

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ВІК КЛАСТОГЕННИХ РУТИЛІВ ІЗ АЛМАЗОНОСНИХ КОНГЛОМЕРАТІВ І ПІСКОВИКІВ БЛОКОРОВИЦЬКОЇ СВІТИ (ПІВНІЧНО-ЗАХІДНА ЧАСТИНА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

С.М. Цимбал, Л.В. Шумлянський, Ю.С. Цимбал

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна
E-mail: lshumlyanskyu@yahoo.com*

Визначено вік і температуру кристалізації, а також досліджено геохімічні особливості рутилів із алмазонасних конгломератів і пісковиків палеопротерозойської Білокоровицької западини. Вік цих теригенних відкладів становить 1800–1960 млн рр. За хімічним складом рутили можна розділити на дві генетичні групи: метапелітові та метамафітові. За температурою кристалізації досліджені рутили також діляться на дві групи: 550–610 та 660–760 °С. Рутили зі згодом метамафітів еклігітового складу потрапляють виключно у першу температурну групу, а рутили із метаультрабазитів – переважно у другу; рутили з метапелітів потрапляють в обидві групи. Вік рутилів варіює від пізньоархейського (2650 млн рр.) до палеопротерозойського (біля 1800 млн рр.), більшість із них має палеопротерозойський вік (2250–2060 млн рр.).

Ключові слова: рутил, геохронологія, уламкові осадові породи, палеопротерозой, Український щит.

Вступ. Теригенні відклади білокоровицької світи відомі виключно у північно-західній частині Українського щита. Вони локалізовані у межах Білокоровицької западини довжиною 20–25 км і шириною від 1–2 до 5–7 км, де представлені переважно дрібно- і середньогальковими конгломератами, гравелітами, різнозернистими пісковиками польовошпат-кварцового складу, алевролітами і аргілітами. Усі літологічні типи порід метаморфізовані в умовах зеленосланцевої фації. Загальна потужність їх у південно-західній частині западини сягає 300–350 м, у північно-східній – 700–800 м [1, 2].

Відклади білокоровицької світи залягають на еродованих мігматизованих гнейсах тетерівської серії віком понад 2100 млн рр., їх проривають дайки долеритів віком 1799 ± 10 млн рр. [20] та граніт

порфірів віком 1781 ± 3 млн рр. [24]. Вони утворились у ранньому протерозої та є давнішими за усю гаму порід Коростенського плутону, вік яких становить 1815–1740 млн рр. [27]. Про це свідчить і те, що в конгломератах і пісковиках білокоровицької світи відсутні уламки габроїдів, анортозитів, гранітів-рапаківі і пегматитів Коростенського плутону, а також їх характерних мінералів – ільменіту, апатиту, циркону, бадделеїту, титаномagnetиту, збагаченого титаном біотиту тощо [17].

З конгломератами і пісковиками білокоровицької світи пов'язаний розсипний прояв алмазу і супутніх йому мінералів – піропу, хроміту, хромдіопсиду, омфациту, піроп-альмандину, магnezіального ортопіроксену [4, 13, 16, 17, 18]. Алмаз представлений різновидами дуніт-гарцбургітового (переважає) і еклігітового парагенезисів [5, 9, 13, 25]. Разом із алмазом і його супутниками у білокоровицьких відкладах знаходять золото, рутил, циркон, хромшпінеліди, спесартин, grosu-

ляр, альмандин, уваровіт, турмалін, ставроліт, ільменіт, монацит, дистен, силіманіт, андалузит, епідот, амфіболи і слюди [12, наші дані]. Такий набір кластогенних важких мінералів свідчить про те, що вони походять із різних за складом і генезисом материнських порід. Склад і інші особливості наявних мінералів все ще не вивчені за допомогою сучасних високоточних і локальних методів. Лише в останній час отримано нові дані щодо морфології та складу золота [7], самородного вольфраму [8], циркону [3, 6], ортопіроксенів і амфіболів [19], а також про ізотопний вік цирконів [21, 27].

Рутил вартий особливої уваги у зв'язку з наявністю у конгломератах і пісковицях білокоровицької світи алмазу, омфациту і гранату із еклогітів мантийного типу. Як відомо, рутил є одним із породоутворювальних мінералів еклогітів, де вміст його досягає іноді 4–5 % [14, 15].

Метою наших досліджень було вивчення хімічного складу індивідуальних кристалів рутилу з конгломератів і пісковиц білокоровицької світи та визначення петротипів й місць імовірного розташування їхніх материнських порід.

Методи досліджень. Проби конгломератів і пісковиц вагою від 10–50 до 200–500 кг, відібрані у відслоненнях і кар'єрах в південно-західній частині Білокоровицької западини, дробили до класу <1 мм і збагачували на концентраційному столі. Отриманий при цьому концентрат ділили у бромформі на легку і важку фракції. Із важких фракцій магнітною сепарацією вилучали магнітні мінерали, а із немагнітних фракцій під бінокулярним мікроскопом вручну виділяли монофракції рутилу. Після візуального визначення розмірів, морфології та кольору кристали рутилу поміщали у епоксидну смолу, «зрізали» їх приблизно на половину товщини зерен, полірували поверхню зрізу і за допомогою рудного мікроскопу з'ясували особливості внутрішньої будови, наявність включень інших мінералів або зростків із ними. Усі визначення хімічного складу виконані на електронно-зондовому приладі *JXA 8200* фірми *Jeol* (Японія) за стандартною методикою. Як еталони використано чисті метали або мінерали відомого складу. Вміст елементів-домішок у індивідуальних зернах рутилу визначили за допомогою *LAM-ICP-MS*. Аналізи відкалібровані з використанням стандартів рутилу *R10* і *R19*. Похибка визначень ізотопного віку рутилів U-Pb методом становила ± 2 %.

Поширення та хімічний склад рутилів. Вміст рутилу в конгломератах і пісковицях білокоро-

вицької світи варіює від десятків знаків до 10 г/т [12, наші дані]. Він представлений дрібними (здебільшого 0,1–0,5 мм) кристалами і зернами неправильної форми чорного, смолисто- і буровато-червоного кольорів. Кристали мають ознаки механічного зносу різного ступеня. На поверхні найкраще збережених видовжено-призматичних кристалів часто розвинені грані {110} і {100}, а також вертикальна штриховка. Поверхня обкатаних зерен зазвичай шорстка. На зрізах багатьох зерен діагностовано структури розпаду твердого розчину та дрібні включення інших мінералів. Не зважаючи на значне поширення, рутил вивчений в основному на рівні візуальних даних про розмір, морфологію і колір кристалів. Ми дослідили внутрішню будову і хімічний склад понад 40 рутилів за допомогою електронно-зондового аналізу. Результати визначення хімічного складу рутилів наведені у табл. 1. Виявлено, що рутили розрізняються не стільки за набором домішок, скільки за їх вмістом, складом структур розпаду і включень інших мінералів. Особливості складу рутилів ілюструють двокомпонентні діаграми (рис. 1, 2).

