

НОВІ ДАНІ З МІНЕРАЛОГІЇ УРАНОВОГО ЗРУДЕНІННЯ КАЛІЙ-УРАНОВОЇ ФОРМАЦІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Наведено результати рудно-мінералогічних досліджень уранових руд на докембрійських родовищах і рудопроявах калій-уранової формації Українського щита. Встановлено, що, незважаючи на різний геологічний вік вмісних порід, уранове зруденіння товщ, формування головних продуктивних уран-торієвих мінеральних асоціацій відбувалося на рубежі 2 млрд років тому. Так, для рудопрояву Діброва, локалізованого серед мезоархейських ультраметаморфічних порід шевченківського комплексу Західного Приазов'я, характерна бранерит-настуранова асоціація віком 1983 млн років. Уранова мінералізація формувалася за рахунок перерозподілу урану і торію в процесі гідротермально-метасоматичних перетворень ранніх ураноносних акцесорних мінералів, головним чином монациту.

У родовищах і рудопроявах, пов'язаних з класичними лужними метасоматитами калієвого ряду, які синхронізуються з процесами протерозойської регіональної гранітизації, головними гіпогенними рудними мінералами є уранініт (брегерит і клевет), кофінит, торит, торіаніт. Серед вторинних мінералів встановлено настуран, торогуміт, уранові черні, гідроксиди та силікати уранілу. За допомогою мікрозондового аналізу вивчено типохімічні особливості багатьох уранових і торієвих мінералів. Доведено, що типові особливості головних гіпогенних уранових мінералів К-У формації відрізняються від таких мінералів Na-U формації. Умови локалізації та мінералого-геохімічні особливості родовищ і рудопров'язів К-У формації вказують на універсальний процес їх формування, що передбачає єдиний механізм їх рудоутворення.

Ключові слова: калій-урановий тип, метасоматоз, зруденіння, торій, уран, бранерит, уранініт.

Відомо, що розвідані докембрійські родовища та рудопрояви на Українському щиті (УЩ), які спеціалізовані на комплексне урано-торієво-рідкісноземельне (U-Th-REE) зруденіння, належать, головним чином, до калій-уранового (K-U) типу. Родовища цього типу тісно пов'язані з процесами ультраметаморфізму та гранітизації, тому за генетичною і геолого-промисловою класифікацією їх вважають сингенетичними (ультраметаморфічними). Відповідно до класифікації Я.М. Белєвцева [1], такі родовища слід відносити до ультраметаморфогенно-гідротермального типу. За класифікацією МАГАТЕ, вони, як і родовища натрій-уранової (Na-U) формації, належать до гідротермально-метасоматичного типу.

Зазвичай, родовища К-У типу характеризуються відносно невеликими запасами руд. Рудна мінералогія подібного уранового зруденіння досить обмежена, і на сьогодні відомо не більше 10 мінеральних видів та

їх різновидів, які характеризують цей тип. Мінералогію уранових родовищ К-U типу в свій час вивчали Ю.В. Кононов і С.В. Нечаєв [2], Ф.І. Ракович [3], Н.Г. Корнєва [4], Я.М. Белєвцев [1], В.О. Сьомка та С.М. Бондаренко [5, 13, 15]. Геолого-пошукові роботи, проведені КП «Кіровгеологія» за останні два десятиліття в межах щита, привели до відкриття різномасштабних урановорудних об'єктів — від невеликих родовищ до рудопроявів. Відповідно, значно розширилась інформація щодо геології, геохімії та мінералогії цих об'єктів. Установлено, що формування U-Th-REE зруденіння відбувалось як в мезоархеї, так і в палеопротерозої, що відображено в мінералогічних особливостях руд.

Уранова мінералізація в рудоносних структурах архейського віку (рудопрояв Діброва). Найраніші прояви комплексного U-Th-REE зруденіння на УЩ встановлені в полях поширення архейських порід шевченківського комплексу в північно-західній частині Приазовського мегаблока — рудопрояв Діброва [12]. Зруденіння приурочене до пачки вторинних кварцитів, що напівкільцем поширені в екзоконтактової частині слабонеродованого гранітного масиву. Положення цих гранітів на стратиграфічних схемах виявилось неоднозначним [6—9].

Рудопрояв належить до об'єктів складного генезису, в якому суміщені сингенетичні та епігенетичні процеси концентрації ендегенного і, можливо, екзогенного етапів. На ранніх стадіях рідкіснометалевого рудоутворення відбувалося під дією кремній-лужного метасоматозу. В подальшому кислотне вилуговування приводило до формування рудоносних силіманіт-мусковітових кварцитів, які послідовно змінювалися під дією процесів березитизації та аргілізації. Відповідно змінювався і речовинний склад руд.

На родовищі встановлено полістадійне формування рудних асоціацій від більш високотемпературних до низькотемпературних: циркон + монацит — рутит — настуран + бранерит — молібденіт — пірит-1 — піротин + самородний вісмут + бісмути́н) — пірит-2 + галеніт + халькопірит + сфалерит.

Первинне накопичення урану та торію відбувалося в пегматоїдних гранітах, які інтродують супракрystalну палеоархейську (?) каїнкулацьку товщу. Граніти належать до лейкогранітів сублужного ряду з різким переважанням K_2O над Na_2O . Граніти збагачені торієм та ураном. Аплітоїдні різновиди гранітів містять (середні значення), г/т: U 16; Th 31; пегматоїдні: U 27, Th 87. Рання *циркон-монацитова асоціація* у метасоматично незмінених гранітах має типовий акцесорний характер, на відміну від катаклазованих апліт-пегматоїдних гранітів і кварцитів, в яких вміст рідкісноземельних фосфатів на окремих ділянках породи інколи сягає 15—20 % загального її об'єму (рис. 1, 1, 2). Мінералами-концентраторами U і Th за даними мікрозондового аналізу є монацит (середній вміст, %: UO_2 0,11; ThO_2 5,64). У цирконі з тих самих гранітоїдів за даними аналізів, виконаних на мас-спектрометрі «Element-2», вміст U (середні значення) — 160, Th (середні значення) — 123 г/т.

За результатами радіологічного датування за цирконом і монацитом, вмісні гранітоїди були сформовані в інтервалі 3105—3300 млн років тому. Вік за монацитом і цирконом із рудних зон вторинних кварцитів варіює в межах 2893—2933 млн років [5].

У геохімічному аспекті руди родовища вигідно відрізняються від типових руд родовищ К-U формації щита наявністю підвищених концентрацій ніобію, кобальту і нікелю.

