дранник, М.В. Гейченко. УкрДГПІ, НСК України. Київ, 2004. 29 с.
7. Паранько І.С., Стеценко В.В., Бутирін В.К., Козар М.А. Путівник геологічних екскурсій IV наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України (8—12 жовт. 2007 р.). Дніпропетровськ, 2007. 62 с.

8. Самсонов А.В., Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Чернышев И.В. Геохронология архейского акульского комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита. *Петрология*. 1993. **1**, № 1. С. 29–49.
9. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Сергеев С.А. Генезис та вік циркону із амфіболіту новокриворізької світи Криворізької структури. *Мінерал. журн.* 2011. **33**, № 3. С. 69–76.
10. Степанюк Л.М., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І., Висоцький О.Б. Уран-свинцевий вік клас-тогенного монациту із метапісковика скелюватської світи Криворізької структури. *Мінерал. журн.* 2011. **33**, № 4. С. 80–90.
11. Степанюк Л.М., Курило С.І. Геохімія двопольовошпатових гранітоїдів Середнього Придніпров'я. Київ: Наук. думка, 2019. 207 с.
12. Тіхлівець С.В. Мінеральний склад зон контакту дайки граніту та порід залізно-кремнистої формації Криворізького басейну. *Proc. of the Int. Sci. Conf. "International Trends in Science and Technology"* (October 17, 2017, Warsaw, Poland), С. 4–7.
13. Шестопалова Е.Е., Степанюк Л.М., Довбуш Т.И., Котвицкая И.Н. Уран-свинцовый возраст циркона гранитоидов Корсунь-Новомиргородского плутона (Ингульский мегаблок УЩ). *Мінерал. журн.* 2014. **36**, № 4. С. 95–106.
14. Шестопалова Е.Е., Степанюк Л.М., Довбуш Т.И., Котвицкая И.Н. Изотопный возраст циркона габброидов Городищенского массива (Корсунь-Новомиргородский плутон, Ингульский мегаблок УЩ). *Мінерал. журн.* 2015. **37**, № 2. С. 63–75.
15. Шумлянський Л.В. Постколізійний мафіт-ультрамафітовий магматизм Українського щита і кімберлітоутворення. *Зб. тез Міжнар. наук. конф. "Моделі утворення алмазу та його корінних джерел. Перспективи алмазостроївності Українського щита і суміжних територій"*, Київ, 11–13 верес. 2012. С. 226–227.
16. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко А.Н., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989. 144 с.
17. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наук. думка, 2005. 243 с.
18. Claesson S., Bibikova E., Shumlyansky L., Dhuime B., Hawkesworth C. The oldest crust in the Ukrainian Shield — Eoarchean U-Pb ages and Hf-Nd constraints from enderbites and metasediments. Eds. Van Kranendonk, N.M.W., Parman, S., Shirey, S., Clift, P.D. *Continent Formation Through Time. Geological Society, London, Special Publ.*, 2015. **389**. С. 227–259.
19. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precam. Res.* 2017. **292**. P. 216–239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
20. Shumlyansky L., Mitrokhin O., Billström K., Ernst R., Vishnevskaya E., Tsymbal S., Cuney M., Soesoo A. The ca. 1.8 Ga mantle plume related magmatism of the central part of the Ukrainian shield. *GFF*. 2016. **138**. P. 86–101.
21. Shumlyansky L., Ernst R., Söderlund U., Billström K., Mitrokhin O., Tsymbal S. New U-Pb ages for mafic dykes in the Northwestern region of the Ukrainian shield: coeval tholeiitic and jotunitic magmatism. *GFF*. 2016. **138**. P. 79–85.