Найінформативнішою є діаграма вмісту Cr і Nb у рутилі, уперше запропонована Zack et al. [31, 33], які виділили на цій діаграмі поля рутилів із метамфітових та метапелітових порід. Дещо пізніше Triebold et al. [30] уточнили межу між названими полями, і цей варіант діаграми у вигляді Nb₂O₅ – Cr₂O₃ використаний нами (рис. 1). З неї видно, що більшість фігуративних точок складу вивчених рутилів потрапляє в поле рутилів із метапелітів. У них вміст Cr₂O₃ не перебільшує 0,13 %, а Nb₂O₅ варіює від 0,08 до 1,00 %. Частина рутилів потрапила у поле метамфітових порід. Серед них є рутили із власне метамфітів (еклогітів, амфіболітів), в яких Cr₂O₃ < 0,15 % і Nb₂O₅ < 0,08 %, та рутили із метаморфізованих магматичних порід основного і ультраосновного складу, в яких Cr₂O₃ становить 0,30–0,60 %, а Nb₂O₅ – 0,15–0,22 %. Цю діаграму ми застосовуємо як базову для ідентифікації порід, з яких надходили рутили у басейн седиментації.

Як допоміжну можна використати діаграму Nb₂O₅ – V₂O₅. Як видно з неї (рис. 1), вміст V₂O₅ у рутилах із відкладів білокоровицької світи становить 0,5–1,2 %, а вміст Nb₂O₅ – 0,01 до 1,1 % і складає здебільшого 0,1–0,5 %. Фігуративні точки рутилів на цій діаграмі локалізуються у вигляді двох трендів (полів). Перший утворюють рутили, які на діаграмі Nb₂O₅ – Cr₂O₃ розміщуються у полі рутилів із метапелітів, другий – рутили із метамфітів.

Геохімічні особливості рутилів. За допомогою методу LA-ICP-MS проаналізовано 18 кристалів рутилу (табл. 2). Результати аналізів показано на діаграмах (рис. 2).

Хром є індикаторним елементом порід ультраосновного складу. За його вмістом рутили чітко розділились на дві групи: бідні і збагачені на хром. У рутилах першої групи вміст Cr не перебільшує 640 ppm, і в половині з них становить менше 75 ppm. Рутили другої групи значно збагачені на Cr (2190–7010 ppm). Всі вони низькозалістисті (Fe – 770–2000 ppm) і вміст у них Cr прямо коре-

лює з вмістом Fe, Nb і Sn. Рутили першої групи кількісно (удвічі) переважають рутили другої групи. За [31, 33], рутили з вмістом Cr < 1000 ppm мають метаморфічне походження і трапляються у метамафітах еклігітового і амфіболітового типів. Більш високохромисті рутили характерні для магматичних габроїдів і ультрабазитів, які зазнали метаморфізму.

Рутили належать до числа мінералів-концентраторів ніобію та танталу [31, 33]. В рутилах із теригенних відкладів білокоровицької світи вміст Nb варіює від 230 до 7755 ppm, а Ta – від 8–11 до

Таблиця 1. Хімічний склад кластогенних рутилів (без структур розпаду твердого розчину) із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи (за даними мікрозондового аналізу), %

Номер з/п	Номер зразка	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Nb ₂ O ₅	V ₂ O ₃	Ta ₂ O ₅	ZrO ₂	Сума
1	1-1 ц	96,94	0,04	0,06	0,34	0,00	0,02	0,00	0,09	0,57	0,00	0,04	98,09
2	1-2 к	97,74	0,03	0,03	0,36	0,01	0,01	0,02	0,08	0,46	0,00	0,04	98,78
3	2-2 к	99,12	0,02	0,01	0,29	0,00	0,01	0,02	0,30	0,68	0,00	0,02	100,47
4	3-1 ц	95,93	0,00	0,13	0,29	0,00	0,01	0,02	0,15	0,70	0,00	0,08	97,30
5	3-2 к	98,17	0,03	0,07	0,35	0,00	0,01	0,00	0,16	0,83	0,00	0,02	99,63
6	6-1 ц	96,00	0,00	0,05	0,63	0,00	0,00	0,01	1,01	0,78	0,13	0,00	98,61
7	7-2 к	98,95	0,04	0,05	0,29	0,01	0,00	0,00	0,17	0,77	0,04	0,03	100,34
8	9-1 ц	98,30	0,04	0,02	0,07	0,02	0,00	0,00	0,29	0,59	0,03	0,06	99,42
9	9-2 ц	98,96	0,01	0,02	0,10	0,00	0,00	0,00	0,29	0,61	0,00	0,05	100,03
10	10-1 ц ³	95,50	0,07	0,09	0,20	0,00	0,03	0,00	0,78	0,79	0,05	0,06	97,57
11	10-3 к	96,82	0,04	0,10	0,16	0,00	0,04	0,00	0,44	0,77	0,00	0,11	98,47
12	13-1 ц	97,67	0,03	0,40	0,20	0,01	0,00	0,03	0,06	0,84	0,00	0,09	99,32
13	13-2 к	97,18	0,04	0,36	0,18	0,00	0,01	0,00	0,04	0,83	0,03	0,07	98,73
14	14-1 ц	97,54	0,03	0,13	0,19	0,00	0,00	0,00	0,41	0,91	0,00	0,09	99,30
15	14-2 к	95,77	0,01	0,10	0,20	0,03	0,00	0,03	0,41	0,85	0,01	0,11	97,52
16	15-1 ц	96,29	0,01	0,13	0,07	0,00	0,00	0,00	0,20	1,01	0,00	0,19	97,90
17	16-1 ц	98,75	0,02	0,07	0,15	0,00	0,01	0,02	0,12	0,91	0,15	0,04	100,22
18	17-1 ц ³	94,71	0,00	0,16	0,28	0,04	0,00	0,00	0,05	0,75	0,00	0,00	95,99
19	18-1 ц	96,44	0,06	0,14	0,15	0,00	0,00	0,00	0,43	0,65	0,09	0,09	98,03
20	19-1 ц	98,94	0,02	0,06	0,24	0,01	0,00	0,02	0,00	0,61	0,05	0,04	99,98
21	21-1 ц ²	97,19	0,00	0,33	0,03	0,00	0,00	0,01	0,22	1,02	0,07	0,08	98,94
22	23-1 ц ¹	98,35	0,00	0,04	0,45	0,00	0,00	0,01	0,03	0,63	0,00	0,01	99,53
23	25-1 ц	97,38	0,04	0,06	0,25	0,03	0,00	0,00	0,17	0,67	0,00	0,00	98,60
24	26-1 ц	97,14	0,00	0,15	0,41	0,00	0,00	0,01	0,01	0,56	0,09	0,00	98,38
25	28-1 ц	98,52	0,00	0,14	0,44	0,00	0,00	0,00	0,21	0,62	0,00	0,01	99,93
26	30-1 ц	97,12	0,00	0,60	0,40	0,00	0,00	0,00	0,21	0,63	0,00	0,03	99,00
27	34-1 ц	96,54	0,04	0,09	0,33	0,00	0,00	0,01	0,39	0,64	0,00	0,00	98,05
28	34-2 к	97,19	0,04	0,10	0,41	0,00	0,00	0,02	0,42	0,67	0,00	0,02	98,86
29	36-1 ц	97,63	0,01	0,00	0,44	0,00	0,00	0,01	0,51	0,71	0,05	0,00	99,34
30	38-1 ц ³	96,87	0,04	0,03	0,48	0,00	0,00	0,01	0,49	0,75	0,18	0,02	98,86
31	39-1 ц	98,11	0,01	0,31	0,23	0,00	0,00	0,02	0,10	0,70	0,00	0,01	99,49
32	41-1 ц	98,87	0,00	0,04	0,18	0,03	0,03	0,02	0,18	0,80	0,02	0,00	100,17
33	42-1 ц	98,57	0,09	0,07	0,39	0,04	0,00	0,01	0,25	0,57	0,00	0,00	99,99

Примітка: ц – центральна частина зерна, к – крайова; 1–3 – зразки з включеннями: 1 – рогової обманки і титаніту, 2 – мусковіту, 3 – циркону.