Рудоносні кварцові метасоматити за способом утворення, мінеральним складом і текстурно-структурними особливостями відповідають вторинним

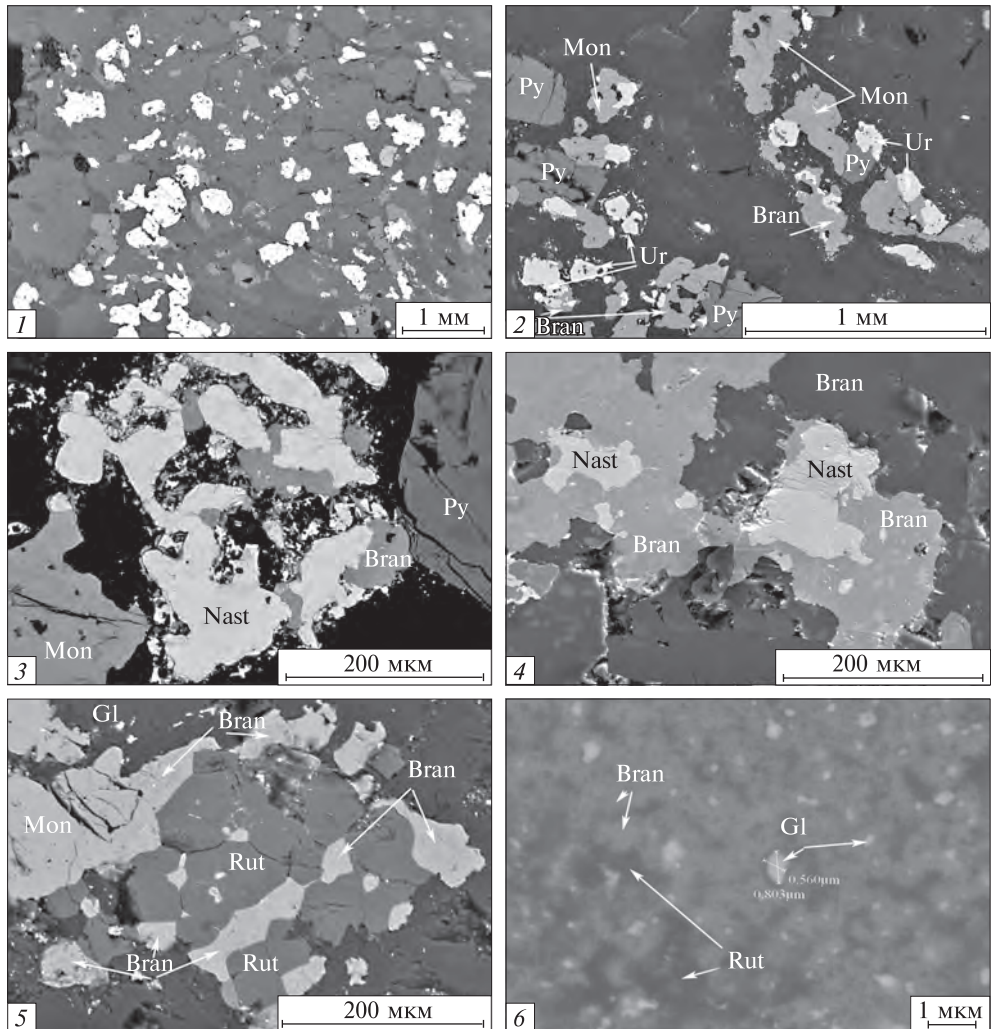


Рис. 1. Електронні знімки рудних мінералів з U-Th-REE зруденіння рудопрояву Діброва, св. 70: 1 — фрагмент багатой руди (світлі фази — монацит і мінерали урану; темні — рутил і пірит), гл. 320,8 м; 2 — типова рудна асоціація: монацит (Mon) — пірит (Py) — рутил-настуран (Ur) — бранерит (Bran), гл. 348 м; 3 — заміщення настурана (Nast) бранеритом (Bran) в асоціації з монацитом і піритом, гл. 320,8 м; 4 — релікти настурану (Nast) серед неоднорідних бранеритових мас (Bran), там само; 5 — скупчення рутилу (Rut) в оточенні бранериту (Bran), там само; 6 — гетерогенний агрегат, що складається з бранериту (Bran), рутилу (Rut) та галеніту (Gl), там само

Fig. 1. Electronic images of ore minerals with U-Th-REE mineralizations from Dybrova ore manifestation, Borehole 70: 1 — fragment of rich ore (light phases — monazite and uranium minerals; dark phases — rutile and pyrite), depth of 320.8 m; 2 — typical ore association: monazite (Mon) — pyrite (Py) — rutile-nasturan (Ur) — brannerite (Bran), depth 348 m; 3 — nasturan (Nast) replaced by brannerite (Bran) in association with monazite and pyrite, depth 320.8 m; 4 — relics of nasturan (Nast) among non-uniform brannerite masses (Bran), the same location; 5 — concentration of rutile (Rut) in brannerite medium (Bran), the same location; 6 — heterogeneous aggregate consisting of brannerite (Bran), rutile (Rut) and galena (Gl), the same location

кварцитам. Останні розвиваються за рахунок апліт-пегматоїдних гранітів, про що свідчить наявність у кварцитах реліктів мікрокліну, кварцу. Кварцити мають темно-сіре до чорного забарвлення, яке зумовлене великою кількістю

включень у кварцовій масі — від раннього димчастого кварцу та слюд до сульфідів, фосфатів, оксидів титану й урану.

U-Th зруденіння в кварцитах простежується глибокими свердловинами до глибини 570 м, протяжністю понад 1 км.

Мінералами-концентраторами урану й торію в апліт-пегматоїдних гранітах і кварцитах є монацит (середній вміст UO_2 0,11, ThO_2 — 64 %), у мусковіт-каолінит-силіманітових кварцитах — настуран (UO_2 75,2, ThO_2 — 6,69 %) і бранерит (UO_2 44,67, ThO_2 — 4,22 %). Середній вміст рудних компонентів у рудних кварцитах, %: REE 1,06; UO_2 до 0,2; ThO_2 до 0,1.

Пірит-рутиловий парагенез кількісно домінує в зонах березитизації рудоносних кварцитів і може становити 3—8 % загального об'єму породи. Мінерали згаданого парагенезису виникли за рахунок заміщення темноколірних мінералів, насамперед біотиту.

Інколи пірит значною мірою збагачений нікелем (до 1,78 %) і кобальтом (до 2,54 %). Рутил представлений Ta-Nb-вмісним різновидом, типовими елементами-домішками якого є (за даними мікрозондового аналізу), %: Nb_2O_5 до 3,89; Ta_2O_5 до 2,34; V_2O_5 до 0,46; FeO до 2,35.

Уранова мінералізація. На нашу думку, утворення рудної концентрації урану пов'язане з процесами аргілізації, які проходили після березитизації. Головним чинником локального накопичення урану в зонах бластокатаклазу та розсланцювання може бути тривала й інтенсивна фільтрація розчинів через локальну ослаблену структуру, що проявилася на фоні різкого ослаблення того ж процесу в суміжних тектонічних структурах. Не виключено, що аргілізація була спричинена екзогенними процесами внаслідок просочування метеорних вод. В окремих випадках макроскопічною ознакою аргілізації слугує освітлення порід. Аргілізація проявилася насамперед у заміщенні вмісних порід кварц-каолінит-гідрослюдистими агрегатами, іноді з хлоритом і карбонатом. Наявність у метасоматитах каолініту вказує на те, що температура уранового рудогенезу не перевищувала 270—300 °C.

