

УДК 550.93(477)

Л.М. Степанюк<sup>1</sup>, С.І. Курило<sup>1</sup>, О.Б. Бобров<sup>1</sup>,  
О.М. Пономаренко<sup>1</sup>, С.А. Сергєєв<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М.П. Семененка НАН України  
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34  
E-mail: stepanyuk@igmof.gov.ua

<sup>2</sup> Центр ізотопних досліджень ВСЕГЕІ ім. А.П. Карпинського  
199106, м. Санкт-Петербург, В.О., Росія, Середній пр., 74

## УРАН-СВИНЦЕВА РАДІОГЕОХРОНОЛОГІЯ ЗА ЦИРКОНОМ ГРАНІТОЇДІВ КУДАШІВСЬКОГО МАСИВУ (СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Кудашівський масив займає центральну частину однойменного купола. Він знаходиться поблизу Верхівцевської зеленокам'яної структури й обрамлений породами, що її виповнюють з усіх боків, окрім південного заходу. Масив має ізометричну форму і визначається як діапір, накладений на плагіограніти. Гранітоїди Кудашівського масиву належать до демуринського комплексу, вони утворились за рахунок дніпропетровського та саксаганського комплексів і давнього метаморфічного субстрату. Досліджено два головні петротипи гранітоїдів Кудашівського масиву — порфіроподібний гранодіорит і рівномірнозернистий граніт. Вік гранітоїдів визначали за цирконом на іон-іонному мікрозонді "SHRIMP-II". Для циркону із порфіроподібного гранодіориту (пр. КД-1) за верхнім перетином конкордії дискордією отримано значення віку  $2906,8 \pm 6,1$  млн рр. Внаслідок вивчення уран-свинцевої ізотопної системи майже для усіх зон росту цирконів із граніту (пр. КД-2) отримано практично конкордантні значення віку, але на відміну від порфіроподібного гранодіориту (пр. КД-1) дати утворюють чотири вікові групи, млн рр.: 3100, 3032—3030,  $2910 \pm 8$  і 2840—2811. Дату 3032—3030 млн рр. отримано для циркону ядер і вона, вірогідно, характеризує вік протоліту. Для циркону другої генерації, що характеризується концентричною ("магматичною") зональністю, за верхнім перетином конкордії дискордією отримано вік  $2905,5 \pm 4,2$  млн рр., який, на нашу думку, відображає час формування граніту. Отримана дата узгоджується з датою цирконів із порфіроподібного гранодіориту (пр. КД-1)  $2906,8 \pm 6,1$  млн рр. Четверту групу дат отримано для периферійних ділянок кристалів, їх дещо менший вік може бути зумовлений як пізнішим наростанням датованих частин цирконів, так і дифузійними втратами свинцю. Останнє більш імовірно, з огляду на їх значну дискордантність.

**Вступ.** Гранітоїди Кудашівського масиву належать до демуринського комплексу [3], як і автохтонні двопольовошпатові гранітоїди. Останні, на думку В.І. Орси [4], утворились внаслідок переробки давнього метаморфічного субстрату і плагіогранітоїдів дніпропетровського та саксаганського комплексів головним чином у результаті накладеної порфіробластичної мікроклінізації.

Вважається, що вік Кудашівського масиву, як і демуринського комплексу в цілому, серед-

ньоархейський [6] — 2850 млн рр. Однак до цього часу не виконано радіогеохронологічні визначення часу його формування, що й послужило приводом для наших досліджень.

Власне Кудашівський масив займає центральну частину однойменної купольної структури і складає східну частину Демуринського підняття. Купольна структура має ізометричну форму та обрамлена зеленокам'яними породами конкської серії з півночі, сходу та південного сходу. Це реювінізований діапір, складений утвореннями формації діатектичних плагіогранітоїдів з реліктовими фрагментами тоналітогнейсів та супракрystalних

© Л.М. СТЕПАНЮК, С.І. КУРИЛО, О.Б. БОБРОВ,  
О.М. ПОНОМАРЕНКО, С.А. СЕРГЄЄВ, 2013

порід аульської серії. Кудашівські гранітоїди є вторинними по відношенню до цих утворень, про що однозначно свідчать геологічні відомості. Кудашівські гранітоїди молодші й від основних вулканітів сурської світи конкської серії, що підтверджується явищами польовошпатового порфіробластезу в приконтактних ділянках сурських метабазитів [2].

Головну роль у складі Кудашівського масиву відіграють сірі й рожево-сірі рівномірнозернисті граніти та двопольовошпатові біотитові гранодіорити й граніти, порфіроподібний вигляд яких обумовлений ідіоморфними таблитчастими виділеннями польового шпату розміром в середньому 1,5–3,0 см у довжину та 0,5 см — у ширину. Рівномірнозернисті граніти утворились пізніше порфіроподібних, оскільки вони зрізують елементи лінійності в порфіроподібних гранітах (рис. 1). Обмежено розвинені амфібол-біотитові гранодіорити наявні серед біотитових різновидів у вигляді нечітко виражених смуг або виокремлень [2].

Серед порфіроподібних гранітів трапляються тіла біотитових гранітів та гранодіоритів, що за мінералого-геохімічними ознаками дуже близькі до порфіроподібних і, безсумнівно, пов'язані з ними генетично.

Нечисленні включення давніших утворень у Кудашівському масиві представлені окварцьованими й епідотизованими амфіболітами й гранітоїдами, що за складом відповідають тронд'ємітам — тоналітам, зрідка — кварцовим діоритам. За деякими ознаками вони по-



Рис. 1. Січний контакт рівномірнозернистого граніту і порфіробластичного гранодіориту

Fig. 1. Secant equigranular granite contact in relation to the porphyroblastic granodiorite

дібні до утворень формації діатектичних плагіогранітоїдів [4, 5].

**Методика ізотопних досліджень.** Для визначення віку гранітоїдів Кудашівського масиву локальним уран-свинцевим ізотопним методом нами датовано циркони на іон-іонному мікрозонді "SHRIMP-II" у Центрі ізотопних досліджень ВСЕГЕІ (С.-Петербург, Росія). Підготовка проб та методика датування описані нами раніше [1].

