

УРАН-СВИНЦЕВИЙ ВІК ЗА ЦИРКОНОМ ДОКЛЕСІВСЬКОЇ ПОРОДНОЇ АСОЦІАЦІЇ ОСНИЦЬКОГО БЛОКУ

О.Б. Висоцький

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

Л.М. Степанюк

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

Л.В. Шумлянський

E-mail: lshumlyanskyu@yahoo.com, <https://orcid.org/0000-0002-6775-4419>

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

Осницький блок є складовою частиною Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу, представленого різними за складом ранньопротерозойськими магматичними породами. Це новий для раннього докембрію тип магматичних поясів — палеотипний аналог внутрішньоконтинентальних вулканоплутонічних поясів фанерозою, який сформувався в умовах зрілої кори континентального типу в початковий етап корінної структурної перебудови кратонизованої гнейсової основи Східно-Європейської платформи. Вулканогенні утворення зазнали процесів регіонального метаморфізму на рівні не вище епідот-амфіболітової фації, віднесені до клесівської серії, яка об'єднує ефузивні основного, кислого і середнього складу та займає вище стратиграфічне положення ніж метаморфіти тетерівської серії. Інтрузивні породи (габро-діорит-гранодіорит гранітна асоціація) належать до осницького комплексу. Породи осницького комплексу мають широке поширення, на них припадає 80—85 % площі Осницького блоку.

Доклесівська асоціація, представлена переважно гнейсами василівської світи тетерівської серії і плагіогранітоїдами шерметівського комплексу, поширена обмежено.

Методом *LA-ICP-MS* проаналізовано U-Pb ізотопні системи кристалів циркону з плагіограніту та плагіомігматиту шерметівського комплексу, а також із гнейсів та амфіболітів. Вік плагіограніту становить 2110 ± 8 млн рр., плагіомігматиту — 2165 ± 22 млн рр. Тобто гранітоїди шерметівського комплексу в межах Осницького блоку сформувалися у віковому інтервалі 2,16—2,11 млрд рр. тому. Вік метаморфізму гнейсів становить 2198 ± 29 млн рр., вік цирконів з амфіболіту — в 1981 ± 36 млн рр. Відповідно, гнейс належить до тетерівської серії, тоді як амфіболіт може належати як до осницького, так і до давнішого нарцизівського комплексу.

Ключові слова: Осницький блок, циркон, U-Pb ізотопний вік, *LA-ICP-MS*, Український щит.

Вступ. Осницький блок розташований у крайній північно-західній частині Волинського мегаблоку Українського щита. Він є складовою Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу, представленого різними за складом ранньопротерозойськими магматичними породами, які зазнали процесів регіонального метаморфізму на рівні не вище епідот-амфіболітової фації, та простежуються від району міст Рівне та Луцьк (на північному заході України) в північно-східному напрямку на відстань понад 600 км. Ширина цієї структури в північно-

західній частині становить 140—160 км, у північно-східній — до 120 км [1, 11].

Доклесівська асоціація, представлена переважно гнейсами тетерівської серії і гранітоїдами шерметівського комплексу, поширена обмежено. Окрім Будівської структури, яка добре виділяється в магнітному полі, породи асоціації зрідка трапляються у вигляді дрібних ксенолітів у районі с. Клесів, Томашгород, Осницьк, найчастіше серед гранітоїдів осницького комплексу.

Метою дослідження є з'ясування часу формування порід доклесівської асоціації.

Методом *LA-ICP-MS* в *Curtin University* (м. Перт, Австралія) проаналізовано U-Pb ізотопну систему цирконів із плагіограніту (пр. пр. ОС-13-В, св. 3001, інт. 45,3—48,0 м), плагіомігматиту (пр. ОС-14-В, св. 3002, інт. 22,2—29,0 м), гнейсу (пр. ОС-12-В, св. 3002, інт. 9,6—10,7 м), та амфіболіту (пр. ОС-15-В св. 3005, інт. 20,0—21,9 м).

Плагіограніт (ОС-13-В) біотитовий зеленувато-сірий, ясно-сірий, середньозернистий, масивний, ділянками порфіровидний. Складається з плагіоклазу (65—70 %), кварцу (15—20 %) і біотиту (10—15 %).

Плагіоклаз представлений таблитчастими зернами розміром 1,0—3,0 мм. Біотит темно-сірий до чорного, дрібнолускуватий, утворює витягнуті пластинки розміром до 0,4—0,7 мм і більше, розміщені в породі нерівномірно, у вигляді гнізд. До біотиту приурочені рудні та акцесорні мінерали. Кварц світло-сірий, дрібнозернистий, прозорий, зерна неправильно-округлої форми розміром до 1—1,5 мм. У всій породі відмічається сульфідна мінералізація.

Кристали циркону коричневого та світло-коричневого забарвлення, напівпрозорі, складні, зональні.

На діаграмі з конкордією фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень розташовуються поблизу прямої, верхній перетин якої з конкордією відповідає віку 2157 ± 44 млн рр. Якщо з розрахунку виключити найбільш дискордантні і неточні результати, а нижній перетин зафіксувати у точці 0 млн рр., то вік верхнього перетину становитиме 2110 ± 8 млн рр. (рис. 1). Цей вік ми сприймаємо як найбільш вірогідний вік вкорінення граніту. Вміст урану у досліджених цирконах варіює від 1708 до 146 ppm, залежності між вмістом урану і ступенем дискордантності отриманого віку не виявлено (табл. 1).