Інколи спостерігається наявність бітумінозної речовини, яка тісно пов'язана з проявом низькотемпературного метасоматозу з типовою мінеральною асоціацією хлорит—гідрослюда—серицит—карбонат—кварц. Тверді бітуми просторово тяжіють до виділень монациту і бранериту. Можливо, така просторова близькість зумовлена радіаційною дією уранових мінералів, які сприяли полімеризації і осадженню вуглеводневих речовин (сполук).

Отримані термемісійним методом ізотопно-геохронологічні дані з бранерит-настуранового концентрату показали, що формування безпосередньо ураноносної бранерит-настуранової асоціації відбувалося пізніше — 1983 млн років тому. Інакше кажучи, уранова мінералізація має регенераційний характер і формувалася внаслідок вилуговування урану із акцесорних урановмісних мінералів уже у палеопротерозойський час.

Бранерит (U^{4+} , Ca, Th, Y)[(Ti, Fe) $_2O_6$] nH_2O є головним урановим мінералом рудопрояву Діброва. За приблизними підрахунками близько 70—80 % урану концентрується саме в цьому мінералі, а решта (10—20 %) у настурані та розсіюється у вигляді домішок у монациті та цирконі. Ці співвідношення можуть дещо варіювати залежно від положення мінералів у метасоматичних колонках.

Вивчення взаємовідносин між рудними мінералами в аншліфах показало, що переважна частина бранериту утворюється через псевдоморфне заміщення рутилу (рис. 1, 5, 6). Крім того, в зонах інтенсивної уранової мінералізації спостерігаються структури заміщення бранеритом настурану (рис. 1, 3, 4),

монациту і навіть слюд. Зазвичай бранерит успадковує текстурні та структурні особливості рутилу і формує розсіяну вкрапленість дрібних (0,01—1 мм у поперечнику) субідоморфних виділень в асоціації з монацитом, піритом, настураном. Інколи фіксують короткі ланцюжки, скупчення зерен у вигляді гнізд (рис. 1, 4).

У відбитому світлі мінерал має нейтрально-сіре забарвлення, світліше монациту, але поступається за інтенсивністю забарвлення супутнім мінералам — настурану і рутилу. Навіть в аншлахах у мінералі спостерігається внутрішня неоднорідність, що виражається у наявності мозаїчного забарвлення з різною відбивною здатністю. Останній факт зумовлений внутрішньою будовою мінералу. Особливо контрастно це виявляється у відбитих електронах (рис. 1, 4, 6). Гетерогенність подібних агрегатів значною мірою ускладнює ідентифікацію самого титанату урану як індивідуалізованої фази. Здебільшого бранерит за мікроскопічних досліджень нагадує суміш окремих фаз. У таких випадках у межах первинних контурів зерен рутилу спостерігаються виділення бранериту, галеніту, настурану та залишки реліктів самої матриці (рис. 1, 5). Межі між бранеритом та рутилом досить різноманітні. В одних випадках бранерит по тріщинах проникає в матрицю рутилу зі слідами явної корозії у вигляді лінзоподібних і прожилкових мас (рис. 1, 5), в інших — просто облямовує, створюючи плавні звивисті контакти. Подібні співвідношення між бранеритом та оксидами титану та урану спостерігаються на багатьох уранових родовищах, що є предметом гострих дискусій відносно генезису мінералу. Слідом за П. Рамдором [10], для пояснення утворення бранериту багато дослідників пропонує так звану «пронто-реакцію» — $UO_2 + 2TiO_2 \rightarrow UTi_2O_6$. В.Я. Терехов та ін. [11] вважають, що співвідношення молекулярних кількостей UO_2 і TiO_2 визначає можливість тієї чи іншої парагенетичної асоціації за участю титанату урану. Так, при $UO_2 : TiO_2 = 1 : 2$ утворюється бранерит, при $UO_2 : TiO_2 > 1/2$ можлива парагенетична асоціація бранериту з настураном.

Неоднорідність внутрішньої будови вищезгаданих агрегатів бранериту відображається у хімічному складі мінералу. Вміст головних мінералоутворювальних компонентів в титанаті урану змінний, що має, можливо, своє пояснення, якщо виходити з гідротермально-метасоматичної природи самого мінералу. Мікрозондові аналізи показали (табл. 1), що типохімічною особливістю уранотитанату є наявність у значній кількості абситового компонента $2UO_3 \cdot ThO_2 \times \times 7TiO_2 \cdot 5H_2O$. В цьому сенсі торійвмісні бранерити рудопрояву Діброва відрізняються від уранотитанатів, наявних у рудах уран-натрієвої формації.

За даними мікрозондового аналізу, наднормативний надлишок SiO_2 у складі титанату урану пояснюється наявністю кварцового субстрату або ж забрудненням розкладеними силікатами. При цьому, в рудопрояві Діброва бранерит у своєму хімічному складі успадковує навіть домішки ніобію у свого попередника — рутилу (табл. 1).

Бранерит постійно містить невелику кількість рідкісноземельних елементів, серед яких переважають (середні значення) церій (0,38 %) та ітрій (0,64 %).

Настуран — типовий урановий мінерал для U-Th зруденіння рудопрояву Діброва, хоча кількісно він значно поступається вище охарактеризованому бранериту. Мінерал поширений досить нерівномірно. Як відомо, існують певні труднощі в ідентифікації мінералів з групи уранініту. Так, за ступенем кристалічності досліджуваний оксид урану займає проміжне положення між уранінітом і настураном. Мінерал не має чітких кристалічних форм, типових для уранініту, а переважають заокруглені, з ускладненими візерунками (рис. 1,

Таблиця 1. Мікрозондові аналізи бранериту з рудопрояву Діброва, %

Table 1. Microprobe analyses of brannerite from ore manifestation Dibrova, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	34,23	32,75	36,73	32,29	32,53	33,05	32,82	39,28
UO ₂	47,04	45,07	48,05	41,26	35,72	29,98	32,15	31,56
PbO	6,01	5,37	6,51	4,75	11,69	11,61	4,94	3,88
ThO ₂	5,49	2,67	1,76	6,08	5,01	4,47	6,53	4,62
SiO ₂	7,94	11,28	6,00	6,54	6,24	5,80	5,68	7,04
CaO	1,16	0,68	0,34	1,29	0,76	0,43	1,74	0,67
FeO	1,63	1,31	0,42	1,35	1,06	1,27	3,66	1,50
Ce ₂ O ₃	0,28	0,66	0,23	0,46	0,33	0,36	0,24	0,38
Y ₂ O ₃	0,80	0,30	0,15	0,87	1,23	1,07	0,22	0,49
V ₂ O ₅	0,01			0,14	0,16	0,18		0,13
Al ₂ O ₃	0,00			1,00	0,84	0,39		1,11
Nb ₂ O ₅	0,29	0,24	0,17	0,04	0,09	0,12	0,16	0,07
ZrO ₂	0,17				0,05	0,07	0,20	0,12
P ₂ O ₅	0,16				0,02	0,01	1,03	0,06
Σ	99,34	100,33	100,36	96,27	95,73	88,81	94,39	90,91

Примітка. 1—4 — св. 70, гл. 320,8 м; ан. 5—8 — св. 91, гл. 193,4 м. Аналізи 1—4 виконані на мікрозонді JXA-5 в ІГМР НАН України, аналітик Л.І. Кануннікова; 5—8 виконані на приладі JXA-8200 у Технічному центрі НАН України, аналітик В.Б. Соколев.

