

тів центральної частини Українського щита і проблеми їх генезису // Мінерал. журн. – 2008. –30, №1. – С. 94-103.

8. Сёмка В.А., Пономаренко А.Н., Бондаренко С.Н. Новый генетический тип редкоземельно-ураноториевого оруденения в Украинском щите // Тез. докл. междунар. науч.-практ. конф. “Особенности развития минерально-сырьевой базы урана Украины, его добыча и обогащение” (Уран-2009), 15-17 сент. 2009. – Киев, 2009. – С. 76-78.

9. Щербак І.В. Петрологія Українського щита. – Львів: ЗУКЦ, 2005. – 364 с.

РЕЗЮМЕ

Вперше для докембрію Українського щита встановлений новий генетичний тип комплексного TR-U-Th зруденіння в мезоархейських гранітоїдах західної частини Приазовського мегаблоку, що пов'язані з формацією вторинних кварцитів. Родовище приурочено до екзоконтактової частини слабоеродованого гранітного масиву, що має штокоподібну форму з крутими контактами і овальним поперечним перетином. Рудні тіла розташовані в північній частині масиву і приурочені до контролюючих їх кільцевих розломів, що утворюються в процесі охолодження гранітної магми. Встановлений полістадійний і регенераційний характер рудних асоціацій від більш високотемпературних до низькотемпературних: (циркон+монацит) – рутит – (настуран+браннерит) – молібденіт – пірит-1 – (піротин+самородний вісмут+вісмутин) – (пірит-2+галеніт+халькопірит+сфалерит). За петрохімічними

особливостями апліт-пегматоїдні граніти Дібровського типу відносяться до сублужного типу, що характерний для гідротермальних середньо- та низькотемпературних TR-U-Th родовищ.

SUMMARY

A new genetic type, which related with secondary quartzite, of complex TR-U-Th ores in Middle Archaean rocks on edge part of the Azov Domain has been first defined. Deposit is related with exocontact part of stock-like granite slightly eroded massif which has steeply pitching contacts and oval plan. Ore bodies are in northern part of the massif. They are related with circle-plan faults being formed during granite magma's cooling process. Multistage and regenerative nature of ore associations from high- to low-temperature has been determined: (zircon+monazite) - rutile - (nasturanium+brannerite) - molibdenite - pirite-1 - (pirotine+native bismuth+bismuthine) - (pirite-2+galenite+halkopirite+sphalerite). On petrochemical characteristics the aplite-pegmatoid granite from the Dibrov location belongs to subalkaline type rock. This type is specific one for middle- and low-temperature TR-U-Th deposits of hydrothermal genesis.

*Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ*

pan@igmr.relc.com

Поступила в редакцію 05.01.2010

УДК 552.513 + 553.86 (477.42)

Л.В. ШУМЛЯНСЬКИЙ, О.В. МИТРОХІН

U-Pb ІЗОТОПНИЙ ВІК ЦИРКОНІВ, ВИЛУЧЕНИХ З ВІДКЛАДІВ ПУГАЧІВСЬКОЇ ТОВЩІ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

В статті наведено результати дослідження U-Pb ізотопної системи в цирконах, виділених з метапісковиків пугачівської товщі, розкритих кар'єром в с. Слобідка. Біля половини кристалів циркону кристалізувались в інтервал часу, який відповідає часу формування Коростенського плутону (1800-1740 млн рр.), хоча поодинокі кристали виявились більш молодими – до 1702 млн рр. тому. Решта кристалів циркону виявилась кластогенними. Більшість з них дали конкордантні або близькі до них результати, вік яких значно варіює – від 2400 до 1868 млн рр. Одне сильно дискордантне зерно має $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік в 2933 млн рр. Віковий розподіл кластогенних цирконів в пісковиках пугачівської товщі наближується до того, що спостерігається в цирконах, виділених з пісковиків білокоровицької світи. Беручи до уваги літологічний та мінеральний склад порід пугачівської товщі, їх геологічне положення та характер розподілу віків кластогенних цирконів, припускається, що породи пугачівської товщі є аналогами відкладів топільнянської серії, які вивозять Білокоровицьку западину.