Плагіомігматит (пр. ОС-12В) біотитовий світло-сірий, середньозернистий, тріщинуватий. Складається з плагіоклазу (60—65 %), кварцу (25—30) і біотиту (до 5 %).

Плагіоклаз світло-сірий, сірий, представлений різновеликими кристалами розміром до 4,0 мм, що мають округлу, іноді витягнуту форму, надаючи породі директивності. Кварц дрібнозернистий сірий, ясно-сірий; вповнює простір між зернами польових шпатів. Біотит темно-сірий до чорного, від-

носно рівномірно розподілений у породі у вигляді табличок та скупчень, утворює лінійні структури. З ним асоціюють поодинокі округлі зерна апатиту, циркону, рудного мінералу та лусочки графіту. Більшість кристалів циркону від ясно-коричневих до коричневих, складні, неясно зональні.

Фігуративні точки свинець-уранових ізотопних відношень, отримані для локальних ділянок кристалів циркону, лягли з досить значним розкидом і не піддаються інтерпретації в рамках моделі Аренса — Везеріла (рис. 2). Значна варіативність значень ізотопного віку пояснюється, вочевидь, деякою втратою радіогенного свинцю під час формування Осницько-Мікашевицького вулканно-плутонічного поясу.

Якщо вилучити найбільш дискордантні та неточні визначення ізотопного складу, стає очевидним, що більшість отриманих результатів групується між 2150 та 2200 млн рр. Для цих результатів розраховано конкордантний вік, який становить 2165 ± 22 млн рр. Вміст урану в досліджених цирконах варіює від 790 до 94 ppm (табл. 2).

Гнейс (пр. ОС-14В). Макроскопічно біотитові гнейси являють собою темно-сіру дрібнозернисту гнейсувато-тонкосмугасту, іноді до грубосмугастої, породу. Смугастість обумовлена чергуванням меланократових (збагачених на біотит) прошарків із лейкократовими; сланцюватість — орієнтованим розміщенням лусочок біотиту, зерен польового шпату, кварцу. Структура лепідогранобластова з переходами до гранобластової. Розмір зерен мінералів становить 0,20—0,35 мм.

Мінеральний склад, об'ємні %: плагіоклаз — 35, біотит — 35, кварц — 25, епідот, серицит, хлорит. Акцесорні (апатит та циркон) наявні у вигляді поодиноких дрібних зерен в асоціації з біотитом. Плагіоклаз належить до андезину (від кислого до середнього) № 30—40, рідше до основного олігоклазу № 28—29. Біотит утворює добре оформлені, більшою частиною видовжені пластинки з рівними або обірваними краями, має бурувато-коричневий колір. Біотит часто заміщується мусковітом, рідше хлоритом. Кварц зрідка вміщує включення голочок або більших зерен апатиту, інколи — лусочки біотиту. Досить рідко в ньому спостерігаються округлі чи дещо видовжені з заокругленими

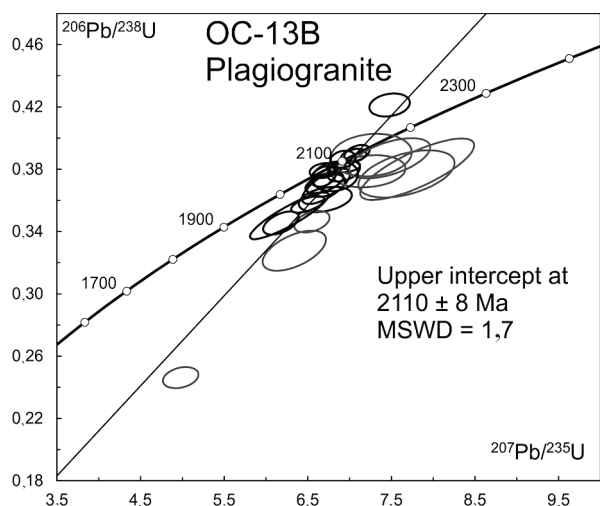


Рис. 1. U-Pb діаграма з конкордією для цирконів із плагіограніту, пр. ОС-13В. Для розрахунку віку використано лише результати, що показано чорним кольором

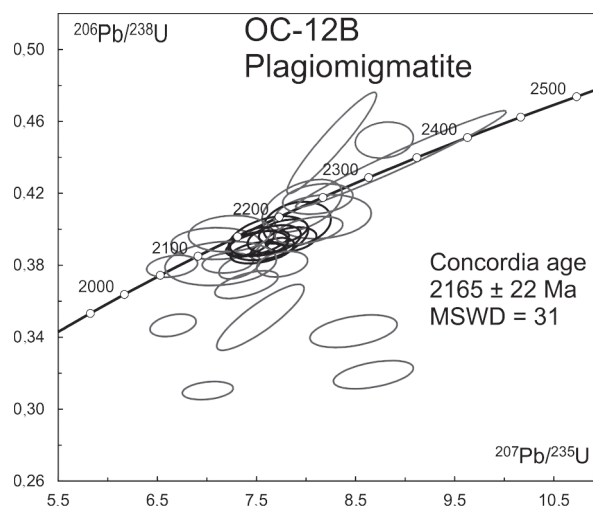


Рис. 2. U-Pb діаграма з конкордією для цирконів із плагіомігматиту, пр. ОС-12В. Для розрахунку конкордантного віку використано лише результати, показані чорним кольором