Таблиця 2. Мікрозондові аналізи настурани з рудопрояву Діброва, %

Table 2. Microprobe analyses of nastural from ore manifestation Dibrova, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
UO ₂	71,64	65,43	64,85	66,04	74,57	70,34	71,25	70,01	71,60
PbO	12,08	19,00	18,45	18,97	6,78	10,42	11,32	9,85	9,79
ThO ₂	9,41	7,24	5,68	5,86	6,94	7,19	6,73	7,26	7,53
SiO ₂	0,53	0,02	0,16	0,04	1,23	0,64	1,03	0,92	0,97
CaO	1,29	0,27	0,09	0,13	0,97	1,08	1,79	1,44	1,56
FeO	0,35	0,08	0,05	0,03	0,55	0,87	0,92	0,73	0,81
Ce ₂ O ₃	0,26	0,19	0,25	0,46	0,49	0,36	0,41	0,38	0,27
Y ₂ O ₃	1,14	1,86	2,41	2,73	2,68	2,05	1,69	2,27	1,97
ZrO ₂	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02
Σ	96,78	94,09	91,94	94,26	94,25	94,22	96,3	94,42	94,52

Примітка. 1 — включення у бранериті, св. 70, гл. 348 м; 2, 3 — включення у бранериті, св. 69, гл. 400,0 м; 4 — зростки з бранеритом св. 70, гл. 320,8 м; 5—9 — дрібні реліктові включення в бранериті, св. 91, гл. 193,4 м. Аналізи 1—5 виконані на приладі JXA-8200 у Технічному центрі НАН України, аналітик В.Б. Соколев; 6—9 — на мікрозонді JXA-5 в ІГМР НАН України, аналітик Л.І. Кануннікова.

3, 4). У центральних частинах окремих агрегатів інколи проявлена тріщинуватість. Немає і чітких кристаломорфологічних контурів, що притаманно типовим торій-рідкісноземельновмісним різновидам уранініту.

Разом з тим, за даними мікрозондового аналізу (табл. 2), у складі мінералу зафіксовано значні домішки торію, ітрію і церію, що відповідає уранініту (бре-

гериту). Водночас наявність істотного вмісту кремнію вказує на те, що це все ж таки настуран.

Для мінералу характерна внутрішня неоднорідність у розподілі урану та свинцю (табл. 2). Визначено високий вміст свинцю: ділянки мінералу, в яких співвідношення U/Pb становить 4:1, мають вигляд реліктів серед настурану із співвідношенням U/Pb близько 7:1, що, можливо, свідчить про існування двох генерацій мінералу.

Серед інших рудних мінералів генетичний зв'язок з уран-торієвими мінералами мають галеніт і самородний вісмут.

Галеніт утворюється переважно за рахунок радіогенного свинцю. Частина галеніту відносно рівномірно розподілена в матриці виділень бранериту у вигляді емульсійної вкрапленості (рис. 1, б) з тенденцією до концентрації і укрупнення виділень у крайових частинах агрегатів. У асоціації з настураном галеніт стає крупнішим і у вигляді ореолів розміщується навкруги оксидів урану.

Мінералогія урану і торію у палеопротерозойських родовищах й рудопроявах. Палеопротерозойська епоха є найбільш масштабною і продуктивною в металогенічному відношенні на уран-торієве зруденіння. На межі 2 млрд років тому відбувалась тектономагматична активізація, яка супроводжувалась регіональною гранітизацією та ультраметаморфізмом. Численні прояви U-Th-REE мінералізації встановлено у західній частині УЩ (Інгульський, Волинський та Дністровсько-Бузький мегаблоки) в полях поширення апліт-пегматоїдних гранітів кіровоградського, житомирського та хмельницького комплексів.

Найбільш дослідженими та відомими є об'єкти, що знаходяться в межах Братсько-Олексіївського рудного району (Братський синклінорій — південно-західна частина Інгульського мегаблока) [1]. U-Th-TR-Mo мінералізація гідротермально-метасоматичного типу поширена в калієвих метасоматитах і пегматоїдних гранітах. У районі виділено три рудні поля — Лозоватсько-Калинівське, Корабельне та Південне.

Вмісні породи на родовищах вищезгаданих рудних районів представлені різноманітними за мінеральним складом гнейсами, кристалосланцями, мігматитами та гранітами. Рудні зони мають, як правило, північно-західне простягання та виражені групами жилоподібних пегматоїдних тіл, що перемежуються з останцями графітовмісних гнейсів. Потужність зон сягає перших десятків метрів.

Згідно з геологічними даними, уранове зруденіння K-U формації пов'язане з процесами ультраметаморфічної переробки порід гранулітової та амфіболітової фацій (інгуло-інгулецька серія, кам'яно-костовацька світа) [1, 13]. Здебільшого зруденіння цього типу локалізується в зонах метасоматичних перетворень на контакті гранітоїдів з графітовмісними гнейсами. Зруденіння виявлено на ділянках поширення гідротермально-метасоматичних процесів, що мали досить різні температурні режими, від піроксенізації і амфіболітизації до мікроклінізації, біотитизації та окварцювання.

Окремі прояви U-Th мінералізації встановлено у Дністровсько-Бузькому та Волинському мегаблоках [15]. Просторово прояви U-Th-REE зруденіння калій-уранової формації в Дністровсько-Бузькому мегаблоці закономірно розміщуються в межах розвитку порід-першоджерел урану — вуглецевмісних літогеохімічних комплексів, нині представлених графітоносними метатеригенними товщами і мікрокліновими гранітоїдами з підвищеним вмістом урану (Заваллівський, Таужнянський рудопрояви). Ізотопно-геохімічні дослідження засвідчують полістадійне формування рудоносних метасоматитів та U-Th-REE мінералізації в гранітоїдах Заваллівської ділянки в інтервалі від 1842 до 2037 млн років тому.

В рудопроявах, що розміщуються у зоні Хмільницького розлому, рудоносні біотит-мікроклінові метасоматити і мікроклініти інтенсивно альбітизовані. При цьому породи мають невитриманий склад, неоднорідні текстури і структури. Вік зруденіння, визначений U-Pb методом, дорівнює 2046 млн років, а за цирконом — 1831 млн років.

Кварц-мікроклінові метасоматити з U-Th-REE мінералізацією у Волинському мегаблоці розглядають як самостійний генетичний тип середньотемпературних кремнієво-калієвих метасоматитів, що характеризується специфічним геологічним положенням, мінеральним складом і рудоносністю. За результатами ізотопно-геохронологічних досліджень монациту, вік утворення рудоносних метасоматитів найтиповішого рудопрояву — Безіменного — становить 2038 млн років [15].