ВСТУП

Згідно із чинною стратиграфічною схемою [5], до складу пугачівської товщі відносять метапісковики та сланці, що у вигляді ксенолітів (іноді доволі крупних розмірів – до сотень метрів в перетині) зустрічаються серед порід Коростенського плутону. Втім, на думку багатьох авторів (див., зокрема, [2, 4]), не меншим розвитком у складі цієї товщі користуються і ефузивні породи різноманітного складу. Так, В.П. Бухаревим та В.Д. Полянським [2] в Жеревецькому кар'єрі, який розкриває віднесені до утворень крайової фації рапаківіподібних гранітів Коростенського

плутону так звані дівлінські граніт-порфіри, описані останці, серед яких переважають ефузивні породи типу андезитових порфіритів. Згідно з описом цих авторів, останці порфіритів являють собою чорні тонко-дрібнозернисті породи з численними, різними за формою (округлими, брусковидними, овальними) вкраплениками плагіоклазу розмірами від декількох мм до 5-7 см. Подекуди за текстурними ознаками ці породи нагадують еруптивну брекчію. Також вказаними авторами описано крупний (до 8 м в поперечнику) останець пісковика, який вміщував дайкоподібне тіло андезитового порфіриту потужністю до 2 м.

© Л.В. Шумлянський, О.В. Митрохін, 2010

Обидві породи перетинаються численними тонкими жилками дрібнозернистого коростенського граніту. Андезитові порфірити переповнені кутастими уламками пісковіку та різноманітними за формою вкрапленнями плагіоклазу. Структура андезитових порфіритів в основній масі офітова, пойкилітова. Порода дуже змінена, плагіоклаз (40-45 %) практично цілком сосюритизований, повсюди спостерігаються новоутворення кпш та кварцу. Темноколірні мінерали репрезентовані бурувато-зеленою роговою обманкою, яка подекуди повністю заміщена хлоритом. В меншій кількості присутні епідот і тремоліт. Автори роботи [2] вказують, що аналогічні за складом породи в корінному заляганні відомі в районі сс. Горбове, Чміль та ін. Втім, за результатами досліджень [11] встановлено, що вулканогенні породи, що відслонюються в цьому районі, слід відносити до клесівської серії.

Ксеноліти порід пугачівської товщі вивчалися багатьма дослідниками. Так, авторами роботи [4] було детально вивчено крупний останець порід пугачівської товщі, розкритий Ігнатпільським кар'єром. За своїм складом і будовою цей ксеноліт являє фрагмент чітко шаруватої алевропсамітової товщі, яка містить окремі прошарки сланців і уламкових порід.

За даними [1], найбільш крупні останці порід пугачівської товщі мають площу до 1,5 км², і зустрічаються переважно в західній і південно-західній частинах Коростенського плутону поблизу сс. Заріччя, Дашенка, Рудня-Шляхова, Торчин, Кривотін, Березівка та ін. Найбільш крупний ксеноліт потужністю 119 м виявлений, очевидно, в районі с. Пугачівка, за яким товща і отримала свою назву. Цим же автором наводиться детальний петрографічний опис порід пугачівської товщі. Так, в районі с. Пугачівка товща репрезентована одноманітними ясно-сірими, дуже щільними пісковиками. Це переважно середньозернисті, більш рідко – дрібно- або крупнозернисті породи з неясно проявленою шаруватістю, яка зумовлена нерівномірним розподілом різного за розмірністю матеріалу. У шліфах пісковики мають бластопсамітову, гетеробластову, гранобластову структури з невеликою кількістю (до 10 %) контактово-порового цементу. Кластичний матеріал репрезентовано кварцом, що має нормальне або хвилясте погасання. Цемент за складом польвошпатовий, серицитовий, кремністо-серицитовий. Майже завжди в породі присутні серицит, мусковіт та біотит. В асоціації зі слюдою спостерігаються добре розвинені кристали циркону.

Ще один крупний останець порід пугачівської товщі виявлено в районі сс. Березівка, Торчин та Грушки. Довжина цього останцю сягає 2 км при ширині виходу до 500 м. У складі останцю дрібнозернисті пісковики чергуються з прошарками сланців потужністю від 1 до 10 м і більше. Наразі ці сланці на 70-80 % складені мусковітом і хлоритом.

Більшість авторів підкреслюють значну ступінь переробки та асиміляції останців пугачівської товщі розплавами, з яких кристалізувались породи Коростенського плутону. Зокрема, К.М. Калюжна та Б.Д. Колбін [6] виділили цілий ряд перехідних порід: кварцито-гнейси, кварцити, гранітизовані кварцитовидні пісковики. Ці ж автори описують серед

кварцито-пісковиків прошарки темно-сірих масивних тонкозернистих хлорито-слюдистих порід, які вони розглядають в якості метасоматично змінених основних порід.