Таблиця 1. Результати U-Pb датування кристалів циркону із плагіограніту (проба ОС-13-В)

Номер кристала	Вміст, ppm		Ізотопне відношення				Вік ± 2σ, млн років			
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	± 1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	± 1σ	Error corr.	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1*	457	72	0,3770	0,010	7,68	0,38	0,46	2059 ± 49	2195 ± 47	2289 ± 76
2	1107	100	0,3695	0,005	6,72	0,15	0,41	2026 ± 23	2074 ± 20	2158 ± 34
3	371	45	0,3606	0,005	6,71	0,21	0,35	1984 ± 25	2071 ± 29	2196 ± 54
4	1093	149	0,3817	0,003	6,93	0,13	0,20	2084 ± 12	2100 ± 17	2157 ± 29
5*	348	204	0,3277	0,009	6,34	0,25	0,56	1831 ± 40	2022 ± 35	2252 ± 58
6	1464	195	0,3887	0,003	7,05	0,10	0,33	2117 ± 13	2120 ± 14	2170 ± 22
7*	232	94	0,3800	0,013	7,81	0,45	0,78	2092 ± 60	2189 ± 50	2396 ± 65
8*	682	109	0,3463	0,005	6,55	0,14	0,39	1920 ± 22	2053 ± 19	2243 ± 36
9	818	82	0,3690	0,008	6,72	0,19	0,71	2023 ± 36	2070 ± 25	2166 ± 36
10*	226	128	0,3787	0,007	7,23	0,29	0,17	2069 ± 32	2147 ± 37	2296 ± 64
11	1470	209	0,3903	0,004	7,09	0,10	0,40	2124 ± 16	2125 ± 13	2165 ± 22
12*	146	85	0,3891	0,009	7,26	0,32	0,13	2121 ± 41	2142 ± 39	2225 ± 77
13	521	59	0,4212	0,005	7,48	0,16	0,21	2265 ± 22	2173 ± 20	2138 ± 42
14	1226	158	0,3574	0,004	6,50	0,13	0,60	1969 ± 17	2045 ± 17	2191 ± 28
15	1430	230	0,3788	0,004	6,93	0,13	0,36	2070 ± 20	2105 ± 16	2175 ± 31
16*	446	258	0,3870	0,009	7,48	0,32	0,55	2107 ± 39	2161 ± 37	2274 ± 63
17	1391	190	0,3753	0,004	6,69	0,10	0,32	2054 ± 20	2072 ± 14	2164 ± 25
18	708	615	0,3754	0,006	6,83	0,18	0,17	2053 ± 29	2089 ± 24	2201 ± 48
19	1249	164	0,3864	0,004	6,92	0,10	0,20	2106 ± 17	2102 ± 13	2156 ± 23
20	1284	178	0,3713	0,004	6,70	0,15	0,55	2035 ± 21	2069 ± 20	2167 ± 29
21*	514	263	0,2462	0,005	4,98	0,14	0,29	1422 ± 24	1814 ± 24	2368 ± 54
22	1137	156	0,3454	0,005	6,18	0,14	0,52	1912 ± 23	1999 ± 20	2143 ± 31
23	1708	227	0,3791	0,003	6,69	0,11	0,22	2072 ± 15	2072 ± 15	2135 ± 24
24	446	303	0,3501	0,010	6,28	0,31	0,89	1932 ± 47	2001 ± 44	2151 ± 54

Примітка: астериском позначені аналізи, не враховані у розрахунку віку.

вершинками кристалики циркону. Погасання хвилясте, різної інтенсивності, частіше слабке, інколи нормальне.

Кристали циркону дрібні (0,02—0,05 мм) і представлені декількома різновидами, серед яких є як складні, утворені ядрами та оболонками, так і без ядер. Звичайно циркони напівпрозорі, мають нечітку зональну будову.

Вміст урану варіює в межах 612—90 ppm (табл. 3). Вік за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ становить 3095—2062 млн рр. Біль-

шість із проаналізованих кристалів мають конкордантний вік в інтервалі 2220—2060 млн рр. Подібно до плагіомігматиту (пр. ОС-12В), така варіативність значень віку може бути пов'язана з частковою втратою радіогенного свинцю під час формування Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу. Лінія регресії, порохована для 11 кристалів, з зафіксованим на 0 млн рр. нижнім перетином, має верхній перетин на значенні 2198 ± 29 млн рр. (рис. 3). Цей вік, вочевидь, відповідає віку метаморфізму гнейсів.

Таблиця 2. Результати U-Pb датування циркону із плагіомігматиту (пр. ОС-12В)