7660 ppm (табл. 2), концентрації цих двох елементів прямо корелюють (рис. 2). Рутилам згодом метамфітового (еклогітового) типу властиві низький вміст Nb (230–365 ppm) і Ta (5–11 ppm) та більше від хондритового відношення Nb/Ta (20,5–21,5). Рутили з метапелітів, як правило, збагачені на Nb (900–2175 ppm) і Ta (50–125 ppm) порівняно з рутилами із еклогітів. Серед них переважають рутили з субхондритовим значенням відношення Nb/Ta – від 12,5 до 16,7. Рутили

з метасульфидів містять Nb від 2730 до 3985 ppm і Ta від 120 до 220 ppm. Всі рутили цього типу мають підвищену концентрацію Cr, V, Fe, Zr, Sn і W.

Цирконій і гафній також є геохімічно спорідненими елементами. Вони виявлені у всіх досліджених нами рутилах. Вміст Zr варіює від 83–90 до 920–1070 ppm, а Hf – від 1–5 до 65 ppm (табл. 2), для них характерна пряма залежність між значеннями вмісту (рис. 2).

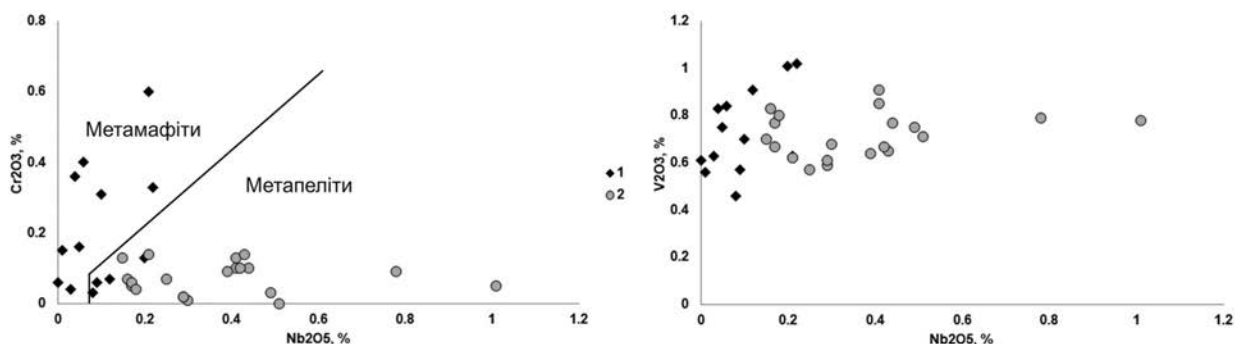


Рис. 1. Базові діаграми Nb₂O₅ – Cr₂O₃ та Nb₂O₅ – V₂O₅ для рутилів із пісковиків та конгломератів білокоровицької світи, рутили із: 1 – метамфітів, 2 – метапелітів

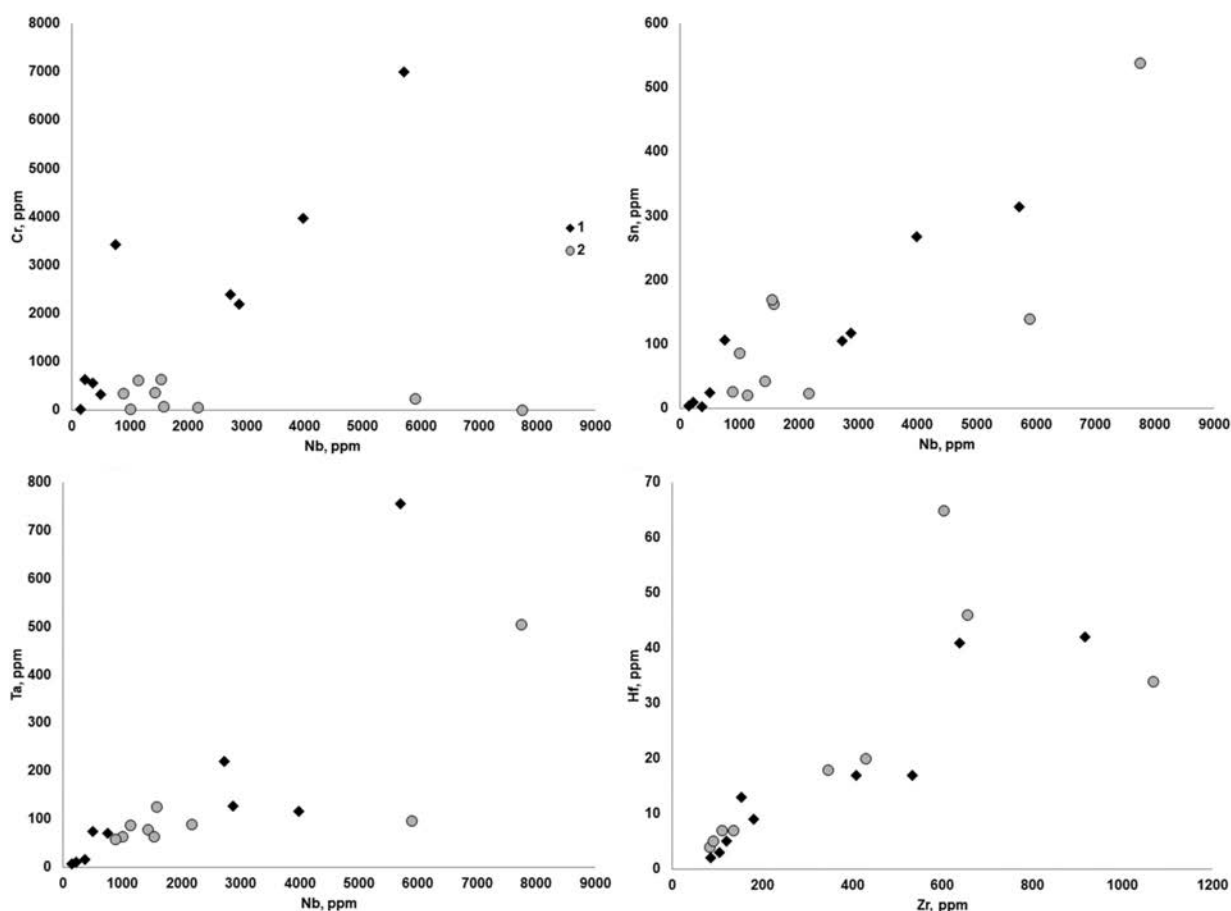


Рис. 2. Варіаційні діаграми хімічного складу рутилів із пісковиків та конгломератів білокоровицької світи, рутили із: 1 – метамфітів, 2 – із метапелітів

Вольфрам ідентифіковано у всіх досліджених рутилах у кількості від 2–13 до 1325–2000 ppm. Рутили еклогітового і частково метапелітового походження бідні на W (< 65 ppm). Дещо більший вміст його спостерігається у рутилах із метаультрабазитів (100–200 ppm) і деяких рутилах із метапелітів (200–400 ppm). Високий вміст W (1323 і 1613 ppm) зафіксовано у двох рутилах із метапелітів.