**Результати досліджень та їх інтерпретація.** Для радіогеохронологічних досліджень було відібрано гранітоїди з Кудашівського кар'єру, розташованого з південно-західного боку поблизу с. Кудашівка. Вони представлені сірим порфіроподібним гранодіоритом (пр. КД-1) і сірим рівномірнозернистим гранітом

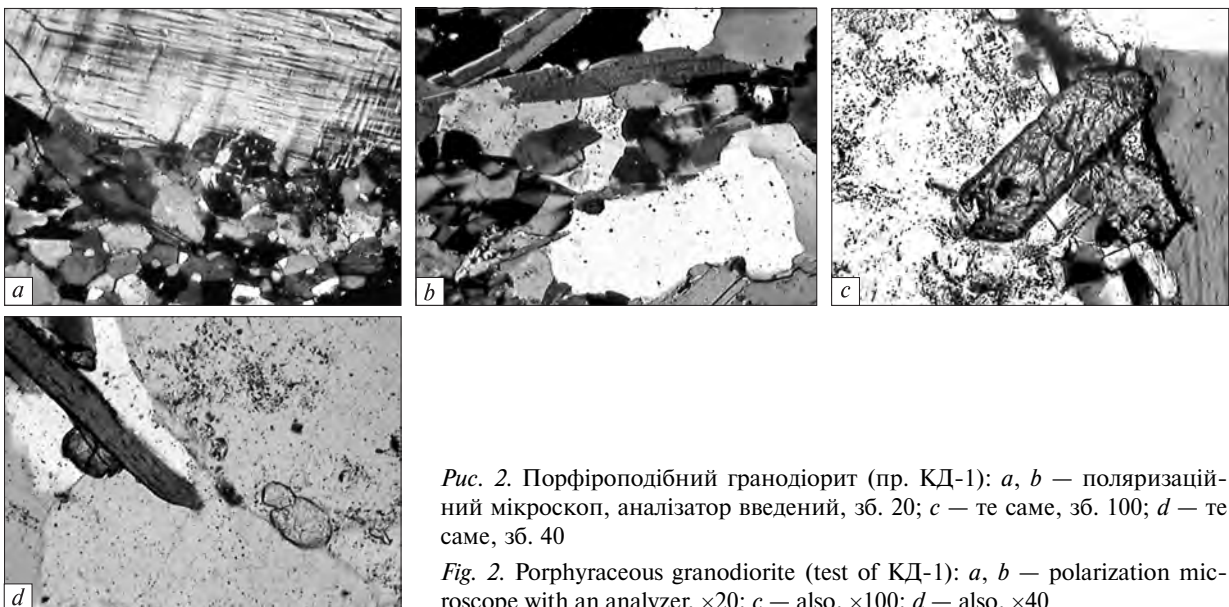


Рис. 2. Порфіроподібний гранодіорит (пр. КД-1): a, b — поляризаційний мікроскоп, аналізатор введений, зб. 20; c — те саме, зб. 100; d — те саме, зб. 40

Fig. 2. Porphyroblastic granodiorite (test of КД-1): a, b — polarization microscope with an analyzer,  $\times 20$ ; c — also,  $\times 100$ ; d — also,  $\times 40$

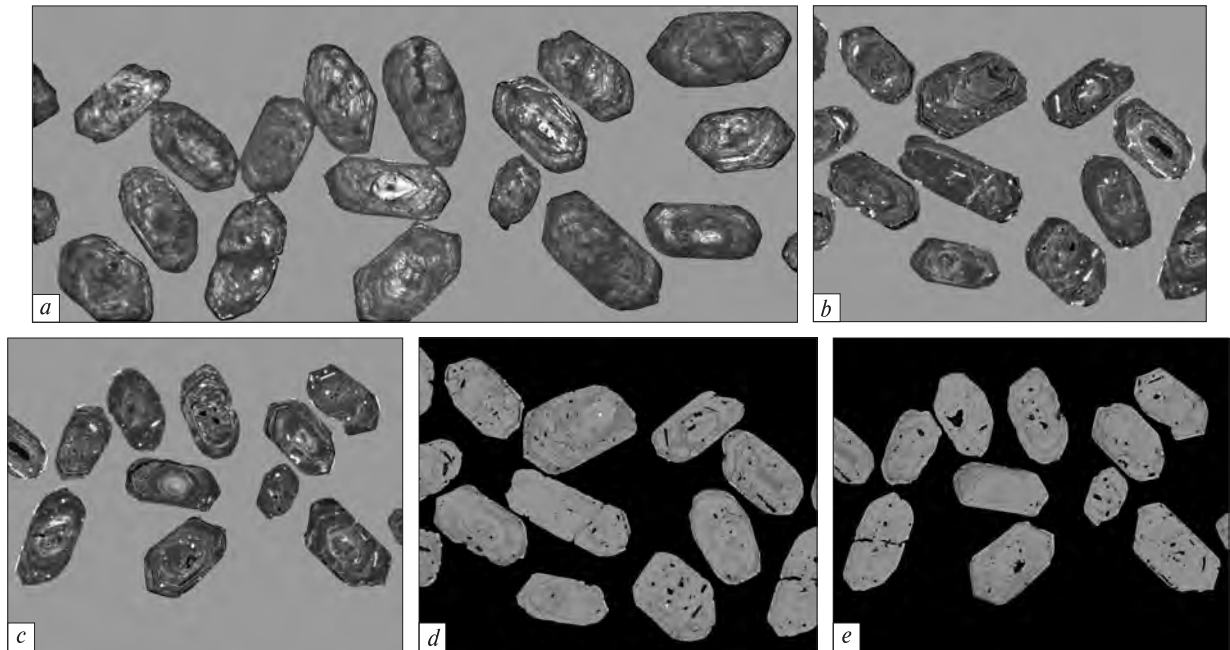


Рис. 3. Кристали циркону із порфіроподібного гранодіориту (пр. КД-1): *a* — поляризаційний мікроскоп, наскрізне світло, ніколи паралельні, зб. 200; *b–e* — растровий електронний мікроскоп; *b, c* — катодолумінесценція; *d, e* — режим BSE

Fig. 3. Zircon crystals from porphyroic granodiorite (test of КД-1): *a* — polarization microscope, transmitted light, parallel nicols,  $\times 200$ ; *b–e* — scanning electron microscope; *b, c* — cathodoluminescence; *d, e* — regime BSE

(пр. КД-2). З цих порід виділено монофракції цирконів.

*Гранодіорит порфіроподібний (сфен-, амфіболемісний)* (пр. КД-1) характеризується сірим забарвленням, подеколи дещо світлішим чи темнішим (рис. 1). Текстура його планпаралельна, обумовлена однаправленістю лусок біотиту та зерен рогової обманки. Ці ж мінерали зумовлюють й такситову текстуру.

Мінеральний склад породи, %: головні — плагіоклаз (№ 20–22) — 45, гратчастий мікроклін — 15, кварц — 20, біотит — 10; другорядні — рогова обманка — 3, сфен — 2, епідот — 1; акцесорні — ортит, апатит, циркон; вторинні — мусковіт, серицит, хлорит.

Структура породи порфіроподібна з нерівномірнотзернистою дрібно-середньотзернистою основною масою (рис. 2, *a, b*). Порфіроподібні вкраплення представлені таблитчастими зернами мікрокліну, рідше — зернами плагіоклазу розміром 0,8–1,1 см у довжину та 1,6 см — у ширину. Основна маса дрібно-середньотзерниста, з середнім розміром зерен 1,5–2,3 мм, рідше 0,15–0,4. Слабо проявлений вплив катаклазу: встановлено розтріскані зерна кварцу, а також хвилясте та блочне загасання кварцу та польових шпатів. У ділянках найінтенсив-

ніших тектонічних перетворень спостерігається незначна рекристалізація силікатів.

