

УДК 551.72 + 552.323.1(477.42)

Л.В. Шумлянський, С.В. Богданова

U-Pb ВІК ЦИРКОНІВ ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РІОЛІТІВ ОВРУЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ, ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ РАЙОН УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Наведено результати U-Pb датування цирконів з метаріолітів Овруцької западини та гранітів північної частини Коростенського плутону, розкритих кар'єром у с. Бондарі. Згідно із отриманими даними, вилив ріолітів відбувався 1761 ± 13 млн рр. тому, а граніти кристалізувались 1780 ± 6 млн рр. тому. Отримані геохімічні та ізотопно-геохімічні дані однозначно свідчать про генетичну спорідненість ріолітів та гранітоїдів. Це, в свою чергу, дозволяє припустити, що формування Овруцької западини певною мірою пов'язане зі становленням Коростенського плутону в цілому.

E-mail: lshumlyansky@yahoo.com

Вступ. Питання щодо віку та умов формування вулкано-тектонічних депресій (Білокоровицької, Овруцької та Вільчанської), що супроводжують Коростенський плутон (рис. 1), є одними із найбільш цікавих та актуальних в геології Українського щита. Історія розвитку уявлень про стратиграфічне положення та походження порід, що виповнюють зазначені депресії, описані [2, 5], тому ми не будемо детально зупинятись на цих питаннях. Відзначимо лише головні проблеми, які до цього часу лишаються невирішеними. Серед них: 1 — стратиграфічне співвідношення між відкладами, що виповнюють всі три западини. Різні автори пропонують різні варіанти кореляції відкладів — або всі вони формувались одночасно, але за різних фаціальних умов, або в різний час. Причому в останньому випадку відклади Овруцької та Вільчанської западин можуть розглядатись і як більш давні по відношенню до відкладів Білокоровицької депресії, і як більш молоді; 2 — вікове і генетичне співвідношення з Коростенським плутоном.

У цій роботі нами розглядаються лише відклади, що виповнюють Овруцьку западину, тому ми не ставимо собі за мету кореляцію з від-

кладами Білокоровицької та Вільчанської западин. Втім отримані результати можуть бути використані для такої кореляції у майбутньому.

Щодо співвідношення відкладів Овруцької западини з породами Коростенського плутону, принциповим став виявлений А.С. Дранником та Л.О. Тарановою факт залягання порід западини на корі вивітрювання гранітів рапаківі [5, 8]. Отже, ефузивні та осадові породи Овруцької западини є дещо молодшими від утворень Коростенського плутону, оскільки, очевидно, необхідний був певний час для того, щоб вивести граніти рапаківі на земну поверхню та еродувати їх. Окрім того, дослідники стали вважати, що відклади Овруцької западини залягають на еродованій поверхні і молодших за граніти рапаківі утворень, зокрема крупної Звіздаль-Заліської дайки та Давидківського масиву (у випадку Давидківського масиву автори роботи [6, с. 173] використовують нейтральний вираз "східна частина масиву частково перекривається кислими вулканітами Вільчанської западини", не стверджуючи таким чином ніяких вікових співвідношень). Результати Rb-Sr ізохронного датування осадових порід Овруцької западини ($1389 \pm \pm 71$ млн рр. [11]) начебто добре узгоджувались з цими даними. Втім вже перші результа-

ти уран-свинцевого датування цирконів, виділених з кварцових порфірів Вільчанської (1770 ± 5 млн рр.) та Овруцької (1745 ± 20 млн рр.) западин [8] поставили під сумнів значну відірваність у часі формування Коростенського плутону та Овруцької і Вільчанської западин.

Проведене авторами роботи [4] петрохімічне зіставлення ефузивів Білокоровицької, Овруцької і Вільчанської западин з аналогічними за вмістом SiO₂ породами Коростенського плутону підтвердило їх практично повну ідентичність і, очевидно, комагматичність. Крім того, автори тієї самої роботи навели вагомі аргументи проти розгляду гранітоїдів Коростенського плутону, що безпосередньо підстелюють Овруцьку западину, як звітрілих.

Отже, отримані відносно нещодавно результати уран-свинцевого датування і петрохімічного аналізу ефузивних порід Овруцької западини дозволили поставити під сумнів вже начебто усталену думку про значно більш молодий вік порід западини по відношенню до Коростенського плутону. Ми використовуємо результати уран-свинцевого датування кислих ефузивів Овруцької западини, а також результати їх геохімічного дослідження для того, щоб остаточно довести комагматичність цих ефузивів з гранітоїдами північної частини Коростенського плутону.

Геологічне положення та петрографічні особливості досліджених порід. Нижня частина розрізу Овруцької западини (збраньківська світа) складена ефузивними породами основного

та кислого складу [5]. Кислі вулканіти (ріоліти, які у вітчизняній літературі прийнято називати кварцовими порфірами) залягають вище метабазальтів і, на відміну від останніх, відслонюються в декількох пунктах. (рис. 2).

Нами були опробовані ріоліти в невеликому закинутому кар'єрі поблизу с. Красилівка (пр. 06-Е2) та у відслоненні біля с. Переброди (пр. 06-НВ7). В обох випадках співвідношення з породами, що їх перекривають та підстелюють, не розкрито.