Надійшла 23.03.2020

REFERENCES

1. Artemenko, G.V., Shumlyansky, L.V. and Bekker, A.Yu. (2018), *Geol. zhurn.*, No. 2, Kyiv, UA, pp. 42-57 [in Russian].
2. Artemenko, G.V., Shumlyansky, L.V., Hoffmann, A. and Bekker, A.Yu. (2019), *Dopov. Nac. akad. nauk Ukr.*, No. 12, Kyiv, UA, pp. 65-74 [in Russian].
3. Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Serheev, S.A. and Presniakov, S.L. (2008), *Zb. nauk. pr. UkrDGRI*, No. 1, Kyiv, UA, pp. 9-23 [in Ukrainian].
4. Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Paranko, I.S., Ponomarenko, O.M., Shumlyansky, L.V. and Dhuime, B. (2011), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 33, No. 1, Kyiv, UA, pp. 30-40 [in Ukrainian].
5. Emetz, O.V., Ponomarenko, O.M., Cuney, M., Petrichenko, K.V., Shcherbak, D.M. and Sinelu, S. (2007), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 29, No. 2, Kyiv, UA, pp. 102-110 [in Ukrainian].
6. Yesypchuk, K.Yu., Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Shcherbak, M.P., Glevaskiy, E.B., Skobelev, V.M., Drannik, V.S. and Geichenko, M.V. (2004), *Correlated chronostratigraphic scheme of Early Precambrian of the Ukrainian Shield (scheme and explanatory note)*, UkrSGRI, NSC Ukraine, Kyiv, UA, 29 p. [in Ukrainian].
7. Paranko, I.S., Stetsenko, V.V., Butyrin, V.K. and Kozar, M.A. (2007), *Putivnyk heolohichnoi ekskursii IV naukovyrovnychoyi narady heolohiv-zyomshchkyiv Ukrayiny, 8-12 zhovtnia 2007 r.*, Dnipropetrovsk, UA, 62 p. [in Ukrainian].
8. Samsonov, A.V., Pukhtel, I.S., Zhuravlev, D.Z. and Chernyshev, I.V. (1993), *Petrologiya*, Vol. 1, No. 1, RU, pp. 29-49 [in Russian].
9. Stepanyuk, L.M., Bobrov, O.B., Paranko, I.S., Ponomarenko, O.M. and Serheev, S.A. (2011), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 33, No. 3, Kyiv, UA, pp. 69-76 [in Ukrainian].

10. Stepanyuk, L.M., Paranko, I.S., Ponomarenko, O.M., Dovbush, T.I. and Vysotsky, O.B. (2011), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 33, No. 4, Kyiv, UA, pp. 80-90 [in Ukrainian].
11. Stepanyuk, L.M. and Kurylo, S.I. (2019), *Geochemistry of two-feldspar granitoids of the Middle Dnieper area*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 207 p. [in Ukrainian].
12. Tikhlyvets, S.V. (2017), *Proc. of the Int. Sci. Conf. "International Trends in Science and Technology"*, Warsaw, October 17, 2017, Warsaw, Poland, pp. 4-7 [in Ukrainian].
13. Shestopalova, E.E., Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I. and Kotvitskaya, I.N. (2014), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 36, No. 4, Kyiv, UA, pp. 95-106 [in Russian].
14. Shestopalova, E.E., Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I. and Kotvitskaya, I.N. (2015), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 37, No. 2, Kyiv, UA, pp. 63-75 [in Russian].
15. Shumlyansky, L.V. (2012), *Abstract volume of the Int. sci. conf. "Models of formation of diamond and its source rocks"*, Kyiv, Septem. 11-13, 2012, UA, pp. 226-227 [in Ukrainian].
16. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Bartnitskiy, Ye.N., Verkhoglyad, V.M., Komaristyy, A.A., Lesnaya, I.M., Mitskevich, N.Yu., Ponomarenko, O.M., Skobelev, V.M. and Shcherbak, D.N. (1989), *Geochronological scale of the Precambrian of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 144 p. [in Russian].
17. Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M. and Ponomarenko, A.N. (2005), *Geochronology of Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Archean*, Nauk. dumka publ., Kyiv, UA, 244 p. [in Russian].
18. Claesson, S., Bibikova, E., Shumlyansky, L., Dhuime, B. and Hawkesworth, C. (2015), *Continent Formation Through Time*, in Van Kranendonk, N.M.W., Parman, S., Shirey, S. and Clift, P.D. (eds), *Geological Society, London, Special Publ.*, Vol. 389, pp. 227-259.
19. Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billström, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, M. and Bilan, O. (2017), *Precam. Res.*, Vol. 292, pp. 216-239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
20. Shumlyansky, L., Mytrokhyn, A., Billström, K., Ernst, R., Vishnevskaya, E., Tsymbal, S., Cuney, M. and Soesoo, A. (2016), *GFF*, Vol. 138, pp. 86-101.
21. Shumlyansky, L., Ernst, R., Söderlund, U., Billström, K., Mitrokhyn, O. and Tsymbal, S. (2016), *GFF*, Vol. 138, pp. 79-85.