ГЕОЛОГІЧНИЙ ТА ПЕТРОГРАФІЧНИЙ ОПИС ДОСЛІДЖЕНОГО КСЕНОЛІТУ ПІСКОВИКІВ

Авторами досліджений доволі великий, потужністю до декількох десятків метрів, і протяжністю до декількох сотень метрів, ксеноліт метапісковиків, частково розкритий лабрадоритовим кар'єром на західній околиці с. Слобідка (50°27'07" пвн. ш., 28°51'56" сх. д.). В верхній частині південної стінки кар'єру відслонюються три крупних фрагменти цього ксеноліту. Вони розмежовуються, а також підстилаються темно-сірими гігантозернистими лабрадоритами з яскравою іризацією в жовтувато-зелених та синіх тонах. Найбільший з фрагментів простежується на відстані більше 100 м. Крім того, лабрадорити містять дрібніші кутасті ксеноліти метапісковиків розміром від перших сантиметрів до перших метрів. Межі ксенолітів з вмішуваним лабрадоритом чіткі та різкі, без будь-яких видимих приконтактних змін.

Метапісковик в межах найбільшого з фрагментів має неоднорідне забарвлення, обумовлене первинною шаруватою текстурою, а також різним ступенем розвитку постеріорних змін. На свіжому зламі це темно-сіра зливна кварцитовидна порода. Вздовж площин товсто-плитчастої окремоті та неправильних тріщин метапісковик набуває світлого жовтуватого та буруватого забарвлення, вкриваючись плівками гідроксидів заліза. Саме на звітрилих поверхнях найкраще проявляється дрібна паралельна шаруватість з чергуванням прошарків відмінних за кольором. Інколи завдяки корозії поверхні зразків може проступати реліктова дрібно-уламкова структура. Під мікроскопом метапісковик виявляє неоднорідну текстуру з плямисто-нерівномірною зернистістю реліктового уламкового матеріалу, а також варіаціями у складі та структурі перекристалізованого матриксу. Мікроструктура визначається як бластопсамітова з первинно-базальним до порового типом цементації. Реліктові уламкові зерна на різних ділянках можуть складати від 60-70 до 90 %. Склад уламків мономіктний кварцовий з акцесорною домішкою детритового циркону та рудного мінералу. Сортування погане з коливаннями розмірів кварцових зерен в діапазоні 0,2-0,9 мм. Зерна кварцу мають переважно ізометричну форму – від реліктової заокругленої до округло-полігональної. На окремих ділянках зерна кварцу щільно притуляються одне до одного, формуючі гранобластивий агрегат з типовою роговикою структурою. Загалом для кварцу властиве нормальне, рідко – слабо-хвилясте згасання, а також наявність волосовидних включень рутилу, неоднорідно розподілених в об'ємі окремих зерен. Плагіоклаз олігоклазового складу присутній в більшості шліфів у вигляді поодиноких призматичних зерен без явних слідів окатування та гіпергенних змін, що не дозволяє однозначно стверджувати його детритову природу. Досить часто формує зростки з кварцом. Властивим є тонке полісинтетичне двійниковання, інколи з явними деформаціями двійникових смуг. Руд-

Таблиця 1. Хімічний склад пісковиків пугачівської товщі, кар'єр с. Слобідка

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	В.п.п.	Сума
80,50	0,26	8,91	0,44	3,16	>0,03	1,78	1,39	0,7	1,1	0,09	0,09	1,14	99,56

Таблиця 2. Результати U-Pb ізотопного датування цирконів, виділених з пісковиків пугачівської товщі, кар'єр с. Слобідка