Петрографічно породи, репрезентовані пр. 06-Е2 та 06-НВ7, дуже подібні одна до одної: обидві є ріолітами порфірової будови з повнокристалічною тонкозернистою основною масою. Порфірові вкраплення складають до 15 % об'єму породи та репрезентовані калієвим польовим шпатом (КПШ) — 60 %, кварцом — 30, плагіоклазом — 5, роговою обманкою та рудними — до 5 %. Розмір вкраплень становить до 2—3 мм, зазвичай вони дрібніші. Форма ізометрична, у КПШ — нерідко "амебоподібна", з численними затоками та включеннями основної маси. Крім останніх у КПШ зустрічаються також включення кварцу, плагіоклазу, рогової обманки, рудного мінералу. КПШ має "плямисту" будову, значною мірою пелітизований, завдяки чому набуває буруватого кольору.

Кварц формує більш-менш ізометричні (округлі) фенокристи, що дуже рідко містять відносно дрібні, переважно округлі включення основної маси та розкристалізованого меланократового скла. Кварц часто має "хвиляс-

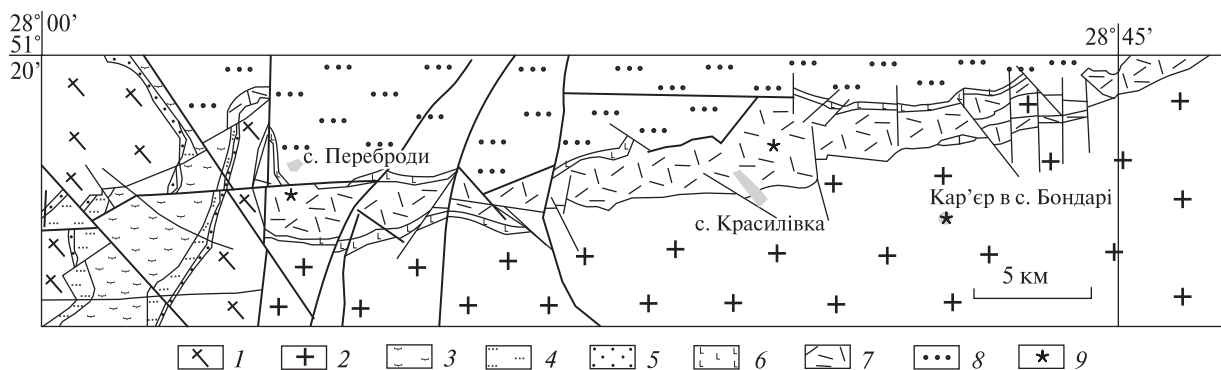


Рис. 1. Фрагмент геологічної карти південно-східної частини Овруцької западини (спрощено, за матеріалами М.М. Костенко, 2001): 1 — гранітоїди та мігматити житомирського комплексу; 2 — гранітоїди коростенського комплексу; 3—5 — відклади Білокоровицької западини (3 — породи озерянської світи (глинисті сланці, аргіліти, алевроліти), 4 — пісковики верхньобілокоровицької підсвіти, 5 — грубоуламкові відклади нижньобілокоровицької підсвіти); 6—8 — відклади Овруцької западини (6 — метабазальти збраньківської світи, 7 — ріоліти збраньківської світи, 8 — пісковики товчачівської світи); 9 — місця відбору проб для геохронологічних та геохімічних досліджень

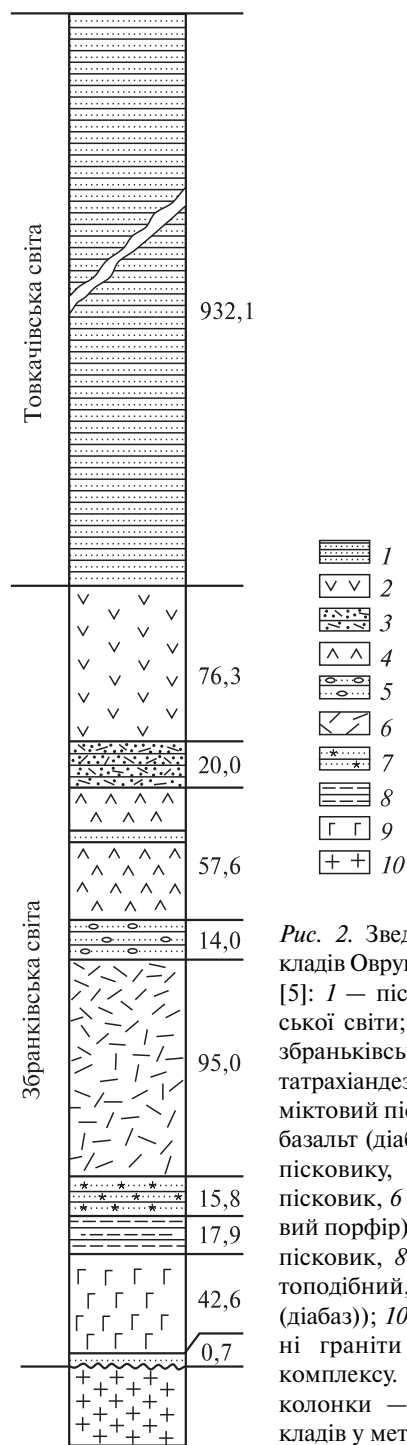


Рис. 2. Зведений розріз відкладів Овруцької западини, за [5]: 1 — пісковики товкачівської світи; 2—9 — відклади збранківської світи (2 — метатрахіандезит, 3 — вулканоміктовий пісковик, 4 — метабазальт (діабаз) з прошарком пісковика, 5 — гравелістий пісковик, 6 — ріоліт (кварцовий порфір), 7 — озалізнений пісковик, 8 — сланець філітоподібний, 9 — метабазальт (діабаз)); 10 — рапаківіподібні граніти коростенського комплексу. Цифри зліва від колонки — потужність відкладів у метрах

те" погасання. Іноді зустрінуті скелетні фенокристи цього мінералу.