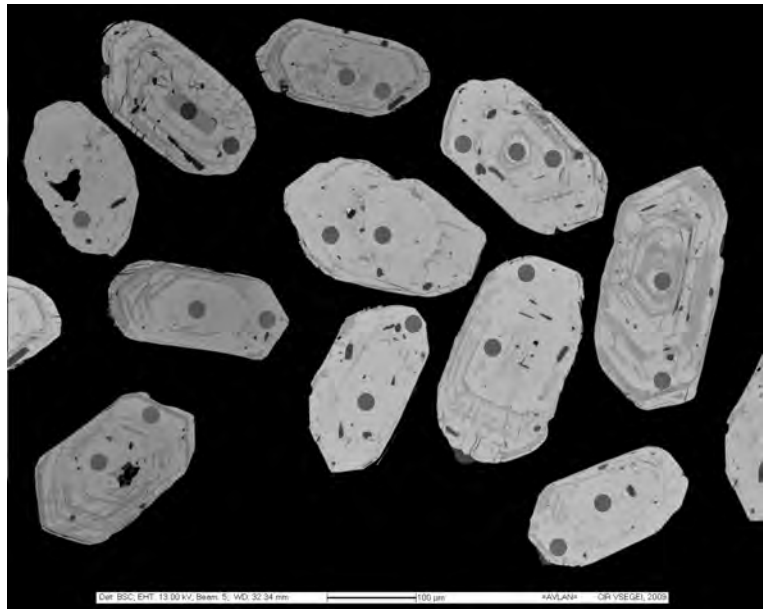
Хімічний склад досліджуваного зразка, %:  $\text{SiO}_2$  — 66,34;  $\text{TiO}_2$  — 0,88;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,68;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,24;  $\text{FeO}$  — 4,43;  $\text{MnO}$  — 0,12;  $\text{MgO}$  — 2,13;  $\text{CaO}$  — 3,36;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,22;  $\text{K}_2\text{O}$  — 3,1;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,16;  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 0,15; в. п. п. — 0,01.

Плагіоклаз у вигляді вкрапленників таблитчастої форми з нерівними краями, розміром  $8 \times 5$  мм, а в основній масі — таблитчастої або неправильної форми розміром  $1,8 \times 0,2$  мм. На границі з мікрокліном плагіоклаз інколи мірмекітизований. Вторинні зміни проявлені слабо як серицитизація, незначна деформованість. Мікроклін має досконалу мікроклінову гратку. У вкрапленниках зерна таблитчастої форми з дещо нерівними краями, розміром 1,6 см, а в загальній масі — ксеноморфні розміром 0,5–1,8 мм, з помітними включеннями округлого кварцу. Кварц у основній масі представлений ксеноморфними, тріщинуватими зернами з хвилястим та блочним загасанням розміром 0,5–0,7 мм.

Біотит представлений скупченнями лусок з чітким плеохроїзмом у коричневих і світло-жовтих кольорах, переважно видовженої форми, інколи з дещо розщепленими краями,

Рис. 4. Кристали циркону із порфіроподібного гранодіориту (пр. КД-1) з ділянками локального U-Pb ізотопного датування, виконаного на іон-іонному мікрозонді "SHRIMP-II", растровий електронний мікроскоп, режим BSE

Fig. 4. Zircon crystals from porphyreous granodiorite (test of КД-1) with the sections of local U-Pb isotopic dating performed on ion-ion microprobe "SHRIMP-II", scanning electron microscope, regime BSE



розміром  $0,7 \times 0,2$  мм, рідше — дрібнішими зернами. Інколи має слабохвилясте згасання. Рогова обманка трав'янисто-зеленого забарвлення з синюватим відтінком поширена у вигляді стовпчастих і ксеноморфних кристалів розміром  $0,2-1,2$  мм. Сфен світло-коричневий, наявний у вигляді зернистих мас, часто асоціює з біотитом та роговою обманкою. Епідот має вигляд дрібних світло-жовтих табличок або зернистих мас, приурочених до біотиту та рогової обманки, інколи у включеннях в польових шпатах, а також в обрамленні ортиту. Мусковіт дрібними лусками заміщує мікроклін, рідше плагіоклаз. Наявні також призматичні кристали апатиту. Ортит сильно вторинно змінений, його монофракція не була виділена, отже для ізотопного датування використали циркон.

Циркон утворює переважно світло-коричневі напівпрозорі, зрідка коричневі непрозорі кристали призматичного габітусу зі скляним блиском. Ще рідше виявлено кристали з наростаннями (присипками) сірувато-білого циркону, переважно на головках кристалів та ребрах, інколи такі наростання охоплюють весь кристал. Огранення складне, обумовлене комбінацією граней обох призм та декількох гострих біпірамід. Характерно, що вершинки та ребра переважної більшості кристалів заокруглені, поверхня граней рівна блискуча, блиск скляний. Близько 10 % кристалів мають дрібноямчасту, шагреневу поверхню граней. У шліфах циркони найчастіше присутні в асоціації з біотитом (рис. 2, с, d).

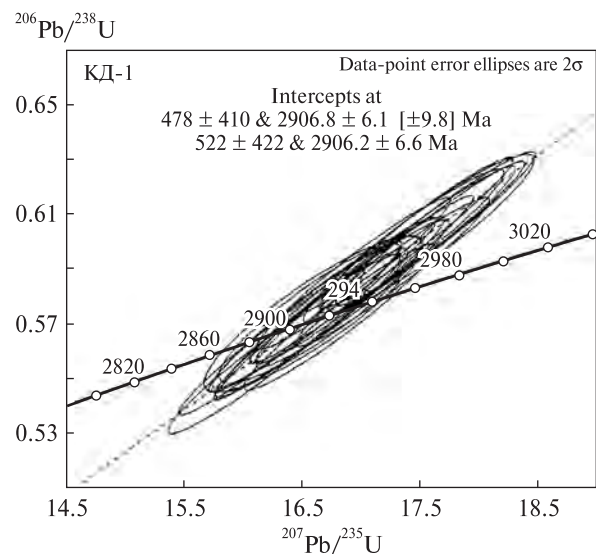


Рис. 5. Уран-свинцева діаграма з конкордією для цирконів із порфіроподібного гранодіориту (пр. КД-1). Вік за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за усіма аналізами (табл. 1) —  $2906,8 \pm 6,1$  млн рр., середньозважене за співвідношенням  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  становить  $2910,7 \pm 4,1$  та  $2906,8 \pm 6,1$  млн рр., якщо вибракувати результат КД1\_11.2

Fig. 5. U-Pb diagram with concordia for the zircons from porphyreous granodiorite (test of КД-1). Age from the over-head crossing of concordia with discordia calculated for all analyses (Table 1) —  $2906.8 \pm 6.1$  Ma weighted mean for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratio —  $2910.7 \pm 4.1$  and  $2906.8 \pm 6.1$  Ma at rejection analysis КД1\_11.2

За вивченням зрізів кристалів циркону за допомогою оптичних мікроскопів (рис. 3, а), відмічається значна неоднорідність їх внутрішньої будови, що обумовлено концентричною зональністю окремих кристалів, присут-

ністю ядер, вірогідно, реліктових, і включеннями таблитчастої та овальної форми, розміщеними хаотично або вздовж граней призми.