Номер кристала	Вміст, ppm		Ізотопне відношення					Вік $\pm 2\sigma$, млн років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	Error corr.	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1*	97	42	0,4070	0,010	8,17	0,40	0,15	2200 \pm 47	2239 \pm 44	2254 \pm 90
2*	344	184	0,3191	0,006	8,68	0,33	0,47	1793 \pm 31	2300 \pm 34	2791 \pm 53
3	193	159	0,4030	0,010	7,91	0,28	0,22	2180 \pm 46	2221 \pm 32	2229 \pm 62
4*	451	125	0,3103	0,004	7,01	0,21	0,27	1742 \pm 20	2111 \pm 28	2472 \pm 50
5*	168	31	0,3920	0,007	7,09	0,37	0,04	2131 \pm 33	2117 \pm 47	2109 \pm 91
6	715	11	0,3888	0,005	7,66	0,18	0,46	2117 \pm 24	2193 \pm 21	2260 \pm 33
7*	271	165	0,4390	0,022	8,96	0,87	0,98	2334 \pm 91	2277 \pm 55	2272 \pm 50
8*	440	32	0,3813	0,005	7,21	0,21	0,20	2082 \pm 22	2136 \pm 26	2191 \pm 47
9	453	309	0,3943	0,006	7,85	0,21	0,29	2145 \pm 25	2216 \pm 24	2268 \pm 44
10*	215	145	0,4130	0,012	7,96	0,33	0,48	2230 \pm 58	2219 \pm 38	2222 \pm 60
11*	593	73	0,3791	0,006	7,33	0,17	0,49	2071 \pm 26	2152 \pm 21	2258 \pm 40
12	296	188	0,3921	0,006	7,51	0,26	0,58	2140 \pm 28	2166 \pm 32	2220 \pm 53
13*	790	144	0,3510	0,015	7,54	0,36	0,87	1942 \pm 74	2168 \pm 42	2373 \pm 45
14	440	216	0,3987	0,006	7,77	0,20	0,40	2162 \pm 25	2203 \pm 24	2251 \pm 43
15	414	31	0,3870	0,005	7,52	0,23	0,34	2108 \pm 23	2169 \pm 28	2237 \pm 49
16	438	39	0,3931	0,007	7,45	0,19	0,53	2136 \pm 30	2166 \pm 22	2196 \pm 41
17	155	79	0,3950	0,010	7,62	0,33	0,39	2142 \pm 46	2186 \pm 40	2223 \pm 74
18*	94	49	0,3810	0,010	7,14	0,46	0,18	2084 \pm 46	2112 \pm 57	2190 \pm 120
19*	355	43	0,3692	0,006	7,40	0,26	0,58	2024 \pm 30	2156 \pm 31	2295 \pm 43
20*	247	160	0,4496	0,008	8,79	0,24	0,14	2392 \pm 36	2319 \pm 23	2277 \pm 52
21*	277	140	0,3994	0,006	8,03	0,28	0,43	2169 \pm 30	2230 \pm 31	2303 \pm 54
22*	544	91	0,3806	0,006	7,76	0,21	0,28	2078 \pm 27	2198 \pm 24	2342 \pm 44
23*	120	109	0,3976	0,008	7,23	0,34	0,12	2156 \pm 38	2132 \pm 44	2132 \pm 91
24*	659	51	0,3466	0,005	6,66	0,19	0,35	1917 \pm 24	2069 \pm 24	2258 \pm 42
25	348	661	0,3920	0,006	7,53	0,24	0,28	2131 \pm 26	2170 \pm 28	2195 \pm 51
26*	354	129	0,3433	0,007	8,48	0,36	0,42	1901 \pm 35	2276 \pm 37	2561 \pm 67
27*	216	242	0,4168	0,007	8,12	0,29	0,24	2245 \pm 32	2244 \pm 32	2285 \pm 65
28	325	203	0,3946	0,006	7,68	0,22	0,33	2143 \pm 29	2189 \pm 25	2246 \pm 47
29*	238	129	0,4480	0,023	8,26	0,37	0,95	2350 \pm 82	2248 \pm 38	2269 \pm 47
30*	317	27	0,3794	0,005	6,65	0,21	0,27	2073 \pm 23	2060 \pm 28	2111 \pm 53

Примітка: астериском позначені аналізи, не враховані у розрахунку конкордантного віку.

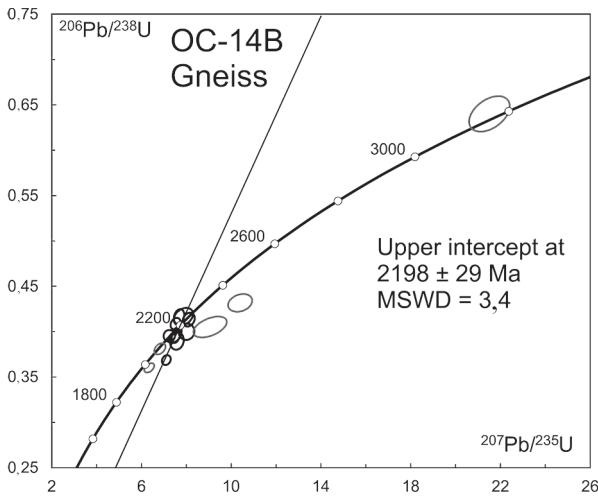


Рис. 3. U-Pb діаграма з конкордією для цирконів із гнейсу, пр. OC-14B. Для розрахунку віку використано лише результати, показані чорним кольором

Три кристали в цьому ж зразку мали давніший ізотопний вік, один із них — близький до конкордантного віку в 3095 ± 56 млн рр. (за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Ці три кристали циркону є детритовими.

Амфіболіт (пр. OC-15B) темно-сірий з зеленуватим відтінком до чорного, дрібнозернистий, масивний, ділянками з директивною текстурою. Мікроструктура немато-лепидогранобластова. Складений короткопризматичними кристалами амфіболу (рогова обманка) — 50 %, плагіоклазу — 35, лусочками біотиту (до 10) і дрібними кристалами кварцу (біля 5 %). Акцесорні мінерали (апатит, титаніт та іноді циркон) і сульфідні представлені поодинокими округлими зернами. На деяких ділянках керну порода перетнута кварц-польовошпатовими прожилками сірого кольору потужністю до 1—2 мм.