Плагіоклаз зустрічається відносно рідко у вигляді доволі дрібних (0,2—0,25 мм) ізометричних, нерідко — "амебоподібних" кристалів, помітно пелітизованих.

Темноколірні мінерали (рогова обманка?) також присутні в асоціації мінералів-вкрапельень — дрібні (0,15 мм) ізометричні виділення,

цілком заміщені трав'яно-зеленим хлоритом. По краях виділення дуже сильно опацизовані. Кристали рогової обманки повсякчасно асоціюють з рудними мінералами, що формують ізометричні дрібні (~0,1 мм) кристали. Крім того, рогова обманка містить доволі численні дрібні ідіоморфні виділення циркону.

Основна маса має дуже тонкозернисту будову і складена, очевидно, розкристалізованим склом. Розпізнаються дрібні виділення хлориту, а також польові шпати та кварц.

Для встановлення вікових співвідношень між ефузивами Овруцької западини та гранітами, що їх підстеляють, нами були опробовані також середньозернисті граніти (граносієніти), розкриті кар'єром в с. Бондарі (пр. 06-BG48), в декількох кілометрах від кар'єру в с. Красилівка. Це середньо-, рівномірно-, гіпідіоморфнозерниста порода масивної текстури, складена, об. %: кварцом — 30, плагіоклазом — 15, КПШ — 50, біотитом — 2—3, рудними мінералами — 2.

Кварц репрезентований ізометричними, округлими або кутастими кристалами, розміри яких варіюють від 0,2 до 2 мм. Часто має блокове погасання. У великій кількості містить дрібні вclusions.

КПШ формує крупні (до 2—3 мм) ізометричні, різко ксеноморфні виділення, що розташовуються або в інтерстиціях кристалів кварцу, або (більш крупні зерна) — містять доволі численні вrostки кварцу чи ідіоморфних кристалів плагіоклазу. КПШ доволі сильно пелітизований (заміщений бурим пилом).

Плагіоклаз утворює таблитчасті ідіоморфні кристали розміром 0,4—2 мм, доволі сильно пелітизовані, але меншою мірою, ніж КПШ.

Біотит формує інтерстиційні виділення розміром до 1 мм, що містять доволі численні вclusions циркону.

Рудні мінерали представлені дрібними округлими ("краплеподібними") зернами розміром до 0,1—0,2 мм, що утворюють вclusions у всіх інших мінералах.

Методи досліджень. Наведені у цій роботі результати аналізу валових проб гірських порід отримані з допомогою методу ICP-MS в комерційній лабораторії фірми Acme Analytical Laboratories Ltd. (Ванкувер, Канада).

Аналіз ізотопного складу стронцію та неодиму виконано в лабораторії ізотопної геології при Шведському природознавчому музеї, Стокгольм. Вміст самарію та неодиму досліджено із

застосуванням методу ізотопного розведення з використанням змішаного ^{150}Nd — ^{147}Sm трасера. Проби самарію, неодиму та стронцію наносили на подвійні ренієві стрічки та вимірювали у формі іонів металу за допомогою термоіонізаційного мас-спектрометра *Finnigan MAT 261*. Ізотопний склад стронцію та неодиму виміряно в мультидинамічному режимі, самарію — у статичному. Ізотопний склад неодиму корегували на вплив трасера, інтерференцію із самарієм та фракціонування шляхом нормалізації до співвідношення $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Інтерференцію із самарієм відстежували шляхом вимірювання 149-ї маси.

Початкове співвідношення $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ розраховували із використанням виміряного співвідношення $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ та значень концентрації рубідію і стронцію, отриманих за допомогою методу *ICP-MS*. Точність вимірювання вмісту рубідію та стронцію, за даними *Асте*, становить $\sim \pm 5\%$ (2σ), що призводить до похибок у розрахунку співвідношення $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ на рівні $< 0,0005$ ($< \pm 0,065$; 2σ). Ізотопні співвідношення стронцію корегували на інтерференцію з рубідієм та нормалізували до співвідношення $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

Циркони, що датували за U-Pb методом, перед виконанням аналізу досліджували під оптичним бінокляром та електронним мікроскопом *HITACHI S4300*, обладнаним катодолюмінесцентною приставкою. Датування цирконів виконували двома способами: 1 — за допомогою мас-спектрометра з високою роздільною здатністю на вторинних іонах *Cameca ims1270*, що встановлений у Шведському природознавчому музеї. Застосована аналітична процедура в деталях описана в роботі [13]; 2 — за допомогою термоіонізаційного мас-спектрометра *МИ-1201 АТ* в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. Деталі аналітичної процедури описані в роботі [8].

Результати ізотопно-геохімічних досліджень.