Дослідження зрізів кристалів на електронному мікроскопі дозволило спостерігати на деяких цирконах доростання на біпірамідах, які мають світліше забарвлення (рис. 3, *b—e*). Кристали цирконів характеризуються концентричною магматичною зональністю, інколи виявлено ядра овальної форми, зрідка ядра є уламками кристалів. Для визначення віку граніту циркони були датовані на іон-іонному мікросонді "SHRIMP-II".

Результати вивчення уран-свинцевої ізотопної системи в окремих зонах росту кристалів наведені в табл. 1, ділянки аналізу цирконів — на рис. 4, з яких видно, що для усіх зон росту цирконів із гранодіориту (пр. КД-1) отримано практично однакові та конкордантні значення віку. Середньозважене за співвідношенням

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  становить  $2910,7 \pm 4,1$  млн рр. або  $2906,8 \pm 6,1$  за верхнім перетином конкордії дискордією, виняток становить результат КД1-11\_2. Його ми виключили з подальших розрахунків через значні розбіжності з рештою результатів. Дату КД1-11\_2 отримано для центральної ділянки кристала циркону (рис. 4), ця ділянка кристала не могла утворитись пізніше зовнішніх його частин. Тому, враховуючи значну дискордантність аналізу КД1-11\_2 та надзвичайно високий вміст урану, радіоактивний розпад якого міг спричинити метаміктизацію, ми припускаємо, що причиною значного омоложення проаналізованої ділянки кристала КД1-11 могли бути дифузійні втрати свинцю.

За перетином конкордії дискордією, розрахованою за всіма аналітичними даними (табл. 1; рис. 5), отримано вік  $2906,8 \pm 6,1$  млн рр. Таким чином, зважаючи на величину по-

Таблиця 1. Результати аналізу пр. КД-1, одержані на іон-іонному мікросонді "SHRIMP-II"

Table 1. Analytics data from the test КД-1 performed on ion-ion Microprobe "SHRIMP-II"

Номер ділянки аналізу	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	Вміст, ppm			$^{232}\text{Th}$ $^{238}\text{U}$	Ізотопні співвідношення						Вік, млн рр.		Дискордантність, %
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{235}\text{U}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	
КД1_1.1	0,00	1147	397	555	0,36	0,20914	0,47	16,24	2	0,563	1,9	2879 ± 45	2898,9 ± 7,6	1
КД1_1.2	0,00	996	300	503	0,31	0,2088	0,5	16,93	2	0,588	1,9	2981 ± 46	2896,5 ± 8,1	-3
КД1_2.1	0,00	1273	645	622	0,52	0,2109	0,54	16,54	1,9	0,569	1,9	2904 ± 43	2912,1 ± 8,8	0
КД1_2.2	0,01	1984	363	992	0,19	0,2099	0,48	16,84	1,9	0,582	1,8	2957 ± 44	2904,9 ± 7,8	-2
КД1_3.1	0,01	1139	290	560	0,26	0,2095	0,54	16,51	2	0,572	1,9	2915 ± 45	2901,3 ± 8,7	0
КД1_3.2	0,02	1123	172	551	0,16	0,2109	0,55	16,6	1,9	0,571	1,9	2912 ± 44	2912,4 ± 8,9	0
КД1_4.1	0,01	1361	282	649	0,21	0,2107	0,55	16,13	1,9	0,555	1,9	2847 ± 43	2910,9 ± 8,9	2
КД1_4.2	0,00	2070	454	1070	0,23	0,2100	0,49	17,45	1,9	0,603	1,9	3041 ± 45	2905,8 ± 7,9	-4
КД1_5.1	0,00	3921	8470	2030	2,23	0,21168	0,47	17,55	1,9	0,601	1,9	3034 ± 45	2918,5 ± 7,6	-4
КД1_5.2	0,01	1052	313	520	0,31	0,2101	0,91	16,65	2,1	0,575	1,9	2928 ± 44	2906 ± 15	-1
КД1_5.3	0,00	2014	535	1000	0,27	0,2109	0,49	16,85	2,7	0,579	2,6	2946 ± 62	2912,8 ± 8	-1
КД1_6.1	0,02	1969	428	996	0,22	0,2127	0,51	17,26	1,9	0,589	1,9	2984 ± 45	2926 ± 8,2	-2
КД1_6.2	0,01	1381	540	689	0,40	0,2113	0,55	16,92	2	0,581	1,9	2952 ± 45	2915,7 ± 8,9	-1
КД1_7.1	0,03	1138	464	560	0,42	0,2131	0,56	16,81	2	0,572	1,9	2917 ± 44	2929,3 ± 9,1	0
КД1_7.2	0,04	2399	663	1200	0,29	0,2106	0,5	16,90	1,9	0,582	1,9	2957 ± 44	2910,2 ± 8,1	-2
КД1_8.1	0,11	203	139	100	0,71	0,2099	1,1	16,59	2,3	0,573	2	2922 ± 47	2905 ± 17	-1
КД1_8.2	0,02	1657	432	861	0,27	0,2115	0,52	17,62	2	0,604	1,9	3047 ± 46	2917,1 ± 8,5	-4
КД1_9.1	0,01	2040	651	1050	0,33	0,2113	0,51	17,46	2	0,599	1,9	3027 ± 46	2915,5 ± 8,3	-4
КД1_9.2	0,03	1348	418	664	0,32	0,2094	0,56	16,54	2	0,573	1,9	2920 ± 44	2900,6 ± 9,1	-1
КД1_10.1	0,04	1181	406	607	0,35	0,2105	0,61	17,35	2	0,598	1,9	3022 ± 46	2909,2 ± 9,8	-4
КД1_11.1	0,05	664	400	344	0,62	0,2113	0,76	17,55	2,1	0,602	2	3039 ± 47	2916 ± 12	-4
КД1_11.2	0,08	9936	4030	1240	0,42	0,1176	2,3	2,353	3,6	0,1451	2,8	873 ± 23	1920 ± 41	120

П р и м і т к а (тут і у табл. 2). Похибка визначення ізотопних співвідношень —  $1\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  і  $\text{Pb}^*$  — звичайний та радіогенний свинець відповідно. Помилка в стандартному калібруванні складає 0,67 %. Поправку на звичайний свинець уведено на вимірний вміст  $^{204}\text{Pb}$ .

N o t e (here and in Table 2). Error is  $1\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  and  $\text{Pb}^*$  — indicate the common and radiogenic portions respectively. Error in Standard calibration is 0.67 %. Common Pb corrected using measured  $^{204}\text{Pb}$ .