Рогова обманка утворює неправильні, часто майже ізометричні зерна. Густо забарвлена у трав'янисто-зелений або буруватий колір із різким плеохроїзмом. Біотит розвивається по роговій обманці і має зеленувато-буре, інколи червонувато-буре, забарвлення. Кристали циркону дрібні та представлені декількома різновидами, серед яких є як кристали з ядрами, так і без ядер.

Більшість фігуративних точок U-Pb ізотопних відношень на діаграмі з конкордією (рис. 4) утворюють скупчення поблизу значення 2000 млн рр. Ще два результати вияви-

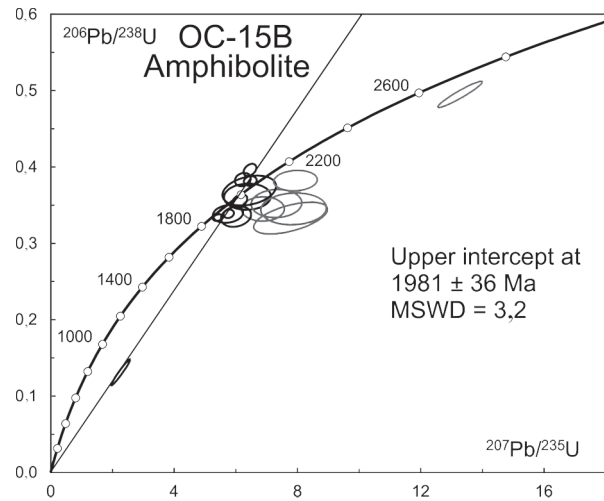


Рис. 4. U-Pb діаграма з конкордією для цирконів із амфіболіту, пр. OC-15B. Для розрахунку конкордантного віку використано лише результати, показані чорним кольором

лись різко дискордантними, демонструючи значну втрату радіогенного свинцю. Один із таких цирконів має $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік у 2738 ± 29 млн рр., і, вочевидь, є ксеногенним. Лінія регресії, проведена через точку з віком 0 млн рр. та 11 аналітичних точок (за винятком найбільш дискордантних і неточних результатів), має вік верхнього перетину в 1981 ± 36 млн рр. Він відповідає або часу магматизму, або ж часу метаморфічного перетворення первинної магматичної породи в амфіболіт. Для кристалів циркону амфіболіту є характерними найбільші варіації вмісту урану — від 2738 до 24 ppm (табл. 4).

Обговорення та висновки. Як зазначали багато дослідників [4, 5, 7, 9, 13, 14], формування породної асоціації житомирського комплексу відбувалося приблизно 2080—2040 млн рр. тому, а плагіогранітоїди шереметівського комплексу є дещо давнішими, і вкорінювались упродовж двох головних фаз, 2092 та 2078 млн рр. тому. Така близькість значень ізотопного віку спонукала дослідників [13] запропонувати об'єднання цих двох комплексів в один. Проте, в роботі [10] було вперше вказано на наявність у Північно-Західному районі Українського щита гранітоїдів віком 2130—2150 млн рр. У цій роботі ми показали значну поширеність давніх плагіогранітів у районі. Зокрема, ми продатували плагіограніт віком 2110 ± 8 млн рр., та плагіомігматит віком

Таблиця 3. Результати U-Pb датування кристалів циркону із гнейсу (пр. ОС-14В)

Номер кристала	Вміст, ppm		Ізотопне відношення					Вік $\pm 2\sigma$, млн років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	Error сог.	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1*	90	64,8	0,6400	0,016	21,51	0,74	0,44	3192 \pm 65	3158 \pm 35	3095 \pm 56
2	303	190	0,4131	0,006	8,11	0,22	0,22	2236 \pm 28	2242 \pm 25	2203 \pm 46
3	612	325	0,3686	0,005	7,11	0,16	0,20	2022 \pm 21	2122 \pm 20	2182 \pm 37
4	159	147	0,3999	0,007	8,01	0,29	0,03	2167 \pm 34	2232 \pm 33	2251 \pm 72
5	398	387	0,3944	0,006	7,49	0,24	0,52	2142 \pm 26	2173 \pm 28	2154 \pm 45
6	507	234	0,3966	0,007	7,57	0,18	0,52	2152 \pm 32	2186 \pm 22	2185 \pm 39
7	164	146	0,4163	0,008	7,87	0,35	0,32	2242 \pm 36	2214 \pm 41	2184 \pm 74
8	256	242	0,3896	0,008	7,58	0,25	0,10	2119 \pm 36	2183 \pm 30	2201 \pm 60
9	400	343	0,4088	0,005	7,52	0,18	0,26	2209 \pm 24	2171 \pm 22	2116 \pm 43
10*	125	190	0,4316	0,008	10,4	0,44	0,25	2311 \pm 36	2464 \pm 38	2602 \pm 78
11*	177	169	0,4051	0,009	9,06	0,61	0,49	2196 \pm 42	2331 \pm 59	2479 \pm 98
12	470	244	0,3961	0,007	7,54	0,16	0,35	2150 \pm 32	2180 \pm 20	2219 \pm 40
13	262	121	0,3953	0,005	7,24	0,21	0,03	2147 \pm 25	2139 \pm 26	2119 \pm 54
14*	353	142	0,3811	0,005	6,82	0,21	0,40	2081 \pm 24	2086 \pm 28	2070 \pm 46
15	266	175	0,4166	0,007	7,68	0,19	0,23	2244 \pm 30	2194 \pm 24	2145 \pm 47
16*	568	172	0,3600	0,004	6,35	0,18	0,46	1982 \pm 21	2024 \pm 24	2062 \pm 44

Примітка: астериском позначені аналізи, не враховані у розрахунку віку.