Циркони з обох проб ріолітів Овруцької западини дуже подібні між собою, ідіоморфні та мають призматичний до видовжено-призматичного вигляду і гарну огранку. Грані дипірамід нерідко добре розвинені. Розмір кристалів сягає 1 мм, вони ясно-рожеві, прозорі, нерідко містять численні розплавні (?) та твердофазні включення. Люмінесценція в катодних променях виявляє наявність складної зональності — багато зерен мають ядра, облямовані числен-

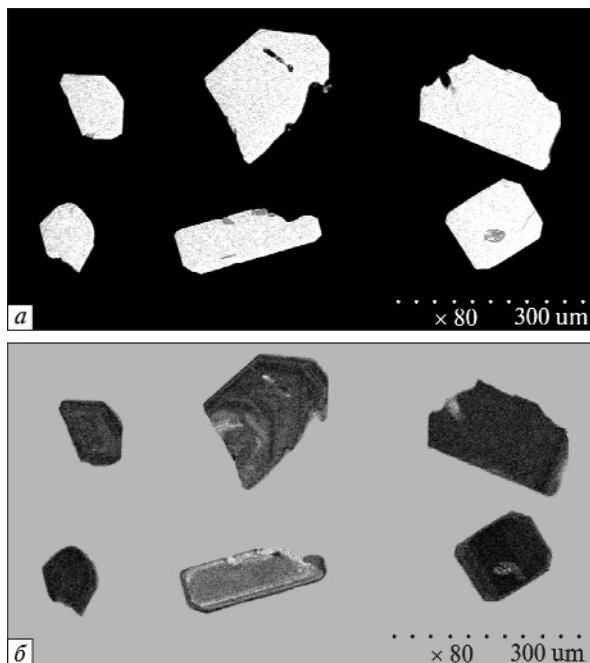


Рис. 3. Вигляд цирконів, виділених з пр. 06-Е2 ріоліту Овруцької западини: а — зображення у відбитих електронах, б — люмінесценція під впливом катодних променів

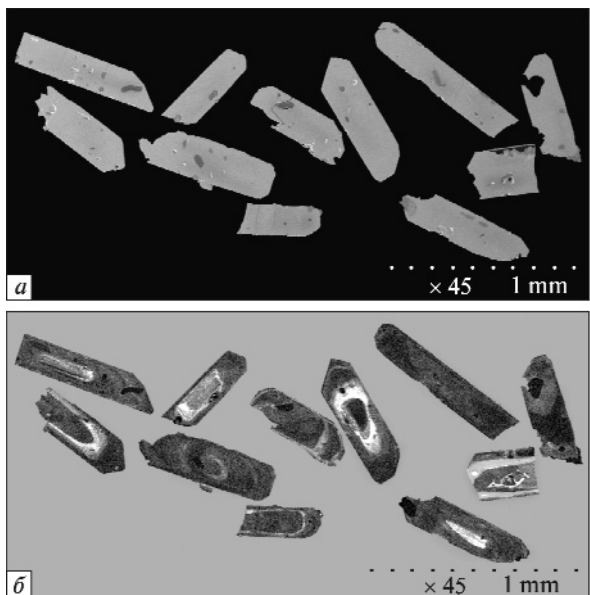


Рис. 4. Вигляд цирконів, виділених з пр. 06-НВ7 ріоліту Овруцької западини: а — зображення у відбитих електронах, б — люмінесценція під впливом катодних променів

ними концентричними зонами. В поодиноких випадках відмічаються малопотужні облямовки доростання (рис. 3, 4).

Циркони, виділені з пр. 06-Е2, досліджено за допомогою методів твердофазної мас-

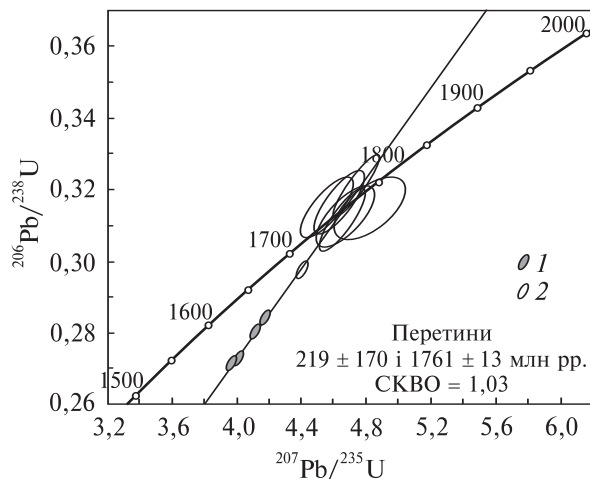


Рис. 5. Діаграма з конкордією для цирконів, виділених з ріолітів Овруцької западини, результати отримані за допомогою методу: 1 — твердофазної мас-спектрометрії по мультизернових наважках; 2 — мас-спектрометрії вторинних іонів

спектрометрії та мас-спектрометрії вторинних іонів. Циркони з пр. 06-*HB7* досліджено лише з застосуванням першого із зазначених методів (табл. 1).

Всі результати, отримані по мультизернових наважках за допомогою твердофазної мас-спектрометрії, виявились значною мірою дискордантними (рис. 5). Циркони з пр. 06-*E2*, досліджені *in situ* за допомогою методу мас-

спектрометрії вторинних іонів, виявились близькими до конкордантних. Всі результати по цій пробі, розташовані на одній діаграмі, вказують на вік кристалізації ефузивів у 1757 ± 14 млн рр. (нижній перетин — -92 ± 660 млн рр., СКВО = 1,3), а по пробі 06-*HB7* — 1751 ± 35 млн рр. (нижній перетин — 114 ± 460 млн рр., СКВО = 0,67). Втім враховуючи однако-ве стратиграфічне положення та речовинний склад, ми вважаємо за можливе розташування обох проб на одній діаграмі з конкордією (рис. 5). Вік кристалізації ефузивів, отриманий в цьому разі, становить 1761 ± 13 млн рр. (нижній перетин — 219 ± 170 млн рр., СКВО = 1,03).

Циркони, виділені з дрібнозернистих гранітів кар'єру в с. Бондарі (пр. 06-*BG48*), прозорі, безбарвні або бурого кольору через плівки гідрооксидів заліза. Форма призматична, видовжено-призматична, з відносно непогано розвиненими дипірамідальними верхівками. Розмір кристалів сягає 0,25–0,30 мм. Містять доволі численні вclusions та вrostки сторонніх мінералів. Зональність практично не проявлена (рис. 6).