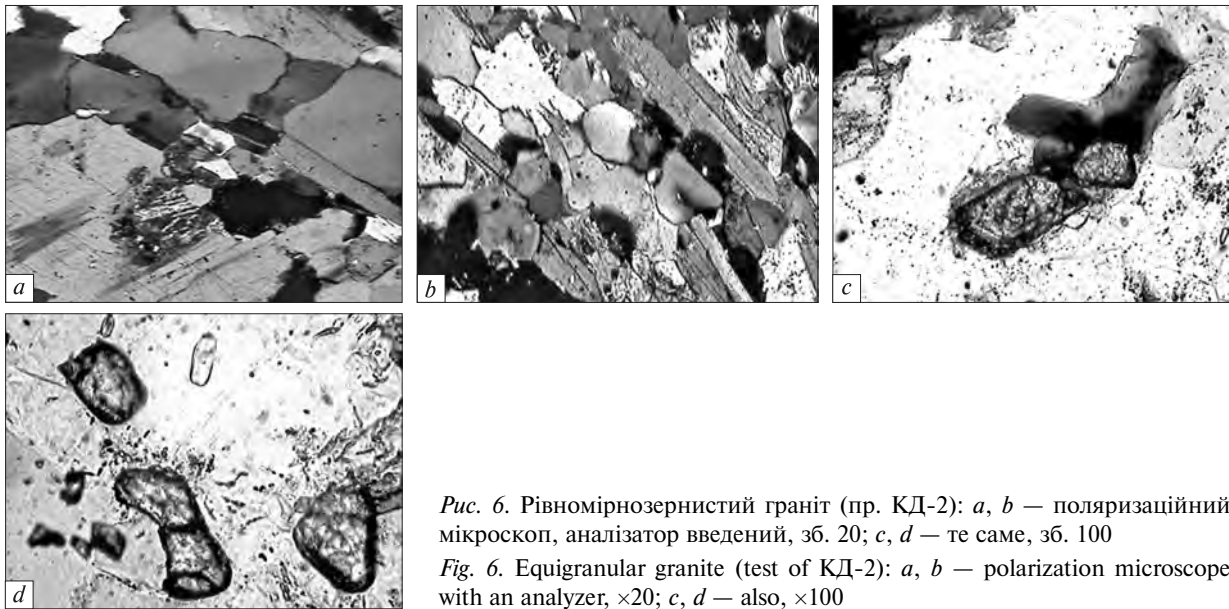


Рис. 6. Рівномірнoзернистий граніт (пр. КД-2): *a, b* — поляризаційний мікроскоп, аналізатор введений, зб. 20; *c, d* — те саме, зб. 100

Fig. 6. Equigranular granite (test of КД-2): *a, b* — polarization microscope with an analyzer,  $\times 20$ ; *c, d* — also,  $\times 100$

хибки, отримані цифрові значення віку за усіма розрахунками співпадають і, на нашу думку, відображають час становлення породи.

**Граніт амфіболвмісний, епідотизований (пр. КД-2).** Порода характеризується сірим забарвленням з досить рівною поверхнею зламу. Текстура породи планпаралельна, гнейсувата, що обумовлено орієнтацією лусок біотиту і витягнутістю зерен кварцу та польових шпатів у тому ж напрямі, що й слюди. Структура рів-

номірно-, дрібно-середньозерниста з середнім розміром зерен 0,3–0,7 мм, рідше 1–1,6. Зрідка виявлено окремі таблички мікрокліну розміром до 6 мм (рис. 6, *a*). За ідіоморфізмом зерен структура гранітна, є елементи grano-, рідше лепідогранобластової структур (рис. 6, *a, b*).

Мінеральний склад, %: головні — плагіоклаз (№ 23) — 54, кварц — 25, мікроклін зі слабозвинutoю мікрокліновою ґраткою —

Таблиця 2. Результати аналізу пр. КД-2, одержані на іон-іонному мікрозонді "SHRIMP-II"

Table 2. Analytics data from the test КД-2 performed on ion-ion Microprobe "SHRIMP-II"

Номер ділянки аналізу	$^{206}\text{Pb}^*$ %	Вміст, ppm			$^{232}\text{Th}$ $^{238}\text{U}$	Ізотопні співвідношення						Вік, млн рр.		Дискордантність, %
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	±	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	
КД2_1.1	0,00	73	79	35,9	1,13	0,2096	1,2	16,62	2,5	0,575	2,2	2928 ± 51	2903 ± 19	-1
КД2_1.2	0,13	3106	1974	1020	0,66	0,20173	0,48	10,66	2,0	0,3831	1,9	2091 ± 34	2840,5 ± 7,9	36
КД2_2.1	0,75	70	71	34,6	1,05	0,2104	2,1	16,52	3,2	0,569	2,4	2905 ± 57	2909 ± 34	0
КД2_2.2	0,42	822	396	268	0,50	0,1989	0,78	10,35	2,1	0,3773	1,9	2064 ± 34	2818 ± 13	37
КД2_3.1	1,25	214	225	107	1,09	0,2107	1,9	16,58	2,9	0,571	2,2	2911 ± 52	2911 ± 31	0
КД2_3.2	0,03	870	588	401	0,70	0,2112	0,51	15,63	2,0	0,537	1,9	2769 ± 43	2915,1 ± 8,3	5
КД2_4.1	0,00	1632	117	841	0,07	0,2271	0,5	18,79	1,9	0,600	1,9	3030 ± 45	3031,9 ± 8	0
КД2_5.1	0,13	182	180	87,1	1,02	0,2098	1,1	16,09	2,3	0,556	2,0	2851 ± 46	2904 ± 17	2
КД2_5.2	0,05	856	738	380	0,89	0,2094	0,58	14,89	2,	0,5158	1,9	2682 ± 42	2900,6 ± 9,4	8
КД2_6.1	0,20	239	309	114	1,34	0,2092	0,85	16,01	2,1	0,555	1,9	2846 ± 44	2900 ± 14	2
КД2_6.2	0,04	866	681	430	0,81	0,2091	0,53	16,66	1,9	0,578	1,8	2940 ± 43	2898,7 ± 8,6	-1
КД2_7.1	0,10	158	152	70,7	0,99	0,1981	1,1	14,16	2,2	0,518	2,0	2692 ± 43	2811 ± 17	4
КД2_7.2	0,07	1114	813	546	0,75	0,2108	0,52	16,58	1,9	0,570	1,8	2909 ± 43	2911,9 ± 8,5	0
КД2_8.1	0,02	785	309	412	0,41	0,2370	0,54	19,95	1,9	0,611	1,9	3072 ± 45	3100,2 ± 8,6	1
КД2_8.2	0,19	343	214	164	0,64	0,2106	0,79	16,11	2,4	0,555	2,3	2846 ± 52	2910 ± 13	2
КД2_9.1	0,02	285	131	142	0,47	0,2268	0,74	18,14	2,0	0,580	1,9	2949 ± 45	3030 ± 12	3
КД2_10.1	0,17	80	108	38,6	1,39	0,2097	1,4	16,14	2,6	0,558	2,1	2858 ± 49	2904 ± 23	2
КД2_11.1	0,52	531	398	264	0,77	0,2095	0,8	16,56	2,0	0,573	1,9	2922 ± 44	2901 ± 13	-1