Порівнюючи родовища K-U типу протерозойського віку, слід відзначити їх велику подібність як за геологічною будовою, так і за мінералого-геохімічними характеристиками. Досліджені умови локалізації та мінералого-геохімічні особливості родовищ і проявів з U-Th мінералізацією у межах УЩ вказують на універсальний процес їх формування і передбачають єдиний механізм рудоутворення. Масштабна та фронтальна міграція здебільшого спричиняє концентрацію урану та торію в кількості, яка найчастіше не відповідає промисловим вимогам. Вміст урану в рудних зонах змінюється від 0,04 до 0,26 % і зовсім рідко сягає 0,5 %. Аналогічні значення вмісту характерні й для торію.

Головні гіпогенні рудні мінерали урану та торію — уранініт (брегерит), настуран, кофінит, торит, торіаніт. Крім власних мінералів, уран зафіксовано в торогуміті (до 10 % UO_2), монациті (до 2 % UO_2), цирконі (до 0,5 %). Відповідно торій концентрується в монациті, ортиті та бреггериті. В ореолах локалізації уран-торієвої мінералізації досить часто спостерігаються молібденіт, льменіт, піротин, арсенопірит, льолінгіт, герсдорфіт, кобальтин, графіт, самородний вісмут.

Уранініт (U, Th, REE, Pb Ca) O_{2+x} є головним гіпогенним урановим мінералом у рудах. Разом з монацитом та цирконом він досить рівномірно розподілений в породі, що свідчить про його акцесорну природу. Просторово уранініт тяжіє до виділень біотиту, циркону, монациту, кварцу, гранату. Переважають субідоморфні форми виділень уранініту. Залежно від зрізу спостерігаються прямокутники (видовжені, ізометричні), трикутники (рис. 2, 1—6), складні за формою агрегати, грані яких заокруглені (рис. 2, 3). У цирконах часто трапляються дрібні округлі включення уранініту, що свідчить про існування парагенетичних зв'язків між мінералами. Розміри мінералу мають практично сталі значення — від 0,1 до 0,3 мм у поперечнику, рідко до 1,5 мм.

На деяких рудопроявах (Заваллівське, Безіменне), за нашими спостереженнями існує декілька генерацій уранініту.

Уранініт-1 найбільш ранній, представлений дрібними (до 0,1 мм) кородованими зернами округлої форми, які оточені плеохроїчними двориками (рис. 2, 6, 7). У безпосередній близькості від зерен уранініту разом зі зміною кольору вмісних мінералів спостерігаються також структури радіального розтріскування. В ореолах дії радіоактивного опромінення інтенсивно розвинуті пірит і галеніт.

Уранініт-2 спостерігається в зонах, де домінують пізніші процеси альбітизації, грейзенізації, біотитизації та окварцювання. Мінерал субідоморфний, має чіткі, мало спотворені грані (рис. 2, 2—4), часто насичений емульсійною вкрапленістю галеніту. Це дає змогу припускати його часткову перекристалізацію, внаслідок чого частина винесеного при метасоматозі радіогенного свинцю

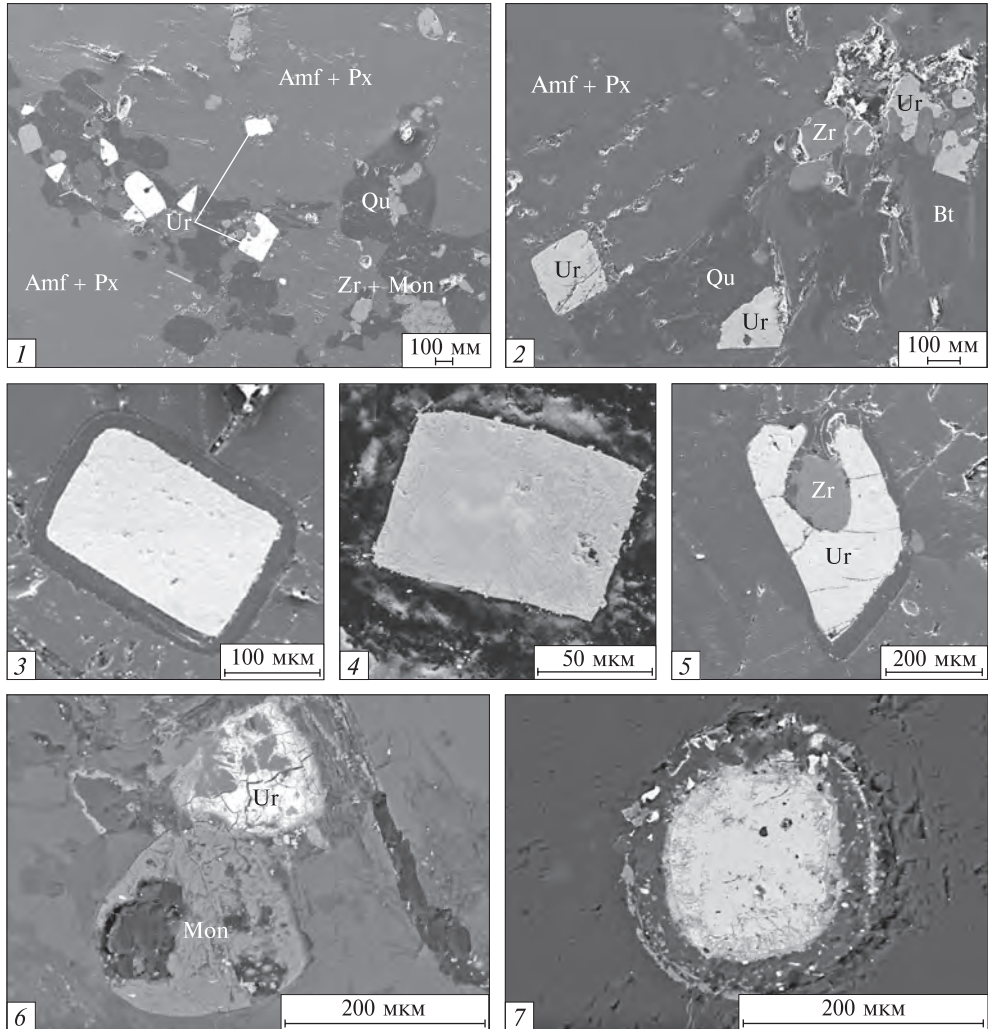


Рис. 2. Електронні знімки уранініту в протерозойських родовищах і рудопроявах К-У формації: 1, 2 — уранініт (Ur)-монацит(Mon)-цирконова (Zr) асоціація в рудах Калинівського родовища (px — піроксен, amf — амфібол); 3—5 — ідіоморфні кристалічні агрегати уранініту з Хмельницького та Кашперівського рудопоявів; 6, 7 — ранні уранініти (Ur) з типовими плеохроїчними двориками, в ореолах яких розвиваються сульфіди, Заваллівський рудопояв

Fig. 2. Electronic images of uraninite found in Proterozoic deposits and ore manifestations of K-U formation: 1, 2 — uraninite (Ur) — monazite (Mon) — zircon (Zr) association in ores of Kalynivka deposit (px — pyroxene, amf — amphibole); 3—5 — idiomorphic crystalline aggregates of uraninite from Khmelnytsky and Kashperovskiy ore manifestations; 6, 7 — early uraninites (Ur) with typical pleochroic haloes in which aureoles occurred sulphides, Zavalivskiy ore manifestation

випала у вигляді сульфіду свинцю. За даними мікрозондового аналізу, пізній уранініт містить значно менше торію.