Олово – характерна ізоморфна домішка досліджених рутилів, його вміст варіює від 2–10 до 540 ppm. Найбіднішими на олово є рутили еклогітового походження (2–25 ppm). Дещо більше Sn мають рутили із метапелітів (до 160–170 ppm). У рутилах із метаультрабазитів вміст Sn варіює від 100 до 315 ppm. При цьому простежується майже пряма залежність із вмістом Nb, Zr і Cr.

Ванадій визначено в кількості від 360 до 2670 ppm. Найчастіше вміст ванадію становить 560–1190 ppm. Порівняно високий вміст V (2386 і 2670 ppm) мають лише два рутили.

Залізо у вивчених рутилах міститься у кількості від 770 до 7080 ppm, зазвичай менше 1500 ppm. Рутили з вмістом Cr < 1000 ppm містять від 1800 до 7080 ppm заліза, тоді як у високохромистих рутилах (Cr – 2190–7010 ppm) вміст заліза значно нижчий (770–1800 ppm) і прямо корелює з вмістом Cr. У роботах [31, 33] зазначено, що рутили з вмістом Cr < 1000 ppm і Fe > 1000 ppm мають метаморфічне походження і характерні для екло-

гітів, метабазитів і метапелітів. Більш високохромисті відміни рутилів властиві метаморфізованим габроїдам і ультрабазитам.

Молібден виявлено в незначній кількості – переважно менше 10 ppm. У декількох рутилах його вміст становить від 14 до 22, в одному – 61 ppm. Рутили з підвищеним вмістом Mo представлені різновидами згодом метапелітового походження, збагаченими на Fe і збідненими на Cr.

Уран є важливою ізоморфною домішкою у рутилі, в якому він заміщує титан. У рутилах із теригенних відкладів білокоровицької світи його вміст варіює від 0 до 79 ppm. Із 18 проаналізованих рутилів у дев'яти вміст U становить менше 5 ppm, у шести – 9–20 ppm, у двох – 52–56 ppm, у одному – 79 ppm. Для збагачених на U відмін рутилів характерний підвищений вміст Zr (640–1070 ppm), Mo (15–60 ppm), іноді W (1995 ppm), Nb (5710 ppm) і Ta (755 ppm).

Температура утворення та ізотопний вік рутилів. Температура є одним із найважливіших чинників формування рутилоносних метаморфічних порід. Для її визначення використовують залежність вмісту цирконію у рутилі від температури його кристалізації. Ця залежність була уперше виявлена [32] і названа геотермометром Zr в рутилі. Запропонована формула визначення температури (точність визначень ± 50 °C) виглядає так:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 127,8 \times \ln(\text{Zr ppm}) - 10.$$

Таблиця 2. Вміст домішок у кластогенних рутилах із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи (за даними LA ICP-MS), ppm

Номер з/п	Al	V	Cr	Fe	Zr	Nb	W	Sn	Hf	Ta	Mo	Sb	U	T, °C
1	23,00	360,00	<4,66	6716,00	603,00	7755,00	2,00	539,00	65,00	505,00	<1,55	5,00	13,00	708
2	177,00	1151,00	17,00	5379,00	657,00	1005,00	414,00	86,00	46,00	64,00	14,00	10,00	79,00	716
3	10,00	968,00	624,00	2196,00	83,00	1140,00	13,00	20,00	4,00	87,00	3,00	1,00	0,00	556
4	69,00	1192,00	335,00	3221,00	1069,00	883,00	23,00	26,00	34,00	58,00	61,00	<0,42	52,00	763
5	94,00	680,00	56,00	3538,00	136,00	2173,00	38,00	23,00	7,00	89,00	4,00	27,00	20,00	589
6	28,00	737,00	74,00	3001,00	431,00	1585,00	200,00	162,00	20,00	125,00	4,00	<0,41	16,00	679
7	68,00	1109,00	359,00	4390,00	91,00	1434,00	59,00	42,00	5,00	79,00	<1,93	2,00	0,29	561
8	73,00	2386,00	625,00	1919,00	110,00	1544,00	1613,00	169,00	7,00	63,00	<1,74	6,00	2,00	574
9	248,00	685,00	234,00	7078,00	346,00	5902,00	1323,00	140,00	18,00	97,00	20,00	10,00	4,00	660
10	<8,43	898,00	3975,00	1165,00	533,00	3984,00	190,00	268,00	17,00	117,00	<7,65	18,00	14,00	697
11	4,00	2669,00	2391,00	771,00	918,00	2728,00	205,00	105,00	42,00	220,00	7,00	<0,35	19,00	748
12	42,00	1133,00	7009,00	2045,00	639,00	5712,00	1994,00	314,00	41,00	756,00	17,00	1,00	56,00	714
13	11,00	1433,00	2192,00	967,00	409,00	2879,00	97,00	118,00	17,00	127,00	4,00	<0,38	15,00	674
14	<2,44	1013,00	3437,00	1265,00	154,00	749,00	297,00	106,00	13,00	70,00	7,00	26,00	9,00	598
15	102,00	1201,00	638,00	2858,00	105,00	227,00	2,00	10,00	3,00	11,00	<7,53	<1,36	1,00	571
16	14,00	1009,00	8,00	2555,00	86,00	154,00	0,65	4,00	2,00	8,00	4,00	<0,37	0,00	558
17	126,00	565,00	555,00	1803,00	121,00	366,00	66,00	2,00	5,00	17,00	<1,67	15,00	0,00	581
18	56,00	1163,00	327,00	3516,00	181,00	497,00	53,00	25,00	9,00	74,00	17,00	17,00	5,00	610

Розрахунок температури кристалізації рутилу, який асоціює у породі з цирконом і кварцом, за таким геотермометром не враховував вплив тиску під час утворення метаморфічних порід. Тому пізніше Г. Томпкінс із співавторами [29] запропонували іншу формулу для розрахунку температури кристалізації рутилу за вмістом у ньому Zr і тиску 10 кбар:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{83,9 + 0,412 \times P \text{ кбар}}{0,142 - R \times \ln(\text{Zr ppm})} - 273,$$

де R – константа, P – 10 кбар.

Зіставлення значень температури, вирахованих за цими термометрами, показало, що розрізняються вони несуттєво.