Номер аналізу	Вміст, г/т			Ізотопні відношення ($\pm 1s$)				Вік, млн рр. ($\pm 1s$)			Дискордантність, %
	U	Th	Pb	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Коефіцієнт кореляції	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	87	66	32	4,531 \pm 0,053	0,3163 \pm 0,0028	0,5	0,1033 \pm 0,0011	1772 \pm 14	1737 \pm 10	1685 \pm 19	-5
2	68	34	22	4,377 \pm 0,055	0,3025 \pm 0,0027	0,5	0,1055 \pm 0,0011	1704 \pm 13	1708 \pm 10	1723 \pm 20	1
3	68	31	23	4,526 \pm 0,057	0,3083 \pm 0,0027	0,6	0,1066 \pm 0,0011	1732 \pm 13	1736 \pm 11	1742 \pm 19	1
4	465	239	228	9,179 \pm 0,086	0,4337 \pm 0,0037	0,4	0,1548 \pm 0,0015	2322 \pm 17	2356 \pm 9	2400 \pm 17	3
5	207	64	71	5,139 \pm 0,057	0,3178 \pm 0,0028	0,4	0,1156 \pm 0,0013	1779 \pm 14	1843 \pm 9	1889 \pm 19	6
7	149	43	54	5,742 \pm 0,061	0,3475 \pm 0,0030	0,5	0,1208 \pm 0,0012	1923 \pm 15	1938 \pm 9	1968 \pm 18	2
8	487	296	177	4,690 \pm 0,044	0,3282 \pm 0,0029	0,4	0,1060 \pm 0,0011	1830 \pm 14	1766 \pm 8	1731 \pm 18	-5
9	214	66	84	6,385 \pm 0,064	0,3721 \pm 0,0032	0,4	0,1264 \pm 0,0013	2039 \pm 15	2030 \pm 9	2049 \pm 18	0
10	59	37	27	7,203 \pm 0,091	0,3996 \pm 0,0036	0,6	0,1338 \pm 0,0014	2167 \pm 16	2137 \pm 11	2148 \pm 18	-1
11	97	44	40	7,357 \pm 0,089	0,3740 \pm 0,0033	0,5	0,1421 \pm 0,0015	2048 \pm 16	2156 \pm 11	2253 \pm 18	10
12	374	221	132	4,762 \pm 0,049	0,3151 \pm 0,0027	0,4	0,1102 \pm 0,0011	1766 \pm 13	1778 \pm 9	1802 \pm 19	2
13	97	54	37	5,741 \pm 0,068	0,3446 \pm 0,0030	0,5	0,1272 \pm 0,0013	1909 \pm 15	1938 \pm 10	2059 \pm 19	8
14	70	45	25	5,036 \pm 0,066	0,3194 \pm 0,0028	0,6	0,1143 \pm 0,0012	1787 \pm 14	1825 \pm 11	1868 \pm 20	5
15	198	100	116	14,262 \pm 0,151	0,4977 \pm 0,0043	0,5	0,2136 \pm 0,0022	2604 \pm 19	2767 \pm 10	2933 \pm 16	13
16	51	35	18	4,688 \pm 0,057	0,3161 \pm 0,0028	0,5	0,1081 \pm 0,0012	1771 \pm 14	1765 \pm 10	1767 \pm 19	0
17	58	36	20	4,519 \pm 0,062	0,3053 \pm 0,0027	0,6	0,1080 \pm 0,0012	1718 \pm 14	1734 \pm 11	1766 \pm 20	3
18	125	56	43	5,574 \pm 0,064	0,3130 \pm 0,0027	0,5	0,1250 \pm 0,0013	1755 \pm 13	1912 \pm 10	2029 \pm 19	16
19	375	275	132	4,277 \pm 0,044	0,3070 \pm 0,0027	0,4	0,1043 \pm 0,0011	1726 \pm 13	1689 \pm 8	1702 \pm 19	-1
20	89	49	30	4,586 \pm 0,057	0,3029 \pm 0,0027	0,5	0,1104 \pm 0,0012	1706 \pm 13	1747 \pm 10	1806 \pm 19	6

ний мінерал зустрічається у вигляді достатньо правильних сплюснених кристалів розміром 0,1-0,3 мм та їх кутастих уламків. Доволі часто утворює включення та зростки з кварцом. Циркон представлений короткопризматичними кристалами розміром 0,05-0,1 мм, серед яких однаково поширені напівокатані та необкатані. Інколи циркон утворює включення у кварці та слюдах. Матрикс досліджуваних метапісковиків повністю перекристалізований та набув пойкилобластової структури. Склад його поліміктовий з помітним переважанням мікрокліну. Останній кристалізується у вигляді достатньо крупних скелетних індивідів, які пойкилітово “цементують” уламковий кварц. Менш розповсюджені у складі перекристалізованого матриксу кислий плагіоклаз, кордієрит, мусковіт та біотит. Хімічний склад пісковиків с. Слобідка наведено в табл. 1.