Встановлено численні факти заміщення уранініту неідентифікованими мінералами, серед яких є фази, близькі за хімічним складом до вторинних гідроксидів, силікатів урану та уранових слюдок. На рис. 3 показано динаміку інтенсивності заміщення уранініту, що змінюється залежно від тієї чи ін-

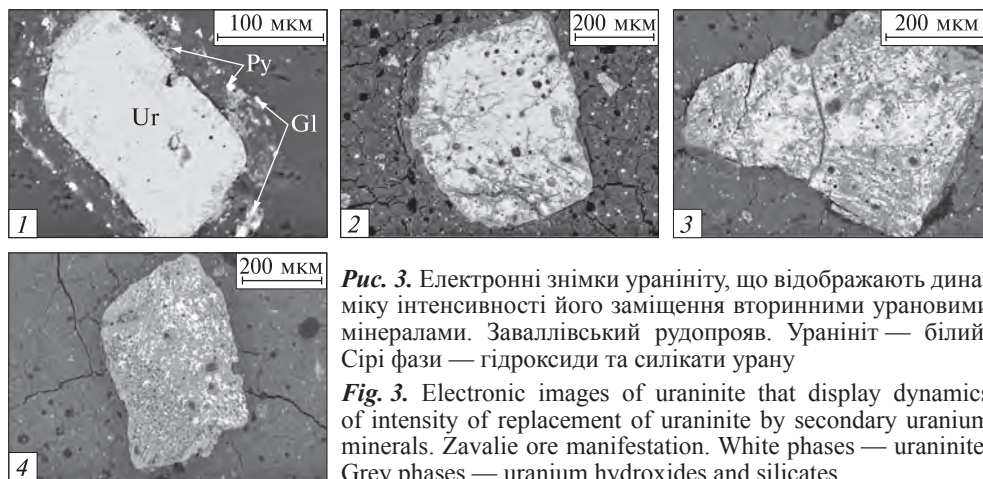


Рис. 3. Електронні знімки уранініту, що відображають динаміку інтенсивності його заміщення вторинними урановими мінералами. Заваллівський рудопрояв. Уранініт — білий. Сірі фази — гідроксиди та силікати урану

Fig. 3. Electronic images of uraninite that display dynamics of intensity of replacement of uraninite by secondary uranium minerals. Zavalie ore manifestation. White phases — uraninite. Grey phases — uranium hydroxides and silicates

Таблиця 3. Хімічний склад мінералів урану протерозойських родовищ і рудопоявів західної частини УЩ, за даними мікрозондового аналізу, %

Table 3. Microprobe analyses of minerals of uranium from Proterozoic deposits and ore manifestations of the western part of the Ukrainian Shield, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
UO ₂	64,73	63,95	67,47	66,45	67,28	73,97	82,06	74,27	43,53
PbO	21,35	20,06	17,66	18,79	19,17	11,95	14,29	14,00	14,94
ThO ₂	8,30	8,75	7,92	8,08	8,03	7,60	1,15	3,87	6,07
SiO ₂	0,01	0,25	0,04	0,02	0,05	1,01	0,03	0,02	16,89
CaO	0,02	0,27	0,13	0,05	0,53	1,42	0,47	0,31	1,48
FeO	0,00	0,09	0,68	0,03	0,42	0,64		0,08	0,43
Ce ₂ O ₃	0,27	0,43	0,12	0,20	0,18	0,69	0,20	0,21	3,07
Y ₂ O ₃	0,51	0,95	1,53	0,86	1,78	1,41	0,23	0,26	0,98
ZrO ₂	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04		0,06
Σ	95,21	94,75	95,55	94,48	97,44	98,72	98,47	93,02	87,45

П р и м і т к а: 1, 2 — уранініти, ідіоморфні зерна, св. 0424, Калинівське родовище; 3, 4 — уранініт (зразок 0563/5/5), Калинівське родовище; 5—7 — св. 57-3, гл. 93,7 м, Заваллівський рудопояв; 8 — Хмільницький рудопояв, св. 1615, гл. 28,9 м; 9 — кофініт з біотит-кумінгтоніт-олігоклаз-кварц-мікроклінового метасоматиту, Калинівське родовище. Аналізи 1—4 виконані на приладі JXA-8200 у Технічному центрі НАН України, аналітик В.Б. Соколов; 5—9 — на мікрозонді JXA-5 в ІГМР НАН України, аналітик Л.І. Кануннікова.

шої ситуації. Часто в результаті таких змін залишається всього 10—40 % від уранінітової матриці (рис. 3, 4).

За даними мікрозондового аналізу, уранініт належить до Th-вмісного різновиду бреггериту (табл. 3). Вміст торію в ньому змінюється від 1,15 до 10,07 %, за варіацій диоксиду урану в межах 62,044—82,539 %, оксиду свинцю — від 11,80 до 23,75 %. Типовими елементами-домішками в уранініті є рідкісноземельні елементи (до 1,05—2,5 %) з переважанням елементів ітрієвої групи. Серед інших елементів-домішок наявні кальцій, залізо, кремній.

Кофініт U(SiO₄)_{1-x}(OH)_{4x} як індивідуалізовану фазу фіксують достатньо рідко. Мінерал головним чином входить до складу полімінеральних зростків у вигляді реліктів серед вторинних уранових мінералів (табл. 3, ан. 9).