Результати аналізу (табл. 1), отримані для цирконів з гранітів с. Бондарі за допомогою методу мас-спектрометрії вторинних іонів, доволі дискордантні; лінія регресії, проведена

Таблиця 1. Результати уран-свинцевого ізоотопного датування циркону, виділеного з кварцових порфірів Овруцької западини та гранітів с. Бондарі

Номер проби	Ізотопні співвідношення				Вік, млн рр.			Вміст, г/т	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm s, \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm s, \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	U	Pb
06- <i>E2</i>	4,4110*	0,50	0,29746	0,50	1758	1714	1679	158,3	55,0
	4,8298	2,96	0,31449	1,83	1822	1790	1763	64,8	27,4
	4,5633	2,39	0,31480	1,82	1717	1743	1764	179,9	71,9
	4,7442	1,99	0,32081	1,83	1753	1775	1794	822,4	336,3
	4,6644	2,06	0,31138	1,82	1777	1761	1748	442,3	175,7
	4,6367	2,28	0,31634	1,83	1737	1756	1772	117,2	46,1
	4,6825	2,53	0,31268	1,82	1776	1764	1754	88,6	34,8
06- <i>HB-7</i> *	4,1207	0,50	0,28019	0,50	1743	1658	1592	90,2	5,4
	4,0161	0,50	0,27238	0,50	1748	1637	1553	84,7	10,0
	4,1876	0,50	0,28436	0,50	1746	1672	1613	91,4	19,4
	3,9758	0,50	0,27108	0,50	1738	1629	1546	84,2	6,7
06- <i>BG48</i> *	4,37548	1,30	0,2932	1,28	1770	1708	1658	420	158
	4,45748	1,49	0,2980	1,05	1774	1723	1681	704	282
	4,67019	1,29	0,3115	1,28	1779	1762	1748	796	328
	3,90842	1,62	0,2627	1,57	1764	1615	1504	396	130
	4,58537	1,39	0,3058	1,38	1778	1747	1720	528	202

Примітка. Зірочкою (*) помічені результати, отримані за допомогою твердофазної (термоіонізаційної) мас-спектрометрії; всі інші — мас-спектрометрії вторинних іонів.

через всі п'ять точок, перетинається з конкордією в точці, що відповідає віку $1780 \pm \pm 6$ млн рр. (рис. 7). Цей вік є дещо більшим, ніж визначений раніше [3] для гранітоїдів плутону, хоча авторами роботи [10] були продатовані граніти аналогічного віку.

Геохімічні та ізотопно-геохімічні дані. Ріоліти Овруцької западини вперше проаналізовані на широке коло хімічних елементів (табл. 2). Порівняння цих даних з результатами щодо гранітів с. Бондарі вказує на повну тотожність геохімічних характеристик кварцових порфірів та гранітів (рис. 8). Зокрема, всім цим породам притаманні негативні аномалії Європію, барію, ніобію, танталу, стронцію, фосфору та титану. Слід зазначити, що негативні аномалії стронцію, ніобію та танталу притаманні всім породам Коростенського плутону (в анортозитах негативна аномалія стронцію може бути відсутньою за рахунок високого вмісту плагіоклазу). Отже, ці аномалії можна вважати за такі, що успадковані від джерела вихідних розплавів. У той же час у вихідних розплавах Коростенського плутону (у якості представників вихідних розплавів ми розглядаємо так звані йотуніти, що зустрічаються у вигляді загартованих контактів габроїдних тіл або складають малопотужні дайки) відсутні негативні аномалії Європію, барію, фосфору та титану. Аномалії Європію, фосфору та титану можна пояснити передісторією розплавів, а саме — тривалою кристалізацією з вихідних розплавів плагіоклазу (що призводило до деплетації залишкових розплавів у відношенні Європію та певною мірою, стронцію), ільменіту і титаномагнетиту (деплетация титану) та апатиту (деплетация фосфору). Таким чином, кислі породи Коростенського плутону ми розглядаємо в якості комплементарних по відношенню до основних порід.

Повернемось до розгляду ріолітів Овруцької западини та гранітів с. Бондарі. Як вказано вище, ці породи характеризуються цілком ідентичним характером розподілу рідкісних і розсіяних елементів. У той же час граніти є дещо більш "розвиненими" породами. Зокрема, вони характеризуються більш високим вмістом некогерентних елементів та більш "глибокими" названими вище негативними аномаліями. На двоелементних варіаційних діаграмах ріоліти та граніти с. Бондарі утворюють лінійні тренди диференціації, при цьому граніти збагачені на SiO_2 та K_2O , а ріоліти —

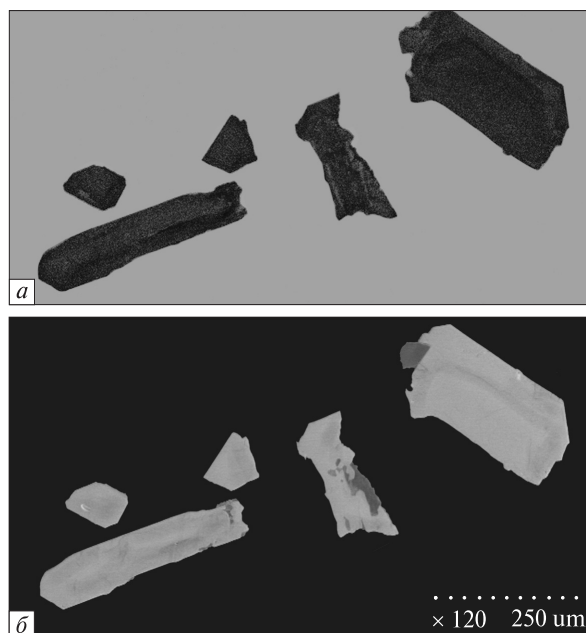


Рис. 6. Вигляд цирконів, виділених з пр. 06-BG48 — дрібнозернистого граніту Бондарівського кар'єру: а — люмінесценція під впливом катодних променів, б — зображення у відбитих електронах