Received 23.03.2020

L.M. Stepanyuk, DrSc (Geology), Corresponding Member of NAS of Ukraine, Prof., Deputy Director. M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine 34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua

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

L. Shumlyansky, DrSc (Geology), Senior Research Fellow.

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

E-mail: lshumlyansky@yahoo.com

<http://orcid.org/0000-0002-6775-4419>

A. Hoffmann, PhD (Geology), Graduate Student. University of California, Department of Earth Sciences 900, University Ave., Riverside, USA, CA 92521

E-mail: ahoff003@ucr.edu

M. Hofmann, PhD (Geology), Head of the Lab. Senckenberg Naturhistorische Sammlungen, Dresden, Germany

E-mail: mandy.hofmann@senckenberg.de

Scopus ID: 35334126200

A. Kovalick, PhD (Geology), Graduate Student. University of California, Department of Earth Sciences 900, University Ave., Riverside, USA, CA 92521

E-mail: fkova001@ucr.edu

A. Bekker, PhD (Geology), Prof. University of California, Department of Earth Sciences

900, University Ave., Riverside, USA, CA 92521

E-mail: andreyb@ucr.edu

<http://orcid.org/0000-0002-1154-0585>

ON THE MESOARCHEAN AGE OF DETRITAL ZIRCONS FROM META-TERRIGENOUS ROCKS OF THE SKELYUVATKA AND SAKSAGAN SUITES OF THE KRYVYI RIH STRUCTURE, ACCORDING TO THE RESULTS OF U-Pb DATING

Convincing geochronological data regarding the time of accumulation of deposits that fill the Kryvyi Rih structure, Ukraine, are still lacking, and in the current Chronostratigraphic chart they are attributed to the Paleoproterozoic. Thus, dating of detrital minerals that allows determination of the maximum age of sedimentation, is especially important. The paper presents results of the U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from two quartzite and two phyllite samples from the Kryvyi Rih structure.

Three of these samples are from metaterrigenous sediments of the Skelyuvatka Suite, whereas one sample was collected from the Saksagan Suite. The study was carried out applying LA-ICP-MS method. Most of the obtained results are highly discordant due to the high degree of metamictization caused by high concentrations of Th and U. Only results of U-Pb dating with the degree of concordance higher than 80% were further considered. Zircons from all four samples yielded ages that fall within a narrow interval of 2.9-3.3 Ga that corresponds to the age of the basement rocks of the Middle Dnieper Domain that underlies the Kryvyi Rih structure. The youngest measured age of ca. 2.9 Ga corresponds to the maximum sedimentation age of the Saksagan and Skelyuvatka Suites. Within error this age also corresponds to the age of detrital monazite (2.85 Ga) found earlier in sandstones of the Skelyuvatka Suite. It is somewhat younger than the age of metamorphosed basalts of the New Kryvyi Rih Suite (2.96 Ga), whose outpouring indicated initial formation of the Kryvyi Rih structure. The earlier defined age of granites of the Hannivka massif (2.68 Ga) that cut through deposits of the New Kryvyi Rih and Saksagan suites, also confirms their at least Neoproterozoic age. Currently available geochronological data indicate Meso- to Neoproterozoic deposition age of the New Kryvyi Rih, Skelyuvatka and Saksagan suites.

Keywords: Kryvyi Rih structure, detrital zircons, LA-ICP-MS, Skelyuvatka Suite, Saksagan Suite.