Таблиця 4. Результати U-Pb датування кристалів циркону із амфіболіту (пр. ОС-15В)

Номер кристала	Вміст, ppm		Ізотопне відношення					Вік $\pm 2\sigma$, млн років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	Error сог.	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1*	37	45	0,3450	0,013	6,88	0,57	0,01	1904 \pm 60	2089 \pm 73	2220 \pm 170
2	34	57	0,3610	0,014	6,38	0,62	0,05	1982 \pm 68	2012 \pm 88	2110 \pm 190
3	67	290	0,3350	0,011	6,01	0,40	0,20	1860 \pm 53	1983 \pm 58	2100 \pm 130
4*	21	76	0,3450	0,017	7,88	0,87	0,07	1926 \pm 81	2200 \pm 110	2430 \pm 230
5*	24	75	0,3520	0,015	7,32	0,67	0,05	1946 \pm 71	2145 \pm 79	2340 \pm 190
6	341	153	0,3557	0,007	6,13	0,20	0,33	1960 \pm 32	1996 \pm 27	2036 \pm 54
7	695	107	0,3336	0,004	5,42	0,13	0,27	1855 \pm 17	1885 \pm 20	1942 \pm 37
8	1360	112	0,1310	0,014	2,27	0,25	0,97	788 \pm 77	1147 \pm 82	2027 \pm 42
9*	2130	740	0,4950	0,014	13,28	0,59	0,95	2590 \pm 61	2701 \pm 40	2738 \pm 29
10	238	93	0,3834	0,007	6,23	0,21	0,18	2091 \pm 33	2005 \pm 29	1932 \pm 64
11	368	50	0,3960	0,007	6,46	0,17	0,36	2149 \pm 30	2036 \pm 23	1933 \pm 47
12	28	89	0,3690	0,016	6,44	0,71	0,30	2016 \pm 76	2000 \pm 110	2010 \pm 220
13	341	187	0,3817	0,005	6,47	0,17	0,14	2084 \pm 24	2043 \pm 23	2011 \pm 53
14	630	34	0,3385	0,005	5,77	0,14	0,18	1879 \pm 22	1942 \pm 20	2016 \pm 45
15*	24	92	0,3330	0,017	7,78	0,98	0,55	1842 \pm 82	2160 \pm 110	2470 \pm 210
16*	56	207	0,3820	0,011	7,94	0,58	0,10	2081 \pm 52	2216 \pm 65	2290 \pm 140
17	78	165	0,3384	0,010	5,75	0,40	0,16	1876 \pm 46	1925 \pm 62	2040 \pm 130

Примітка: астериском позначені аналізи, не враховані у розрахунку віку.

2165 ± 22 млн рр. Вік біотитового гнейсу виявився ще давнішим — 2198 ± 29 млн рр. Циркони зі всіх продатованих нами порід виявляють доволі значну порушеність U-Pb ізотопної систематики, пов'язану зі втратою радіогенного свинцю під час пізнішої термальної події. Подібне явище широко проявлене у породних асоціаціях, що зазнали неодноразового впливу тектоно-магматичних процесів. Зокрема, в межах Українського щита воно поширене в еоархейських ендербіто-гнейсах Середнього Побужжя [12, 16]. У нашому випадку порушення U-Pb ізотопної систематики пов'язане з формуванням Осницько-Микашевицького вулканоплутонічного комплексу біля 2000 млн рр. тому [2, 3, 8, 14].

Циркони з амфіболітів мають вік 1981 ± ± 36 млн рр., який ми інтерпретуємо як вік ме-

таморфізму. Самі ж амфіболіти можуть бути як результатом перекристалізації основних порід, що належать до осницького комплексу, так і давніших базитів нарцизівського комплексу.

Слід зазначити, що давні успадковані циркони архейського віку дуже рідко трапляються в породах житомирського комплексу [13], проте вони в помітній кількості наявні в досліджених нами метаморфічних породах. Їхня присутність може бути пов'язана як з домішкою детритового архейського матеріалу в протоліті (найближчі відслонення архейських порід віком біля 2700—2800 млн рр. відомі в районі с. Попільня [6], приблизно в 200 км на південний схід від досліджуваного району), або ж наявністю архейських літосферних «коренів» у цьому районі, як нещодавно було запропоновано в роботі [15].