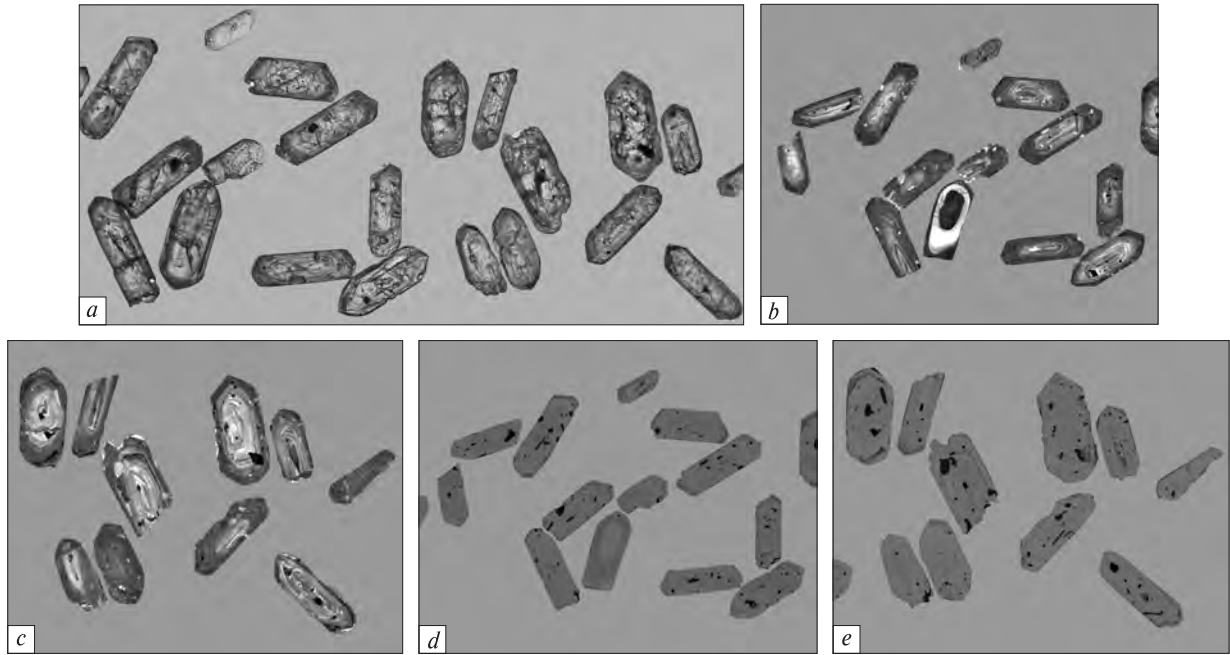


Рис. 7. Кристали циркону із рівномірнотзернистого граніту (пр. КД-2): *a* — поляризаційний мікроскоп, наскрізне світло, ніколи паралельні, зб. 200; *b–e* — растровий електронний мікроскоп; *b, c* — катодолумінесценція; *d, e* — режим BSE

Fig. 7. Zircon crystals from equigranular granite (test of КД-2): *a* — polarization microscope, transmitted light, parallel nicols,  $\times 200$ ; *b–e* — scanning electron microscope; *b, c* — cathodoluminescence; *d, e* — regime BSE

15, біотит — 7; другорядні — епідот — 2, рогова обманка — 1, ортит — 1; акцесорні — сфен, апатит, циркон, кліноцоїзит, пірит; вторинні — хлорит, серицит, мусковіт.

Хімічний склад зразка, %:  $\text{SiO}_2$  — 70,48;  $\text{TiO}_2$  — 0,034;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,6;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,2;  $\text{FeO}$  — 3,43;  $\text{MnO}$  — 0,07;  $\text{MgO}$  — 1,13;  $\text{CaO}$  — 2,2;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,53;  $\text{K}_2\text{O}$  — 4,1;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,06;  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 0,16; в. п. п. — 0,01.

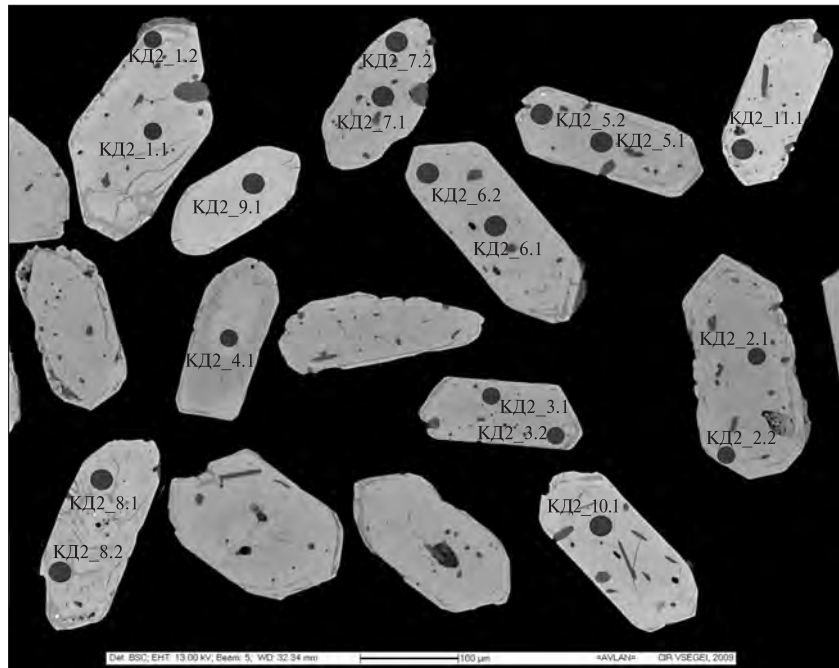
Зерна плагіоклазу табличчастої, рідше неправильної форми, розміром від 0,3 до 0,7 мм, а деякі зерна до 2. Більшість плагіоклазів без полісинтетичних двійників. Незначні деформації представлені хвилястим згасанням. Зерна на границі з мікрокліном містять мірмекітові та мікропегматитові включення. Вторинні зміни представлені незначною пелітизацією, серицитизацією та розвитком окремих лусок мусковіту. Мікроклін переважно ксеноморфний, розміром 0,3–0,6 мм та близько 1,8. Мікроклінова ґратка погано розвинута й унаслідок слабких деформацій характеризується хвилястим згасанням. Мікроклін слабосерицитизований. Біотит наявний у вигляді видовжених лусок розміром 0,3–1,7 мм. Характеризується чітким плеохроїзмом у коричневих і світло-жовтих тонах, інколи зеленого та

брудно-зеленого відтінків внаслідок незначної хлоритизації. Інколи має слабохвилясте згасання. Сфен виявлений у зернистих масах, приурочених до біотиту. Рогова обманка має вигляд дрібних стовпчастих, рідше — ксеноморфних, кристалів трав'янисто-зеленого забарвлення з синюватим відтінком. Епідот зафіксовано переважно у невеликих зернових масах, часто розвивається по біотиту. Кліноцоїзит — в окремих зернах. Ортит табличчастої форми, сильно вторинно змінений, розміром 0,2–0,5 мм. Має характерну епідотову, рідше кліноцоїзову облямівку.