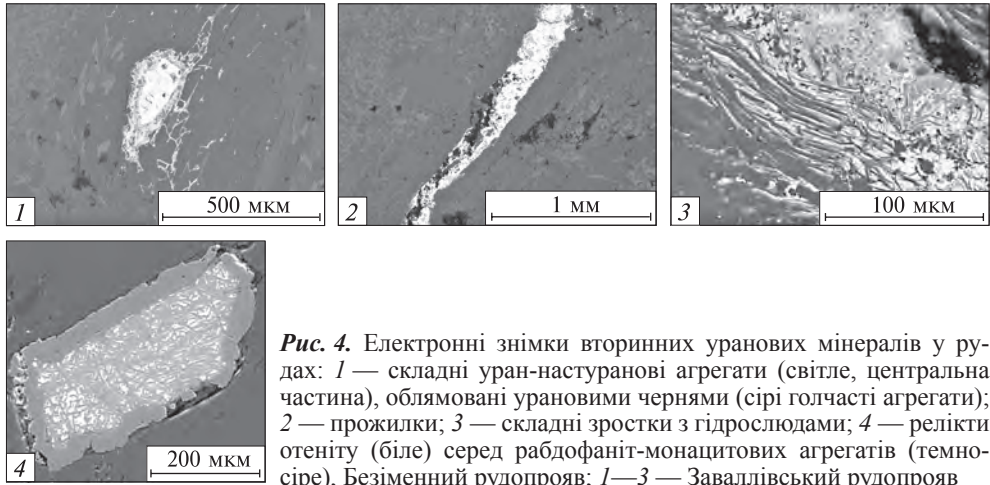


Рис. 4. Електронні знімки вторинних уранових мінералів у рудах: 1 — складні уран-настуранові агрегати (світле, центральна частина), облямовані урановими чернями (сірі голчасті агрегати); 2 — прожилки; 3 — складні зростки з гідрослюдами; 4 — релікти отеніту (біле) серед рабдофаніт-монацитових агрегатів (темно-сіре), Безіменний рудопрояв; 1—3 — Заваллівський рудопрояв

Fig. 4. Electronic images of secondary uranium minerals found in ores: 1 — complex aggregates of uranium-nasturan (light, the central part) in medium of sooty uraninite (grey needle aggregates); 2 — veinlets; 3 — complex intergrowths with hydromicas; 4 — relicts of autunite (white) among raddofanite-monazite aggregates (dark grey), Bezymenny ore manifestation. 1—3 — Zavalie ore manifestation

Таблиця 4. Хімічний склад мінералів торію з протерозойських родовищ і рудопроявів західної частини УЩ, за мікрозондовим аналізом, %

Table 4. Microprobe analyses of thorium minerals from Proterozoic deposits and ore manifestations of the western part of the Ukrainian Shield, %

Оксид	1	2	3	4	5	6
UO ₂	1,99	7,82	5,51	23,65	1,34	1,48
PbO	0,02	0,01	0,12	3,12	0,02	0,06
ThO ₂	41,69	38,87	44,68	42,25	67,71	69,13
SiO ₂	23,32	21,13	22,36	22,17	14,98	15,20
CaO	2,08	1,62	1,56	4,65	1,26	1,32
FeO	2,72	6,27	4,11	1,07	1,65	1,82
Ce ₂ O ₃	2,27	1,44	1,52	0,11	4,09	3,19
Y ₂ O ₃	8,63	6,35	6,84	1,53	2,04	1,53
ZrO ₂	0,09	0,54	0,29	0,10	0,22	1,93
Σ	82,81	84,05	86,99	98,65	93,31	95,66

П р и м і т к а. 1 — торит з високим вмістом рідкісноземельних елементів, св. 0424, гл. 174,3 м; 2—4 — ураноторити, там само; 5, 6 — торити із біотит-олігоклаз-кварц-мікроклінового метасоматиту. Аналізи виконані на приладі JСХА-733 в Технічному центрі НАН України, аналітик В.Б. Соболев.

Згідно з проведеними нами ізотопно-геохімічними дослідженнями уранінітів із рудоносних кварц-біотит-амфібол-піроксен-мікроклінових метасоматитів, вік уранового зруденіння на Калинівському родовищі становить 2029 ± 6,2 млн років.

Вторинні (гіпергенні) мінерали урану розвиваються переважно в зонах гіпергенезу за рахунок первинних мінералів урану та акцесоріїв. У результаті переходу урану в активний стан підвищується його загальний вміст у рудах.

Зазвичай вторинна уранова мінералізація представлена порошкоподібними, землистими масами, жильними виповненнями, примазками по тріщинах сколу та шаруватості за наявності значної кількості гідроксидів і сульфідів заліза.

Уранові черні — головні вторинні мінерали, трапляються майже на всіх родовищах у вигляді плівок, скориночок, алотріоморфнозернистих мас, розгалужених прожилків і складних зростків з гідрослюдами, глинистими мінералами, хлоритом (рис. 4). Часто встановлюють просторовий зв'язок уранової черні з піритом, сфалеритом, гідроксидами заліза, мангану, свинцю. Хімічний склад мінералу за даними мікрозондового аналізу непостійний, %: UO_2 81,05—89,74; PbO 0,01; FeO 0,27—0,96; CaO 1,64—2,76; P_2O_5 1,75—2,19.

Настуран знайдено у складних зростках з уранінітом і урановою черню (див. рис. 3, 1). За інтенсивністю забарвлення настуран у відбитому світлі займає проміжне положення між уранінітом і урановою черню.

Отеніт $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 6H_2O$ (?) — надзвичайно рідкісний мінерал у подібних асоціаціях з групи уранових слюдок. Принаймні близький за хімічним складом мінерал до водного уранілфосфату кальцію встановлено нами у зростках з рабдофанітом і монацитом (рис. 4). Мікрозондовим аналізом у складі мінералу було визначено, %: FeO 1,12; CaO 4,82; P_2O_5 12,36; UO_2 51,08.

Мінерали торію. В рудних геохімічних процесах торій за поведінкою дещо відрізняється від урану. Торій значною мірою розсіяний серед акцесорних мінералів. Максимальний його вміст встановлено в монацитах (до 16 %) і бреггеритах Калинівського родовища (до 10 %). Підвищений вміст торію визначено і в інших акцесорних мінералах. В екзогенних процесах активність торію незначна.

Торит $ThU(SiO_4)$ є власне єдиним мінералом торію і представлений за кольором торитом і оранжитом, за хімічним складом — торитом, ураноторитом, торогумітом і REE-торогумітом. У складі мінералу завжди наявні домішки урану (табл. 4). У піроксенвмісних мікроклінових метасоматитах встановлено ураноторит (UO_2 — 23,63 %).

Торит, крім торогуміту (гідроксилвмісний та гідратований різновид мінералів вищезазначеної групи), вторинних мінералів не утворює.