Література

1. Аксаментова Н.В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевицкого вулканоплутонического пояса. Минск, 2002. 176 с.
2. Висоцький О.Б., Довбуш Т.І., Котвіцька І.М. Кристалогенезис та вік циркону із габро осницького комплексу (Волинський мегаблок УЩ). *Геохімія та рудоутворення*. Вип. 28. 2010. С. 81—83.
3. Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Коваленко Н.О. U-Pb геохронологія за цирконом дрібнозернистих гранітів осницького комплексу (Волинський мегаблок УЩ). *Геохімія та рудоутворення*. Вип. 41. 2020. С. 83—86. <https://doi.org/10.15407/gof.2020.41.083>
4. Костенко О.М., Довбуш Т.І., Степанюк Л.М. Геохронологія плагіогранітів «шереметівського» комплексу (Волинський мегаблок Українського щита). *Мінерал. журн.* 2011. 33, № 2. С. 83—88. <https://doi.org>
5. Костенко О.М., Степанюк Л.М., Довбуш Т.І. Геологія та геохронологія гранітоїдів житомирського комплексу (Волинський мегаблок Українського щита). *Мінерал. журн.* 2012. 34, № 2. С. 49—63. <https://doi.org>
6. Пономаренко А.Н., Лесная И.М., Зюльшле О.В., Гаценко В.А., Довбуш Т.І., Кануникова Л.І., Шумлянський Л.В. Неоархей Росинско-Тикичского мегаблока Украинского щита. *Геохімія та рудоутворення*. Вип. 28. 2010. С. 11—16.
7. Пономаренко А.Н., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В. Геохронологія і геодинаміка палеопротерозоя Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2014. 36, № 2, С. 48—60. <https://doi.org>
8. Степанюк Л.М., Висоцький О.Б., Довбуш Т.І., Білан О.В., Коваленко Н.О. Геохронологія за цирконом і титанітом магматичних порід Осницького блоку (Український щит). *Мінерал. журн.* 2020. 42, № 1. С. 66—75. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.01.066>
9. Степанюк Л.М., Єсипчук К.Ю., Бойченко С.О., Скобелев В.М., Довбуш Т.І., Щербак Д.М. Про час формування гранітів басейну річок Тетерів та Ірпінь. *Мінерал. журн.* 2000. 22, № 1. С. 115—118.
10. Цымбал С.Н., Шумлянський Л.В., Степанюк Л.М. Возраст щелочно-ультраосновных пород городничского и гранитоидов шереметовского комплексов северо-западной части Украинского щита. *Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6—1,6 млрд рр.) Євразійського континенту*: Зб. тез Міжнар. наук. конф., присвяч. 90-річчю акад. НАН України М.П. Щербака. Київ, 2014. С. 121—122. <https://doi.org>
11. Шумлянський Л.В. Геохімія порід Осницко-Микашевицького вулканоплутонічного пояса. *Геохімія*. 2014, № 11, С. 912—924.
12. Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендербітів) Побужжя та ізотопний склад гафнію в цирконах. *Мінерал. журн.* 2012. 34, № 2. С. 64—79. <https://doi.org>
13. Шумлянський Л.В., Степанюк Л.М., Клаессон С., Руденко К.В., Беккер А.Ю. Уран-свинцева за цирконом та монацитом геохронологія гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів, Північно-Західний район Українського щита. *Мінерал. журн.* 2018. 40, № 2. С. 63—85. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.02.063>

14. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой. Київ: Наук. думка, 2008. 240 с.
15. Shumlyansky L., Tsymbal S., Kusiak M., Wilde S.A., Nemchin A.A., Tarasko I., Shumlianska L., Hofmann M. U-Pb age and Hf isotope systematics of zircon from eclogite xenoliths in Devonian kimberlites: The Neoproterozoic roots of the Central Belarus Suture Zone. *Geosciences*. 2021. <https://doi.org>
16. Shumlyansky L., Wilde S.A., Nemchin A.A., Claesson S., Billström K., Bagiński B. Eoarchean rock association in the Dniester-Bouh Domain of the Ukrainian shield: a suite of LILE-depleted enderbites and mafic granulites. *Precam. Res.*, 2021, 352, 106001. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106001>