У табл. 3 наведено вираховану за термометром [29] температуру утворення досліджених рутилів. Згідно із цими даними, рутили діляться на дві температурні групи: 550–610 та 660–760 °С. Рутили зі згодом метамфітів еклогітового складу потрапляють виключно у першу температурну групу, а рутили із метакльабазитів – переважно у другу. Рутили із метапелітів розділились навпіл між першою і другою температурними групами. Рутили, проаналізовані методом *LA-ICP-MS*, потрапили у теригенні відклади білокоровицької світи із різних за складом порід, метаморфізованих в умовах амфіболітової фації. Привертає увагу відсутність серед них різновидів із метаморфічних порід гранулітової та зеленосланцевої фації. Рутили обох температурних груп розрізняються між собою за вмістом більшості елементів-домішок. При цьому їх концентрація завжди вища у високотемпературних рутилах незалежно від петротипу вихідних для них порід.

Вік рутилів, які містили більше 5 ppm урану, визначено U-Pb ізотопним методом (табл. 3). Для восьми з них отримано конкордантні або близькі до них значення віку. Два рутили виявились пізньоархейськими, шість – ранньопротерозойськими.

Один із архейський рутилів має $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік у 2638 млн рр., і характеризується помірним вмістом Cr, Nb, V, Ta і Zr та низьким – Fe, W, Sn, Hf, Al, U і Mo. Відношення Nb/Ta становить 22,7, тобто вище від хондритового (17,5) і близьке до такого для рутилів із метасоматизованих перидотитів континентальної літосферної мантії. На діаграмі Nb – Cr цей рутил потрапляє на межу поля рутилів із метапелітів і метамфітів. Розрахована за Zr-геотермометром температура кристалізації становить 674 °С. Низький вміст Fe і Al і підвищений вміст Cr та Nb вказують на те, що вихідна порода мала магнезійний та низькогли-

ноземистий склад і магматичне походження. Очевидно, це був не еклогіт.

Другий пізньоархейський ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік дорівнює 2649 млн рр.) рутил є високохромистим (Cr = 7009 ppm), істотно збагаченим на Nb, W, Ta, Sn і U. Від першого рутилу він відрізняється низьким відношенням Nb/Ta (7,5) та дещо вищою температурою кристалізації (714 °С). На діаграмі Nb-Cr фігуративна точка його складу потрапила у найбільш хромисту частину поля рутилів із метамфітів. Наявні геохімічні дані дають змогу вважати, що материнською породою цього рутилу був збагачений хромом магнезійний ультрабазит.

Серед ранньопротерозойських рутилів найдавнішим є рутил з $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ віком 2244 млн рр. Він має підвищену концентрацію Cr, Nb і Fe, та помірний вміст V, Zr, Ta, Sn, W і U. Температура його кристалізації становить близько 700 °С. Ще один ранньопротерозойський рутил має $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік 2131 млн рр. Від попереднього він відрізняється меншим вмістом Cr, Nb і Fe та більшим – V і Zr. Температура його утворення становить 748 °С. Цей рутил потрапив у поле метамфітів і розташувався поруч із точкою рутилу віком 2649 млн рр.

Два досліджені рутили мають $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ вік 2105 та 2058 млн рр. і належать до низькохромистої та низьконіобієвої відміни з високим вмістом Fe. Температура кристалізації першого з них становить 679 °С, другого – 763 °С. На діаграмі Nb-Cr обидва рутили потрапили у поле рутилів із метапелітів. Вік і метапелітова природа цих рутилів дають змогу пов'язувати їх формування з метаморфізмом первинно-осадових порід пелітового типу тетерівської серії, який широко проявився у північно-західній частині Українського щита 2100 млн рр. тому [26].

Таблиця 3. U-Pb ізотопний вік кластогенних рутилів із порід білокоровицької світи, за даними *LA-ICP-MS*

Номер зерна	Вік, млн рр.		
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
2	1767	1813	1791
4	2105	2151	2128
6	2058	2148	2102
10	2244	2143	2195
11	2131	2157	2144
12	2638	2625	2633
13	2649	2703	2672
14	2206	1802	1997

Примітка: номер зерна відповідає номерам у табл. 2.

Рутил з $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ віком близько 2200 млн рр. має порівняно високий вміст Sr , помірний – V , Fe , Nb і W , та низький Zr і U , і температуру кристалізації близько 600°C . Цей рутил походить із ультрабазиту з підвищеним вмістом хрому.

Наймолодшим виявився рутил віком близько 1800 млн рр. Він збагачений на Fe , U і Al , з помірним вмістом V , Nb , Zr , W , Sn і Ta та дуже низьким Sr . Температура його кристалізації становить 716°C . На діаграмі $\text{Nb}-\text{Sr}$ він потрапляє у поле рутилів із метапелітів. Вік цього рутилу наближується до мінімального віку відкладів, що виповнюють Білокоровицьку западину, а його утворення може буде пов'язаним із термальним впливом початкових фаз укорінення Коростенського плутону. Очевидно, з цим же впливом пов'язаний і помірний метаморфізм відкладів.

Імовірні материнські породи кластогенного рутилу. Наведені дані щодо складу рутилу із теригенних відкладів білокоровицької світи свідчать, що їхні корінні джерела репрезентовані породами різного складу і походження. Здебільшого ними були первинноосадові породи пелітового складу, які зазнали метаморфізму амфіболітової фації. Судячи з геохімічних особливостей рутилів, серед вихідних для них метапелітів переважають глинисті продукти кір вивітрювання порід кислого складу, значну частину становлять і продукти руйнування основних та ультраосновних порід і різних за складом лужних метасоматитів. Для частини рутилів із підвищеною або високою концентрацією хрому ($\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,2-0,7\%$) і низьким вмістом заліза ($\text{FeO} < 0,1\%$) корінними джерелами були інтрузиви габроїдів і ультрабазитів. Виходячи з цих загальних положень, коротко розглянемо наявні дані щодо поширення, походження і спеціалізації на рідкісні метали порід ймовірної області зносу, яка поставляла дрібні уламки порід і піщаний та глинистий матеріал для формування осадових відкладів білокоровицької світи.

У теригенних відкладах білокоровицької світи виявлено піропи, хромшпінеліди, хромдіопсиди і лужні амфіболи, подібні за складом до однойменних мінералів із лужно-ультраосновних порід, дайки і малі інтрузії яких розташовуються на південний захід від Білокоровицької западини, у центральній частині Новоград-Волинського блоку Українського щита [17]. Серед кластогенних цирконів із відкладів білокоровицької світи відсутні циркони віком менше 1963 ± 37 млн рр. (неопубліковані дані авторів) та переважають циркони віком від 2100 до 2000 млн рр. [21, 28]. У

конгломератах і пісковиках білокоровицької світи не виявлено уламків габроїдів, анортозитів і гранітів Коростенського плутону, найдавніші з яких мають вік 1815 млн рр. [27]. Немає тут і уламків лужних гранітів і метасоматитів пержанського комплексу і їх рідкіснометалевих мінералів віком біля 1770 млн рр., а також рідкіснометалевих сієнітів Яструбецького масиву віком 1772 ± 6 млн рр. (за даними С.Г. Кривдіка, 2013 р.). Отже, геохронологічні дані свідчать, що відклади білокоровицької світи утворювалися у проміжок часу від 1960 до 1800 млн рр.