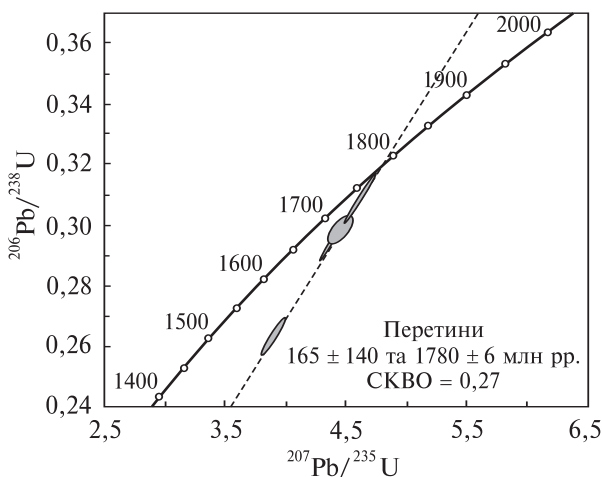


Рис. 7. Діаграма з конкордією для цирконів, виділених з дрібнозернистих гранітів коростенського комплексу, кар'єр в с. Бондарі

на всі інші петрогенні компоненти; одночасно ріоліти мають більш високий вміст когерентних елементів, а граніти — некогерентних. Це дає можливість стверджувати, що і ріоліти, і граніти є похідними одного (або двох ідентичних) вихідного розплаву, при цьому ріоліти є дещо більш "примітивними".

Нами було досліджено ізотопний склад стронцію та неодиму в ріолітах с. Красилівка (пр. 06-E2, табл. 3). Як видно з табл. 3, в

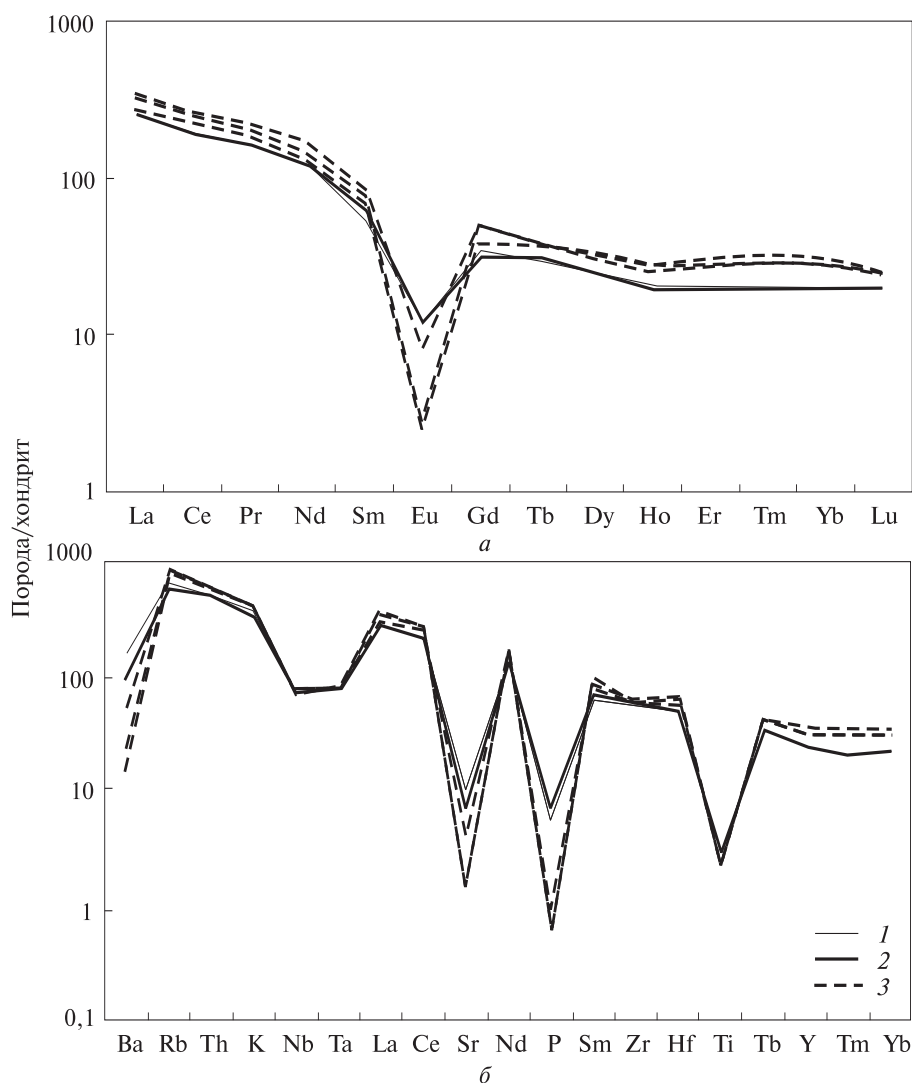


Рис. 8. Хондрит-нормований розподіл рідкісноземельних (а) та рідкісних і розсіяних елементів (б) у ріолітах Овруцької западини та гранітах коростенського комплексу, розкритих кар'єром в с. Бондарі: 1 — пр. 06-Е2, 2 — пр. 06-НВ7, 3 — граніти с. Бондарі