Надійшла 13.10.2021

References

1. Aksamentova N.V. (2002). Magmatism and paleogeodynamics of the early Proterozoic Osnitsk-Mikashevychi volcano-plutonic belt. IGN NAS of Belarus. Minsk. 176 p. [in Russian].
2. Vysotsky O.B., Dovbush T.I., Kotvitska I.M. (2010). Crystallogenes and age of zircon from gabbro of the Osnitsk Complex (Volyn region of the Ukrainian Shield). *Geochemistry and Ore Formation*. Iss. 28, P. 81-83 [in Ukrainian].
3. Vysotsky O.B., Stepanyuk L.M., Dovbush T.I., Kovalenko N.O. (2020). The U-Pb zircon geochronology of fine-grained granites of the Osnitsk Complex (Volyn region of the Ukrainian Shield). *Geochemistry and Ore Formation*. Iss. 41, P. 83-86. <https://doi.org/10.15407/gof.2020.41.083> [in Ukrainian].
4. Kostenko O.M., Dovbush T.I., Stepanyuk L.M. (2011). Geochronology of plagioclase granites of the "Sheremetiv" Complex (Volyn region of the Ukrainian Shield). *Mineral. Journ. (Ukraine)*. 33, No. 2, P. 83-88 [in Ukrainian].
5. Kostenko O.M., Stepanyuk L.M., Dovbush T.I. (2012). Geology and geochronology of granitoids of the Zhytomyr Complex (Volyn region of the Ukrainian Shield). *Mineral. Journ. (Ukraine)*. 34, No. 2, P. 49-63 [in Ukrainian].
6. Ponomarenko A.N., Lesnaya I.M., Zhytslye O.V., Gatsenko V.A., Dovbush T.I., Kanunikova L.I., Shumlyansky L.V. (2010). Neoproterozoic of the Ros-Tykych region of the Ukrainian Shield. *Geochemistry and Ore Formation*. Iss. 28, P. 11-16 [in Russian].
7. Ponomarenko A.N., Stepanyuk L.M., Shumlyansky L.V. (2014). Geochronology and geodynamics of the Paleoproterozoic of the Ukrainian Shield. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. 36, No. 2, P. 48-60 [in Russian].
8. Stepanyuk L.M., Vysotsky O.B., Dovbush T.I., Bilan O.V., Kovalenko N.O. (2020). Zircon and titanite geochronology of igneous rocks of the Osnitsk block, Ukrainian Shield. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. 42, No. 1, P. 66-75. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.01.066> [in Ukrainian].
9. Stepanyuk L.M., Yesyuchuk K.Y., Boichenko S.O., Skobelev V.M., Dovbush T.I., Shcherbak D.M. (2000). On the time of formation of granites in the basin of Teteriv and Irpin rivers. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. 22, No. 1, P. 115-118 [in Ukrainian].
10. Tsymbal S.N., Shumlyansky L.V., Stepanyuk L.M. (2014). Age of the alkaline-ultramafic rocks of the Horodnitsya Complex and granitoids of the Sheremetiv Complex in the Northwestern region of the Ukrainian Shield. In: *Geochronology and geodynamics of the Early Precambrian (3.6-1.6 Ga) of Eurasia*. Abstract vol. Kyiv, 16-17 September 2014. P. 121-122 [in Russian].
11. Shumlyansky L. (2014). Geochemistry of the Osnitsk-Mikashevychi volcanoplutonic complex of the Ukrainian shield. *Geochem. Int.* 52, P. 912-924.
12. Shumlyansky L.V. (2012). Geochemistry of pyroxene plagioclase gneisses (enderbites) of the Bug area and Hf isotope composition in zircons. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. 34, No. 2, P. 64-79 [in Ukrainian].
13. Shumlyansky L.V., Stepanyuk L.M., Claesson S., Rudenko K.V., Bekker A.Yu. (2018). U-Pb on zircon and monazite geochronology of granitoids of the Zhytomyr and Sheremetiv complexes, the Northwestern region of the Ukrainian Shield. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. 40, No. 2, P. 63-85 <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.02.063> [in Ukrainian].
14. Shcherbak, N.P., Artemenko G.V., Lesnaya I.M., Ponomarenko A.N., Shumlyansky L.V. (2008). Geochronology of the early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic. Kyiv, Naukova dumka. 240 p. [in Russian].
15. Shumlyansky L., Tsymbal S., Kusiak M., Wilde S.A., Nemchin A.A., Tarasko I., Shumlianska L., Hofmann M. (2021). U-Pb age and Hf isotope systematics of zircon from eclogite xenoliths in Devonian kimberlites: The Neoproterozoic roots of the Central Belarus Suture Zone. *Geosciences*.
16. Shumlyansky L., Wilde S.A., Nemchin A.A., Claesson S., Billström K., Bagiński B. Eoarchean rock association in the Dniester-Bouh Domain of the Ukrainian shield: a suite of LILE-depleted enderbites and mafic granulites. *Precam. Res.*, 2021, 352, 106001. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106001>

Received 13.10.2021

Vysotsky O.B.

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

Stepanyuk L.M.

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

Shumlyanskyy L.V.

<https://orcid.org/0000-0002-3203-7145>

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
03142, ave. acad. Palladina 34, Kyiv, Ukraine

U-Pb AGE, BY ZIRCON, OF THE PRE-KLESIV BREED ASSOCIATION OF THE OSNYTSKY BLOCK

The Osnytsky block is an integral part of the Osnytsky-Mikashchytsky volcanic-plutonic belt, represented by early proterozoic igneous rocks of different compositions. This is a new type of igneous belts for the early precambrian - a paleotypical analogue of intracontinental volcanic-plutonic belts by the phanerozoic, which was formed in the conditions of mature continental crust in the initial stage of radical structural rearrangement of the cratonized gneiss base of the Eastern European platform. Volcanogenic formations have undergone regional metamorphism at a level not higher than the epidote-amphibolite facies, classified in the klesiv series, which combines effusives of basic, acidic and medium composition and occupies a higher stratigraphic position compared to the metamorphites of the teteriv series. Intrusive rocks (gabbro-diorite-granodiorite granite association) - to the osnitsky complex. Rocks of the osnitsky complex are widespread, they account for 80-85% of the area of the Osnytsky block.

The pre-klesiv association, represented mainly by gneisses of the teteriv series and plagiogranitoids of the sheremetivsky complex, has a limited distribution.

The LA-ICP-MS U-Pb method was applied to date zircon from plagiogranite and plagiomigmatite of the sheremetivsky complex, and from gneiss and amphibolite. The plagiogranite yielded an age of 2110 ± 8 , and plagiomigmatite of 2165 ± 22 Ma. Hence, granitoids of the sheremetivsky complex in the Osnytsk block were formed between 2.16 and 2.11 Ga.

The age of the metamorphism of gneisses was defined as 2198 ± 29 Ma, whereas zircon from amphibolite crystallized at 1981 ± 36 Ma. Correspondingly, gneiss can be attributed to the teteriv series, whereas amphibolite can belong to either osnitsky complex, or nartsyzivsky complex.

Keywords: Osnytsk block, zircon, U-Pb isotope age, LA-ICP-MS, the Ukrainian shield.