На думку деяких дослідників [21, 22, 28], головним джерелом живлення осадових порід білокоровицької світи були гранітоїди житомирського комплексу віком 2080–2040 млн рр. [23] та метаморфічні утворення тетерівської серії віком понад 2100 млн рр. Частково теригенний матеріал надходив із архейських порід Подільського мегаблоку.

На більшій частині згаданої області зносу породи тетерівської серії або повністю відсутні, або збереглися локально. Зокрема, на Курчицькій, Гутянській і Ходурківській ділянках розміром до 10×4 км кожна, поширені породи кочерівської світи тетерівської серії потужністю до 500 м. Вони представлені мармурами, кальцифірами, скарноїдами, кристалосланцями, амфіболітами і біотитовими гнейсами. В межах Новоград-Волинської структури поширені гнейси, сланці і амфіболіти, які належать до новоград-волинської товщі тетерівської серії. Останці гнейсів біотитового і силіманіт-біотитового складу тетерівської серії часто трапляються серед низьколужних плагіомітатитів і плагіогранітів шереметівського комплексу на різних ділянках центральної частини Новоград-Волинського блоку.

Наявність у відкладах білокоровицької світи значної кількості рутилу з температурою утворення $650-760^\circ\text{C}$ вказує на те, що він надходив із палінгенних гранітів. Він добре зберігався у корах вивітрювання й унаслідок їх розмивання разом із іншими стійкими мінералами потрапляв у осадові відклади білокоровицької світи. Під час метаморфізму останніх в умовах низькотемпературної зеленосланцевої фації склад рутилу не зазнав істотних змін.

Серед метаосадових порід тетерівської серії та гранітоїдів шереметівського комплексу наявні метаморфізовані малі інтрузиви і дайки основних і ультраосновних порід нарцизівського комплексу. Однак через невеликі розміри вони не відігравали значної ролі у постачанні теригенного матеріалу

до басейну седиментації. Те саме стосується відомих у цьому районі лужно-ультраосновних порід городницького комплексу.

Характерною особливістю палеопротерозойських порід північно-західної і центральної частин Новоград-Волинського блоку є широкий розвиток метасоматитів різного складу і рудно-геохімічної спеціалізації.

У межах прогнозованої області зносу теригенного матеріалу, якою є центральна частина Новоград-Волинського блоку, виділено і закартовано декілька метасоматичних зон та граніто-гнейсових купольних структур і приурочених до них метасоматитів, апліт-пегматоїдних гранітів, пегматитів і проявів рідкісних металів. Ці тектоно-метасоматичні зони охарактеризовані у роботах [10, 11]. Більшість їх просторово і генетично пов'язані з Сарненсько-Варварівською зоною глибинних розломів, яка має північно-західне простягання і простежена за результатами геологічних та геофізичних досліджень більш ніж на 100 км при ширині 15–20 км. У її межах зосереджені масиви гранітів житомирського та шереметівського комплексів, інтрузиви та дайки лужно-ультраосновних порід городницького комплексу, дайки долеритів і габро-долеритів прутівського комплексу, пегматити Городницького і Новоград-Волинського полів.

Наявність рутилу зафіксовано у протолочних пробах метаморфічних і деяких магматичних порід з області зносу, однак відомості про його склад, як правило, не наводяться. За даними

Житомирської ГЕ, у породах тетерівської серії з Новоград-Волинської западини вміст рутилу становить у біотитових гнейсах кочерівської світи до 300 г/т, в амфіболітах цієї світи – менше 5 г/т, у гнейсах городської світи – менше 30 г/т, у ксенолітах біотитових і силіманіт-біотитових гнейсів тетерівської серії із плагіогранітів шереметівського комплексу – менше 1 г/т.

Висновки. Отримано важливі мінералогічні докази того, що основна область зносу теригенного матеріалу для формування алмазонасних конгломератів і пісковиків білокоровицької світи раннього протерозою знаходилась у центральній частині Новоград-Волинського блоку. Тут відомі малі інтрузії та дайки потенційно алмазонасних лужно-ультраосновних порід і прогнозується наявність тіл кімберлітів ранньопротерозойського віку.

Установлено, що кластогенний рутил із алмазонасних теригенних відкладів білокоровицької світи має гетерогенне походження. Основним постачальником його були продукти дезінтеграції різних за складом метаморфічних і палінгенних порід, поширених у межах області зносу.

Кластогенні рутили є носіями цінної інформації щодо походження, складу і віку їх материнських порід. Виконане у незначному обсязі дослідження рутилів із теригенних відкладів білокоровицької світи показало, що відомості про цей мінерал потрібно широко використовувати у процесі прогнозних і пошукових робіт на алмази, палеотектонічних і палеогеографічних реконструкціях.

Література

1. Беспалько Н.А. Геологическое положение пород Белоковичской структуры. *Геол. журн.* 1986. **46**. № 3. С. 25–33.
2. Букович И.П. Стратиграфия Вильчанской, Овручской и Белоковичской впадин. *Геол. журн.* 1986. **46**. № 2. С. 102–110.
3. Вишневський О.А., Квасниця В.М., Квасниця І.В., Шумлянський Л.В., Гурненко І.В. Циркон із білокоровицьких протерозойських пісковиків (кристаломорфологія, анатомія, хімічний склад, мінеральні вклучення, генезис). *Записки УМТ.* 2015. **12**. С. 88–102.
4. Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И., Металиди В.С., Павлюк В.Н., Приходько В.Л., Цымбал С.Н., Шимкив Л.М. Перспективы коренной алмазонасности Украины. Киев-Львов: Центр Европы, 2006. 200 с.
5. Квасниця В.М. Докембрійські алмази Волинського мегаблока. *Записки УМТ.* 2015. **12**. С. 165–168.
6. Квасниця В.М., Вишневський О.А., Степанюк Л.М., Жук О.М. Циркон із білокоровицьких протерозойських конгломератів (Український щит). *Записки УМТ.* 2016. **13**. С. 26–31.
7. Квасниця В.М., Павлюк О.В., Вишневський О.А., Квасниця І.В., Висоцький Б.Л., Гурненко І.В. Самородне золото із білокоровицьких протерозойських конгломератів Волині. *Записки УМТ.* 2015. **12**. С. 103–116.
8. Квасниця В.М., Павлюк О.В., Квасниця І.В., Висоцький Б.Л., Гурненко І.В. Знахідка мікрокристалів самородного вольфраму в білокоровицьких протерозойських конгломератах Волині. *Доповіді НАН України.* 2014. № 11. С. 88–94.
9. Квасниця В.М., Таран М.М., Вірт Р., Відінбек М., Томас Р., Ільченко К.О., Лупашко Т.М. Нові дані про українські алмази. *Мінерал. журн.* 2005. **27**. № 4. С. 47–58.
10. Комаров А.Н., Прытков Ф.Я. Структурно-геологические условия и механизм формирования тектоно-метасоматических зон Волинского блока. *Геол. журн.* 1981. **41**. № 3. С. 113–122.
11. Комаров А.Н., Прытков Ф.Я. Тектоно-метасоматические зоны – новый тип разрывных нарушений Волинского блока. *Геол. журн.* 1978. **38**. № 5. С. 59–70.