ріолітах Овруцької западини ϵNd має помірно негативне значення ($-0,5$), а ϵSr вельми високе позитивне ($+187$). Наскільки відомо авторам, ізотопний склад стронцію в гранітоїдах Коростенського плутону досі не досліджували (наведені в роботі [9] відомості не дозволяють розрахувати величину ϵSr); ізотопний склад неодиму вимірювали лише в дрібноовоїдних гранітах рапаківі околиць м. Малин [1]. Огляд останніх даних стосовно ізотопного складу стронцію і неодиму в основних породах плутону наведено в роботі [12]. Згідно

з цими даними, ізотопний склад неодиму в ріолітах практично не відрізняється від такого в основних породах і є навіть дещо менш "розвиненим", ніж в гранітах околиць м. Малин, в яких величина ϵNd опускається до -2 [1]. При цьому ізотопний склад стронцію в ріолітах суттєво відрізняється від такого в основних породах, в яких величина ϵSr не перевищує $+18$.

В цілому, ці дані свідчать, що ріоліти походять з того самого джерела, що і основні породи Коростенського плутону, але мають у сво-

Таблиця 3. Ізотопний склад стронцію та неодиму в ріолітах Овруцької западини (пр. 06-Е2)

Вміст, г/т		Ізотопні співвідношення			$\epsilon\text{Sr}_{(1760)}$	Вміст, г/т		Ізотопні співвідношення			$\epsilon\text{Nd}_{(1760)}$
Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1760)}$		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(1760)}$	
231,4	117,4	5,7889	$0,862218 \pm 12$	0,715718	187	13,176	79,089	0,1007	$0,511474 \pm 7$	0,510128	$-0,5$

ему складі значно більшу частку радіогенного стронцію.

Обговорення. Визначення ізотопного віку ріолітів Овруцької западини і гранітів, на яких залягають її відклади, має велике значення для розуміння історії геологічного розвитку цього регіону і для визначення процесів, які формували серію вулканогенно-осадових западин, що облямовують північну частину Коростенського плутону.

Геохронологічні і геохімічні дані свідчать, що ріоліти Овруцької западини генетично пов'язані з кислими та, очевидно, основними породами Коростенського плутону. Таким чином, можна вважати доведеним, що формування відкладів принаймні нижньої частини Овруцької западини відбувалось одночасно з вкоріненням інтрузивних порід Коростенського плутону і всі ці породи входять до складу вулканоплутонічної асоціації. Але існує доволі суттєва різниця в часі між вкоріненням гранітоїдів північної частини Коростенського плутону та виливами ріолітів, яка сягає 20 млн рр. Беручи до уваги малоглибинний характер порід плутону в цілому і високу швидкість кристалізації й вистигання порід [7], можна припустити, що протягом цього часу граніти могли бути виведеними на поверхню та піддані впливу вивітрювання і ерозії. Згідно з їх геологічним положенням, такого ж самого впливу екзогенних процесів зазнавали гіпабісальні породи Звездаль-Заліської дайки і, вірогідно, Давидківського масиву. Отже, вік формування цих утворень потрапляє у інтервал 1780—1760 млн рр.

В цілому, можна припустити, що територія Коростенського плутону під час розвитку вулканоплутонічної асоціації мала значно розчленований рельєф і являла собою якщо не гірську країну, то принаймні пагористу місцевість. У зв'язку із вкоріненням і виверженням з надр Землі значного обсягу розплавів по периферії плутону формувались компенсаційні прогини-западини, в яких накопичувались вулканогенно-теригенні відклади. Очевидно, що відклади, подібні до тих, що виповнюють нині Овруцьку западину, в палеопротерозої були розвинуті на значно більшій території.

Залишається відкритим питання про вік осадових відкладів, що перекривають, часто з розмивом, ефузивні породи Овруцької западини. Результати Rb-Sr датування цих відкладів [11] однозначно свідчать про їх протеро-

Таблиця 2. Вміст головних петрогенних компонентів (у ваг. %) та рідкісних і розсіяних елементів (у г/т) у ріолітах Овруцької западини та гранітах с. Бондарі

Компонент	06-Е2	06-НВ7	06-ВГ49
SiO ₂	72,59	72,19	75,12
TiO ₂	0,29	0,30	0,23
Al ₂ O ₃	12,92	13,27	11,99
Fe ₂ O ₃	4,00	3,53	2,97
MnO	0,04	0,03	0,02
MgO	0,25	0,16	0,10
CaO	0,55	1,31	0,43
Na ₂ O	3,04	3,62	2,65
K ₂ O	5,51	4,91	5,96
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,01
Cr ₂ O ₃	0,002	0,002	<0,001
В. п. п.	0,6	0,5	0,5
С	0,03	0,03	0,30
<i>Сума</i>	99,86	99,89	99,98
Va	1088	670	103
Be	3	4	4
Co	1,8	1,5	0,6
Cs	1,0	1,6	1,6
Ga	22,5	25,1	25,2
Hf	10,2	9,9	13,5
Nb	26,0	26,8	24,8
Rb	231,4	210,4	309,8
Sn	4	4	6
Sr	117,4	82,8	17,2
Ta	1,6	1,6	1,7
Th	20,9	21,7	24,4
U	4,3	4,3	5,0
V	6	7	<5
Zr	402	394	444
Y	50,3	50,5	64,6
La	93,8	92,6	99,8
Ce	186,6	186,1	215,6
Pr	22,7	22,8	25,3
Nd	85,6	85,0	91,8
Sm	12,7	14,3	15,7
Eu	1,03	1,04	0,22
Gd	10,4	9,7	11,9
Tb	1,74	1,79	2,20
Dy	9,3	9,5	11,5
Ho	1,79	1,68	2,16
Er	4,97	4,83	6,66
Tm	0,72	0,72	1,04
Yb	4,86	4,93	6,78
Lu	0,75	0,76	0,93
Cu	13	14	8
Pb	16,9	22,8	20,2
Zn	87	73	92
Ni	10	5	3
Sc	6	6	2