Циркони у шліфах найчастіше включені в біотит, а також присутні на границі зерен кварцу. Кристали переважно коричнюваторожеві, блідо-коричневі видовжено-призматичні ( $K_v$  — від 2 до 5, зрідка більше), інколи фіксуються коричневі зазвичай призматичні ( $K_v$  — 1,5–2,0) кристали. Огранення кристалів здебільшого гіацинтового типу, обумовлене комбінацією граней призми та в основному однієї тупої біпіраміди, зрідка виявлені кристали, на вершинках яких є грані гострих біпірамід. Через значну заокругленість вершинок і ребер діагностувати індекси граней без інструментальних досліджень досить важко. В

Рис. 8. Кристали циркону із рівномірнотзернистого граніту (пр. КД-2) з ділянками локального U-Pb ізотопного датування, виконаного на іон-іонному мікрозонді "SHRIMP-II", растровий електронний мікроскоп, режим BSE

Fig. 8. Zircon crystals from equigranular granite (test of КД-2) with the sections of local U-Pb isotopic dating performed on ion-ion microprobe "SHRIMP-II", scanning electron microscope, regime BSE



деяких кристалах відмічено ядра світло-рожевого циркону.

У зрізах кристалів циркону, відмічено три його генерації, які за об'ємом (площею зрізу) співвідносяться в різних кристалах по-різному. Перша генерація — це різномірні ядра. Найбільш поширені серед них азональні, що характеризуються високим двозаломленням, слабо заокругленою призматичною формою та вміщують численні голчасті й овальні прозорі включення. Значно рідше спостерігаються азональні сильно заокруглені призматичні та складні ядра, що в середині вміщують ділянки з низьким двозаломленням (рис. 7, a). Циркон другої генерації характеризується тонкою концентричною зональністю, має помітно нижчі кольори інтерференції, утворює наростання на циркон першої генерації (ядра), зрідка складає весь кристал. Циркон третьої генерації найчастіше утворює наростання на вершинках окремих кристалів, не зональний.

Електронно-мікроскопічні дослідження зрізів (рис. 7, b—e) кристалів циркону підтвердили, що кристали складні, представлені найчастіше трьома, зрідка двома генераціями циркону.

Перша генерація складає внутрішню частину циркону й має ідіоморфну призматичну форму (зрідка овальну) з переважно гострокутними вершинами та незначним розвитком тупих граней. У деяких кристалах ядра мають

обламані вершинки, на які dorостають пізніші генерації циркону. Цій генерації також властива тонка магматична зональність, добре проявлена в катодолюмінесцентних зображеннях (рис. 7, b, c) і невидима в режимі BSE (рис. 7, d, e), а також значна кількість включень. Ксеноморфні включення розташовуються хаотично, а видовжено-призматичні та голчасті найчастіше орієнтовані вздовж граней призми, рідше — біпірамід.

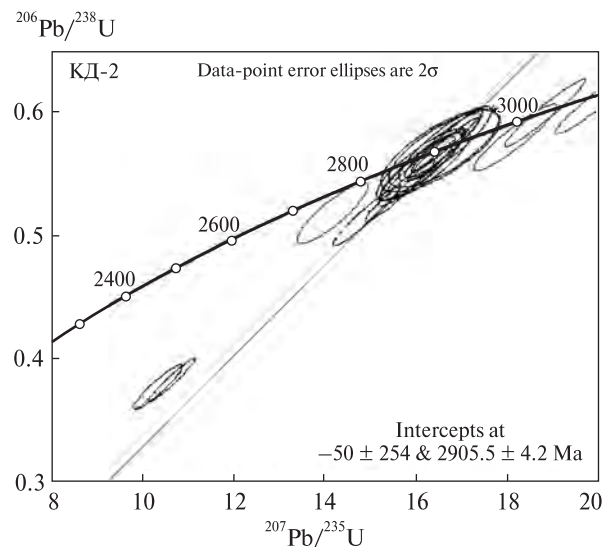


Рис. 9. Уран-свинцева діаграма з конкордією для цирконів із рівномірнотзернистого граніту (пр. КД-2)

Fig. 9. U-Pb diagram with concordia for the zircons from equigranular granite (test of КД-2)



Друга генерація наростає на першу й характеризується призматичною формою з гострими вершинами та магматичною зональністю, яка, на відміну від циркону першої генерації, добре видима в режимі *BSE*, але відсутня в катодолюмінесцентних зображеннях (рис. 7). У цій генерації менше включень, які представлені кристалами ксеноморфної або округлої форми. В деяких кристалах ця генерація виділяється більшою тріщинуватістю.

Третя генерація наявна не у всіх кристалах і представлена тонкими доростаннями на вершинах кристалів, зональність їй не властива (рис. 7).

Описані вище особливості анатомії кристалів дозволяють виділити три генерації цирконів та свідчать про часові перерви кристалоутворення. Тому для визначення віку граніту циркони були датовані на іон-іонному мікронзонді "SHRIMP-II".

Результати вивчення уран-свинцевої ізотопної системи в окремих зонах росту кристалів наведені в табл. 2, ділянки аналізу цирконів — на рис. 8. Як видно з табл. 2 і рис. 8 та 9, за винятком декількох аналізів, майже для усіх зон росту цирконів із граніту (пр. КД-2) отримано конкордантні значення віку. На відміну від порфіроподібного гранодіориту (пр. КД-1) ці дати утворюють чотири вікові групи, млн рр.: 3100 — КД2\_8.1; 3032—3030 — КД2\_4.1 і КД2\_9.1; 2910 ± 8 — КД2\_1.1, КД2\_2.1, КД2\_3.1, КД2\_3.2, КД2\_5.1, КД2\_5.2, КД2\_6.1, КД2\_6.2, КД2\_7.2, КД2\_8.2, КД2\_10.1 і КД2\_11.1 та 2840—2811 — КД2\_1.2, КД2\_2.2 і КД2\_7.1. Слід відзначити, що дати 3032—3030 млн рр. отримано для циркону ядер і вони, вірогідно, характеризують вік протоліту. Цифру 3100 млн рр. отримано для другої генерації циркону, для якої в цьому ж кристалі є визначення 2910 ± 13, що суперечить анатомії кристала. Імовірно, що завищення віку обумовлено дифузією і перерозподілом свинцю між цирконом першої (ядром) і другої генерації. Для циркону другої генерації, що характеризується концентричною ("магматичною") зональністю за верхнім перетином конкордії дискордією, отримано вік 2905,5 ± 4,2 млн рр. (рис. 9) (середньозважене, за співвідношенням  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  — 2906 ± 3,4 млн рр.). Він, на нашу думку, відображає час формування граніту. Отримана дата добре узгоджується з датою 2910,7 ± 4,1 млн рр. (2906,8 ± 6,1), отриманою для цирконів із порфіроподібного гра-

нодіориту (пр. КД-1) Кудашівського масиву. Нарешті четверту групу дат отримано для периферичних ділянок кристалів, їх дещо менший вік може бути зумовлений пізнішим наростанням датованих частин цирконів або дифузійними втратами свинцю. Останнє більш імовірно, враховуючи їх значну дискордантність. Не має пояснення нижче значення віку, отримане для центральної частини кристала КД2\_7 (аналіз КД2\_7.1), оскільки за зовнішньою частиною цього кристала (аналіз КД2\_7.2) одержано більше значення (див. табл. 2).