12. Матковський О.І., Сливко Є.М. Мінералогічні особливості конгломератів Білокоровицької структури (північно-західна частина Українського щита). *Записки УМТ*. 2015. **12**. С. 23–53.
13. Металиди С.В., Зарицкий А.И., Цымбал С.Н., Квасница В.Н., Язвинский В.И. Первая находка алмаза в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы. *Минерал. журн.* 1982. **4**. № 3. С. 20–29.
14. Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Об элементах-примесях рутилов из эклогитов. *Геология и геофизика*. 1972. № 1. С. 108–112.
15. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285 с.
16. Феношина У.І., Сливко Є.М. Алмази та їхні мінерали-супутники в конгломератах Білокоровицької структури (північно-західна частина Українського щита). *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.* 1999. **14**. С. 86–93.
17. Цимбал С.М. Мінерали-супутники алмазу із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи нижнього протерозою північної частини Українського щита. *Записки УМТ*. 2015. **12**. С. 54–75.
18. Цимбал С.М., Вишневський О.А., Вуйко В.І. Перша знахідка піропу і хромдіопсиду в грубоуламкових породах білокоровицької світи на півночі Українського щита. *Доповіді АН УРСР. Сер. Б*. 1984. № 8. С. 26–31.
19. Цимбал Ю.С. Кластогенні ортопіроксени і амфіболи корового типу із теригенних відкладів білокоровицької світи, північна частина Українського щита. *Записки УМТ*. 2015. **12**. С. 76–87.
20. Шумлянський Л., Мазур М. Вік та речовинний склад йотунітів білокоровицького дайкового поясу. *Геолог України*. 2010. № 1–2. С. 70–78.
21. Шумлянський Л.В. Стратиграфічне положення і джерела зносу відкладів Білокоровицької та Овруцької западин (північно-західна частина Українського щита). *Геохім. та рудоутв.* 2011. **29**. С. 44–53.
22. Шумлянський Л.В., Петренко О.В., Омельченко А.М. Білокоровицька западина на північному заході Українського щита: геологічна позиція, склад, вік, генезис. *Записки УМТ*. 2015. **12**. С. 8–22.
23. 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. *Минерал. журн.* 2018. **40**, № 2. С. 63–85.
24. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Verkhogliad V.M. Skobelev, V.M. Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-garnetiferous granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. **116**. P. 411–419.
25. Kvasnytsya V., Shumlyansky L. Native gold and diamonds from the Palaeoproterozoic terrigenous rocks of the Bilokorovychi basin, North-Western part of the Ukrainian shield. *Mineral. Journ.* 2018. **40**, № 3. P. 23–38.
26. Shumlyansky L., Bekker A., Claesson S. U-Pb zircon geochronology of rocks of the Teteriv series, Northwestern region of the Ukrainian shield. *Актуальные проблемы наук о Земле. Геологические и географические исследования трансграничных регионов: сборник материалов Международного научно-практического семинара (Брест, 21–25 сент. 2015)*. С. 242–244.
27. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precam. Res.* 2017. **292**. P. 216–239.
28. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey C. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic. *Precam. Res.* 2015. **260**. P. 39–54.
29. Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J. Metamorphic. Geol.* 2007. **25**. P. 703–713.
30. Triebold S., von Eynatten H., Luvizotto G.L., Zack T. Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: an example from the Erzgebirge, Germany. *Chem. Geol.* 2007. **244**. P. 421–436.
31. Zack T., Kronz A., Foley S.F., Rivers T. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chem. Geol.* 2002. **184**. P. 979–122.
32. Zack T., Moraes R., Kronz A. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. **148**. P. 471–488.
33. Zack T., von Eynatten H., Kronz A. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sediment. Geol.* 2004. **171**. P. 37–58.

References

1. Bepalko, N.A. (1986). Geological setting of the Bilokorovychi structure. *Geol. Journ.* **46**. No. 3, pp. 25–33. [in Russian].
2. Bukovich, I.P. (1986). Stratigraphy of the Vilchany, Ovruch and Bilokorovychi basins. *Geol. Journ.* **46**. No. 2, pp. 102–110 [in Russian].
3. Vyshnevsky, O.A., Kvasnytsya, V.M., Kvasnytsya, I.V., Shumlyansky, L.V., Gurnenko, I.V. (2015). Zircon from the Bilokorovychi Proterozoic sandstones (crystallomorphology, anatomy, chemical composition, mineral inclusions, genesis). *Zapysky UMT*. **12**, pp. 88–102 [in Ukrainian].
4. Geyko, Yu.V., Gurskyi, D.S., Lykov, L.I., Metalidi, V.S., Pavlyuk, V.N., Prikhodko, V.L., Tsymbal, S.N., Shimkiv, L.M. (2006). The prospects of the bedrock diamond potential of Ukraine. Kyiv-Lviv. 200 p. [in Russian].
5. Kvasnytsya, V.M. (2015). Precambrian diamonds of the Volyn terraine. *Zapysky UMT*. **12**, pp. 165–168. [in Ukrainian].
6. Kvasnytsya, V.M., Vyshnevsky, O.A., Stepanyuk, L.M., Zhuk, O.M. (2016). Zircon from the Bilokorovychi Proterozoic conglomerates (the Ukrainian Shield). *Zapysky UMT*. **13**, pp. 26–31 [in Ukrainian].