Дослідження шліфів виготовлених з ділянки контакту метапісковіку з лабрадоритом виявило зміни у складі та структурі обох порід, які були непомітні при польових дослідженнях. При наближенні до контакту в метапісковіку спостерігається збільшення вмісту біотиту та рудного мінералу, зернистість породи при цьому дещо зменшується. Безпосередньо в езоконтактовій зоні потужністю в перші сантиметри метапісковік перетворено на гіперстен-польовошпатовий кварцит (роговик?). Він набув гранобластової роговикової структури, що майже повністю маскує реліктову уламкову структуру. Зерна кварцу розташовані впритул, зубцями вкорінюючись одне в одне. Їх розмір зменшується до 0,1-0,2 мм, ще менші розміри мають гіперстен та польовий шпат. У вміщуючому лабрадориті спостерігаються приконтактові деформації мегакристалів плагіоклазу – вигинання, розщеплення та виклинювання двійникових смуг, блокування, розтріскування та кінцеве дроблення кристалів. При цьому в породі помітно зростає вміст калішпату та кварцу, які явно тяжіють до зон деформацій. Низькотемпературні перетворення мафічних мінералів, які є характерними для звичайного катаклазу, в еноконтактових лабрадоритах не виявлені.

ОПИС ЦИРКОНІВ

Циркони, виділені з пісковиків с. Слобідка, доволі неоднорідні як за зовнішнім виглядом, так і за внутрішньою будовою. Розмір кристалів варіює в значних межах – від <0,1 мм до 0,1×0,3-0,4 мм. Кристали переважно безбарвні, прозорі, хоча до 10 % кристалів інтенсивно зафарбовані гідрокислами заліза в бурій колір. Форма кристалів значно варіює – від округлої (переважно дрібні зерна) до призматичної і видовжено-призматичної (Кп варіює від 1 до 4-5). Дрібні округлі зерна зазвичай добре обкатані, в той час як крупні кристали мають призматично-діпірамідальний габітус. Поодинокі зерна містять доволі крупні вrostки інших мінералів. В цілому, такі вrostки для досліджуваних цирконів не характерні.

Так само сильно циркони, вилучені з пісковиків пугачівської товщі, варіюють і за характером люмінесценції під впливом катодних променів. Тут чітко виділяється група кристалів (до 25-30 % від загальної кількості), які мають дуже слабку люмінесценцію і переважно однорідну гомогенну внутрішню будову. Окремі з цих зерен оточені вузькими зовнішніми облямівками, що мають більш яскраву люмінесценцію під впливом катодних променів. Форма таких криста-

лів варіює від ізометричної до короткопризматичної, розміри – від дрібних до доволі крупних.

Решта кристалів мають доволі яскраву (поодинокі зерна – дуже яскраву) люмінесценцію, яка в переважній більшості випадків дозволяє виявити складну концентричну зональність, а також наявність дрібних усадкованих ядер.

ГЕОХРОНОЛОГІЯ

Циркони, виділені з пісковиків кар'єру в с. Слобідка, досліджувались методом ICP-MS з лазерною абляцією; проводився повний ізотопний U-Pb аналіз. Методика ізотопно-геохронологічних досліджень, що застосовувалась, детально описана в роботі [7].

Результати дослідження ізотопного віку цирконів наведено в табл. 2, а також на рис. 1, 2.

Майже половина кристалів циркону, виділених з

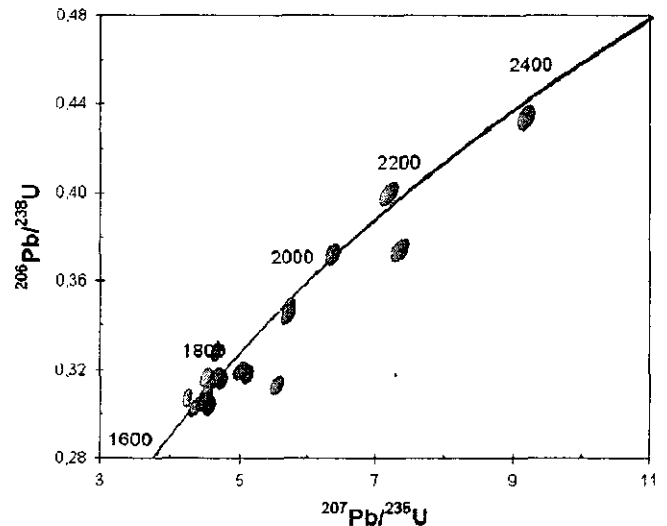


Рис. 1. Діаграма з конкордією для цирконів, виділених з пісковиків пугачівської товщі.