Таким чином, виключивши з об'єктів датування давніші ядра, а також ділянки з молодшою кристалізацією (третю генерацію), ми одержали групу значень віку, отриманих за різними розрахунками для другої генерації циркону, які співпадають і відповідають часу формування граніту — 2906 ± 3,4 млн рр.

**Висновки.** 1. Досліджені гранітоїди Кудашівського масиву містять циркони, кристали яких були сформовані в результаті прояву декількох геологічних процесів, що особливо чітко визначається в рівномірнотзернистому граніті другої фази (пр. КД-2). У цій породі всередині зерен цирконів виділено три генерації, що відповідають певним етапам гранітоутворення, а саме: реліктові ядра, що є залишками субстрату (метаморфічні породи аульської серії та гранітоїди дніпропетровського комплексу) і утворились 3000—3200 млн рр. тому. Циркони другої генерації, які доростають на першу, відповідають віку утворення досліджуваних гранітоїдів другої фази Кудашівського масиву — 2905,5 ± 4,2 млн рр.

2. У межах аналітичної похибки обидві фази гранітоїдів Кудашівського масиву — це співставимі за часом інтрузії. Вік їх становить: для гранітоїдів першої фази інтрузії (порфіроподібні гранодіорити) — 2906,8 ± 6,1 млн рр., для другої (рівномірнотзернисті гранодіорити) — 2905,5 ± 4,2.

*Роботу виконано за сприяння ДФФД України в рамках проекту Ф40.6/029.*

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Скобелев В.М. та ін. Геологія та радіологічний вік тоналітів Сурського масиву (Середнє Придніпров'я) // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. — 2008. — № 3. — С. 17—32.

2. *Державна* геологічна карта України, аркуші М-36-XXXVI (Дніпропетровськ). Центральноросійська серія : Поясн. зап. — 1 : 200000. — К. : Держ. ком. природ. ресурсів України, 2007.
3. *Кореляційна* хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (поясн. зап.) / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. — К. : УкрДГРІ, 2004. — 30 с.
4. *Орса В.И.* Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. — Киев : Наук. думка, 1988. — 204 с.
5. *Орса В.И.* Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я. — К. : Наук. думка, 1973. — 169 с.
6. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н.* Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. — Киев : Наук. думка, 2005. — 243 с.

Надійшла 08.08.2012

*Л.М. Степанюк, С.И. Курило, А.Б. Бобров,  
А.Н. Пономаренко, С.А. Сергеев*

УРАН-СВИНЦОВАЯ РАДІОГЕОХРОНОЛОГІЯ  
ПО ЦИРКОНУ ГРАНИТОЇДІВ КУДАШЕВСЬКОГО  
МАСИВА (СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСЬКИЙ  
МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Кудашевський масив займає центральну частину одного купола. Він знаходиться вблизи Верховцевської зеленокаменної структури і обрамлений слагашими її породами со всіх сторін крім юго-западу. Масив має ізометричну форму і визначається як діапір, наложений на плагіограніти. Гранітоїди Кудашевського масива віднесені до демуринського комплексу, сформованому за рахунок дніпропетровського і саксаганського комплексів, а також древнього метаморфічного субстрата. Вивчені два головних петротипа гранітоїдів цього масиву — порфіровидний гранодіорит і рівномірнозернистий граніт. Вік гранітоїдів визначали за цирконом на іон-іонній мікрзонді "SHRIMP-II". Для циркона з порфіровидного гранодіорита (пр. КД-1) по верхньому перетиненню конкордії з дискордією отримано значення віку  $2906,8 \pm 6,1$  млн років. По результатам вивчення уран-свинцевої ізотопної системи майже для всіх зон росту цирконів з граніта (пр. КД-2) отримано практично конкордантні значення віку, що відрізняються від порфіровидного гранодіорита (пр. КД-1), дати утворюють чотири вікові групи, млн років:  $3100$ ,  $3032-3030$ ,  $2910 \pm 8$  і  $2840-2811$ . Дата  $3032-3030$  млн років отримана для циркона ядер і вони, ймовірно, характеризують вік протоліта. Для циркона другої генерації з концентричної ("магматичної") зональністю по верхньому перетиненню конкордії з дискордією по-

лучен вік  $2905,5 \pm 4,2$  млн років, який, по нашому мнению, відображає час формування граніта. Ця дата добре узгоджується з датою, отриманою для цирконів з порфіровидного гранодіорита (пр. КД-1)  $2906,8 \pm 6,1$  млн років. Четверта група дат отримана для периферійних ділянок кристалів, їх вік менше віку може бути обумовлено більш пізнім наростанням датованих частин циркона, так і дифузійними втратами свинцю. Найостаннє більш імовірно, якщо врахувати їх значущу дискордантність.

*Л.М. Stepanyuk, S.I. Kurylo, O.B. Bobrov,  
O.M. Ponomarenko, S.A. Sergeev*

URANIUM-LEAD RADIOGEOCHRONOLOGY  
BY ZIRCON OF GRANITOIDS OF KUDASHIVKA  
MASSIF (MIDDLE-DNIEPER MEGABLOCK  
OF THE UKRAINIAN SHIELD)

The Kudashivka massif occupies the central part of the dome of the same-name. It is located near the Verhivtseve greenstone structure and framed by the rocks which compose it on all sides except the southwest. The massif is of isometric form and is defined as diapir imposed on plagiogranite. Granitoids of the Kudashivka massif belong to Demuryne complex which was formed both by Dnepropetrovsk and Saksagan' complexes and rearrangement of ancient metamorphic substrate. We have researched two main granitoids petrotypes from the Kudashivka massif: porphyreous granodiorite and equigranular granite. The age of granitoids was determined on ion-ion microprobe "SHRIMP-II" by zircon crystal. The age of  $2906.8 \pm 6.1$  million years was calculated for zircon from porphyreous granodiorite from the over-head crossing of concordia with discordia. The concordian values of age have been received for almost all zones of zircon growth from granite (КД-2) according to the results of the study of uranium-lead isotope systems. But unlike the porphyreous granodiorite (КД-1) the ages formed four age groups: 3100 million years; 3032—3030,  $2910 \pm 8$  and 2840—2811 million years. The age of 3032—3030 million years has been obtained for the cores of zircon, and they, probably, characterize the age of protolith, crossing of concordia with discordia. The age of  $2905.5 \pm 4.2$  million years, which reflects the formation of granite has been obtained for zircon of the second generation, which is characterized by concentric ("magma") zonation, and by the over-head crossing of concordia with discordia. The obtained date is in good agreement with the date of  $2906.8 \pm 6.1$  million years which was obtained for zircons by porphyreous granodiorite (КД-1). Finally, the fourth group of dates has been obtained for the peripheral areas of the crystals and their slightly lower age is determined both by a later growth of the dated parts of zircon and by diffusion losses of lead, that is more likely, allowing for their significant discordance.