зойський вік. У той же час слід відзначити, що датування проводилось по низькотемпературних глинистих фракціях. Отже, отриманий вік 1389 ± 71 млн рр. для відкладів Овруцької западини визначає час остаточного вистигання цих порід, тобто час, коли їх температура впала нижче перших сотень градусів ($^{\circ}\text{C}$). Очевидно, що низькотемпературний метаморфізм відкладів обох западин відбувався дещо раніше, оскільки гальки вже метаморфізованих порід (пірофілітових сланців, яшмоїдів) нерідко знаходять у конгломератових горизонтах. Ми погоджуємось з авторами роботи [4], які вважали, що джерелом тепла для такого метаморфізму слугували розплави Коростенського плутону. Отже, беручи до уваги цей факт, а також тектонічні умови формування відкладів, ми вважаємо, що весь комплекс відкладів, що виповнюють Овруцьку западину, формувався під час (або невдовзі після) формування Коростенського плутону.

Висновки. 1. Нові результати датування кислих вулканітів дозволили дещо уточнити дані,

отримані попередніми дослідниками. Вік вилівів ріолітів визначений у 1761 ± 13 млн рр.

2. Вперше визначено ізотопний вік гранітоїдів північної частини Коростенського плутону, який становить 1780 ± 6 млн рр. Ця дата разом із визначеною раніше іншими авторами для гранітоїдів плутону свідчить про неодноразовість вкорінення кислих розплавів.

3. Геохімічні та ізотопно-геохімічні дані однозначно свідчать про спорідненість ріолітів Овруцької западини з гранітоїдами Коростенського плутону. В свою чергу, це дозволяє припустити, що формування западин, які облямовують плутон з півночі, є закономірним наслідком становлення плутону в цілому. Хоча вік формування осадових порід, що виповнюють Овруцьку западину, ще потребує уточнення, на думку авторів, їх формування не було значно відірваним у часі від часу формування плутону.

Робота виконана за фінансової підтримки Шведської Академії наук та Шведського Інституту.

1. Богатиков О.А., Карпенко С.Ф., Суханов М.К., Спиридонов В.Г. Sm-Nd изотопная система анортозит-гранитной формации Украинского щита, Коростенский массив // Докл. АН СССР. — 1988. — **301**, № 2. — С. 430—433.
2. Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1992. — 152 с.
3. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 34—47.
4. Деревицька Л., Зінченко О., Моляк В. До питання про співвідношення порід Овруцького кряжу та Коростенського плутону // Зб. наук. пр. геол. ін-ту Київ. ун-ту. — 1995. — № 1. — С. 55—64.
5. Дранник А.С. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита // Геотектоника. — 1968. — № 3. — С. 70—76.
6. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1990. — 408 с.
7. Шумлянський Л.В. Ізотопний U-Pb вік титаноносних габроїдів південної частини Володарськ-Волинського масиву, Коростенський плутон // Наук. праці ІФД. — 2007. — С. 118—128.
8. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницький Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
9. Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1978. — 224 с.
10. 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 // Contribs Mineral. and Petrol. — 1994. — **116**. — P. 411—419.
11. Gorokhov I.M., Clauer N., Varshavskaya E.S. et al. Rb-Sr ages of Precambrian sediments from the Ovruch mountain range, northwestern Ukraine (USSR) // Precamb. Res. — 1981. — **16**. — P. 55—65.
12. Shumlyansky L., Ellam R.M., Mitrokhin O. The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield: implication of Nd and Sr isotope data // Lithos. — 2006. — **90**. — P. 214—222.
13. Whitehouse M.J., Kamber B., Moorbath S. Age significance of U-Th-Pb zircon data from early Archaean rocks of west Greenland — a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // Chem. Geol. — 1999. — **160**. — P. 201—224.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М. П. Семененка НАН України, Київ
Лундський ун-т, Лунд, Швеція

Надійшла 30.01.2008

РЕЗЮМЕ. Представлены результаты U-Pb датирования цирконов из метариолитов Овручской впадины и гранитов северной части Коростенского плутона, раскрытых карьером в с. Бондари. Согласно с результатами, изменение риолитов происходило 1761 ± 13 млн лет назад, а кристаллизация гранитов — 1780 ± 6 млн лет назад. Геохимические и изотопно-геохимические данные однозначно свидетельствуют о генетическом родстве риолитов и гранитоидов. Это позволяет предположить, что формирование Овручской впадины определенным образом связано со становлением Коростенского плутона.

SUMMARY. The paper deals with new results of U-Pb zircon dating of rhyolite of the Ovruch depression and granites of the northern Korosten pluton exposed in the Bondarivka quarry. According to the obtained results, the rhyolites erupted 1761 ± 13 Ma ago while the granite was crystallized as early as 1780 ± 6 Ma. The geochemical and isotopic data evidence for genetic affinity between rhyolites and granites. In turn, this allows assuming that the formation of the Ovruch strata was once related to the emplacement of the Korosten pluton.