пісковиків с. Слобідка (9 кристалів з 20 проаналізованих) кристалізувались в інтервал часу, який в широкому сенсі відповідає часу формування Коростенського плутону (рис. 2). Якщо брати до розгляду лише конкордантні чи майже конкордантні визначення, то можна зауважити, що кристали циркону в пісковиках пугачівської товщі формувались протягом тривалого інтервалу часу – від 1802 до 1702 млн рр. тому; більшість з цих кристалів була сформована в інтервалі часу 1802-1742 млн рр., який відповідає відомому на даний момент [3, 13] часу формування Коростенського плутону. Проте, деякі із зазначених кристалів явно більш молоді, ніж остання відома магматична подія в межах плутону. Очевидно, це явище потребує спеціального пояснення.

Кристали коростенського віку зазвичай мають більш-менш чіткі кристалографічні обмеження, деякі мають ксеноморфний вигляд – за рахунок наявності індукційних граней. Кристали призматичні, від короткопризматичних до видовжено-призматичних. В більшості випадків спостерігається зональність, яка зазвичай проявлена у формуванні вузьких облямівок.

Біля половини кристалів циркону, виділених з пісковиків пугачівської товщі, виявилась кластогенними. Форма таких кристалів зазвичай округла, добре обкатана. Кластогенні зерна незональні (хоча зустрічались і різко зональні виділення), мають слабку катодлюмінесценцію.

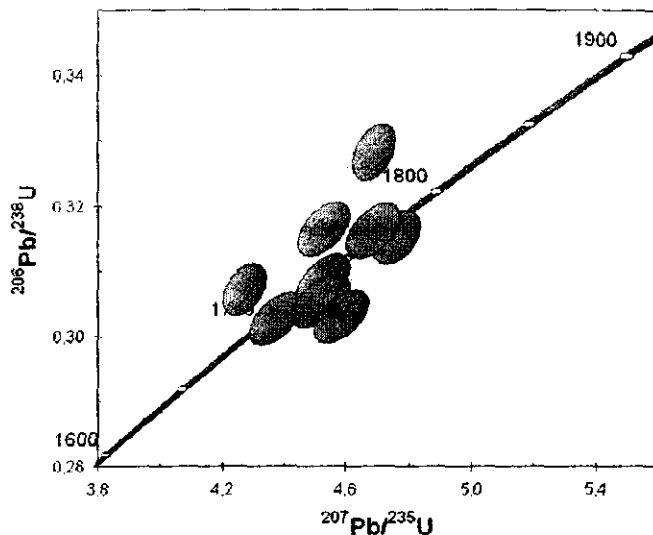


Рис. 2. Діаграма з конкордією для цирконів, виділених з пісковиків пугачівської товщі, вік яких відповідає часу формування Коростенського плутону.

Більшість з таких кластогенних кристалів дали конкордантні або близькі до них результати, вік яких значно варіює – від 2400 до 1868 млн рр. (рис. 1, табл. 2). Одне сильно дискордантне зерно має $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік в 2933 млн рр.

Не зважаючи на статистично недостатню вибірку проаналізованих кластогенних кристалів циркону, в цілому можна зауважити, що їх віковий розподіл в пісковиках пугачівської товщі наближується до того, що спостерігається в цирконах, виділених з пісковиків білокоровицької світи [8].

ОБГОВОРЕННЯ ТА ВИСНОВКИ

В цілому, пугачівська товща складена переважно теригенними відкладами – пісковиками та сланцями. Наявність ефузивних утворень у складі пугачівської товщі не доведена, хоча і не виключена. Пов'язане це з тим, що ефузивні породи на даній території входять, зокрема, до клесівської серії. Доведення факту належності певного ксеноліту вулканічних порід серед утворень коростенського комплексу потребує спеціальних кропітких досліджень – петрографічних, геохімічних, ізотопно-геохімічних, геохронологічних. Стверджувати належність того чи іншого ксеноліту ефузивних порід до того чи іншого стратиграфічного підрозділу лише на підставі зовнішньої подібності навряд чи можливо.