Висновки. Незважаючи на те що інтерес до родовищ калій-уранової формації значною мірою послабшав, проблема вивчення продуктивності U-Th-REE руд у зв'язку зі створенням резервної бази уранових руд України найближчим часом може стати цілком актуальною. На цьому етапі мінералогічних досліджень вищезазначений тип родовищ може становити і суто науковий інтерес як один з найраніших чинників ендегенної концентрації радіоактивної речовини в геологічній історії регіону. Особливості локалізації і мінеральний склад уранового зруденіння вказують на існуючу індивідуальність епох уранового рудогенезу в докембрії УЩ, що пов'язано з глобальною еволюцією геодинамічних умов, які, у свою чергу, впливають і на масштаби зруденіння, і на якісні характеристики руд. Мінералого-геохімічні особливості U-Th-REE зруденіння, що починало формуватися в археї, дещо відрізняються від таких палеопротерозою різноманітним метасоматичним процесів і мінеральним складом. Характерні ознаки гіпогенних уранових мінералів K-U формації відрізняються від ознак уранових мінералів натрій-уранової формації насамперед значною роллю торію та рідкісноземельних елементів у їх хімічному складі. Типохімізм головних уранових мінералів — уранінітів і бранеритів — підтверджує одне з основних положень пошукової мінералогії про те, що одні й ті самі мінерали, які спостерігаються в різних генетичних та формаційних типах руд, завжди різняться за особливостями хімічного складу.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений. — Киев: Наук. думка, 1995. — 396 с.
2. Кононов Ю.В., Нечаев С.В. О связи редкоземельного оруденения с метасоматическими процессами в докембрийских мигматитах // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. — М.: Наука, 1966. — С. 350—355.
3. Ракович Ф.И., Шаркий О.П., Соколова Л.Н. Микрорентгеноспектральное исследование уранотитанатов // Геол. журн. — 1970. — Т. 30, № 4. — С. 119—125.
4. Корнеева Н.Г. Минералогические критерии поисков калиевых метасоматитов докембрия с акцессорной рудной минерализацией // Там же. — 1983. — Т. 43, № 1. — С. 125—128.
5. Семка В.А., Пономаренко А.Н., Бондаренко С.Н. и др. Дибровское редкоземельно-ураноториевое месторождение в Приазовском мегаблоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 2010. — Вып. 28. — С. 48—76.
6. Переверзев С.И., Лазаренко Е.Э. Петрохимические и геохимические особенности гранитоидов Западно-Приазовского района // Геол. журн. — 1990. — № 3. — С. 41—51.
7. Кичурчак В.М., Бойко А.З., Берзенин Б.З. О разрезе сачкинской свиты центрально-приазовской серии в северном обрамлении Дибровской структуры (Западное Приазовье) // Там же. — 1991. — № 4. — С. 101—107.
8. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 366 с.
9. Семка В.А., Пономаренко А.Н., Бондаренко С.Н. О правомерности выделения дибровской свиты в Приазовском мегаблоке Украинского щита // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы: Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф., г. Киев, 31 мая — 4 июня 2010 г. — Киев, 2010. — С. 217—220.
10. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. — М.: Изд-во иностр. лит., 1962. — 1134 с.
11. Терехов В.Я., Егоров Н.И., Баюшкин И.М., Минеев Д.А. — М.: Энергоатомиздат, 1987. — 360 с.
12. Ponomarenko A.N., Syomka V.A., Bondarenko S.N., Grinchenko A.V. A new type of rare-earth-uranium mineralization in the Ukrainian shield // 13th IAGOD Quadrennia Symp., Adelaide, April 2010. — Adelaide, 2010. — P. 49—51.
13. Бондаренко С.М., Грінченко О.В., Іванов Б.Н., Сьомка В.О. Мінералого-геохімічні особливості уранового та золотого зруденіння Братсько-Звенигородської металогенічної зони // Геологія та генезис рудних родовищ України (сучасний стан, нові підходи, проблеми, рішення): Зб. матеріалів наук.-техн. наради (м. Київ, 27—29 квіт. 2004 р.). — К.: Департамент Держ. геол. служби Держ. ком. природ. ресурсів, 2004.
14. Сьомка В.О., Іванов Б.Н., Пономаренко О.М. та ін. Петрогеохімічні особливості рідкісноземельно-торій-уранових пегматитів центральної частини Українського щита і проблеми їх генезису // Мінерал. журн. — 2008. — Т. 30, № 1. — С. 94—103.
15. Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Паталаха М.Е. та ін. Новий рудопрояв калій-уранової формації в Кочерівській тектонічній зоні (Північно-Західний район Українського щита) // Там само. — 2006. — Т. 28, № 4. — С. 59—75.

Надійшла 19.03.2012

С.Н. Бондаренко, В.А. Семка, Л.М. Степанюк, А.В. Гринченко

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
КАЛИЙ-УРАНОВОЙ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Приведены результаты рудно-минералогических исследований урановых руд на докембрийских месторождениях и рудопроявлениях калий-урановой формации Украинского щита. Установлено, что, несмотря на различный геологический возраст вмещающих пород, урановое оруденение толщ, формирование главных продуктивных уран-ториевых минеральных ассоциаций происходило на рубеже 2 млрд лет назад. Так, для рудопроявления Диброва, которое локализовано среди мезоархейских ультраметаморфических пород шевченковского комплекса Западного Приазовья, характерна браннерит-настурановая ассоциа-

ция возрастом 1983 млн лет. Урановая минерализация формировалась в результате перераспределения урана и тория в процессе гидротермально-метасоматических преобразований ранних ураноносных акцессорных минералов, главным образом монацита.

В месторождениях и рудопроявлениях, связанных с классическими щелочными метасоматитами калиевого ряда, которые синхронизируются с процессами протерозойской региональной гранитизации, главными гипогенными рудными минералами являются уранинит (бреггерит и клеваит), коффинит, торит, торинанит. Среди вторичных минералов установлены настуран, торогумит, урановые черни, гидроксиды и силикаты уранила. С помощью микрозондового анализа изучены типохимические особенности многих урановых и ториевых минералов. Доказано, что типичные особенности главных гипогенных урановых минералов K-U формации отличаются от таковых минералов Na-U формации. Условия локализации и минералого-геохимические особенности месторождений и рудопроявлений K-U формации указывают на универсальный процесс их формирования, что предусматривает единый механизм их рудообразования.

Ключевые слова: калий-урановый тип, метасоматоз, оруденение, торий, уран, браннерит, уранинит.

S.M. Bondarenko, V.O. Syomka, L.M. Stepanyuk, O.V. Grinchenko

NEW DATA ON MINERALOGY OF URANIUM MINERALIZATION OF POTASSIUM-URANIUM FORMATION OF THE UKRAINIAN SHIELD

This paper presents the results of ore-mineralogical investigations of Precambrian uranium ore deposits and manifestations of potassium-uranium formation of Ukrainian Shield. It is established, that despite different geological ages found for enclosing rocks, uranium mineralization, the formation of major productive uranium-thorium mineralogical associations is confined to 2 Ma age boundary. For example, in ore manifestation Dibrova, which is localized in Mesoproterozoic ultrametamorphic rocks of Shevchenkivsky complex of the Western Azov area, characteristic brannerite-nasturan association was dated at the age of 1983 Ma. Uranium mineralization is formed as a result of uranium and thorium redistribution during hydrothermal-metasomatic alterations of early uraniferous accessory minerals, mostly monocyte.

Uraninite (breggerit and cleveite), coffinite, thorite and thorianite are the main ore minerals found in deposits and ore manifestations associated with potassic metasomatites which are coeval with Proterozoic regional granitisation. Among secondary minerals nasturan, thorongumite, sooty uraninite, uranyl hydroxides and silicates are established. Typochemical features of many uranium and thorium minerals are studied by means of microprobe analysis. It is proved, that typomorphic features of major uranium minerals of K-U formation differ from those of Na-U formation. Setting conditions and mineralogical-geochemical features of ore deposits and manifestations of K-U formation testify to universal process of their formation that support uniform mode of ore mineralization.

Keywords: potassium-uranium type, metasomatism, mineralization, thorium, uranium, brannerite, uraninite.