7. Kvasnytsya, V.M., Pavlyuk, O.V., Vyshnevsky, O.A., Kvasnytsya, I.V., Vysotsky, B.L., Gurnenko, I.V. (2015). Native gold from the Bilokorovychi Proterozoic conglomerates of the Volyn gerion. *Zapysky UMT*. **12**, pp. 103-116 [in Ukrainian].
8. Kvasnytsya, V.M., Pavlyuk, O.V., Kvasnytsya, I.V., Vysotsky, B.L., Gurnenko, I.V. (2014). Finding of native tungsten microcrystals in the Bilokorovychi Proterozoic conglomerates of the Volyn gerion. *Dopov. Nac. Acad. nauk Ukr.* No. 11, pp. 88-94 [in Ukrainian].
9. Kvasnytsya, V.M., Taran, M.M., Wirth, R., Wiedenbeck, M., Thomas, R., Ilchenko, K.O., Lupashko, T.M. (2005) New data on Ukrainian diamonds. *Mineral. Journ.* **27**. No. 4, pp. 47-58 [in Ukrainian].
10. Komarov, A.N., Prytkov, F.Ya. (1981). Structural-geological conditions and mechanism of formation of the tectono-metasomatic zones of the Volyn block. *Geol. Journ.* **41**. No. 3, pp. 113-122 [in Russian].
11. Komarov, A.N., Prytkov, F.Ya. (1978). Tectono-metasomatic zones as a new type of faults in the Volyn block. *Geol. Journ.* **38**. No. 5, pp. 59-70 [in Russian].
12. Matkovsky, O.I., Slyvko, E.M. (2015). Mineralogical peculiarities of conglomerates of the Bilokorovychi structure (north-western part of the Ukrainian Shield). *Zapysky UMT*. **12**, pp. 23-53 [in Ukrainian].
13. Metalidi, S.V., Zaritskiy, A.I., Tsymbal, S.N., Kvasnytsya, V.N., Yazvinskiy, V.I. (1982). The first finding of diamond in conglomerates of the upper Proterozoic in the East European platform. *Mineral. Journ.* **4**. No. 3, pp. 20-29 [in Russian].
14. Sobolev, N.V., Lavrentev, Yu.G., Usova, L.V. (1972). On trace elements in rutiles from eclogites. *Geologiya i geofizika*. No. 1, pp. 108-112 [in Russian].
15. Udovkina, N.G. (1985). Eclogites of the USSR. Moscow: Nauka, 285 p. [in Russian].
16. Fenoshyna, U.I., Slivko, E.M. (1999). Diamonds and their mineral satellites in conglomerates of the Bilokorovychi structure (north-western part of the Ukrainian Shield). *Visnyk Lvivskogo Universytetu, Seriya geologichna*. **14**, pp. 86-93 [in Ukrainian].
17. Tsymbal, S.M. (2015). Mineral satellites of diamond in conglomerates and sanstones of the Bilokorovychi Suite of the Lower Proterozoic of the northern part of the Ukrainian Shield. *Zapysky UMT*. **12**, pp. 54-75 [in Ukrainian].
18. Tsymbal, S.M., Vyshnevsky, O.A., Vuiko, V.I. (1984). The first finding of pyrope and chromediopside in coarse-grained terrigenous rocks of the Bilokorovychi Suite in the northern part of the Ukrainian Shield. *Dopov. AN URSSR, Seriya B*. No. 8, pp. 26-31 [in Ukrainian].
19. Tsymbal, Yu.S. (2015). Detrital crustal-type orthopyroxenes and amphiboles from terrigenous sediments of the Bilokorovychi Suite, northern part of the Ukrainian Shield. *Zapysky UMT*. **12**, pp. 76-87 [in Ukrainian].
20. Shumlyansky, L., Mazur, M. (2010). Age and composition of jotunites of the Bilokorovychi dyke swarm. *Geolog Ukrainy*. No. 1-2, pp. 70-78 [in Ukrainian].
21. Shumlyansky, L.V. (2011). The stratigraphic setting and provenance of the Bilokorovychi and Ovruch basins deposits (north-western part of the Ukrainian Shield). *Geochemistry and Ore Formation*. **29**, pp. 44-53 [in Ukrainian].
22. Shumlyansky, L.V., Petrenko, O.V., Omelchenko, A.M. (2015). The Bilokorovychi basin at the north-western part of the Ukrainian Shield: geological setting, composition, age, genesis. *Zapysky UMT*. **12**, pp. 8-22 [in Ukrainian].
23. Shumlyansky, L.V., Stepanyuk, L.M., Claesson, S., Rudenko, K.V., Bekker, A.Yu. (2018). U-Pb zircon and monazite geochronology of granitoids of the Zhytomyr and Sheremetiv complexes, the North-Western region of the Ukrainian Shield. *Mineral. Journ.* **40**. No. 2, pp. 63-85 [in Ukrainian].
24. Amelin, Yu.V., Heaman, L.M., Verkhogliad, V.M., Skobelev, V.M. (1994). 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.* **116**, pp. 411-419.
25. Kvasnytsya, V., Shumlyansky, L. (2018). Native gold and diamonds from the Palaeoproterozoic terrigenous rocks of the Bilokorovychi basin, North-Western part of the Ukrainian shield. *Mineral. Journ.* **40**. No. 3, pp. 23-38.
26. Shumlyansky, L., Bekker, A., Claesson, S. (2015). U-Pb zircon geochronology of rocks of the Teteriv series, Northwestern region of the Ukrainian shield. *Aktualnye problem nauk o Zemle. Geologicheskije i geograficheskije issledovaniya transgranichnykh regionov*. Brest, 21–25 September 2015, pp. 242-244.
27. Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billström, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, M., Bilan, O. (2017). The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precam. Res.* **292**. P. 216-239.
28. Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Dhuime, B., Billström, K., Claesson, S., Storey, C. (2015). ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic. *Precam. Res.* **260**. P. 39-54.
29. Tomkins, H.S., Powell, R., Ellis, D.J. (2007). The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J. Metamorphic. Geol.* **25**. P. 703-713.
30. Triebold, S., von Eynatten, H., Luvizotto, G.L., Zack, T. (2007). Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: an example from the Erzgebirge, Germany. *Chem. Geol.* **244**. P. 421-436.
31. Zack, T., Kronz, A., Foley, S.F., Rivers, T. (2002). Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chem. Geol.* **184**. P. 979-122.
32. Zack, T., Moraes, R., Kronz, A. (2004). Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **148**. P. 471-488.
33. Zack T., von Eynatten, H., Kronz, A. (2004). Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sediment. Geol.* **171**. P. 37-58.

Tymbal S.M., Shumlyansky L.V., Tymbal Yu.S.

***M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Science of Ukraine
Geochemistry and age of detrital rutile from diamondiferous conglomerates and sandstones of the Bilokorovychi Suite
(North-Western region of the Ukrainian Shield)***

Age and crystallization temperature, as well as chemical composition of rutile from diamondiferous conglomerates and sandstones of the Palaeoproterozoic Bilokorovychi basin, are defined. Age of these terrigenous sediments is defined between 1800 and 1960 Ma. According to their chemical composition, rutiles belong to two groups, metapelitic and metamafitic, whereas according to the crystallization temperatures the 550–610 and 660–760 °C groups can be defined. Rutiles derived from eclogitized mafic rocks belong exclusively to the first group whereas rutiles derived from metamorphosed ultramafic rocks fall predominantly into the second group; rutiles derived from metapelites fall into both groups. Ages of the studied rutiles vary from the Late Archaean (2650 Ma) to the Palaeoproterozoic (c. 1800 Ma); most of them are Palaeoproterozoic in age (2250–2060 Ma).

Keywords: rutile, geochronology, terrigenous sedimentary rocks, Palaeoproterozoic, the Ukrainian Shield.

Цымбал С.М., Шумлянський Л.В., Цымбал Ю.С.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. Н.П. Семененко НАН України

***Геохімічні особливості та вік кластогенних рутилів
із алмазонасних конгломератів і піщаників білокоровичської свити
(северо-західна частина Українського щита)***

Визначено вік та температуру кристалізації, вивчені геохімічні особливості рутилів із алмазонасних конгломератів і піщаників палеопротерозойської Білокоровичської впадини. Вік цих терригенних відкладень становить 1800–1960 млн років. За хімічним складом рутили можна розділити на дві генетичні групи: метапелітові та метамафітові. За температурою кристалізації досліджені рутили також діляться на дві групи: 550–610 і 660–760 °С. Рутили із передібно метамафітових еклігітових складів потрапляють виключно в першу температурну групу, а рутили із метавольфрабітів – переважно во другу; рутили із метапелітів потрапляють в обидві групи. Вік рутилів варіює від познеархейського (2650 млн років) до палеопротерозойського (около 1800 млн років); більшість із них має палеопротерозойський вік (2250–2060 млн років).

Ключові слова: рутил, геохронологія, обломочні осадові породи, палеопротерозой, Український щит.

Надійшла 24.09.2018.