В цілому, за складом та характером теригенних відкладів утворення пугачівської товщі зовнішньо подібні до порід овруцької та топільнянської серій. В той же час, І.М. Горохов зі співавторами [14], досліджуючи Rb-Sr ізотопну систему у теригенних відкладах Овруцької і Білокоровицької западин, встановив, що сланцеві прошарки серед пісковиків топільнянської серії складені переважно гідрослюдами та хлоритом, що цілком відповідає складу сланцевих прошарків в породах пугачівської товщі. Глинясті прошарки серед порід овруцької серії складені глинястими мінералами з домішкою серициту та теригенного кварцу. Отже, мінералогічні данні свідчать про те, що відклади пугачівської товщі можуть паралелізуватись з відкладами топільнянської серії, що виповнюють Білокоровицьку западину. Геохронологічні данні також свідчать про те, що вік відкладів пугачівської товщі і топільнянської серії давніший, ніж порід коростенського комп-

лексу [10] – на відміну від відкладів овруцької серії [9, 12]. Розподіл кластогенних цирконів в пісковиках пугачівської товщі також в цілому відповідає такому в пісковиках топільнянської серії [8].

Отже, беручи до уваги літологічний та мінеральний склад порід пугачівської товщі, їх геологічне положення у вигляді ксенолітів серед порід Коростенського плутону, характер розподілу віків кластогенних цирконів, можна припустити, що породи пугачівської товщі є аналогами відкладів топільнянської серії, що виповнює Білокоровицьку западину.

Окрім кластогенних, пісковики пугачівської товщі містять доволі велику кількість новоутворених кристалів циркону, вік яких в цілому відповідає віку формування Коростенського плутону. В той же час, зустрічаються і кристали, сформовані за 40 млн рр. після закінчення магматичної активності в плутоні. Цей факт потребує спеціального пояснення.

Стаття підготована за підтримки Програми науково-технічного співробітництва між урядами України та Польщі

ЛІТЕРАТУРА

1. Бухарев В.П. О пугачевской свите протерозоя северо-запада Украинского щита // Геол. журн. – 1969 - № 3. - С. 104-108.
2. Бухарев В.П., Полянський В.Д. Вулканізм пугачівської епохи осадоутворення північно-західної частини Українського щита // Доп. АН УРСР, Сер. Б. - 1987. - № 1 - С. 9-12.
3. Верхосляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование – 1995. - Вып. 21. - С. 34-47.
4. Деревицкая Л.А., Зинченко О.В., Моляко В.І. Новый фрагмент отложенный пугачевской серии и центральной части Коростенского плутона // Докл АН Украины. – 1993. - № 4 - С. 117-120.
5. Єсичук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М. та ін. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). – Київ, УкрДГРІ, 2004. – С. 30.
6. Калюжная К.М., Колбин Б.Д. О ксенолита кварцитовидных песчаников и литологических особенностях кровли Коростенского плутона // Вопросы литологии и петрографии, кн. 1. – Львов: Изд-в Львов. ун-та, 1969. - С. 156-165.
7. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Пономренко О.М., Добуш Т.І., Висоцький О.Б., Дьомі І. До питання про вікові межі формування кошарс олександрівської світи бузької серії Побужжя // Геохімія та рудоутворення. – 2010. – Вип. 28. – С. 4-10.
8. Шумлянський Л.В. Результаты U-Pb датирования кластогенных цирконов из метасадочных пород Овручской и Белокоровичской впадин, северная западная часть Украинского щита // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. II. – Санкт-Петербург: ИП К. талкина, 2009. – С. 282-284.
9. Шумлянський Л.В., Богданова С.В. U-Pb вік цирконів та геохімічні особливості ріолітів Овруцької западини, Північно-Західний район Українського щита // Мінерал. журн., 2009, 31, № 1, С. 40-49.
10. Шумлянський Л.В., Мазур М.Д. Вік та речовинний склад йотунітів Білокоровицького дайкового п'ясу // Геолог України

11. Шумлянський Л.В., Мазур М.Д., Зінченко О.В., Кривдік С.Г. Ізотопний (U-Pb за цирконами) вік та геологічне положення Кишинського масиву і порід його ослонування (Північно-Західний район Українського щита) // Мінерал. журн. – 2009, № 2, с. 84-91.

12. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницький Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1989. – 144 с.

13. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Verchogliad V.M., Skobelev V.M. Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine. // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. – 116. – P. 411-419.

14. Gorokhov I.M., Clauer N., Varshavskaya E.S., Kutayev E.P., Drannik A. S. Rb-Sr ages of Precambrian sediments from the Ovruch mountain range, northwestern Ukraine (U.S.S.R.) // Precambrian Research, 1981, 16, – P. 55-65.

РЕЗЮМЕ

В статті приведені результати дослідження U-Pb ізотопної системи в цирконах, виділених з метапесчаників пугачевської толщини, відкритих кар'єром в с. Слободка. Около половини кристалів циркона кристалізувалось в інтервалі часу, який відповідає часу формування Коростенського плутона (1800-1740 млн лет), хоча єдиничні кристали були більш молодими – до 1702 млн лет тому назад. Решта кристалів циркона були кластогенними. Більшість з них дали конкордантні або близькі до них результати, вік яких значно варіює – від 2400 до 1868 млн лет. Одно сильно дискордантне зерно має $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік в 2933 млн лет. Вік розподілу кластогенних цирконов в пугачевській толщині наближається до того, яке спостерігається в цирконах, виділених з метапесчаників бе-

локоровичської свити. Беря во увагу літологічний і мінеральний склад порід пугачевської толщини, їх геологічне положення і характер розподілу віку кластогенних цирконов, передбачається, що породи пугачевської толщини є аналогами відкладених топильнянської серії, виконують Білокоровичську западину.

SUMMARY

Paper deals with results of investigation of the U-Pb isotopic system in zircons separated from sandstones of the Pugachivka stratum revealed by the open pit in Slobidka village. About half of the zircon crystals were formed at the time interval that correspond to the time of formation of the Korosten anorthosite-mangerite-charnockite granite pluton (1800-1740 Ma), although single crystals are much younger and crystallized as late as 1702 Ma. The rest of the zircons grains are clastic. Most of them gained concordant or nearly concordant ages widely varying in the interval from 2400 to 1868 Ma. One very discordant grain gained $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age in 2933 Ma. Age distribution of the clastic zircons in sandstones of the Pugachivka stratum resembles those separated from sandstones of the Bilokorovich suite. Considering lithology and mineral composition of the rocks of Pugachivka stratum, their geological position and age distribution of clastic zircons it is supposed that rocks of the Pugachivka stratum are counterparts of the sediments of Topilnya suite that fills Bilokorovich depression.

Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, м. Київ

Надійшла до редакції 04.01.2010 р.

УДК 550.93

О.Б. ВИСОЦЬКИЙ, Т.І. ДОВБУШ, І.М. КОТВИЦЬКА

КРИСТАЛОГЕНЕЗИС ТА ВІК ЦИРКОНУ ІЗ ГАБРО ОСНИЦЬКОГО КОМПЛЕКСУ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Габро є найбільш давніми утвореннями осницького комплексу. Укорінилися вони на заключній стадії формування клесівської серії до початку формування гранітоїдів. Для визначення віку габро використано U-Pb ізотопний метод за цирконом. Вік цирконів, а отже і вік габро, що їх вміщує, становить $1983,4 \pm 7,1$ млн рр.

ВСТУП

Габроїди осницького комплексу, вперше описані Л.Г. Ткачуком [3] розповсюджені у вигляді розрізних тіл самих різних розмірів, ізометричної або лінзовидної форми, витягнутих у північному чи північно-східному напрямку, здебільшого по облямуванню Рокитнівської та Сновидовицької кільцевих структур. Площа масивів габро за звичай не перевищує декількох квадратних кілометрів. Окрім того, габроїди зустрічаються у вигляді ксенолітів серед гранодіоритів і кварцових діоритів цього комплексу.

Час укорінення масивів габро на сьогодні достовірно не відомий. З породного комплексу Осницько-

го блоку уран-свинцевим методом на сьогодні визначено вік метаефузівів клесівської серії: лептитів – 2020 ± 15 млн рр., метапорфіритів – 1970 ± 5 млн рр., гранітів із кар'єра с. Осницьк – 1995 ± 15 млн рр. [4] та гранітів із кар'єрів с. Томашгород – $1993,8 \pm 3,2$ млн рр. [5].

ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ

За результатами геологічних спостережень габро є найбільш давніми утвореннями осницького комплексу. Укорінилися вони на заключній стадії формування клесівської серії до початку формування гранітоїдів. У крайових частинах масиви габро сильно граніти-